



UNIVERSITÀ  
DEGLI STUDI  
DI PADOVA

Sede Amministrativa: Università degli Studi di Padova

Dipartimento di *Ingegneria Civile, Edile ed Ambientale*

---

SCUOLA DI DOTTORATO DI RICERCA IN: SCIENZE DELL'INGEGNERIA CIVILE ED AMBIENTALE

CICLO XXIV

**PROCESSI DI PROPAGAZIONE DELLE PIENE E DI  
INFILTRAZIONE LUNGO I CONOIDI DEL CELLINA E  
MEDUNA**

**Direttore della Scuola** : Ch.mo Prof. Stefano Lanzoni

**Supervisor** : Ch.mo Prof. Luigi D'Alpaos

Ch.mo Prof. Andrea Defina

**Dottorando** : Marco Gamba



A Federica, Ernesto e Tobia



## Abstract

The thesis deals with the problem of modeling flood propagation along large and permeable alluvial fans in which non negligible infiltration and sub-channel flow is present. In particular, the study considers the large alluvial fans of Cellina and Meduna rivers, Livenza River Basin, District of the Eastern Alps. These alluvial fans, located at the mouth of their mountain basins and manned by hydroelectric reservoirs, represent the connection between the mountain part and the plain part of the two streams, which then merge into the Livenza River. In the early chapters of the thesis, the natural environment is described and a review is made of some of the previous studies about the propagation and infiltration phenomena along these two fans. In chapter three the proposed mathematical model for simulating runoff and infiltration phenomena, coupled together, is described. Starting from an available finite element model, which integrates the two-dimensional shallow water equations, a new model was developed. The proposed model couples the two-dimensional shallow water flow model with an original sub-surface module which accounts for the presence of infiltration and sub-channel flow. In the proposed model the interaction between surface runoff and sub-surface flow, linked through the vertical infiltration, is based on mass conservation (i.e., no dynamic interaction is included in the model). The sub-surface model uses a mixed "Horton-Dunne" representation of the infiltration processes and a loss of water for infiltration toward the deep layers of the ground is also included. The saturation of the hypodermic layer is assumed to occur when the amount of water incoming into the computational element (from adjacent cells and / or by precipitation) exceeds the infiltration capacity towards the deep layers (Hortonian mechanism). Moreover, we assume that surface runoff starts when the groundwater surface intersects or exceeds the land surface, that is to say, when the hypodermic layer is completely saturated (Dunne mechanism). The fourth chapter describes the monitoring networks and the available data used to validate the model. In the fifth chapter a sensitivity analysis, with respect to the main parameters used in the model, is described. The results of these simulations highlighted that the sub-channel flow is generally small when compared to free surface flow. However, the analysis also showed that flood peak and volume are largely reduced during the propagation both because of the water loss by infiltration and because of water storage in the ground surface layer. The sixth chapter describes the application of the model to three recent real events, provided with measured data. These are the flood events that occurred in November 2000, 2002 and 2010. The results demonstrate the effectiveness of the proposed model to simulate the flow over large, permeable alluvial fans.



## Sommario

Il lavoro affronta lo studio dei fenomeni di propagazione delle piene lungo le particolari strutture naturali dei conoidi alluvionali. Tali ammassi ghiaiosi durante il deflusso delle portate sono sede anche di fenomeni di infiltrazione. Lo studio è stato applicato agli ampi conoidi dei torrenti Cellina e Meduna, nel bacino del fiume Livenza, distretto delle Alpi orientali. I conoidi, situati allo sbocco dei rispettivi bacini montani e presidiati da serbatoi idroelettrici, rappresentano il collegamento tra la parte montana e quella di pianura dei due corsi d'acqua che poi confluiscono nel Livenza. Nei primi capitoli viene inquadrato l'ambiente naturale oggetto del lavoro e sono recensiti alcuni dei precedenti studi conoscitivi e sui fenomeni di propagazione ed infiltrazione lungo i due conoidi. Nel capitolo terzo è descritta l'originale soluzione per la trattazione dei fenomeni accoppiati del deflusso ed infiltrazione. Sulla base di un modello propagatorio bidimensionale ad elementi finiti è stato sviluppato e messo a punto un apposito modulo che integra il modello bidimensionale per considerare in maniera accoppiata il deflusso superficiale e quello sub-superficiale, considerando quindi la presenza dell'acqua anche negli strati sub-superficiali del terreno. Lo strato di terreno considerato nella schematizzazione è perciò interpretato dal modello come un mezzo poroso, del quale vengono prese in considerazione proprietà fisiche quali la porosità e la conducibilità idraulica. Nel modello proposto l'interazione tra deflusso superficiale e sub-superficiale, legata ai processi di infiltrazione verticale, è descritta in modo da consentire di mantenere una struttura semplice dello schema numerico, comportando modifiche non sostanziali dell'equazione di continuità e delle equazioni della dinamica, per tener conto della porosità del terreno e del flusso nel mezzo poroso stesso.

Nel caso in esame la conducibilità idraulica verticale nello strato superficiale del terreno (strato ipodermico) è sufficientemente grande in relazione allo spessore dello strato stesso, e si può quindi assumere che il modello rappresenti in modo adeguato i processi fisici reali. Da questo punto di vista, è possibile interpretarla come una schematizzazione mista Hortoniana-Dunniana del processo di saturazione dei suoli, considerando nel modello una eventuale perdita d'acqua per infiltrazione verso gli strati profondi del terreno. In questo modo si può riassumere che la saturazione dello strato ipodermico avvenga quando l'ammontare di acqua in arrivo all'elemento di calcolo (dalle celle adiacenti e/o da precipitazione) eccede la capacità di infiltrazione verso gli strati profondi (meccanismo Hortoniano) e che il deflusso superficiale inizi quando la superficie di falda interseca o supera la quota del terreno, cioè quando lo strato ipodermico è completamente saturo (meccanismo Dunniano).

Nel quarto capitolo sono descritte le reti di monitoraggio e i dati disponibili utilizzati per la validazione del modello.

Nel capitolo quinto sono descritte le analisi di sensibilità rispetto ai principali parametri utilizzati nel modulo. Le indicazioni ricavate da questa prima fase di simulazioni hanno messo in evidenza come le portate di filtrazione, cioè riferibili alla parte di subalveo, risultino trascurabilmente piccole rispetto alle portate di piena. Inoltre è stato evidenziato come si sviluppino marcati effetti di laminazione dovuti alla saturazione del subalveo, per effetto dell'invaso e come l'infiltrazione profonda abbia un ruolo importante nella riduzione dei volumi in transito.

Nel capitolo sesto viene descritta l'applicazione del modello accoppiato a tre eventi reali recenti e quindi caratterizzati da un discreto grado di conoscenza dei valori misurati. Si tratta delle piene accadute nei mesi di novembre del 2000, 2002 e nel recente 2010. Il modulo si è dimostrato in grado di riprodurre l'andamento dei livelli nella sezione di riscontro a valle delle tratte dei torrenti Cellina e Meduna caratterizzate dalla presenza dei conoidi alluvionali.



## **Ringraziamenti**

Ringrazio i miei supervisori, Prof. Luigi D'Alpaos e Prof. Andrea Defina, per i preziosi consigli e insegnamenti e per l'incoraggiamento nel portare a termine questo percorso formativo intrapreso nell'ambito della carriera professionale.

Ringrazio l'ing. Daniele Viero e l'ing. Luca Carniello per i suggerimenti e le indicazioni sullo sviluppo del lavoro.

Un grazie all'ing. Bruno Matticchio per i consigli sull'applicazione dei modelli e al dott. Alberto Cisotto per quelli sull'idrogeologia dei conoidi, all'ing. Nino Aprilis per i sopralluoghi nei luoghi dello studio.

Un ringraziamento particolare all'ing. Francesco Baruffi, ideologo e sostenitore di questo percorso formativo, all'ing. Alfredo Caielli, già Segretario Generale dell'Autorità di bacino dei fiumi Isonzo, Tagliamento, Livenza, Piave, Brenta-Bacchiglione, e al suo successore, ing. Roberto Casarin, che hanno sostenuto questo percorso formativo-lavorativo.



# Indice

<b>Introduzione</b>	<b>1</b>
<b>1 Cenni oroidrografici e geologici</b>	<b>3</b>
1.1 Orografia e idrografia . . . . .	3
1.2 Geologia . . . . .	4
1.3 Morfologia . . . . .	8
<b>2 Studi precedenti</b>	<b>9</b>
2.1 Modello concettuale . . . . .	10
2.2 Modello idrogeologico . . . . .	11
2.3 Modello Propagatorio . . . . .	14
2.4 Evoluzione Morfologica Cellina . . . . .	15
<b>3 Modello Propagatorio</b>	<b>17</b>
3.1 Introduzione . . . . .	17
3.2 Il modello bidimensionale accoppiato . . . . .	18
3.3 La transizione asciutto-bagnato . . . . .	20
3.4 Le equazioni del moto superficiale e subsuperficiale . . . . .	23
3.5 Deflusso superficiale . . . . .	23
3.6 Deflusso subsuperficiale . . . . .	28
3.7 Continuità . . . . .	31
3.8 Schema concettuale del modello accoppiato . . . . .	34
3.9 Parametri impiegati nel modello . . . . .	36
3.9.1 Coefficiente di scabrezza . . . . .	36
3.9.2 Ampiezza delle irregolarità . . . . .	37
3.9.3 Spessore dello strato permeabile . . . . .	38
3.9.4 Coefficiente di conducibilità idraulica . . . . .	38
3.9.5 Massima infiltrazione profonda e coefficiente di forma . . . . .	38
<b>4 Dati</b>	<b>41</b>
4.1 Rete monitoraggio . . . . .	41
4.2 Stazione subalveo . . . . .	42
4.3 Portate e livelli . . . . .	44

<b>5</b>	<b>Analisi di sensibilità</b>	<b>45</b>
5.1	Introduzione . . . . .	45
5.2	Alveo inizialmente bagnato . . . . .	45
5.2.1	Influenza della porosità dello strato permeabile . . . . .	46
5.2.2	Influenza della massima infiltrazione profonda . . . . .	47
5.2.3	Influenza della porosità dello strato permeabile con parametri base . . . . .	49
5.3	Alveo inizialmente asciutto . . . . .	51
5.3.1	Influenza della porosità $n$ e dello spessore $d$ . . . . .	51
5.3.2	Influenza della conducibilità idraulica . . . . .	53
<b>6</b>	<b>Applicazione ad eventi reali</b>	<b>59</b>
6.1	Introduzione . . . . .	59
6.2	Definizione dei parametri . . . . .	59
6.3	Evento di piena del novembre 2000 . . . . .	63
6.4	Evento di piena del novembre 2002 . . . . .	64
6.5	Evento di piena del 31 ottobre - 1 novembre 2010 . . . . .	65
6.6	Considerazioni comparate . . . . .	70
<b>7</b>	<b>Conclusioni</b>	<b>73</b>
	<b>Bibliografia</b>	<b>75</b>

# Elenco delle figure

1.1	Bacino del fiume Livenza . . . . .	4
1.2	Idrografia del bacino del fiume Livenza . . . . .	5
2.1	Stratigrafia Pozzo loc. Orgnese sul Meduna . . . . .	12
2.2	Modello idrogeologico . . . . .	13
3.1	Percentuale di area bagnata $\eta$ in funzione della quota della superficie libera. $Y_{lim}$ ha lo stesso significato di $a_r$ . . . . .	21
3.2	Rappresentazione di $\varphi$ , $\Theta$ e $\eta$ . . . . .	21
3.3	Andamento delle funzioni $\eta$ e $Y/a_r$ . . . . .	22
3.4	campo di moto sotterraneo e superficiale . . . . .	32
4.1	Rete di misura della RAFVG nel bacino del Livenza . . . . .	42
4.2	Stazione di misura idrometrica a Vajont sul t. Cellina vista da monte . . . . .	43
4.3	Piezometro per la misura idrometrica a Vajont sul t. Cellina . . . . .	43
5.1	Portate in ingresso ai conoidi per un evento sintetico con Tr 10 anni . . . . .	46
5.2	Livelli idrometrici al variare della porosità $n$ dello strato permeabile . . . . .	47
5.3	Livelli idrometrici al variare della massima infiltrazione profonda $f_{max}$ . . . . .	48
5.4	Portate al variare della massima infiltrazione profonda $f_{max}$ . . . . .	48
5.5	Livelli idrometrici al variare della porosità $n$ con parametri di base . . . . .	50
5.6	Portate superficiali al variare della porosità $n$ con parametri di base . . . . .	50
5.7	Livelli idrometrici al variare della porosità $n$ e spessore $d$ senza immissione iniziale di portata . . . . .	52
5.8	Portate al variare della porosità $n$ e spessore $d$ senza immissione iniziale di portata . . . . .	52
5.9	Livelli idrometrici al variare della permeabilità $k \leq 1$ senza immissione iniziale di portata . . . . .	54

5.10	Livelli idrometrici al variare della permeabilità $k \geq 1$ senza immissione iniziale di portata . . . . .	54
5.11	Portate al variare della permeabilità $k \leq 1$ senza immissione iniziale di portata . . . . .	55
5.12	Portate al variare della permeabilità $k \geq 1$ senza immissione iniziale di portata . . . . .	55
5.13	Allargamento del filone corrente sub superficiale nel caso con permeabilità $K=10$ rispetto al caso con $k = 0.001$ - senza immissione iniziale di portata . . . . .	57
5.14	Portate superficiale e profonda in una sezione intermedia a valle della confluenza del Cellina in Meduna al variare della permeabilità $k$ . . . . .	57
6.1	Piena del novembre 2000 in uscita dai serbatoi montani . . .	60
6.2	Piena del novembre 2002 in uscita dai serbatoi montani . . .	60
6.3	Piena del novembre 2010 in uscita dai serbatoi montani . . .	61
6.4	Livelli idrometrici misurati e calcolati alla sezione di P.te Meduna - nov. 2000 . . . . .	63
6.5	Portate calcolate alla sezione di P.te Meduna - nov. 2000 . . .	64
6.6	Livelli idrometrici misurati e calcolati alla sezione di P.te Meduna - nov. 2002 . . . . .	65
6.7	Portate calcolate alla sezione di P.te Meduna - nov. 2002 . . .	66
6.8	Livelli idrometrici misurati e calcolati alla sezione di P.te Meduna - nov. 2010 . . . . .	67
6.9	Portate calcolate alla sezione di P.te Meduna - nov. 2010 . . .	67
6.10	Livelli idrometrici misurati e calcolati alla sezione di Vajont sul Cellina - nov. 2010 . . . . .	68
6.11	Tiranti idrometrici misurati e calcolati alla sezione di Vajont sul Cellina - nov. 2010 . . . . .	69
6.12	Portate calcolate alla sezione di Vajont sul Cellina - nov. 2010	69

# Introduzione

I conoidi alluvionali dei torrenti Cellina e Meduna, posti all'uscita dei rispettivi bacini montani, rivestono un ruolo importante nella propagazione delle piene che, più a valle, si uniscono a quelle proprie del fiume Livenza. Caratterizzate da ammassi ghiaiosi, di diversi potenti spessori, queste aree hanno una indubbia capacità di infiltrazione, ma di difficile quantificazione. Nel corso del tempo sono state oggetto di numerosi studi finalizzati alla loro caratterizzazione, sotto molteplici aspetti scientifici. La quantificazione dell'infiltrazione durante la propagazione delle portate esitate dai serbatoi posti alla chiusura dei rispettivi bacini montani (diga di Ravedis e diga di Ponte Racli) lungo i conoidi alluvionali, è di particolare importanza nella stima degli idrogrammi che si presentano a valle della confluenza tra il torrente Cellina e il torrente Meduna, soprattutto durante i fenomeni di piena. La valutazione della quantità di portata infiltrata durante i più importanti eventi di piena del passato è stata affrontata in diversi studi, sulla base di ricostruzioni degli eventi, anche mediante modelli matematici, e le risultanze delle indagini disponibili forniscono indicazioni spesso discordanti, a dimostrazione della complessità del fenomeno e della difficoltà di stimarne l'effettiva potenzialità in mancanza di dati misurati, sia nel passato sia in tempi più recenti.

Non di meno persiste l'importanza di conoscere al meglio il potere assorbente di queste formazioni litologiche. Le valutazioni sulle portate infiltrate effettuate negli studi del passato variano da qualche centinaio di metri cubi al secondo a valori superiori al migliaio. Le analisi più recenti sono orientate a ridimensionare il puro fenomeno dell'infiltrazione, inteso come capacità di riduzione delle portate massime in arrivo al corso vallivo del Meduna. Il fenomeno pare essere fortemente influenzato dalle condizioni iniziali di saturazione dell'ammasso alluvionale e dalle portate che, soprattutto durante gli episodi di piena di notevole durata, vengono restituite in alveo in corrispondenza della linea delle risorgive, poste a valle dei conoidi. Gli elementi sperimentali disponibili continuano a rimanere poco numerosi, rendendo le stime difficilmente attendibili.

Il lavoro nel seguito descritto riguarda l'applicazione allo studio della propagazione delle piene lungo i conoidi del Cellina e Meduna di un nuovo modello bidimensionale, che accoppia un sistema di equazioni per la pro-

pagazione di onde lunghe in acque basse a quelle che descrivono il moto di filtrazione di sub-alveo. L'applicazione prende in esame alcuni dei maggiori eventi di piena occorsi sul bacino in tempi recenti, corredati, a differenza degli eventi del secolo scorso, di dati di misura idrometrica più attendibili e, in buona parte, non disponibili in precedenza.



# Capitolo 1

## Cenni oroidrografici e geologici

### 1.1 Orografia e idrografia

I torrenti Cellina e Meduna appartengono al bacino idrografico del Livenza. Il fiume Livenza vero e proprio ha le sorgenti presso Polcenigo, ai piedi dell'altipiano del Cansiglio. Il suo principale affluente di sinistra è appunto il Meduna che, più a monte della confluenza con il Livenza, riceve a sua volta in destra il torrente Cellina. Il bacino imbrifero del Livenza a monte dell'immissione del Meduna è estremamente ridotto, e la maggior parte di esso è praticamente riferibile ai suoi due principali affluenti. La sorgente principale del Livenza, Sorgente della Santissima, è situata a 36 m s.m. Poco più a Nord, a quota 57 m s.m., si trova un'altra grande sorgente, della portata di circa  $3 \text{ m}^3/\text{s}$  (circa metà della precedente), che tramite l'omonimo torrente Gorgazzo versa le sue acque nel Livenza. Alcune altre sorgenti minori fanno corona alle due principali. Il corso del Livenza, dalle sorgenti fino alla confluenza con il Meduna, scorre sostanzialmente in direzione Nord-Sud - Sud-Est. Poco a valle delle sue sorgenti, in sinistra, si immette il torrente Artugna.

Più a valle, non lontano dall'abitato di S. Martino, ha luogo la confluenza con il Meduna. Quest'ultimo inizia con due piccoli rii provenienti rispettivamente dalla forcella Cuel (1994 m s.m.) e dalla forcella Caserata (1516 m s.m.), procede in direzione da Ovest a Est fino alla confluenza col torrente Viellia sulla sinistra. Il corso d'acqua piega poi bruscamente verso Sud, Sud-Ovest fino allo sbocco in pianura. Più a valle il Meduna riceve in destra il torrente Colvera e successivamente il Cellina, suo principale affluente. Alla confluenza con il Cellina il bacino imbrifero del Meduna ha un'estensione di poco superiore a  $215 \text{ Km}^2$ . Il Cellina è originato dalla confluenza di tre torrenti, che si riuniscono quasi nello stesso punto, in corrispondenza della spianata di Pinedo: il Cimoliana, il Settimana e il Cellina di Claut. Il primo nasce dal Passo del Lavinale (1977 m s.m.) e si sviluppa per 117 km circa. Il secondo prende origine dal gruppo del M. Caserata (2309 m s.m.) e dal

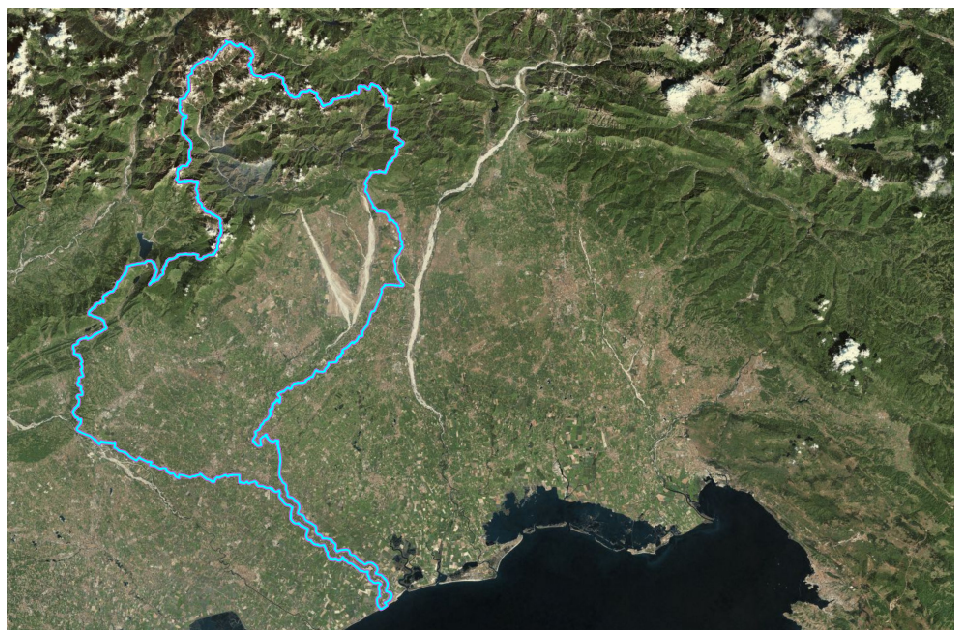


Figura 1.1: Bacino del fiume Livigno

Passo di Lareseit ( 1724 m s.m.) ed ha uno sviluppo di circa 60,5 km. Il Cellina di Claut infine, più a oriente, inizia da forcilla Caserata (1516 m s.m.) e confluisce con gli altri dopo poco più di 45 km di percorso. Dalla piana di Pinedo inizia il corso del Cellina in senso stretto che si dirige sinuosamente verso Sud-Est fino alla confluenza con il Meduna. Il suo bacino imbrifero ha un'estensione di circa 450 Km<sup>2</sup>.

Il bacino imbrifero dell'Alto Livigno confina a Ovest con il bacino del Piave, a Nord e ad Est con quello del Tagliamento. Il confine spartiacque passa per le seguenti cime principali, partendo dal monte Cavallo (2250 m s.m.) e procedendo in senso orario: M. Muri (2047 m s.m.); M. Messer (2223 m s.m.); M. Teverone (2346 m s.m.); Col Nudo (2139 m s.m.); M. Frugna (1839 m s.m.); M. Lodinii (1996 m s.m.); Cima Fortezza (2279 m s.m.); Cima Duranno (2652 m s.m.); Cima dei Preti (2703 m s.m.); Cima Monfalcone (2548 m s.m.); Forcella del Leone (2450 m s.m.); Cima Orticello (2118 m s.m.); M. Rua (2176 m s.m.); Vetta Fornezze (2110 m s.m.); M. Tamaruz (1928 m s.m.); M. Burlat (1814 m s.m.); M. Zuc di Santins (1310 m s.m.); M. Taiet (1369 m s.m.); M. Ciaurlec (1148 m s.m.).

## 1.2 Geologia

Volendo caratterizzare brevemente la geologia del bacino idrografico, si evidenzia come nelle Prealpi Carniche, con particolare riguardo agli alti bacini del Meduna e del Cellina, prevalgono nettamente le formazioni del Trias.

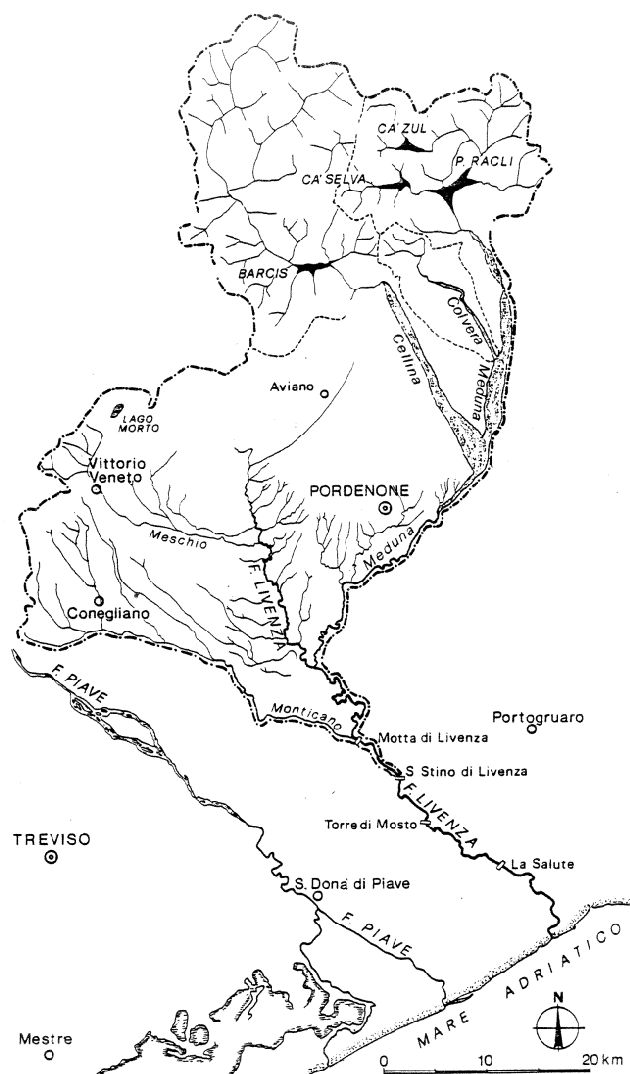


Figura 1.2: Idrografia del bacino del fiume Livenza

Il Norico costituisce quasi completamente l'orizzonte di base e presenta una superficie di affioramento notevolmente superiore a quella di ogni altro livello più recente. Nel Norico inferiore, di estensione limitata alla catena prealpina più settentrionale, il tipo litologico più frequente è quello di calcari dolomitici e marnoso-dolomitici, dal grigio al grigio-giallastro e al bruno, con interstrati scistoso-bituminosi anche abbondanti. La formazione prevalente nei bacini interessati è la Dolomia Principale (Trias superiore-Norico), i cui tipi litologici vanno dalla dolomia bianca, con venature giallo-rosa, ai calcari dolomitici grigio-bruni, ai calcari compatti biancastri, grigi, rosei. Nel bacino del Cellina di Claut si riscontrano anche notevoli formazioni del Giurese (Lias, Dogger e Malm) e del Cretaceo; le rocce che vi compaiono comprendono: calcari selciferi compatti bianchi e rossastri, calcari selciferi a venature marnose, calcari oolitici compatti, calcari mandorlati e marne, calcari a facies di Biancone, calcari di scogliera e a Rudiste, scaglia rossa con breccie a cemento marnoso, arenacee.

Il Cretaceo si riscontra anche nelle zone più vallive del Meduna (in sinistra) e del Cellina. Formazioni dell'Eocene e del Miocene affiorano poi in sinistra del Cellina di Claut, del Colvera e dell'Alba-Molassa e in destra del Meduna (prevalenza di marne e arenacee a facies di flysh, conglomerati calcarei con lignite e lenti sabbiose). Le formazioni del Quaternario si ritrovano nelle zone più vallive, sotto forma di conglomerati calcarei vari, morene, depositi glaciali e alluvionali, detriti di falda e frana, coni di deiezione.

Per quanto riguarda la permeabilità dei terreni, che verrà analizzata in seguito con particolare riferimento ai conoidi alluvionali, essa è variabile; risulta di valore medio nelle alte valli del Meduna e del Cellina di Claut a causa di fratture nella roccia e così pure in Val Silisia. Notevole permeabilità dovuta a fenomeni di carsismo si ha invece nella zona del Monte Cavallo, in sinistra del Cellina e ad Ovest di Barcis, in destra del torrente Alba fino ad Andreis, nelle colline di Montereale Cellina, Malnisio e Polcenigo. Zone praticamente impermeabili (scaglia rossa del Cretaceo superiore), si trovano presso Claut e Porto Pinedo, in destra del Cimoliana, sul Monte Fara e presso Maniago. Pure poco permeabili sono le rocce dell'Eocene verso la pianura. Le rocce impermeabili sono però ricoperte, in alcune zone, da notevoli coltri alluvionali, entro le quali l'acqua si infiltra, scomparendo dalla superficie. Il fenomeno si verifica per ampi tratti nelle valli Settimana, Cimoliana e nel Vallone di Gere (Cellina di Claut). Fenomeni analoghi si verificano, ma in misura minore, nel bacino del Meduna. Manifestazioni sorgentizie si hanno in diverse località, sia nel bacino del Cellina, sia in quello del Meduna (Porto Pinedo in Val Cellina, Tramonti di Sopra in Val Meduna, Fornat di Meduno e il Mulinat in destra del Pentina, la più ricca del Cellina). Importanti sorgenti si trovano pure alle falde dei monti Ciaurlec, S. Lorenzo e Fara.

All'uscita dai rispettivi bacini montani, il Cellina ed il Meduna presentano un tratto (lungo per entrambi più di 20 km, fino cioè alla loro confluenza) dalle caratteristiche comuni, i conoidi alluvionali per l'appunto, in cui scor-

rono i due torrenti. Il conoide del Cellina, più imponente ed intatto di quello del Meduna, evidenzia la caratteristica disposizione a ventaglio, con direzione prevalente da nord a sud. Si rilevano in esso le maggiori pendenze, che per l'ala destra passano da 1,2% (da Ponte Ravedis a S. Martino) a 1,3% (da S. Martino a Case Nogaredo) a 1,1% (da Nogaredo a Pordenone); e per l'ala sinistra da 1,15% (da Ponte Ravedis a Casa Dandolo) a 1,55% (da Casa Dandolo al guado di Vivaro). Meno appariscenti risultano invece le caratteristiche morfologiche dei conoidi del Colvera e del Meduna.

L'alveo dei due torrenti può raggiungere, nel tratto in esame, larghezze considerevoli, in alcuni punti anche di 2 km per il Meduna. La potenza massima del materasso ghiaioso è notevole, con profondità all'uscita dai bacini montani di oltre 150 m. Il grado di permeabilità dei due conoidi è tale che l'acqua di precipitazione viene interamente assorbita, tant'è che non esiste in sostanza una rete idrografica superficiale e l'alveo dei due torrenti è normalmente asciutto. Tale zona costituisce pertanto un gigantesco serbatoio sotterraneo, il cui volume d'invaso è stato stimato in circa 3,5 miliardi di m<sup>3</sup>. La falda freatica affiora all'unghia dei conoidi, formando un'ampia e ricchissima zona di risorgive, che da Cordenons si estende verso ovest, fino a ricollegarsi con le sorgenti carsiche del Livenza. Tali risorgive segnano per l'alta pianura il limite tra le alluvioni grossolane e quelle più sottili. La fascia interessata dall'affioramento di tali acque risorgive, in destra Meduna, ha una fronte di sviluppo di circa 20 km, con un'area filtrante di 240.000 m<sup>2</sup> e con una portata media che è stata valutata in circa 25 m<sup>3</sup>/s.

Riguardo la formazione del torrente Cellina, alcuni studi geologici collocano la sua formazione alla fase postglaciale. Con la fusione del ghiacciaio si scaricarono nell'alta pianura enormi quantità di materiale, sia liquido che solido, che portarono alla costruzione di un cono alluvionale, in conseguenza del continuo e ripetuto cambiamento di direzione del corso del torrente. Ne è risultato un cono di notevole estensione, regolare e con marcata pendenza. Esso presenta, come tutte le formazioni analoghe, una distribuzione granulometrica tipica e regolare: all'apice si trovano le ghiaie e i materiali più grossolani e, verso la cosiddetta unghia del conoide, quindi verso la bassa pianura, i materiali più fini (sabbie limi e argille). A questa fase di deposizione, con conseguente formazione del conoide, seguì una fase di erosione. In questa seconda fase l'acqua generò un solco di circa un chilometro di larghezza che si va sempre più approfondendo, raggiungendo, all'apice del conoide, uno spessore di quasi 40 metri. Scendendo verso valle lo spessore di questo solco diminuisce progressivamente, fino ad estinguersi nel punto in cui l'alveo del torrente si dispone a livello con la pianura circostante. Qui si apre a ventaglio sviluppando, nel conoide di origine quaternaria, un'altro piccolo conoide lungo circa 10 km tra Vivaro e Cordenons.

### 1.3 Morfologia

Nell'assetto attuale il torrente Cellina, dallo sbocco all'altezza della stretta di Ravedis (302 m slm) fino alla confluenza con il torrente Meduna (90 m slm), scorre totalmente sul conoide e presenta una morfologia dell'alveo caratterizzata da più canali che separano barre attive, c.d. a canali intrecciati. Dal punto di vista altimetrico si tratta di un letto piano, ovvero un alveo con un profilo longitudinale regolare e senza brusche variazioni, la cui pendenza media è pari al 1,2%; come già ricordato, l'alveo è costituito prevalentemente da sedimenti di tipo ghiaioso o ciottoloso. Lungo questo tratto del corso del torrente si riscontrano diverse opere di origine antropica, in particolare pennelli. Altre opere di rilevante impatto sono gli argini, soprattutto nella parte più vicina alla confluenza con il Meduna. Il torrente Cellina è inoltre caratterizzato attualmente da un'abbondante vegetazione riparia. Per quanto riguarda la vegetazione dell'alveo, la parte settentrionale si presenta ricca sia di vegetazione viva, erba e arbusti, che di detriti legnosi; nella parte meridionale, verso la confluenza, la vegetazione viva è presente solo nelle isole.

Il Conoide del torrente Meduna, anch'esso costituito da depositi del Quaternario, si presenta essenzialmente con alternanze di ghiaie più o meno cementate e, in percentuale minore, da sabbie, sabbie fini, limi e lenti di argilla. Tali depositi presentano una granulometria maggiormente grossolana a monte, con una netta prevalenza delle ghiaie, e più minuta verso valle, dove alle ghiaie si aggiungono sabbia, limo e argilla. Talora terreni prevalentemente argillosi e limosi sono rinvenibili nella parte più settentrionale dell'area in esame in prossimità del piede dei rilievi. Il torrente, nel corso degli anni, ha alternato periodi in cui è prevalsa l'azione erosiva su quella deposizionale con ampliamento o migrazione delle incisioni. Tale successione è visibile nei pressi di Solimbergo, dove sono presenti i terrazzi più estesi e più elevati, con altezze anche di 30 m. A monte della Stretta di Colle, in destra orografica, si possono distinguere quattro diversi ordini di terrazzi a quote medie di 209 m, 214 m, 216 m e 242 m. A valle della Stretta, le scarpate diminuiscono progressivamente in altezza, mentre sono chiaramente riconoscibili i piccoli canali abbandonati originati dalle fasi di piena.

## Capitolo 2

# Studi precedenti

Il ruolo dei conoidi nella propagazione delle onde di piena provenienti dai bacini montani, nel corso degli ultimi decenni, è stato oggetto di vari studi, sia di tipo geologico che modellistico. Di seguito si riportano i tratti essenziali di alcuni di essi, utilizzati nello sviluppo del presente lavoro.

Uno studio modellistico fondamentale risale agli anni '80. L'approccio considerato è di tipo concettuale [17]. L'effetto d'invaso superficiale e quello sotterraneo che caratterizza il deflusso lungo i due torrenti è simulato con due cascate di serbatoi lineari posti in parallelo. Un primo sistema ha il compito di simulare il deflusso profondo in subalveo, con le sue caratteristiche, che tenga in conto anche della sfasatura nel tempo rispetto al secondo sistema, che descrive invece il ritardo e la attenuazione dei colmi dovuti al solo effetto di invaso superficiale e alla propagazione sugli ampi letti ghiaiosi.

Una caratterizzazione idrogeologica, relativamente recente, del conoide del torrente Meduna, è stata affrontata nello studio redatto per conto dell'Autorità di bacino del 2004 [2]. Attraverso rilievi di campo, l'analisi delle precipitazioni e delle risposte della falda nei pozzi esistenti, la terebrazione di un apposito pozzo, sono state redatte una carta del modello idrogeologico del conoide, e le carte della permeabilità superficiale e dell'insaturo. Il lavoro in parte aggiorna un precedente studio eseguito nei primi anni '80 [27] che in maniera più ampia studiava gli aspetti idrogeologici e idraulici di entrambi i conoidi del Cellina e del Meduna. A sua volta, quest'ultimo studio rappresentava il proseguio di una prima parte, di carattere più conoscitivo, redatta dopo le alluvioni del 1965 e 1966 [28]. Tra i molteplici aspetti affrontati da queste indagini degli anni '70 e '80, fu posta, con lungimiranza, molta importanza alla misurazione di campo. Furono così sia eseguite delle campagne di misura in appositi pozzi sia installati dei misuratori di livello. Purtroppo durante gli anni degli studi non accaddero eventi significativi tali da fornire dati di piena. Da allora la rete di misura è stata ampliata ma nei limiti che verranno evidenziati nel corso del presente lavoro.

L'idea di accoppiare un modello propagatorio ad un modulo che tenga

conto del processo di infiltrazione è stata sperimentata sui conoidi del Cellina-Meduna nel corso di uno studio effettuato sempre per conto dell'Autorità di bacino. Un modello idrodinamico bidimensionale è stato integrato accoppiando un modello concettuale d'infiltrazione, secondo un approccio hortoniano, che considerasse la dispersione in alveo durante un evento di piena [3].

Una tesi di laurea del dipartimento di geografia dell'Università di Padova, nel 2008, ha affrontato l'evoluzione morfologica del conoide del torrente Cellina. In particolare sono state esaminate le variazioni di larghezza e di pendenza del Cellina a valle della tratta montana [23].

## 2.1 Modello concettuale

L'approccio considerato nello studio propone un modello per superare le incertezze che caratterizzano l'ambiente in studio [17]. Gli ammassi ghiaiosi ad elevata pendenza degli alvei dei conoidi, sono soggetti, durante gli eventi di piena, ad una certa mobilità, che ne modifica l'assetto geometrico. La scarsità di idonee misure di campo, al tempo dello studio, lasciava spazio a svariate ipotesi sulle caratteristiche dei moti filtranti. La descrizione del processo di infiltrazione risultava quindi alquanto ardua, tenendo conto, inoltre, che il mezzo assorbente è anche a saturazione variabile. Lo studio quindi non si propone di affrontare il fenomeno dell'infiltrazione, mediante l'integrazione numerica delle equazioni del moto, ma di descrivere in modo complessivo il ruolo idraulico delle ghiaie, sia dal punto di vista dell'infiltrazione, che della propagazione. Si pone quindi come obiettivo di rappresentare, gli effetti sia dell'invaso superficiale temporaneo della corrente, sia del parziale assorbimento delle portate fluenti in alveo e della loro successiva riapparizione ritardata attraverso la struttura di subalveo.

Il modello proposto schematizza il comportamento idraulico dei conoidi come due sistemi paralleli di serbatoi lineari, destinati a descrivere, il primo il deflusso profondo di subalveo, caratterizzato da maggior lentezza e ritardo, e il secondo il deflusso superficiale. Gli effetti combinati descrivono quindi le attenuazioni dei colmi che caratterizzano l'effetto di laminazione nei conoidi. Per descrivere questi sistemi, la portata entrante  $Q(t)$  in ciascuno dei due sistemi è espressa come somma di onde elementari:

$$Q(t) = \frac{a^m V t^{m-1} e^{-at}}{\Gamma(m)} \quad (2.1)$$

dove  $a$  e  $m$  sono dei parametri per descrivere la forma dell'onda,  $V$  il volume complessivo e  $\Gamma(m)$  la funzione gamma.

Tale approccio è stato applicato alle piene avvenute nel 1965 e 1966 ottenendo due serie di valori dei parametri caratteristici dei deflussi superficiali e profondi. Se da un lato risulta confermata la difficoltà di stimare i para-



metri con i pochi dati disponibili sui ritardi delle onde a valle dei conoidi, dall'altro la stima dei colmi e dei volumi risulta soddisfacente per il campo di variabilità assunto nella taratura dei parametri.

## 2.2 Modello idrogeologico

Uno studio di caratterizzazione idrogeologica di notevole importanza è stato realizzato per il torrente Meduna [2]. L'indagine è stata effettuata mediante indagini geognostiche ed idrogeologiche (pozzi geognostici, prove di permeabilità, curve granulometriche, tomografie elettriche,..) tra le quali un apposito sondaggio spinto fino alla profondità di 210 m. La zona di indagine ha riguardato la tratta compresa tra Ponte Maraldi, sbocco dell'area pedemontana, fino ai magredi di Vivaro. In particolare sono stati analizzati tre transetti in corrispondenza di Orgnese (poco a Nord di Colle), Tesis (confluenza Colvera) e tra Vivaro e Rauscedo (a monte immissione Cellina). Il sondaggio profondo è stato eseguito a monte della stretta di Colle, alla sezione di Orgnese. Lo studio delinea un modello idrogeologico dell'ammasso, stimando i principali comportamenti delle acque nel substrato. Trova conferma l'ipotesi, già avanzata in precedenti studi senza specifiche indagini a supporto, di una direzione prevalente dell'acqua secondo l'asse SSW.

La terebrazione di un apposito pozzo, spinto fino a raggiungere il basamento prequaternario, ha permesso di eseguire delle misure sulla velocità dell'acqua sotterranea nei diversi strati. In particolare, sono state eseguite due misure a differenti profondità negli strati permeabili sciolti, dove la circolazione è riconducibile al moto in un mezzo poroso; una terza misura è stata effettuata nello strato più profondo del pozzo, a oltre 200 m dal p.c., in corrispondenza del cosiddetto conglomerato permeabile dove la circolazione si suppone avvenga per vie preferenziali, all'interno di fratture. Le misure hanno evidenziato valori di velocità maggiori nel conglomerato profondo, mentre nel mezzo poroso risulta un valore maggiore in prossimità della superficie della falda. In figura 2.1 è riportata la stratigrafia ricavata dalle analisi effettuate a seguito della terebrazione.

Infine, un dato importante è risultato dalla correlazione tra le precipitazioni e i livelli riscontrabili nel pozzo terebrato e in due pozzi piezometrici monitorati della Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia [RFVG]. L'andamento della falda appare legato alle alimentazioni con uno sfasamento temporale di circa 2 mesi. Nel pozzo di Orgnese le misure hanno evidenziato una risposta della falda abbastanza rapida agli eventi intensi e duraturi.

Nelle cartografie, appositamente redatte a corredo dello studio, vengono delineati l'estensione e le caratteristiche del acquifero: in sinistra Meduna, le acque sono confinate da quelle afferenti al Tagliamento, dotate di maggior prevalenza, già in prossimità dell'asta fluviale; sulla destra, si può distinguere un andamento in direzione ovest in fase di magra, andamento che si direziona

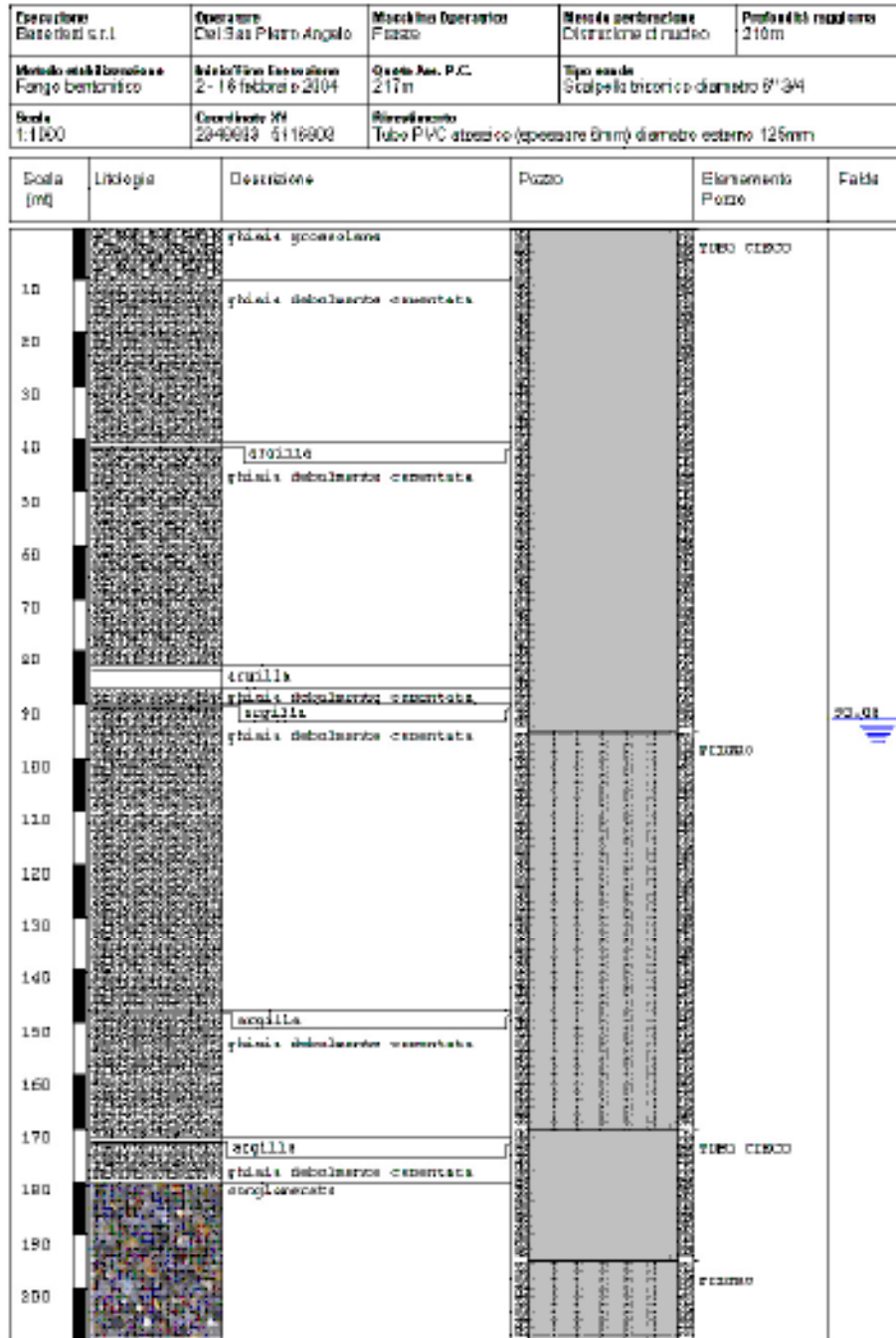


Figura 2.1: Stratigrafia Pozzo loc. Orgnese sul Meduna



quasi parallelo all'alveo durante le piene, quando risultano anche apporti dal Cellina. L'escursione di falda raggiunge i 30 m nella parte di monte, per scendere a circa 5 m in prossimità delle risorgive. La distanza dall'asse fluviale attenua i valori di oscillazione. In figura 2.2 è riportata la carta col modello idrogeologico dei conoidi. Lo studio propone anche delle valutazioni sulla capacità delle alluvioni del Meduna ad assorbire le precipitazioni. In particolare sono analizzate 3 zone, quella dell'Orgnese, a valle della stretta di Colle, verso Arba, e in prossimità dell'immissione del Cellina, nei pressi dei magredi di Vivaro. La forbice di valori, espressi in mm/h per facilità di confronto con le usuali misure idrologiche, si pone tra 360 e 3.6 nella parte alta, dove i valori minimi sono da ricondursi alla presenza di lenti ghiaioso sabbiose limose. Valori più elevati compresi tra 3600 e 36 caratterizzano la parte mediana, caratterizzata quindi da una buona capacità assorbente. Valori minori, compresi tra 36 e 3.6, sono caratteristici della zona di Vivaro.

### 2.3 Modello Propagatorio

Nello studio sulla propagazione delle piene eseguito per conto dell'Autorità di bacino nel 2005 [3], viene affiancato, ad un modello propagatorio bidimensionale, un modulo per tenere conto degli effetti dell'infiltrazione sulla laminazione. Si tratta di un modello concettuale Hortoniano, di derivazione idrologica, che considera un volume di controllo per l'acqua che s'infiltra nello strato più superficiale del materasso alluvionale. All'aumentare della saturazione, viene ridotta conseguentemente la capacità di assorbimento. La formulazione originale della legge di Horton,

$$f_{MAX} = f_{\infty} + (f_0 - f_{\infty}) \cdot e^{-kt} \quad (2.2)$$

dove  $f_0$  e  $f_{MAX}$  sono la capacità d'infiltrazione iniziale e in condizioni di saturazione, è stata opportunamente adattata per ovviare all'indipendenza dallo stato idrometrico della superficie di scorrimento e resa in termini di volume d'acqua invasato nel terreno:

$$\frac{d\zeta}{dt} = \eta f_0 - [\eta f_0 - (1 - \eta) f_{\infty}] \frac{\zeta}{\zeta_0} \quad (2.3)$$

Nella formulazione sopra riportata compaiono  $\zeta$  volume d'acqua per unità di superficie presente in un volume di controllo e  $\eta$ , che misura la percentuale di superficie asciutta, anche nel modello idrodinamico.

Lo studio, avvalendosi di alcuni valori di riferimento per i parametri essenziali in gioco, effettua alcune prove preliminari di taratura dei suddetti parametri e applica quindi il modello combinato ad alcuni casi di piene, in particolare a quella del 1966 (3800 m<sup>3</sup>/s) e a quella del 2002 (1200 m<sup>3</sup>/s). Gli eventi, entrambi con conseguenze disastrose per il territorio pordenonese, sono caratterizzati da volumi, picchi e forme differenti.

Dall'analisi della rispondenza ai dati disponibili relativi a portate, livelli e aree allagate, lo studio formula alcune ipotesi di un certo rilievo sull'effettivo ruolo degli ammassi nella laminazione delle onde di piena. Dalle simulazioni risulta confermato che l'entità della portata che si infiltra dipende sostanzialmente dall'ampiezza dell'area dei conoidi interessata dall'evento ed i valori sono dell'ordine di qualche centinaio di metri cubi. Inoltre, viene evidenziato il ruolo fondamentale dello stato di saturazione iniziale dello strato superficiale del materasso alluvionale. Per la piena del 2002, assumendo tale strato inizialmente saturo, le portate massime che si infiltrano si riducono sensibilmente mantenendosi attorno a valori di  $300 \text{ m}^3/\text{s}$ , molto inferiori al valore, pari a più del doppio, che si rileva in condizioni di non saturazione. Dal confronto delle risultanze per gli eventi del 1966 e 2002, si evince la scarsa influenza dei valori al colmo sull'entità delle portate infiltrate.

In definitiva, lo studio, finalizzato alla conoscenza del rischio idraulico dei territori a valle dei conoidi, ritiene plausibile, e in favore di sicurezza, assumere condizioni iniziali di saturazione dello strato superficiale del materasso alluvionale e, in queste ipotesi, trascurare sia l'infiltrazione lungo i conoidi alluvionali che le portate restituite all'alveo del Meduna, in corrispondenza della linea delle risorgive, stimando che i due opposti contributi siano dello stesso ordine di grandezza.

## 2.4 Evoluzione Morfologica Cellina

Nel lavoro sono state analizzate le variazioni documentabili attraverso cartografia, documentazione storica e fotografica, in un arco di 200 anni, confrontandole allo stato attuale come risultante da recenti rilevamenti LIDAR e appositi sopralluoghi in campo, attraverso un'analisi con tecnica G.I.S.. Ai fini delle considerazioni morfologiche, il conoide del Cellina è stato indagato per tratte: una prima parte, rettilinea, a valle dello sbocco dalla parte montana, e una seconda, nella zona più meridionale di espansione. Tra i possibili agenti dei mutamenti rilevati, vengono presi in esame, sia quelli naturali riconducibili ad eventi di piena importanti per la capacità formativa, sia gli interventi antropici; tra quest'ultimi in particolare, le opere di regimazione e difesa come i pennelli realizzati fin dai primi anni del secolo scorso, gli argini e gli invasi idroelettrici a monte. Il lavoro riesce a individuare delle fasi di mutazione dell'assetto del conoide e ne analizza le possibili cause e concause. Per la tratta di monte viene messo in risalto come sia stata regimata dalla costruzione dei deflettori laterali, causando un progressivo restringimento che solo a metà del secolo scorso, grazie ad alcuni eventi di piena, s'inverte di tendenza. Il restringimento riprende poi nella seconda metà del ventesimo secolo. Se ne deduce quindi un possibile relativo restringimento dell'alveo attivo, avvenuto tra il 1966 e i più recenti rilevamenti. La parte meridionale, di espansione, ha subito invece un fenomeno di trasposizione verso nord-est,

riducendo la parte attiva. In particolare, dal 1957 al 1986 viene stimata una riduzione del 10% dell'alveo attivo.

## Capitolo 3

# Modello Propagatorio

### 3.1 Introduzione

Le equazioni di De Saint Venant costituiscono attualmente il modello analitico più efficace per la rappresentazione del fenomeno di propagazione delle onde di piena e conseguentemente per l'individuazione delle aree soggette ad inondazione. Nel corso degli anni, dai primi approcci negli anni settanta del secolo scorso, sono state proposte diverse soluzioni analitiche e svariati schemi numerici di soluzione di queste equazioni, riscontrabili in un'ampia letteratura scientifica.

Nelle applicazioni numeriche il problema fondamentale è rappresentare la variazione nel tempo del dominio bagnato, la transazione tra lo stato asciutto e, appunto, bagnato. Per la definizione di elemento di calcolo bagnato sono stati seguiti in genere due diversi tipi di approccio.

Si possono rimuovere le zone asciutte dal dominio computazionale oppure risolvere le equazioni su tutto il dominio, indipendentemente dallo stato bagnato dell'elemento, applicando dei coefficienti correttivi agli elementi asciutti.

Nel primo caso il problema è affrontato eliminando dal dominio gli elementi di calcolo per i quali, durante l'evoluzione della piena, il livello scende al di sotto di un limite prefissato, per poi reinserirli quando tale condizione limite viene meno. Così operando si introducono inevitabilmente all'atto dell'eliminazione o del reinserimento degli elementi, importanti perturbazioni numeriche. Infatti, generalmente, attraverso il loro contorno gli scambi di portata non sono affatto trascurabili e per poter ottenere risultati soddisfacenti è necessario introdurre sistemi molto articolati per decidere se e quando gli elementi debbano esser tolti dal dominio di calcolo o riconsiderati.

L'applicazione di coefficienti correttivi, con il secondo tipo di approccio, invece pone altri tipi di problemi, in particolare sulla attestazione di condizione bagnato o asciutto di un elemento. Ad esempio, ipotizzando un tirante minimo dell'ordine di centimetri d'acqua su un elemento di calcolo del do-

minio esteso, ad esempio, delle dimensioni di  $100 \text{ m}^2$  si intuisce come tale livello non sia sufficiente a considerare bagnato l'intero elemento. Va da sé che l'elemento di calcolo non può essere compiutamente descritto solo con la quota geodetica media per tiranti idrici piccoli: con piccole lame d'acqua diventano importantissime, ai fini del moto, le irregolarità altimetriche presenti nell'area dal generico elemento.

Proprio su questo aspetto si basa l'originalità del modello 2D sviluppato dai ricercatori del Dipartimento ICEA (già IMAGE) dell'Università degli Studi di Padova, che contiene i due diversi approcci sopra accennati.

### 3.2 Il modello bidimensionale accoppiato

Per lo studio del processo di propagazione ed infiltrazione delle piene in alveo di tipo disperdente come quello che caratterizza i conoidi del torrente Cellina e del torrente Meduna, è stato sviluppato un modulo di calcolo da abbinare al modello di risoluzione delle equazioni per il moto superficiale che considerasse il moto nello strato sub superficiale.

Il modello completo è dunque costituito dal sistema di equazioni del moto per la propagazione di onde lunghe in acque basse adattato, accoppiato alle equazioni per la descrizione del moto di filtrazione e superficiale in aree in cui la superficie sia irregolare e per questo parzialmente asciutta, in seguito ad eventi di precipitazione o come, in particolare in questo studio, conseguenza della propagazione di onde di sommersione.

Un modello siffatto deve includere quindi sia un modulo per il flusso superficiale sia un modulo per il flusso sotterraneo. Dovranno quindi essere esplicitate le condizioni al contorno da imporre all'interfaccia tra l'atmosfera ed il campo di moto superficiale e tra quest'ultimo ed il campo di moto sotterraneo. Inoltre, come per il modello solo superficiale, devono essere poste adeguate e opportune condizioni sui contorni esterni, nonché adeguate condizioni iniziali.

Rispetto dunque al modello classicamente impiegato nell'ambito dello studio della propagazione delle piene superficiali, in questo caso è necessario risolvere accoppiatamente il deflusso superficiale e quello di filtrazione. Entrambi i domini, in linea generale, obbediscono alle medesime leggi fisiche di conservazione della massa e di conservazione dell'energia, che nel campo dell'idrodinamica assumono la connotazione di conservazione delle quantità di moto. Il moto vario a superficie libera viene in generale descritto da equazioni che derivano direttamente da quelle di de Saint Venant o comunque da una delle sue forme approssimate, definite in genere, come già accennato, equazioni per le onde lunghe in acque basse.

Il sistema sotterraneo viene invece qua descritto facendo ancora riferimento alla legge di conservazione della massa, ma ricorrendo per la dinamica alla legge di Darcy che, sebbene rigorosamente valida esclusivamente in terreni



saturi, adeguatamente modificata può essere considerata applicabile anche in zone non sature.

Esiste una sostanziale differenza tra le leggi che governano il deflusso superficiale e quelle che descrivono quello sotterraneo. Infatti, mentre le equazioni relative alla filtrazione sono applicabili a tutti i punti del dominio in cui l'acqua sia presente all'interno del terreno, contenuta all'interno di un acquifero confinato o non confinato, quelle per il moto a superficie libera possono essere applicate esclusivamente a quella parte del dominio bagnato ovvero interessato da una superficie libera con una quota superiore alla superficie del terreno.

Appare quindi evidente come molte volte, quando il terreno abbia delle importanti caratteristiche di irregolarità topografica, si verifichi che in sede di simulazione solo una porzione limitata del dominio di calcolo sia bagnata mentre la restante emerga e risulti asciutta. Da qui il problema della transizione dallo stato asciutto a quello bagnato per un elemento di calcolo, accennato in precedenza.

Riferendosi al solo moto superficiale, si dovrebbero a rigore considerare valide le equazioni del moto solo nei punti in cui l'acqua è effettivamente presente, limitando il dominio di calcolo al dominio bagnato. Nel modello accoppiato per il deflusso superficiale e sotterraneo, adottando questa netta distinzione tra aree bagnate ed aree asciutte, ci si troverebbe nella condizione di non poter applicare a tutti i punti del dominio le stesse leggi. In un punto in cui non si instaura un moto a superficie libera, punto asciutto del dominio, si possono applicare le leggi per il moto di filtrazione, considerando che esso avvenga in uno spessore pari a quello interessato dall'acqua. Viceversa, non si possono a ragione applicare le leggi per il moto del deflusso superficiale; sia in superficie che all'interno del terreno si avrebbe moto d'acqua in quei punti che invece risultano bagnati e si debbono dunque impiegare equazioni diverse.

E' tra l'altro da evidenziare come, nel caso in cui si consideri anche il moto di filtrazione la presenza nello stesso dominio di calcolo di punti asciutti e di punti bagnati è legata, oltreché all'irregolarità della superficie, anche al particolare andamento che può assumere la superficie dell'acquifero all'interno del terreno. E' intuitivo osservare quindi come un abbassamento locale del livello idrico, con conseguente asciugamento delle zone circostanti, possa derivare dalla presenza di un pozzo, di sistemi drenanti, di un corso d'acqua o, come nel caso in esame, dalla presenza di uno strato subsuperficiale ghiaioso e assorbente.

### 3.3 La transizione asciutto-bagnato con la media di fase

Nonostante un modello numerico agli elementi finiti possa in modo relativamente semplice distinguere, in funzione del confronto tra la posizione della superficie libera e la quota del terreno istante per istante, gli elementi bagnati a cui applicare il completo sistema di equazioni del moto da quelli asciutti a cui applicare le sole equazioni per il moto sotterraneo, nel caso di un dominio irregolare spesso si riscontrano particolari situazioni che rendono più complesso il problema della transizione asciutto/bagnato. Capita spesso infatti che uno o più elementi finiti risultino essere, ad un dato istante, solo parzialmente bagnati oppure, con riferimento a fenomeni di moto vario come quelli oggetto di questo studio, si può aver il problema della transizione asciutto/bagnato degli elementi, a causa della variazione del livello idrometrico. Il primo tra questi problemi può essere risolto considerando gli elementi parzialmente bagnati come totalmente bagnati o totalmente asciutti, introducendo così una approssimazione della soluzione che può portare ad un notevole scostamento dal riscontro sperimentale. Di più complessa risoluzione è invece il problema della transizione asciutto/bagnato che può essere superato mediante diversi artifici più o meno efficaci. Senza entrare nel merito delle diverse tecniche adottabili, tutte onerose dal punto di vista del calcolo e caratterizzate da algoritmi che possono introdurre gravi instabilità numeriche nella soluzione, nel modello sviluppato in questa ricerca si fa uso di una particolare procedura per modificare le equazioni del moto e di continuità al fine di renderle valide anche sugli elementi parzialmente bagnati, introducendo nelle equazioni un particolare coefficiente, variabile da 0 a 1, a seconda che l'elemento sia asciutto o bagnato. La modifica delle equazioni del moto e di continuità per le aree parzialmente bagnate avviene mediante una procedura di media delle equazioni di Reynolds nella forma integrata sullo spessore del campo di moto fluido. Questa particolare procedura di media prende il nome di media di fase, perché è effettuata applicando alle equazioni interessate una funzione detta funzione di fase  $f(x,y,h)$  definita in relazione alle coordinate  $x$  ed  $y$  ed alla quota della superficie libera  $h$ , che è non nulla solo quando la superficie libera nel punto  $(x,y)$  si trova al di sopra del terreno nello stesso punto, ovvero:

$$\varphi(x, y, h) = \begin{cases} 1 & h > z_b \\ 0 & h \leq z_b \end{cases} \quad (3.1)$$

dove  $z_b$  è l'elevazione locale del fondo nel punto  $(x, y)$ .

L'operazione di media di fase di una generica funzione  $f(x, t)$  si effettua dunque come la media integrale, estesa ad una generica area elementare rappresentativa  $A$ , del prodotto tra la funzione di fase  $\varphi$  e la funzione  $f$ , e viene indicata da ora con la simbologia  $\langle \rangle$  :

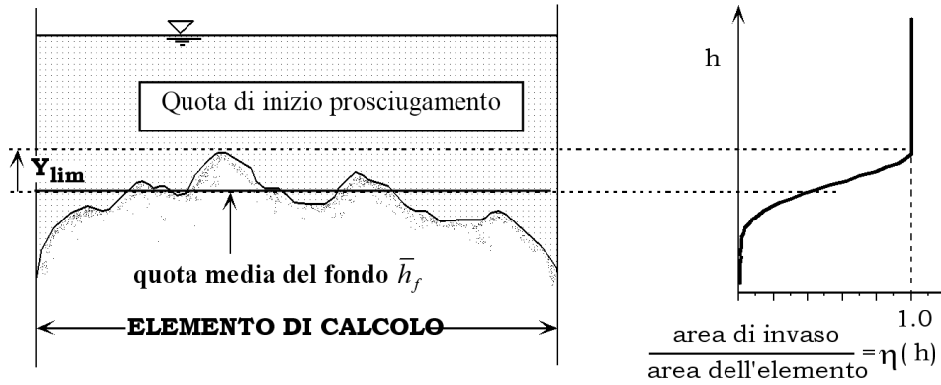


Figura 3.1: Percentuale di area bagnata  $\eta$  in funzione della quota della superficie libera.  $Y_{lim}$  ha lo stesso significato di  $a_r$

$$\langle \varphi(x, y, h) \rangle = \frac{1}{A} \int_A \varphi(x, y, h) f(x, t) dA \quad (3.2)$$

essendo  $A$  l'area dell'elemento di calcolo.

La media sull'area elementare rappresentativa della funzione di fase  $\varphi(x, y, h)$  viene calcolata come  $\eta$ :

$$\eta = \frac{1}{A} \int_A \varphi(x, y, h) f(x, t) dA \quad (3.3)$$

Con questa definizione,  $\eta$  rappresenta la frazione bagnata della superficie  $A$ , come schematizzato in figura 3.1.

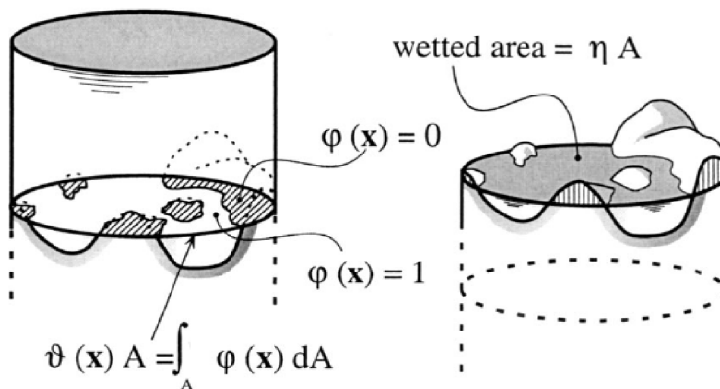


Figura 3.2: Rappresentazione di  $\varphi$ ,  $\Theta$  e  $\eta$

Al fine di fornire un'espressione analitica per  $\eta$ , è necessario introdurre una descrizione statistica della funzione di fase  $\varphi(x, y, h)$ , che può di fatto

essere interpretata come la probabilità  $P$  che l'elevazione del fondo  $z_b$  non superi la quota della superficie libera  $h$ :

$$\varphi(x, y, h) = P(z_b \leq h) \quad (3.4)$$

Una interpretazione statistica può essere fornita anche per le quote di fondo  $z_b$ , assumendo che queste siano distribuite all'interno dell'area  $A$  secondo una funzione di densità di probabilità gaussiana, caratterizzata da una deviazione standard  $\sigma_b$ , ed un valore medio. In questo modo si assume di fatto che le quote di fondo all'interno di  $A$  vadano da  $-\infty$  a  $+\infty$ , e che dunque esista per qualsiasi valore di  $h$  almeno un punto all'interno dell'area elementare rappresentativa che può dirsi bagnato. Concettualmente ciò determina il superamento del problema della transizione asciutto-bagnato, in quanto al crescere di  $h$  nel tempo aumenta anche il parametro  $\eta$  indicativo della superficie parte bagnata di  $A$ , secondo la legge:

$$\eta = \frac{1}{2} \left[ 1 + \operatorname{erf} \left( \frac{h - \bar{z}_b}{\sigma_b} \right) \right] \quad (3.5)$$

nelle quali  $\operatorname{erf}()$  è la funzione errore e  $h - \bar{z}_b$  è una profondità media data dalla differenza tra la quota della superficie libera e quella del fondo.

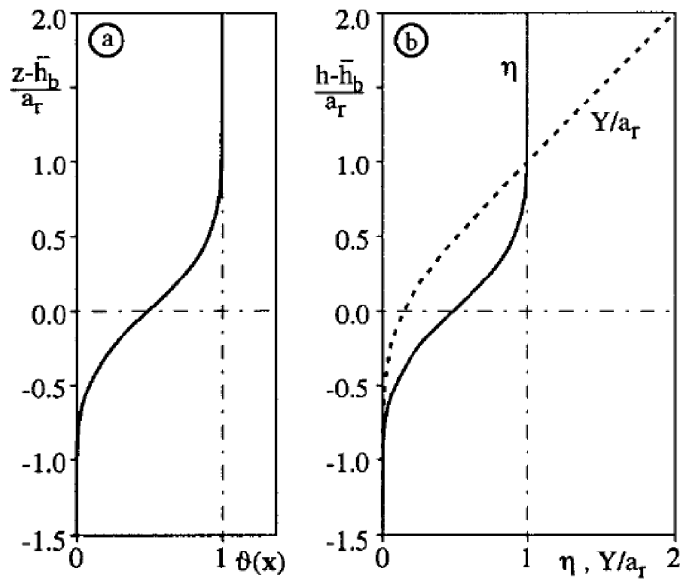


Figura 3.3: Andamento delle funzioni  $\eta$  e  $Y/a_r$

Introducendo il parametro  $a_r$  rappresentativo della massima ampiezza delle irregolarità del terreno:

$$a_r = 2\sigma_b \quad (3.6)$$

### 3.4. LE EQUAZIONI DEL MOTO SUPERFICIALE E SUBSUPERFICIALE 23

si può scrivere la 3.5 come segue:

$$\eta = \frac{1}{2} \left\{ 1 + \operatorname{erf} \left[ 2 \frac{(h - \bar{z}_b)}{a_r} \right] \right\} \quad (3.7)$$

Il tirante idrico  $Y$ , definito come volume d'acqua al di sopra del terreno per unità di superficie, che in queste ipotesi non può mai essere nullo ma può solamente tendere a 0 per  $h \rightarrow -\infty$ , viene dunque calcolato come l'integrale della media della funzione di fase sulla verticale, che, considerando la 3.7, diventa:

$$Y = a_r \left\{ \eta \frac{h - \bar{z}_b}{a_r} + \frac{1}{4\sqrt{\pi}} e^{-4(h - \bar{z}_b/a_r)^2} \right\} \quad (3.8)$$

L'andamento delle funzioni appena definite è rappresentato in figura 3.3, dove si può notare che  $Y > a_r$  quando  $(h - z_b) > a_r$ .

## 3.4 Le equazioni del moto superficiale e subsuperficiale

Le equazioni del moto considerate nel modello accoppiato sono dunque di due differenti tipi.

Le prime descrivono la propagazione delle onde lunghe in acque basse, ovvero per le correnti caratterizzate da dimensioni dei tiranti idrici molto minori delle altre dimensioni, ad esempio la larghezza della sezione bagnata, e per le quali valgono le ipotesi di distribuzione idrostatica delle pressioni, che si possono ricavare dalla semplificazione della equazione dinamica relativa alla direzione verticale  $z$ .

Le seconde sono quelle valide per il moto di filtrazione secondo la teoria sperimentale di Darcy.

Nei paragrafi seguenti sono illustrate, dunque, le equazioni dinamiche per il deflusso superficiale ricavate per integrazione delle equazioni di Reynolds sullo spessore del campo di moto, e, per il deflusso sotterraneo, le equazioni ricavate dalla legge di Darcy. Le equazioni vengono quindi accoppiate mediante un'equazione di continuità applicata alla portata complessiva dovuta al contributo superficiale ed a quello sotterraneo, ed il sistema di equazioni viene adattato mediante la procedura di media di fase descritta in precedenza.

## 3.5 Deflusso superficiale

Le equazioni dinamiche per il moto bidimensionale si possono ricavare dalle equazioni di conservazione delle forze nella forma proposta da Reynolds, nelle ipotesi di fluido omogeneo ed incomprimibile:

$$\frac{\partial p}{\partial x} + \rho \frac{\partial v_x}{\partial t} + \rho \nabla \cdot (v_x \mathbf{v}) - \nabla \cdot \mathbf{T}_x = 0 \quad (3.9)$$

$$\frac{\partial p}{\partial y} + \rho \frac{\partial v_y}{\partial t} + \rho \nabla \cdot (v_y \mathbf{v}) - \nabla \cdot \mathbf{T}_y = 0 \quad (3.10)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} + \rho g = 0 \quad (3.11)$$

dove  $p$  è il carico di pressione, il cui gradiente è caratterizzato dalle componenti  $(\partial p/\partial x, \partial p/\partial y, \partial p/\partial z)$ ,  $\rho$  è la densità del fluido, considerata costante nell'ipotesi di fluido incomprimibile ed omogeneo,  $\mathbf{v}$  è la velocità vettoriale del fluido, di componenti  $(v_x, v_y, v_z)$ ,  $g$  è l'accelerazione di gravità e  $\mathbf{T}_x$  e  $\mathbf{T}_y$  sono le righe del tensore degli sforzi relativi alle direzioni  $x$  ed  $y$ , in genere di natura turbolenta e viscosa. Per ottenere un sistema di equazioni valido per il moto vario bidimensionale sul piano orizzontale, le equazioni della dinamica date dal sistema (3.9),(3.10),(3.11) devono essere integrate sulla direzione verticale  $z$  tra la quota di fondo  $z_b$  e la quota della superficie libera  $h$ . Per tale integrazione si considerano le ipotesi di invarianza nel tempo delle quote di fondo (ipotesi di fondo fisso) oltre alle già citate ipotesi di fluido omogeneo ed incomprimibile. L'integrazione della (3.9), relativa alla direzione verticale, porta alla definizione della legge di idrostaticità delle pressioni:

$$p(z) = \rho g(h - z) \quad (3.12)$$

che può essere utilizzata per sostituire i termini di pressione in (3.9) e (3.10). La loro integrazione sulla verticale, con l'introduzione delle adeguate condizioni cinematiche al contorno, porta alla scrittura delle equazioni nella forma di *De Saint-Venant*, in cui vengono scelte come incognite le portate specifiche per unità di larghezza  $q_{sx}$  e  $q_{sy}$  anziché le velocità  $v_x$  e  $v_y$ , date dall'integrazione delle velocità sulla verticale:

$$\begin{aligned} \int_{z_b}^h v_x^2 dz &= \frac{\widehat{q_{sx}}^2}{Y} \beta_{xx} \\ \int_{z_b}^h v_x v_y dz &= \frac{\widehat{q_{sx}} \widehat{q_{sy}}}{Y} \beta_{xy} \\ \int_{z_b}^h v_y^2 dz &= \frac{\widehat{q_{sy}}^2}{Y} \beta_{yy} \end{aligned} \quad (3.13)$$

in cui  $Y$  è il tirante idrico definito come la differenza tra la quota della superficie libera  $h$  e la quota del fondo  $z_b$ :  $Y = h - z_b$ . I coefficienti  $\beta_{xx}, \beta_{xy}$  e  $\beta_{yy}$  tengono conto della distribuzione non uniforme delle velocità. Attraverso l'integrazione le equazioni (3.9) e (3.10) possono scriversi:

$$\begin{aligned} \rho g Y \frac{\partial h}{\partial x} + \rho \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\widehat{q_{sx}}^2}{Y} \right) \beta_{xx} + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\widehat{q_{sx}} \widehat{q_{sy}}}{Y} \right) \beta_{xy} + \frac{\partial}{\partial t} \widehat{q_{sx}} \right] \\ + \frac{\partial}{\partial x} \int_{z_b}^h \tau_{xx} dz + \frac{\partial}{\partial y} \int_{z_b}^h \tau_{xy} dz - t_x|_h + t_x|_{z_b} = 0 \end{aligned} \quad (3.14)$$

$$\begin{aligned} \rho g Y \frac{\partial h}{\partial y} + \rho \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\widehat{q_{sx}} \widehat{q_{sy}}}{Y} \right) \beta_{xy} + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\widehat{q_{sy}}^2}{Y} \right) \beta_{yy} + \frac{\partial}{\partial t} \widehat{q_{sy}} \right] \\ + \frac{\partial}{\partial x} \int_{z_b}^h \tau_{xy} dz + \frac{\partial}{\partial y} \int_{z_b}^h \tau_{yy} dz - t_y|_h + t_y|_{z_b} = 0 \end{aligned} \quad (3.15)$$

dove:  $\tau_{xx}, \tau_{xy}$  e  $\tau_{yy}$  sono elementi del tensore degli sforzi agenti sul fluido e  $t_x$  e  $t_y$  sono gli sforzi tangenziali agenti in corrispondenza alla superficie libera (h), dovuti all'azione del vento, ad esempio, e quelli per attrito al fondo ( $z_b$ ).

Le derivate spaziali delle portate che compaiono tra parentesi quadre in (3.14) e (3.15) sono le accelerazioni convettive del fluido sul piano orizzontale. L'integrale sulla verticale degli sforzi  $\tau_{xx}, \tau_{xy}$  e  $\tau_{yy}$  porta alla definizione dei cosiddetti *sforzi di Reynolds* o sforzi addizionali di natura dispersiva, dovuti alla distribuzione non uniforme delle velocità nel piano orizzontale:

$$\begin{aligned} \int_{z_b}^h \tau_{xx} dz &= R_{xx} \\ \int_{z_b}^h \tau_{xy} dz &= R_{xy} \\ \int_{z_b}^h \tau_{yy} dz &= R_{yy} \end{aligned} \quad (3.16)$$

Gli sforzi tangenziali al fondo e quelli in superficie possono essere scritti come:

$$\begin{aligned} t_x|_{z_b} &= \tau_{0x} \\ t_y|_{z_b} &= \tau_{0y} \\ t_x|_h &= \tau_{wx} \\ t_y|_h &= \tau_{wy} \end{aligned} \quad (3.17)$$

Utilizzando questi termini nelle equazioni (3.14) e (3.15) e dividendo per  $\rho Y$  si ottengono le seguenti espressioni:

$$\begin{aligned}
g \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\widehat{q_{sx}}^2}{Y} \right) \beta_{xx} + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\widehat{q_{sx}} \widehat{q_{sy}}^2}{Y} \right) \beta_{xy} + \frac{\partial}{\partial t} \frac{\widehat{q_{sx}}^2}{Y} \\
+ 1/Y \left( \frac{\partial R_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial R_{xy}}{\partial y} \right) - \frac{\tau_{wx}}{\rho Y} + \frac{\tau_{0x}}{\rho Y} = 0
\end{aligned} \tag{3.18}$$

$$\begin{aligned}
g \frac{\partial h}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\widehat{q_{sx}} \widehat{q_{sy}}^2}{Y} \right) \beta_{xy} + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\widehat{q_{sy}}^2}{Y} \right) \beta_{yy} + \frac{\partial}{\partial t} \frac{\widehat{q_{sy}}}{Y} \\
+ 1/Y \left( \frac{\partial R_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial R_{yy}}{\partial y} \right) - \frac{\tau_{wy}}{\rho Y} + \frac{\tau_{0y}}{\rho Y} = 0
\end{aligned} \tag{3.19}$$

Nei problemi relativi alle onde lunghe in acque basse le dissipazioni di energia sono in genere predominanti sugli effetti delle accelerazioni convettive, la cui modellazione matematica è piuttosto onerosa. Tali termini sono infatti non-lineari e la loro presenza rende le equazioni dinamiche non-autoaggiunte (non simmetriche) e pertanto, a rigore, non è possibile associarvi alcun principio variazionale, per cui non è possibile adottare per tali equazioni una discretizzazione spaziale basata sul metodo di *Galerkin*.

Il modello fa invece uso di un approccio misto *euleriano-lagrangiano*, introducendo le derivate totali delle portate in modo da includervi sia la parte di accelerazione temporale che quella di accelerazione convettiva [20]. Con questo accorgimento le equazioni alle derivate totali si scrivono:

$$\frac{d}{dt} \frac{\widehat{q_{sx}}}{Y} + g \frac{\partial h}{\partial x} + 1/Y \left( \frac{\partial R_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial R_{xy}}{\partial y} \right) - \frac{\tau_{wx}}{\rho Y} + \frac{\tau_{0x}}{\rho Y} = 0 \tag{3.20}$$

$$\frac{d}{dt} \frac{\widehat{q_{sy}}}{Y} + g \frac{\partial h}{\partial y} + 1/Y \left( \frac{\partial R_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial R_{yy}}{\partial y} \right) - \frac{\tau_{wy}}{\rho Y} + \frac{\tau_{0y}}{\rho Y} = 0 \tag{3.21}$$

Le derivate totali dei rapporti  $(q_{sx}/Y)$  e  $(q_{sy}/Y)$  possono essere discretizzate alle differenze finite, considerando trascurabile la variazione temporale del tirante, come:

$$\frac{d}{dt} \left( \frac{\widehat{q_{sx}}}{Y} \right) = \frac{1}{\Delta t} \left[ \left( \frac{\widehat{q_{sx}}}{Y} \right) - \left( \frac{\widehat{q_{sx}}}{Y} \right)' \right] \tag{3.22}$$

in cui i termini indicati con l'apice sono riferiti all'istante di calcolo precedente e  $\Delta t$  è il passo di integrazione temporale utilizzato nella soluzione numerica delle equazioni. In questo approccio lagrangiano la derivata totale nel punto  $P(x,y)$  è calcolata considerando la differenza tra la velocità  $(\widehat{q_{sx}}/Y')$  calcolata in  $P$  e la velocità  $(\widehat{q_{sx}}/Y_0')$  calcolata nel punto  $P_0$  che si determina per integrazione a ritroso lungo la linea di fumo passante per  $P$  [19].



I termini relativi all'attrito tangenziale al fondo possono essere scritti facendo riferimento alla formula di moto uniforme di Gauckler-Strickler per la dissipazione di energia, qui riportata per brevità solo per la direzione x:

$$\tau_{0x} = \rho g Y J_x = \rho g Y \frac{\widehat{q}_{sx} |\widehat{\mathbf{q}}_s|}{K_s^2 D^{10/3}} \quad (3.23)$$

in cui  $K_S$  è il *coefficiente di scabrezza* secondo Strickler, e D un'altezza d'acqua equivalente che può essere espressa nella forma [20]:

$$D = Y + 0.27 \sqrt{Y a_r} e^{-2Y a_r} \quad (3.24)$$

Per eliminare la non-linearità dovuta alla dipendenza di D da Y, i termini relativi all'altezza equivalente D da inserire nella (3.25) devono essere computati all'istante di calcolo precedente. Inoltre, per linearizzare il termine dissipativo, il modulo della portata specifica va sostituito con quello relativo all'istante di calcolo precedente  $\widehat{\mathbf{q}}_s'$ :

$$\tau_{0x} = \rho g Y \frac{\widehat{q}_{sx} |\widehat{\mathbf{q}}_s'|}{K_s^2 D^{10/3}} \quad (3.25)$$

Le equazioni (3.20) e (3.21) possono scriversi come segue, dividendo i membri per l'accelerazione di gravità g:

$$\frac{1}{\Delta t} \left[ \left( \frac{\widehat{q}_{sx}}{Y'} \right) - \left( \frac{\widehat{q}_{sx}}{Y} \right)' \right] + \frac{\partial h}{\partial x} + 1/gY \left( \frac{\partial R_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial R_{xy}}{\partial y} \right) - \frac{\tau_{wx}}{\rho Y'} + \frac{\widehat{q}_{sx} |\widehat{\mathbf{q}}_s'|}{K_s^2 D^{10/3}} = 0 \quad (3.26)$$

$$\frac{1}{\Delta t} \left[ \left( \frac{\widehat{q}_{sy}}{Y'} \right) - \left( \frac{\widehat{q}_{sy}}{Y} \right)' \right] + \frac{\partial h}{\partial y} + 1/gY \left( \frac{\partial R_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial R_{yy}}{\partial y} \right) - \frac{\tau_{wy}}{\rho Y} + \frac{\widehat{q}_{sy} |\widehat{\mathbf{q}}_s'|}{K_s^2 D^{10/3}} = 0 \quad (3.27)$$

Si possono quindi esplicitare i termini delle portate  $\widehat{q}_{sx}$  e  $\widehat{q}_{sy}$  che compongono il vettore della portata relativa dovuta al solo deflusso superficiale  $\widehat{\mathbf{q}}_s$ :

$$\widehat{q}_{sx} = \frac{1}{\left[ \frac{1}{g \Delta t Y'} + \frac{|\widehat{\mathbf{q}}_s'|}{K_s^2 D^{10/3}} \right]} \left\{ -\frac{\partial h}{\partial x} + \left[ \frac{1}{g \Delta t} \left( \frac{\widehat{q}_{sx}}{Y} \right)' - \frac{1}{g Y'} \left( \frac{\partial R_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial R_{xy}}{\partial y} \right) - \frac{\tau_{wx}}{\rho g Y'} \right] \right\} \quad (3.28)$$

$$\widehat{q}_{sy} = \frac{1}{\left[ \frac{1}{g \Delta t Y'} + \frac{|\widehat{\mathbf{q}}_s'|}{K_s^2 D^{10/3}} \right]} \left\{ -\frac{\partial h}{\partial y} + \left[ \frac{1}{g \Delta t} \left( \frac{\widehat{q}_{sy}}{Y} \right)' - \frac{1}{g Y'} \left( \frac{\partial R_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial R_{yy}}{\partial y} \right) - \frac{\tau_{wy}}{\rho g Y'} \right] \right\} \quad (3.29)$$

Le (3.33) e (3.34) possono essere formulate in modo sintetico introducendo i coefficienti  $\Psi$ ,  $\Phi_x$  e  $\Phi_y$ .

$$\Psi = -\frac{1}{\left[\frac{1}{g\Delta t Y'} + \frac{|\widehat{\mathbf{q}}_s|}{K s^2 D'^{10/3}}\right]} \quad (3.30)$$

$$\Phi_x = \frac{1}{g\Delta t} \left(\frac{\widehat{q}_{sx}}{Y}\right)' - \frac{1}{gY'} \left(\frac{\partial R_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial R_{xy}}{\partial y}\right) - \frac{\tau_{wx}}{\rho g Y'} \quad (3.31)$$

$$\Phi_y = \frac{1}{g\Delta t} \left(\frac{\widehat{q}_{sy}}{Y}\right)' - \frac{1}{gY'} \left(\frac{\partial R_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial R_{yy}}{\partial y}\right) - \frac{\tau_{wy}}{\rho g Y'} \quad (3.32)$$

$$\widehat{q}_{sx} = -\Psi \left\{ \frac{\partial h}{\partial x} + \Phi_x \right\} \quad (3.33)$$

$$\widehat{q}_{sy} = -\Psi \left\{ \frac{\partial h}{\partial y} + \Phi_y \right\} \quad (3.34)$$

Sommando vettorialmente le precedenti espressioni, si ottiene la relazione vettoriale:

$$\widehat{\mathbf{q}}_s = -\Psi \nabla h + \boldsymbol{\Psi} \quad (3.35)$$

### 3.6 Deflusso subsuperficiale

Per la descrizione del deflusso sotterraneo in questo modello si utilizza il sistema di equazioni che si ricava dalle leggi di Darcy, applicate al campo di moto di filtrazione che si instaura all'interno del terreno. Nella sua formulazione originaria, la legge di Darcy definisce la portata d'acqua  $Q$  attraverso una formazione porosa caratterizzata da una sezione trasversale  $A$  ed una costante  $k$  detta conducibilità idraulica, o coefficiente di permeabilità, in funzione della differenza di carico idraulico  $\Delta h$  misurata agli estremi di un percorso lungo  $L$  nella formazione porosa:

$$Q = -kA \frac{\Delta h}{L} \quad (3.36)$$

La differenza di carico idraulico per unità di lunghezza percorsa dal fluido all'interno del mezzo poroso è definita gradiente idraulico, ed assume tipicamente questa notazione:

$$i = \frac{\Delta h}{L} \quad (3.37)$$

Considerando il moto in un piano orizzontale, la (3.37) può essere scritta, con riferimento alle direzioni  $x$  e  $y$ , come segue:

$$\begin{aligned} i_x &= \frac{\partial h}{\partial x} \\ i_y &= \frac{\partial h}{\partial y} \end{aligned} \quad (3.38)$$

e quindi in notazione compatta:

$$\mathbf{i} = \nabla h \quad (3.39)$$

La (3.36) può quindi essere riscritta in forma vettoriale per la portata specifica di filtrazione per unità di larghezza  $\widehat{\mathbf{q}}_f$ , considerando un generico spessore  $H$  del campo di moto:

$$\widehat{\mathbf{q}}_f = -kH\nabla h \quad (3.40)$$

Va osservato che nella (3.40) la portata ha segno opposto al gradiente idraulico, in quanto diretta dal punto con carico idraulico maggiore al punto con carico minore. Nello specifico del problema in esame, si devono distinguere due diversi sistemi sotterranei a seconda che l'acquifero in cui avviene il moto di filtrazione si trovi al di sotto di un campo di moto superficiale o al di sotto di un'area superficialmente asciutta.

Per il moto sotterraneo non confinato, l'acqua non raggiunge la superficie del terreno e dunque lo spessore in cui avviene la filtrazione è limitato superiormente dalla superficie della falda.

Per il moto sotterraneo confinato lo spessore in cui avviene la filtrazione è limitato superiormente dalla superficie del terreno al di sotto della corrente a pelo libero.

Con le opportune semplificazioni, il comportamento di un acquifero non confinato può essere paragonato a quello di una falda freatica, mentre quello di un acquifero confinato a quello di una falda artesianica, sebbene la pressione in corrispondenza al cielo dell'acquifero sia quella idrostatica dovuta alla corrente superficiale.

Il campo di moto di filtrazione è in entrambi i casi limitato inferiormente dalla superficie considerata impermeabile all'interno del terreno, la cui posizione viene definita con  $z_r(x,y)$ . La notazione  $h(x,y)$ , nel contesto qui descritto, continua a rappresentare la quota della superficie del campo di moto fluido rispetto ad un generico piano di riferimento, anche quando tale superficie non è libera ma si trova al di sotto del piano di campagna. È evidente che, al limite, la quota della superficie del fluido possa tendere alla quota  $z_r$ .

Oltre al tirante idrico per il moto superficiale  $Y$  dato dalla (3.8), viene ora definito  $H_{nc}$  lo spessore del campo di moto relativo all'acquifero *non confinato*:

$$H_{nc}(x, y) = h(x, y) - z_r(x, y), \text{ se } h \leq z_b \quad (3.41)$$

ed  $H_c$  lo spessore del campo di moto relativo all'acquifero *confinato*:

$$H_c(x, y) = z_b(x, y) - z_r(x, y), \text{ se } h > z_b \quad (3.42)$$

Per la parte non confinata dell'acquifero la portata specifica di filtrazione assume l'espressione:

$$\widehat{\mathbf{q}}_{\text{fnc}} = -kH_{nc}\nabla h = -k(h - z_r)\nabla h \quad (3.43)$$

per la parte confinata:

$$\widehat{\mathbf{q}}_{\text{fc}} = -kH_c\nabla h = -k(z_b - z_r)\nabla h \quad (3.44)$$

Se si osserva la definizione di funzione di fase  $\varphi(x, y, h)$  descritta nella (3.1) si nota che il criterio discriminante per tale definizione è dunque lo stesso considerato per la distinzione tra il campo di moto confinato e quello non confinato. Attuando questa netta distinzione, si può quindi affermare che in un generico punto  $(x, y)$  del dominio la portata di filtrazione  $q_f$  coincide con quella per il moto confinato quando  $h > z_b$ , ovvero quando  $\varphi = 1$ , e coincide con quella per il moto non confinato quando  $h \leq z_b$ , ovvero quando  $\varphi = 0$ . Si può quindi scrivere  $q_f$  come:

$$\widehat{\mathbf{q}}_{\text{f}} = \varphi\widehat{\mathbf{q}}_{\text{fc}} + (1 - \varphi)kH_c\widehat{\mathbf{q}}_{\text{fnc}} \quad (3.45)$$

$$\widehat{\mathbf{q}}_{\text{f}} = -\varphi\mathbf{kH}_c\nabla h - (1 - \varphi)\mathbf{kH}_{nc}\nabla h \quad (3.46)$$

Sviluppando quest'ultima e tenuto in conto delle definizioni per  $H_{nc}$ , (3.41), e  $H_c$ , (3.42) si ottiene la formulazione seguente:

$$\widehat{\mathbf{q}}_{\text{f}} = -k(\varphi z_b - \varphi z_r + h - \varphi h - z_r + \varphi z_r)\nabla h = -k[(h - z_r) - \varphi(h - z_b)]\nabla h \quad (3.47)$$

Per conoscere la portata specifica di filtrazione media su un'area *rappresentativa elementare* è necessario operare la procedura di media integrale, nella quale si ritrova anche una operazione di media di fase:

$$\mathbf{q}_{\text{f}} = \frac{1}{A} \int_A \widehat{\mathbf{q}}_{\text{f}} dA = \int_A k[(h - z_r) - \varphi(h - z_b)]\nabla h dA \quad (3.48)$$

Assumendo che l'elevazione della superficie,  $h$ , vari gradualmente nell'area elementare,  $\nabla h$  può assumersi circa costante al suo interno. Quindi:

$$\mathbf{q}_{\text{f}} = \frac{1}{A} \int_A \widehat{\mathbf{q}}_{\text{f}} dA = -k \left\{ (h - z_r) - \frac{1}{A} \int_A [\varphi(h - z_b)] dA \right\} \nabla h \quad (3.49)$$

Nella formula (3.49) si può notare la media di fase tra la quota della superficie libera e la quota di fondo; se la si assume pari al tirante medio sull'area, indicato con  $Y$ :

$$\frac{1}{A} \int_A [\varphi(h - z_b)] dA = Y \quad (3.50)$$

Ne segue che la (3.49) può essere riformulata in  $Y$ :

$$\mathbf{q}_f = -k[(h - z_r) - Y] \nabla h \quad (3.51)$$

Per ottenere una forma analoga della (3.35) si può introdurre un coefficiente  $\psi_f$ , in cui il tirante  $Y$  e la quota della superficie  $h$  vengono valutati all'istante di calcolo precedente:

$$\Psi_f = k[(h' - z_r) - Y'] \quad (3.52)$$

Quindi, in definitiva, si può scrivere:

$$\mathbf{q}_f = \Psi_f \nabla h \quad (3.53)$$

In analogia a quanto calcolato ora per la portata di filtrazione, è possibile valutare anche una media di fase per la portata superficiale, e considerando che nella sua espressione, come formulata nella equazione (3.35), compaiono solo termini che possono essere assunti come costanti all'interno di un'area elementare rappresentativa, è possibile pensare alla portata specifica (3.35) come ad una portata specifica media  $\mathbf{q}_s$ .

La portata specifica totale mediata sull'area elementare rappresentativa, che deriva dalla somma della portata superficiale e dalla portata di filtrazione, è quindi data dalla somma di  $\mathbf{q}_f$  (3.53) e di  $\mathbf{q}_s$  (3.35):

$$\mathbf{q} = \mathbf{q}_s + \mathbf{q}_f = -\nabla h(\Psi + \Psi_f) - \Psi \Phi \quad (3.54)$$

Nell'espressione complessiva ottenuta dunque per entrambi i moti, si può osservare che l'unica differenza, per quanto riguarda le equazioni dinamiche, tra il modello accoppiato, in cui è calcolata anche la portata di filtrazione, ed il modello che consideri solo le portate superficiali [20] è rappresentata dall'introduzione del coefficiente  $\Psi_f$  nella (3.54), dipendente dalle caratteristiche del moto di filtrazione.

### 3.7 Continuità

L'equazione di continuità è ricavata in modo da accoppiare i sistemi superficiali e sotterranei in un'unica forma. Basandosi infatti sulla formulazione tipica della legge di conservazione della massa, nelle ipotesi di fluido omogeneo e incomprimibile, si considera che la variazione nel tempo del volume di

fluido per unità di superficie  $W$  sia compensata dalla divergenza della portata specifica totale  $\widehat{\mathbf{q}}$  e dal bilancio dei flussi volumetrici (volume per unità di superficie per unità di tempo) immessi e sottratti. In particolare si deve considerare il flusso  $\widehat{\mathbf{w}}_i$  scambiato all'interfaccia tra la corrente superficiale e quella sotterranea ed il flusso  $\widehat{\mathbf{w}}_p$  dovuto agli eventuali afflussi meteorici, non utilizzati in questa ricerca (entrambi i flussi sono positivi se entranti nel campo di moto superficiale).

Osservando che i flussi volumetrici scambiati tra il campo di moto superficiale e quello sotterraneo sono uguali tra loro, e di segno opposto, il bilancio di massa complessivo assume la forma:

$$\frac{\partial W}{\partial t} + \nabla \widehat{\mathbf{q}} - \widehat{\mathbf{w}}_i + \widehat{\mathbf{w}}_i - \widehat{\mathbf{w}}_p = 0 \quad (3.55)$$

Per valutare il volume di acqua complessivo per unità di superficie  $W$  si deve fare ancora riferimento a quanto si osserva in un'area rappresentativa elementare, in modo da associare ad ogni punto la funzione di fase  $\varphi$  definita in (3.1) e determinare in questo modo il volume d'acqua contenuto nelle aree bagnate e nelle aree asciutte. Si deve considerare inoltre che per calcolare correttamente il volume all'interno del terreno al di sotto del livello di falda (o sotto il campo di moto superficiale) si deve tener conto anche della porosità  $n$  del terreno, definita come il rapporto tra il volume dei vuoti in un elemento di terreno ed il volume elementare complessivo del terreno. I vuoti dovuti alla porosità del terreno possono essere in teoria riempiti sia da acqua che da aria o da altri gas, ed il rapporto tra il volume occupato dall'acqua ed il volume dei vuoti indica il grado di saturazione dell'elemento di terreno considerato. Tuttavia, per la schematizzazione attuata in questo modello si considera come ipotesi semplificativa che il terreno sia saturo al di sotto del livello di falda in condizioni freatiche, e che sia asciutto al di sopra del livello di falda, dunque si trascura la presenza di acqua al di sopra della superficie degli acquiferi sotterranei, la cui presenza sarebbe dovuta alla risalita capillare, alla infiltrazione gravitazionale ed alla capacità adsorbente del terreno stesso. Con riferimento alla Figura 3.4 si calcola dunque il volume d'acqua complessivo per unità di superficie  $W$ :

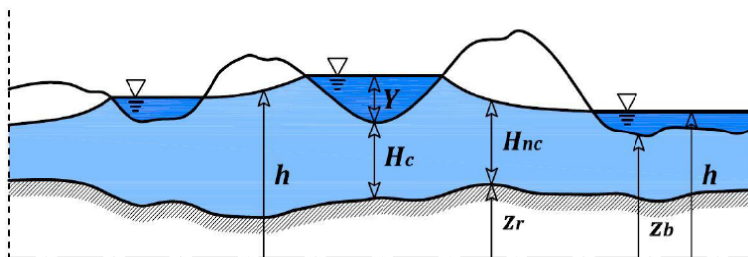


Figura 3.4: campo di moto sotterraneo e superficiale

$$W = \varphi(h - z_b) + n\varphi(z_b - z_r) + n(1 - \varphi)(h - z_r) \quad (3.56)$$

Se  $\varphi = 0$ , cioè se  $h \leq z_b$ , il volume specifico assume la forma:

$$W(h \leq z_b) = n(h - z_r) \quad (3.57)$$

e, di contro se  $\varphi = 1$ , cioè se  $h > z_b$ :

$$W(h > z_b) = (h - z_b) + n(z_b - z_r) \quad (3.58)$$

La (3.56) si può riscrivere come:

$$W = nh + (n - 1)\varphi z_b - (n - 1)\varphi h \quad (3.59)$$

In caso di fondo fisso e impermeabile:

$$\frac{\partial z_r}{\partial t} = 0 \quad (3.60)$$

Considerato che la funzione di fase non dipende dal tempo, si ottiene la derivata temporale di  $W$  da utilizzare nella (3.55)

$$\frac{\partial W}{\partial t} = \frac{\partial(nh + \varphi h - n\Phi h)}{\partial t} = \frac{\partial h}{\partial t}[\varphi + n(1 - \varphi)] \quad (3.61)$$

L'equazione di continuità si può scrivere come:

$$\frac{\partial h}{\partial t}[\varphi + n(1 - \varphi)] + \nabla \hat{\mathbf{q}} - w_p = 0 \quad (3.62)$$

La (3.62) va mediata sull'area elementare rappresentativa:

$$\frac{1}{A} \int_A \left( \frac{\partial h}{\partial t} \varphi \right) dA + \frac{1}{A} \int_A \left[ \frac{\partial h}{\partial t} n(1 - \varphi) \right] dA + \frac{1}{A} \int_A (\nabla \hat{\mathbf{q}}) dA - \frac{1}{A} \int_A \widehat{w}_p dA = 0 \quad (3.63)$$

La variazione temporale dell'elevazione di superficie  $\frac{\partial h}{\partial t}$  si può assumere uniforme nell'area  $A$ , e quindi portata fuori dall'integrale. Inoltre è dimostrabile che la media integrale della divergenza di  $\hat{\mathbf{q}}$  è pari alla divergenza della media integrale di  $\mathbf{q}$  portata specifica, che viene indicata con  $\mathbf{q}$ , come calcolata nella (3.54):

$$\frac{1}{A} \int_A (\nabla \hat{\mathbf{q}}) dA = \nabla \left[ \frac{1}{A} \int_A \hat{\mathbf{q}} dA \right] = \nabla \mathbf{q} \quad (3.64)$$

Se, per genericità del modello sebbene non utilizzato nelle applicazioni che sono presentate nel seguito, si considera anche il contributo dell'eventuale pioggia mediato sull'area  $w_p$  si ottiene:

$$\frac{\partial h}{\partial t} \left[ \frac{1}{A} \int_A \varphi dA + n \frac{1}{A} \int_A (1 - \varphi) dA \right] + \nabla \mathbf{q} - w_p = 0 \quad (3.65)$$

Per la definizione di  $\eta$  (3.3), frazione bagnata della superficie A, si ha quindi:

$$\frac{\partial h}{\partial t}[\eta + n(1 - \eta)] + \nabla \mathbf{q} - w_p = 0 \quad (3.66)$$

Per risolvere numericamente il sistema, la derivata temporale di  $h$  in (3.66) può essere discretizzata alle differenze finite, riferendosi alla quota della superficie libera calcolata all'istante precedente e indicata con  $h'$ :

$$\frac{h - h'}{\Delta t}[\eta + n(1 - \eta)] + \nabla \mathbf{q} - w_p = 0 \quad (3.67)$$

In definitiva si può così riassumere il sistema di equazioni differenziali alle derivate parziali che regola il modello accoppiato dei due flussi descritto dalle (3.35), (3.53), (3.54), (3.66) di seguito riportate:

$$\begin{aligned} \mathbf{q}_s &= -\Psi \nabla h + \Psi \\ \mathbf{q}_f &= \Psi_f \nabla h \\ \mathbf{q} &= \mathbf{q}_s + \mathbf{q}_f = -\nabla h(\Psi + \Psi_f) - \Psi \Phi \\ \frac{\partial h}{\partial t}[\eta + n(1 - \eta)] + \nabla \mathbf{q} - w_p &= 0 \end{aligned}$$

Il sistema va dunque risolto nelle incognite :  $q_{sx}, q_{sy}, q_{fx}, q_{fy}, q_x, q_y, h$ .

### 3.8 Schema concettuale del modello accoppiato

La principale caratteristica del modello presentato consiste nella capacità di descrivere in modo accoppiato il campo di moto associato al deflusso superficiale e il campo di moto associato al flusso sub-superficiale, quindi considerando la presenza dell'acqua anche negli strati superficiali del terreno. Lo strato di terreno considerato nella schematizzazione è perciò interpretato dal modello come un mezzo poroso, del quale vengono prese in considerazione proprietà fisiche quali la porosità e la conducibilità idraulica.

Occorre sottolineare che nel modello qui descritto l'interazione tra deflusso superficiale e sub-superficiale, legata ai processi di infiltrazione verticale, è descritta in modo semplificato. Infatti, per ogni nodo della griglia di calcolo il livello della superficie libera viene definito in maniera univoca ad ogni istante di calcolo: se si colloca sopra la quota media del terreno è interpretato come livello della superficie libera, se invece è inferiore rispetto alla quota del terreno, è interpretato come livello di falda. Ne discende che tutto lo strato di terreno considerato, posto sotto al livello della superficie libera, viene considerato saturo. Affinché questa condizione sia verificata, si assume di fatto che il processo di saturazione dello strato ipodermico avvenga a partire dal basso e che lo scorrimento superficiale inizi solo quando la superficie di



falda diventi confrontabile con quella del terreno. Possiamo quindi affermare che il meccanismo di produzione del deflusso superficiale implementato nel modello è da considerarsi di tipo Dunniano, dovuto cioè a un eccesso di saturazione dello strato poroso ipodermico.

Questa trattazione semplificata consente di mantenere una struttura semplice dello schema numerico, comportando modifiche non sostanziali dell'equazione di continuità e delle equazioni della dinamica, per tener conto della porosità del terreno e del flusso nel mezzo poroso, rispettivamente. La struttura dello schema numerico si mantiene di fatto invariata rispetto a uno schema a elementi finiti che risolve la sola componente superficiale del moto.

Ovviamente, un modello di questo tipo presenta dei chiari limiti di applicabilità, non essendo adatto a risolvere il campo di moto in acquiferi profondi e stratificati. D'altra parte, nei casi in cui la conducibilità idraulica verticale nello strato superficiale del terreno (strato ipodermico) sia sufficientemente grande in relazione allo spessore dello strato stesso, si può assumere che il modello rappresenti in modo adeguato i processi fisici reali.

Infine, è possibile ottenere una schematizzazione mista Hortoniana-Dunniana del processo di saturazione dei suoli, considerando nel modello una eventuale perdita d'acqua per infiltrazione verso gli strati profondi del terreno. In questo modo, la saturazione dello strato ipodermico avviene quando l'ammontare di acqua in arrivo all'elemento di calcolo (dalle celle adiacenti e/o da precipitazione) eccede la capacità di infiltrazione verso gli strati profondi (meccanismo Hortoniano); il deflusso superficiale inizia quando la superficie di falda interseca o supera la quota del terreno, cioè quando lo strato ipodermico è completamente saturo (meccanismo Dunniano).

Schematicamente il modello segue i seguenti passi. Considerando una situazione iniziale in cui gli invasi siano vuoti, prende in considerazione l'acqua in arrivo da un elemento di calcolo adiacente. L'acqua inizia occupare l'invaso sotterraneo, come se il flusso di infiltrazione coincidesse con quello in arrivo da monte, instaurando un moto di filtrazione (dipendente dal gradiente delle quote nodali  $h$  e dai valori di  $h$  e di  $Y$  calcolati all'istante precedente).

Per ciascuna maglia viene controllato ad ogni passo di calcolo se la quota  $h$  (della superficie libera o del piano di falda) raggiunge, anche in uno solo dei vertici, una quota di soglia fissata a  $z_b - 1.5a_r$ . Se ciò non è verificato il modello continua a calcolare solamente le portate di filtrazione, considerando la maglia asciutta in superficie.

Se è verificato che la quota  $h$  supera la quota di soglia precedentemente definita ( $z_b - 1.5a_r$ ), allora avviene la cosiddetta transizione asciutto - bagnato e viene calcolata anche la componente superficiale del deflusso: si può considerare che l'invaso sotterraneo sia esaurito, l'acqua quindi termina di invasarsi ed inizia a scorrere sopra la superficie.

Va osservato inoltre che secondo lo schema concettuale del modello lo scorrimento superficiale non ha inizio quando la superficie libera raggiunge

la superficie del piano campagna dell'elemento di riferimento ma inizia ad una quota inferiore, in dipendenza del coefficiente  $a_r$  scelto. Anche questo meccanismo contribuisce ad approssimare il processo fisico di generazione del deflusso superficiale, per il quale infatti si osserva che l'acqua inizia a invasarsi in superficie e a defluire anche prima che il terreno sia saturo in corrispondenza al piano campagna. Questa rappresentazione semplificata approssima in modo accettabile l'evoluzione temporale delle portate di deflusso, con le precisazioni sopra accennate per quanto riguarda la stima dei livelli e dei tiranti idrici che corrispondono a tali portate.

### 3.9 Parametri impiegati nel modello

I parametri impiegati sono un'interpretazione di alcuni fenomeni fisici che il modello valuta sulla base di specifiche leggi fisiche dalle quali è stato sviluppato. Risulta quindi evidente l'importanza del significato fisico nella scelta dei valori da assegnare a tali parametri, pur con le approssimazioni già messe in luce. Teoricamente quindi, con questo approccio, i modelli non necessitano di un processo di taratura, finalizzato ad ottenere un set di parametri che renda ottimale il confronto tra i risultati del modello e le osservazioni sperimentali, quanto invece è necessaria la scelta di parametri che trovino riscontro nella realtà fisica che si intende descrivere. La dipendenza di tali parametri da numerosi fattori di carattere ambientale, stagionale e talvolta anche casuale, rende sostanzialmente impossibile nella realtà la loro determinazione accurata. Peraltro, le equazioni alla base del modello sono anch'esse schematizzazioni delle leggi fisiche a cui si riferiscono e che cercano di interpretare. Tale limite, molto influente, non deve al tempo stesso limitare la necessità di ricercare per tali parametri una valenza concettuale più che fisica, e poiché il grado di incertezza nella loro definizione può essere fonte di errori non trascurabili, è necessaria una particolare attenzione nell'analisi degli effetti che ciascuno di essi ha sulla soluzione. I principali parametri che vengono presi in considerazione nel modello idrodinamico accoppiato sono: il coefficiente di scabrezza  $k_s$ , l'ampiezza delle irregolarità  $a_r$ , lo spessore dello strato permeabile  $d$ , il coefficiente di conducibilità idraulica  $k$ , la porosità  $n$ , la massima infiltrazione profonda  $f_{max}$ .

#### 3.9.1 Coefficiente di scabrezza

I coefficienti di scabrezza, descrivono le resistenze imposte al deflusso superficiale della corrente e non possono essere definite in modo assoluto ed esatto solo in funzione del materiale che costituisce le superfici o della vegetazione che le riveste. Infatti è dimostrabile che l'influenza del coefficiente di scabrezza sulla resistenza al moto dipende anche dal tirante e dalla velocità del fluido oltretutto da altre caratteristiche idrodinamiche. Appare quindi evidente come una definizione del coefficiente di scabrezza che sia in grado

di interpretare in modo accurato il riscontro sperimentale, debba necessariamente passare attraverso un processo di validazione e taratura del modello, che minimizzi le differenze tra i risultati calcolati e quelli misurati. Molto spesso nella pratica capita di non disporre di sufficienti informazioni per procedere in questo modo e, quindi, ci si riferisce alle indicazioni reperibili nella letteratura, facendo riferimento al tipo di terreno, al tipo di rivestimento e alle caratteristiche della vegetazione eventualmente presente. Per il particolare caso in studio si è fatto riferimento a precedenti analisi con approcci modellistici con schematizzazioni simili.

Il dominio di studio è stato opportunamente suddiviso in alcune zone omogenee, alle quali associare un diverso coefficiente di scabrezza.

Va considerato inoltre che la presenza di vegetazione o di ostacoli lungo l'alveo può produrre una notevole resistenza al deflusso superficiale dell'acqua, e che tale resistenza può essere interpretata come un incremento della scabrezza della superficie. In altre parole, con opportuna prudenza interpretativa, il coefficiente di scabrezza può, e per certi aspetti deve, inglobare anche altre perdite di carico.

L'assenza di stazioni di misura delle portate lungo i conoidi del Cellina e del Meduna ha reso difficile una vera e propria taratura del modello. Come poc'anzi accennato, una procedura ideale richiederebbe, infatti, il confronto in più sezioni tra valori calcolati e dati misurati durante alcuni eventi significativi. Per questa ricerca, la scelta dei coefficienti di scabrezza, formulati come spiegato secondo la formulazione di Strickler, è avvenuta sulla base delle simulazioni preliminari di alcuni eventi critici del passato, per i quali esistono alcuni riscontri sulle massime quote raggiunte e sull'estensione degli allagamenti sul territorio. Si tratta di valori piuttosto bassi, se confrontati con quelli adottati nella simulazione della propagazione delle piene nei fiumi di pianura, ma si deve tenere presente che, nel tratto in esame, per le diffuse irregolarità e discontinuità dell'alveo e i modesti tiranti idrici, le perdite di carico sono incrementate per fenomeni di dissipazione localizzata. Tali fenomeni, nel modello, sono necessariamente conglobati nei termini di dissipazione distribuita, e pertanto i coefficienti di scabrezza devono essere opportunamente ridotti.

### 3.9.2 Ampiezza delle irregolarità

L'importanza della definizione del parametro asperità di fondo  $a_r$  per la soluzione del problema della transizione asciutto-bagnato è già stato evidenziato nella illustrazione della media di fase. Esso rappresenta il parametro fondamentale per la descrizione statistica delle quote del fondo di ciascun elemento del dominio, dipendendo da  $a_r$  la media della funzione di fase (3.7), il volume per unità di superficie  $Y$  (3.8) e la condizione di soglia  $z_b - 1,5a_r$ .

Rappresentando di fatto la dimensione caratteristica delle irregolarità del fondo, il parametro  $a_r$  deve essere scelto in funzione della variabilità

delle quote di fondo delle aree che si intendono modellare. Sulla base di tale principio, si può ipotizzare che  $a_r$  possa essere minore al diminuire delle dimensioni caratteristiche degli elementi bidimensionali considerati.

### 3.9.3 Spessore dello strato permeabile

Un altro parametro di rilevante importanza è lo spessore dello strato permeabile. Tale distanza consente al modello di definire univocamente la collocazione della superficie impermeabile di fondo e quindi lo spessore dello strato su cui è possibile il moto di filtrazione. A differenza di quanto avviene per le asperità di fondo  $a_r$ , questo parametro può essere definito non su ogni elemento del dominio ma per ciascuna classe di materiali distinti nella procedura di discretizzazione del dominio di calcolo.

### 3.9.4 Coefficiente di conducibilità idraulica

Il coefficiente di conducibilità idraulica  $k$  rappresenta il parametro fondamentale che deve essere definito per la descrizione del deflusso sotterraneo. Da esso dipende, secondo la legge di Darcy, la portata di filtrazione  $q_f$ . Tale coefficiente dipende sia dalle caratteristiche del mezzo attraversato, ovvero dalla distribuzione e dalle dimensioni dei pori del terreno e dal grado di saturazione, sia dalle caratteristiche del fluido considerato. In particolare è inversamente proporzionale alla viscosità dinamica del fluido, che ha una notevole variabilità in funzione della temperatura. Proprio per queste dipendenze, al parametro in oggetto, avente la dimensione di una velocità (L/T), espressa in genere in metri al secondo, viene attribuita in letteratura una notevole variabilità, che va da  $10^{-9}$  m/s per terreni argillosi molto compatti a  $10^{-2}$  m/s per ammassi porosi costituiti da ghiaia pulita. A valori di  $k$  più bassi corrisponderanno quindi minori portate di filtrazione, ma a parità di intensità di precipitazione e di altri parametri questo implica un maggiore termine di invaso nel campo di moto sotterraneo e quindi un maggiore incremento del livello di falda nel tempo, che può portare al raggiungimento della quota di soglia per il moto superficiale in tempi più brevi. Anche il coefficiente  $k$ , nello schema adottato, deve essere indicato per ogni classe di elementi, e non può variare tra elementi della stessa classe.

### 3.9.5 Massima infiltrazione profonda e coefficiente di forma

Lo studio dei fenomeni di formazione e propagazione delle piene in contesti disperdenti come quelli dei conoidi del torrente Cellina e torrente Meduna porta in primo piano l'importanza di considerare, con particolare riferimento ai processi sub-superficiali, la parte delle portate di filtrazione che vengono disperse in profondità o trasferite nel moto subalveo.

Per valutare questo contributo, si suppone che una parte dell'acqua presente nello strato permeabile del terreno sia soggetta ad infiltrazione profonda

e quindi destinata ad alimentare le falde in profondità. L'entità di questa portata di infiltrazione profonda risulta costante e pari al valore massimo ammissibile  $f_{max}$  qualora il terreno sia completamente bagnato. Viceversa, si riduce all'abbassarsi della quota della superficie libera al di sotto della quota del fondo nodale. La velocità di filtrazione  $v_f$  (qui espressa in mm/ora) è determinata come:

$$v_f = \begin{cases} f_{max} \cdot \exp\left(-c_f \frac{z_b - h}{d}\right), & \text{se } h < z_b, \\ f_{max}, & \text{se } h \geq z_b. \end{cases} \quad (3.68)$$

Come già indicato nelle precedenti formulazioni, con  $z_b$  si indica la quota del fondo nodale, con  $h$  la quota della superficie libera, con  $d$  lo spessore dello strato permeabile. Il termine  $c_f$  è il coefficiente di forma.

Tale coefficiente è l'altro parametro fondamentale, assieme alla massima infiltrazione profonda  $f_{max}$ , che consente di descrivere il fenomeno della dispersione profonda. Tale coefficiente modifica l'andamento della portata dispersa in funzione della profondità in cui si colloca il livello di falda rispetto alla quota del fondo. L'andamento, descritto dalla relazione (3.68), è esponenziale, ovvero appena il livello scende sotto  $z_b$  la portata dispersa si azzerava velocemente. All'aumentare del parametro  $c_f$  si ha una riduzione della portata dispersa in profondità. La portata totale sottratta per ogni singolo nodo del reticolo di calcolo si ottiene moltiplicando la velocità di infiltrazione per l'area di appartenenza del nodo stesso:

$$Q_{fnodo} = v_f \cdot A_{nodo} \quad (3.69)$$



# Capitolo 4

## Dati

I conoidi del torrente Cellina e del torrente Meduna sono situati, come già ricordato nei precedenti capitoli, alla chiusura delle parti montane dei rispettivi bacini. Tali sbocchi verso la parte di alveo caratterizzata dalle aree alluvionali dei conoidi sono regolati da invasi ad uso idroelettrico e, nel caso della diga di Ravedis sul Cellina, ad uso anche antipiena. Ne deriva quindi la possibilità di reperire, non senza incertezze, i dati sulle portate esitate e fatte confluire lungo gli ammassi ghiaiosi dei conoidi. Le misure di portata, infatti, sono ricavate dalle misurazioni idrometriche tramite la conoscenza delle caratteristiche degli organi di scarico, fissi e mobili. Per quanto riguarda il monitoraggio dell'area di studio, la situazione rispetto a qualche decennio passato, quando si verificarono i maggiori eventi di piena, non è molto migliorata per la parte dei conoidi. Gli idrometri disponibili, e funzionanti, sono situati praticamente tutti nella parte pianiziale valliva del corso d'acqua. In particolare, per la presente ricerca l'idrometro più vicino al campo di moto indagato è quello al ponte della S.S.13 Pontebbana sul fiume Meduna poco a monte dell'abitato di Pordenone.

Fa eccezione il torrente Cellina che dal 2010 è stato dotato di una stazione fissa di misura dei livelli lungo il conoide, situata però nella tratta iniziale e quindi relativamente significativa. Infatti, come si vedrà anche dalle prove effettuate col modello, le portate in quel punto di misura, posto non lontano dal rilascio dalla diga, sono sostanzialmente invariate, non risentendo ancora dell'influenza dei fenomeni di infiltrazione.

### 4.1 Rete monitoraggio

La rete di monitoraggio è costituita da una serie di idrometri collegati in telemisura. La maggior parte dei siti di misura sono gestiti dall'ufficio Idrografico della Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia (Direzione centrale ambiente, energia e politiche per la montagna - Servizio gestione risorse idriche - Unità



Figura 4.1: Rete di misura della RAFVG nel bacino del Livenza

Idrografica regionale), alcuni sono stati installati e vengono monitorati dalla Protezione Civile Regionale.

La rete di monitoraggio disponibile, riportata in fig. 4.1, è costituita da quasi 30 stazioni. Nella maggior parte si tratta di sonde ad ultrasuoni che rilevano il livello della superficie liquida.

## 4.2 Stazione subalveo

Come sopra accennato, nella tratta iniziale del torrente Cellina in località Vajont in sinistra idrografica, fig. 4.2, è presente il più recente degli strumenti di misura disponibili. Si tratta di una sonda di misura dei livelli piezometrica subalveo, installata sulla testa di un pennello dalla protezione Civile della RAFVG nel 2010. I dati disponibili, quindi, sono limitati come serie storica. È l'unico strumento di misura in subalveo presente nei conoidi del Cellina Meduna collegato alla rete di telemisura.





Figura 4.2: Stazione di misura idrometrica a Vajont sul t. Cellina vista da monte



Figura 4.3: Piezometro per la misura idrometrica a Vajont sul t. Cellina

### 4.3 Portate e livelli

Gli eventi di piena individuati per le applicazioni del modello ad eventi reali, descritte nel capitolo 6, sono quelli più recenti e quindi più affidabili per quanto riguarda i dati registrati. Non va sottovalutato anche il cambiamento del territorio occorso negli ultimi 50 anni, che andrebbe tenuto in debito conto nel caso di considerazioni su eventi quali quelli del 1965 e 1966. In base anche a queste considerazioni, tra gli eventi accaduti nel bacino in studio si sono individuati quelli avvenuti nel novembre del 2000, del 2002 e del 2010.

Per l'evento del novembre 2000 le portate in ingresso sono state dedotte dal Piano stralcio per la sicurezza idraulica del bacino del Livenza - sottobacino del Cellina - Meduna [PSSIL][1]. Gli idrogrammi delle portate del Cellina a Ravedis e del Meduna a Ponte Maraldi sono ricostruiti in base ai dati forniti dagli enti gestori dei serbatoi idroelettrici posti a monte. Il contributo del Colvera, non essendo disponibile, è stato assunto con un andamento analogo a quello del Meduna ma un valore al colmo pari al 5%. Per quel che concerne i dati di confronto per la taratura, sono disponibili le registrazioni di alcune delle stazioni automatiche di telerilevamento della RAFVG.

Per l'evento del 25-29 novembre 2002, le portate in ingresso utilizzate sono state quelle elaborate dalla Protezione Civile della Regione Friuli per il Cellina a valle del Rio Stella (Ravedis) e per il Meduna a Ponte Maraldi in base ai dati forniti dalle società Caffaro ed Enel. Il contributo del Colvera è stato valutato come nel caso precedente. Anche in questo caso, per quel che concerne i dati utili ai fini della taratura del modello, sono disponibili le registrazioni dell'andamento dei livelli del Meduna in alcune stazioni della rete della RAFVG.

Il più recente evento del 31 ottobre - 1 novembre del 2010, oltre ai dati di portata forniti dai gestori dei serbatoi, è corredato di alcune stime della portata per il torrente Colvera effettuate dall'Autorità di bacino.

Gli idrogrammi dei vari eventi sono riportati nel capitolo 6.

## Capitolo 5

# Analisi di sensibilità

### 5.1 Introduzione

Prima di procedere all'applicazione del modello a casi reali, è stata condotta una analisi di sensibilità con lo scopo di mettere in luce la risposta del modello in funzione dei valori assegnati ai principali parametri. A tale scopo sono state eseguite specifiche simulazioni e si è scelto di propagare lungo i conoidi del Cellina Meduna l'onda di piena relativa ad un evento sintetico caratterizzato da Tempo di Ritorno pari a 10 anni, paragonabile ad un evento realmente accaduto per volume e valore della portata al colmo. Tale evento è stato desunto dalla relazione accompagnatoria al Piano Stralcio della Sicurezza Idraulica del bacino del Livenza ed è riportato nella figura 5.1.

I risultati ottenuti sono riferiti alla sezione sul torrente Meduna presso il ponte della S.S.13 (Pontebbana) a Pordenone, a valle della linea delle risorgive e della confluenza del Cellina con il Meduna. Come detto in precedenza, questa sezione, tra le poche dotate di idrometro attivo e registrante, è stata scelta come riferimento per le analisi della risposta del modello.

### 5.2 Moto permanente iniziale con immissione di portata da monte

Inizialmente sono state condotte delle simulazioni volte a stimare l'influenza sulla risposta del modello della porosità  $n$  dello strato permeabile e la variazione della massima infiltrazione profonda  $f_{max}$ .

A tal fine, il sistema è stato portato preliminarmente a regime, introducendo una portata costante nelle sezioni di monte del Cellina, Colvera e Meduna, in corrispondenza all'uscita dei relativi bacini montani, pari a 40, 10 e 40 m<sup>3</sup>/s rispettivamente.

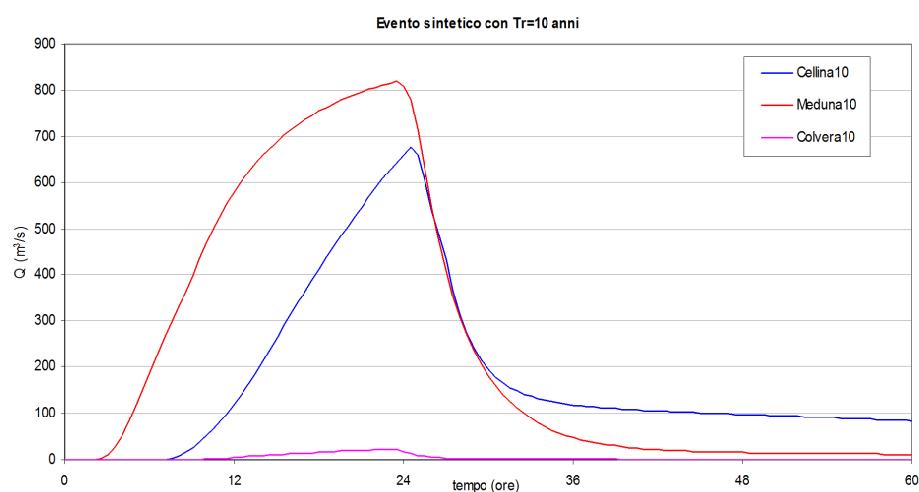


Figura 5.1: Portate in ingresso ai conoidi per un evento sintetico con  $Tr$  10 anni

### 5.2.1 Influenza della porosità dello strato permeabile

Una prima serie di prove ha riguardato la variazione della porosità  $n$ . Per quanto riguarda gli altri parametri, mantenuti costanti, si è scelto di porre la filtrazione profonda nulla ( $f_{max} = 0$ ), permeabilità  $k$  e spessore  $d$  dello strato permeabile pari rispettivamente a 0.001 m/s e 5 m. I risultati ottenuti sono riportati nella Figura 5.2 in termini di andamento del livello nel tempo riferiti, come detto, al ponte della S.S. 13 a Pordenone, a valle della linea delle risorgive e della confluenza del Cellina con il Meduna.

In Figura 5.2, la linea nera tratteggiata rappresenta l'andamento del livello calcolato con il modello idrodinamico agli elementi finiti 2DEF, senza considerare la presenza dello strato permeabile sub-superficiale. Si nota subito come l'introduzione dello strato permeabile sub-superficiale produca in questo caso differenze del tutto trascurabili. Come era ragionevole attendersi, il regime di moto permanente utilizzato nella fase preliminare alla propagazione dell'onda di piena porta a saturazione gli strati di subalveo destinati all'infiltrazione, che al passaggio dell'onda di piena non sono in grado di immagazzinare ulteriori quantità di acqua. Questa situazione di iniziale saturazione riguarda ovviamente le celle del reticolo afferenti ai filoni di magra dell'alveo ma, poiché le sezioni trasversali presentano un andamento piuttosto regolare, con incisioni comunque poco marcate, la medesima considerazione si applica alla quasi totalità gli elementi di calcolo dei conoidi. Volendo generalizzare, è possibile affermare che indipendentemente dalla porosità e dallo spessore dello strato di subalveo, la capacità di immagazzinamento dello strato stesso è trascurabilmente piccola nel caso in cui la condizione iniziale di regime sia caratterizzata dall'immissione di portate

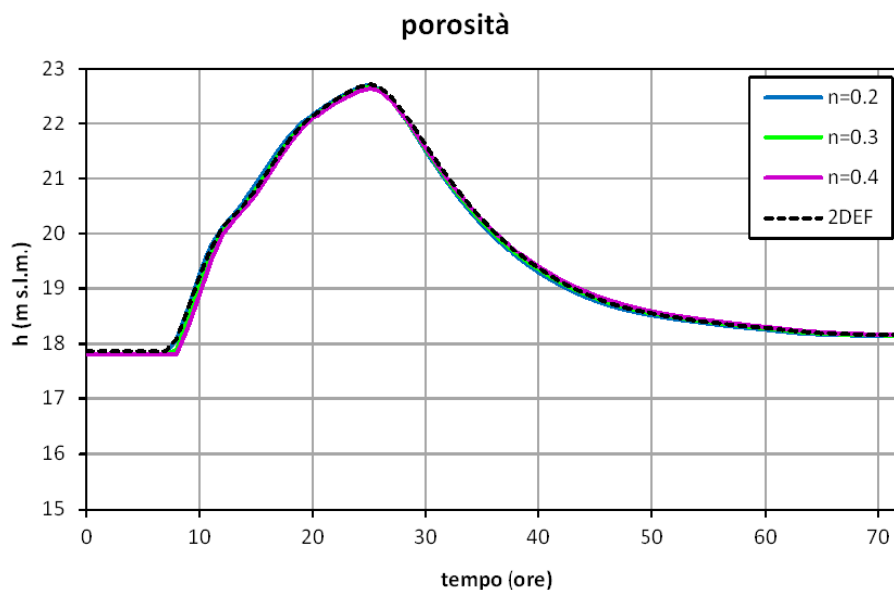


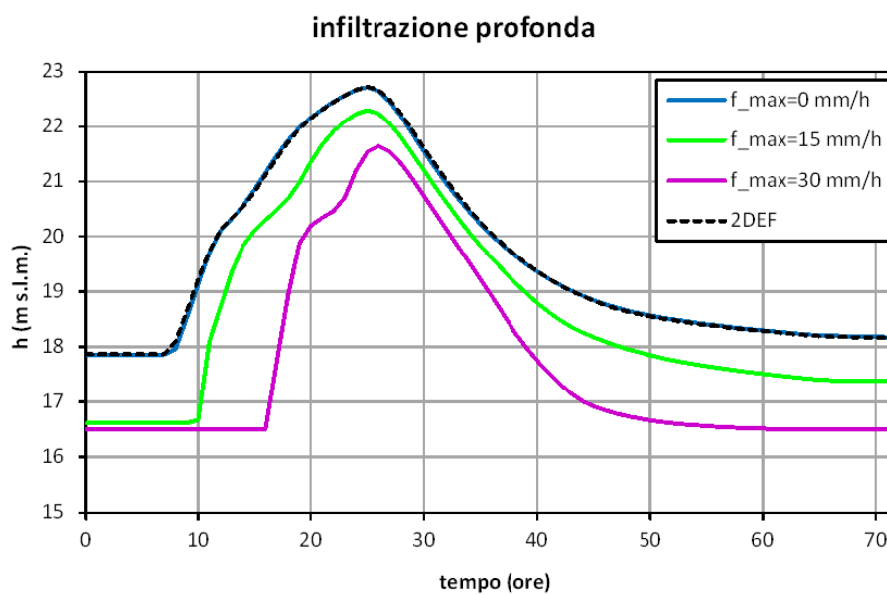
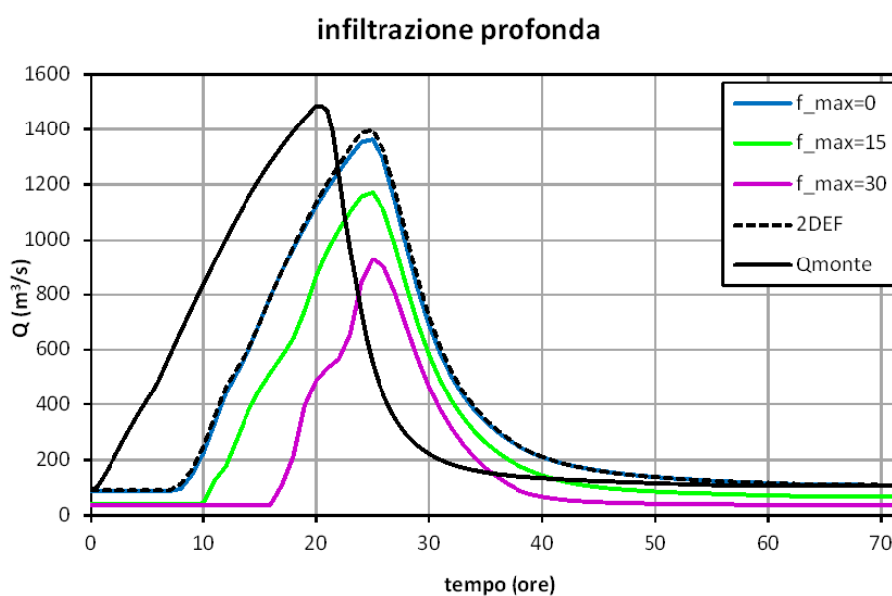
Figura 5.2: Livelli idrometrici al variare della porosità  $n$  dello strato permeabile

costanti nelle sezioni di monte.

### 5.2.2 Influenza della massima infiltrazione profonda

Una seconda serie di prove ha riguardato la variazione della massima infiltrazione profonda  $f_{max}$  a parità di spessore ( $d=5$  m), porosità ( $n=0.3$ ) e conducibilità idraulica ( $k = 0.001$  m/s). Il parametro  $f_{max}$  è stato fatto variare tra 0 e 30 mm/h. Appare evidente, sia in Figura 5.3 che in Figura 5.4, il ruolo primario svolto da tale parametro, che riduce progressivamente il volume dell'onda di piena.

Tale effetto è dovuto ad un duplice meccanismo: all'aumentare di  $f_{max}$ , da una parte aumenta il volume sottratto alla piena per infiltrazione profonda vera e propria, dall'altro si riduce la superficie dell'alveo prossima a saturazione già prima del passaggio dell'onda di piena, a causa delle portate di moto permanente. Le porzioni di strato sub-superficiale che, all'aumentare di  $f_{max}$ , non sono più caratterizzate da saturazione, ora sono in grado di immagazzinare (e di trattenere) parte del volume dell'onda di piena. Il primo meccanismo si traduce di fatto in una traslazione verso il basso dei livelli calcolati alla S.S.13, mentre il secondo meccanismo è responsabile della riduzione del volume di piena nella sua fase crescente e del conseguente ritardo con cui essa raggiunge le sezioni di valle rispetto al caso di assenza dello strato poroso.

Figura 5.3: Livelli idrometrici al variare della massima infiltrazione profonda  $f_{max}$ Figura 5.4: Portate al variare della massima infiltrazione profonda  $f_{max}$

### 5.2.3 Influenza della porosità dello strato permeabile con parametri base

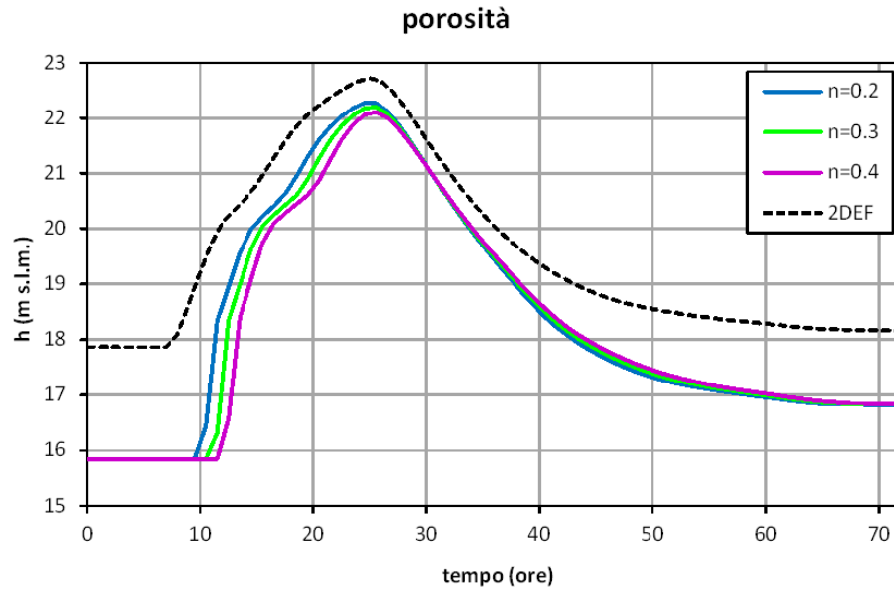
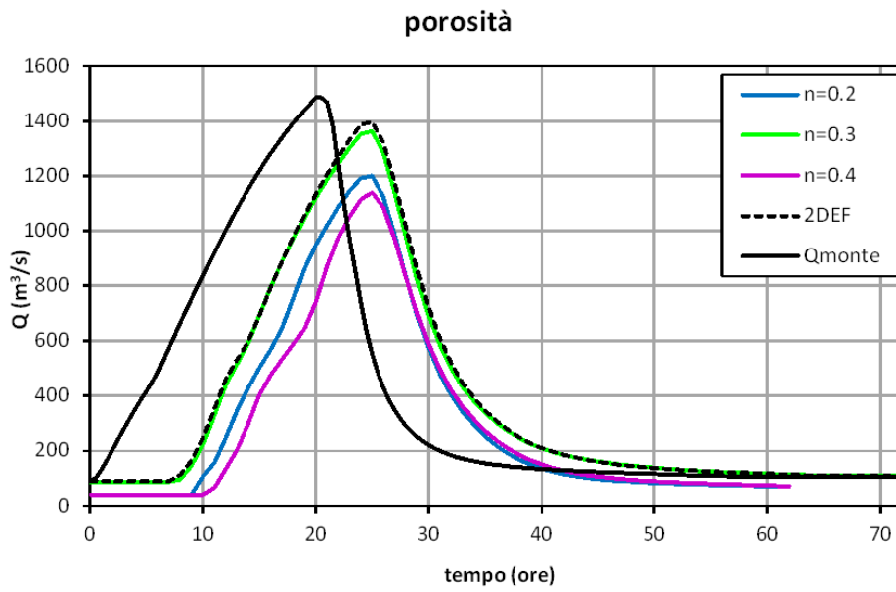
Prendendo in considerazione le valutazioni appena esposte, sono state effettuate ulteriori prove a partire da un assetto base di valori per i vari parametri (riportati su sfondo grigio in Tabella 5.1).

Tabella 5.1: Valori dei parametri base utilizzati

$d$ (m)	$n$ (%)	$k$ (m/s)	$f_{max}$ (mm/h)
10	0,2	1 E-4	0
5	0,3	1 E-3	15
2	0,4	1 E-2	30

E' stato indagato ulteriormente il ruolo della porosità dello strato sub-superficiale, cambiando il valore di  $n$  e mantenendo fissi gli altri parametri. In questo caso, con il parametro di infiltrazione profonda  $f_{max}$  posto pari a 15 mm/h e con le portate di moto stazionario immesse nelle sezioni di monte come specificato in precedenza, lungo i conoidi tutta la portata si infila nel sottosuolo, garantendo così che nella parte di valle degli stessi conoidi una frazione della superficie rimanga insatura. Il risultato è riportato nei grafici in Figura 5.5 e Figura 5.6, ancora con riferimento all'andamento dei livelli e delle portate alla sezione di riferimento sul t. Meduna al Ponte sulla S.S.13.

Effettivamente, nella fase crescente della piena, si riscontra che all'aumentare della porosità e quindi della capacità di immagazzinamento dello strato di subalveo, corrisponde una diminuzione sia dei livelli che delle portate. Al contrario, nella fase decrescente della piena non si registrano variazioni significative in funzione della porosità. Questo porta a dire che l'acqua immagazzinata dallo strato sub-superficiale viene dispersa per infiltrazione profonda prima di riuscire a raggiungere le sezioni di valle. Questo è dovuto al fatto che, pur utilizzando un coefficiente di permeabilità piuttosto elevato ( $k = 0.001$  m/s), i modesti gradienti di livello che si instaurano lungo i conoidi determinano velocità trascurabilmente piccole nello strato di subalveo. Si può concludere cioè che l'acqua sottratta dallo strato poroso alla fase iniziale dell'onda di piena non viene restituita in tempi brevi, confrontabili quindi con i tempi di transito della piena stessa, ma viene dispersa verso gli strati più profondi del terreno. La restituzione di parte di queste acque può indubbiamente avvenire a valle della linea delle risorgive, determinate dall'intersezione della linea di falda con l'alveo del Meduna e con i terreni limitrofi. Infine, occorre sottolineare ancora una volta come l'entità degli effetti legati all'attribuzione di valori diversi alla porosità  $n$  dipenda in forte misura dallo stato di saturazione. Quest'ultima considerazione vale anche per lo spessore dello strato sub-superficiale che di fatto, per quanto riguar-

Figura 5.5: Livelli idrometrici al variare della porosità  $n$  con parametri di baseFigura 5.6: Portate superficiali al variare della porosità  $n$  con parametri di base



da la funzione di immagazzinamento di parte del volume di piena, agisce in maniera del tutto analoga alla porosità. A rigore, l'aumento dello spessore  $d$  dello strato di subalveo contribuisce anche a definire le portate che transitano nello strato stesso, secondo una relazione di proporzionalità diretta. Le variazioni di portata che dipendono dallo spessore  $d$  rimangono comunque non significative: come si vedrà in seguito, affinché le portate sub-superficiali assumano valori confrontabili con le portate totali in transito è necessario attribuire alla conducibilità idraulica del sottosuolo valori fisicamente non ammissibili.

### 5.3 Condizione iniziale senza immissione di portata da monte

Considerando quanto emerso dalle prime prove di sensibilità, è risultato significativo come la presenza dello strato poroso produca i massimi effetti quando lo strato stesso è inizialmente insaturo. Per questo motivo, sono state effettuate alcune serie di simulazioni nelle quali la piena di riferimento è stata fatta propagare su terreno asciutto, considerando quindi lo strato di subalveo come inizialmente insaturo.

#### 5.3.1 Influenza della porosità $n$ e dello spessore $d$

In accordo con quanto riportato in precedenza, sono state esaminati gli effetti dovuti alla variazione sia della porosità  $n$  che dello spessore  $d$ . Per quanto riguarda i restanti parametri, mantenuti fissi, la permeabilità è stata posta pari a  $k = 0.001\text{m/s}$ , mentre non è stata considerata alcuna perdita per dispersione profonda ( $f_{max} = 0\text{mm/h}$ ). In questo caso, l'assenza di infiltrazione verso gli strati profondi del terreno non comporta la saturazione preventiva dello strato di subalveo semplicemente perché la condizione iniziale non prevede l'immissione di alcuna portata da monte. Il risultato ottenuto è riportato nei grafici in Figura 5.7 e Figura 5.8 in termini, rispettivamente, di livelli e di portate, alla medesima sezione presso il ponte della S.S.13 sul torrente Meduna.

L'andamento dei livelli e quello delle portate mostrano come all'aumentare di entrambi corrisponda una maggior capacità di invaso del terreno. Questo fenomeno di laminazione si manifesta in particolare nella parte crescente dell'idrogramma di piena e si ripercuote in maniera forte sia sui volumi che raggiungono la sezione di valle, sia sulla portata al colmo. È interessante notare come l'aumento dello spessore dello strato amplifichi l'effetto della variazione di porosità  $e$ , allo stesso modo, l'aumento di porosità amplifichi l'effetto della variazione di spessore. Questo discende, ovviamente, dal fatto che il volume dei vuoti che possono essere riempiti al passaggio dell'onda di piena è dato proprio dal prodotto dello spessore per la porosità ( $V_v = n \cdot d$ ).

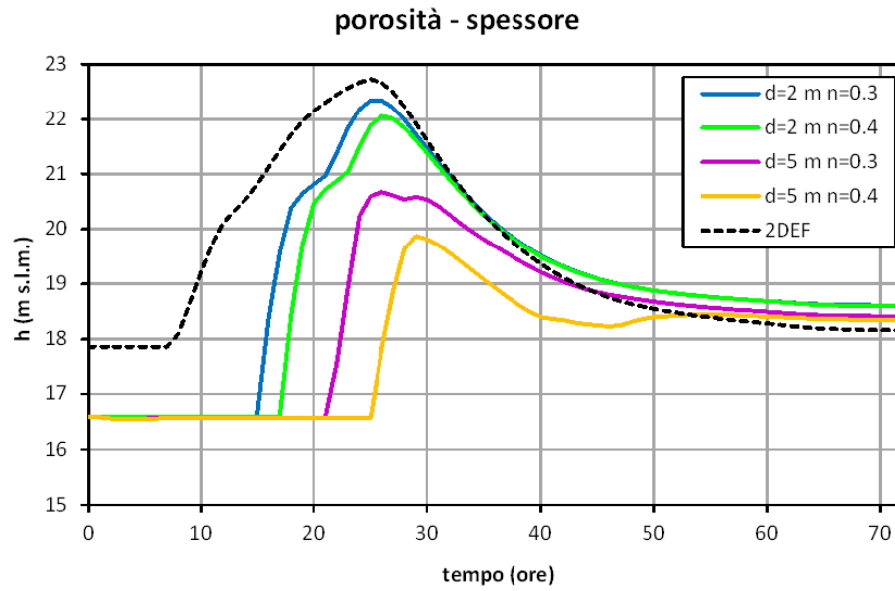


Figura 5.7: Livelli idrometrici al variare della porosità  $n$  e spessore  $d$  senza immissione iniziale di portata

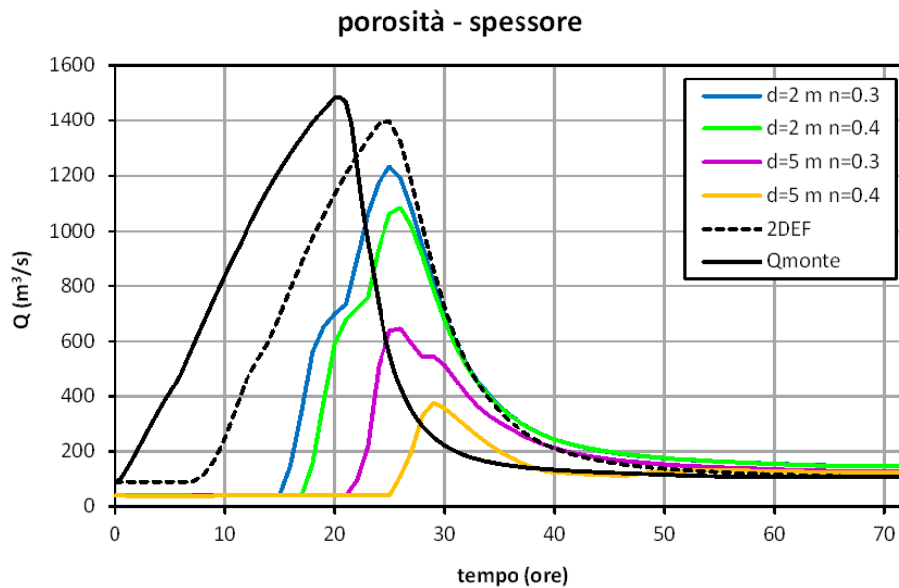


Figura 5.8: Portate al variare della porosità  $n$  e spessore  $d$  senza immissione iniziale di portata

Per quanto riguarda la fase calante della piena, porosità  $n$  e spessore  $d$  producono effetti modesti, che tuttavia diventano significativi qualora il volume invasabile messo a disposizione dallo strato poroso diventi confrontabile con quello dell'onda di piena (linee viola e, soprattutto, gialla in Figura 5.7 e Figura 5.8).

Come già evidenziato in precedenza, i gradienti di livello paragonabili alla pendenza del fondo (perciò modesti), associati al valore della permeabilità  $k$  posta pari a 0.001 m/s, di fatto trattengono l'acqua immagazzinata all'interno dello strato di subalveo anche negli istanti ben successivi al passaggio della piena, e la sua restituzione avviene così lentamente da rendere quasi impercettibili le differenze di livello e di portata nella fase di esaurimento della piena.

### 5.3.2 Influenza della conducibilità idraulica

Anche gli effetti legati alla variazione del coefficiente di conducibilità idraulica  $k$  sono stati analizzati effettuando delle specifiche simulazioni, nelle quali i restanti parametri (spessore  $d=2$  m e filtrazione profonda nulla,  $f_{max} = 0$  mm/h) sono stati mantenuti fissi. Nella Tab. 6.2 sono riportati i valori assegnati alla conducibilità idraulica  $k$  e gli altri parametri relativi allo strato sub-superficiale. I risultati sono riportati in termini di livello e di portate alla sezione di riferimento nelle Figure 5.9 - 5.10 e nelle Figure 5.11 -5.12.

Tabella 5.2: Valori dei parametri utilizzati al variare della conducibilità  $k$

$d$ (m)	$n$ (%)	$k$ (m/s)	$f_{max}$ (mm/h)
2	0,3	1 E-2	0
2	0,3	1 E-1	0
2	0,3	1	0
2	0,3	10	0
2	0,3	20	0
2	0,3	50	0
2	0,3	100	0

Al variare del parametro  $k$ , con permeabilità crescente da 0.01 m/s a 100 m/s, l'evoluzione della forma dell'idrogramma alla sezione di riferimento al ponte sulla S.S.13 denota un effetto non lineare. In particolare, osservando la parte ascendente della piena, per  $k$  che va da 0.01 m/s a 1 m/s (linee blu chiaro, verde e magenta) si nota come aumenti leggermente l'effetto di vaso legato alla presenza dello strato poroso e, di conseguenza, sia maggiore l'effetto di laminazione. La maggiore capacità di vaso è legata al fatto che, per valori maggiori della permeabilità, la superficie che si imbibisce

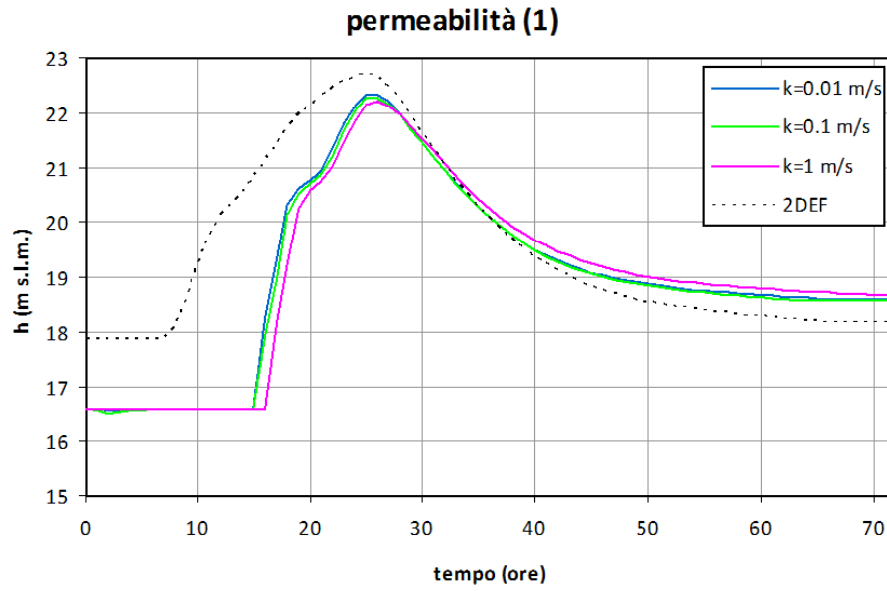


Figura 5.9: Livelli idrometrici al variare della permeabilità  $k \leq 1$  senza immissione iniziale di portata

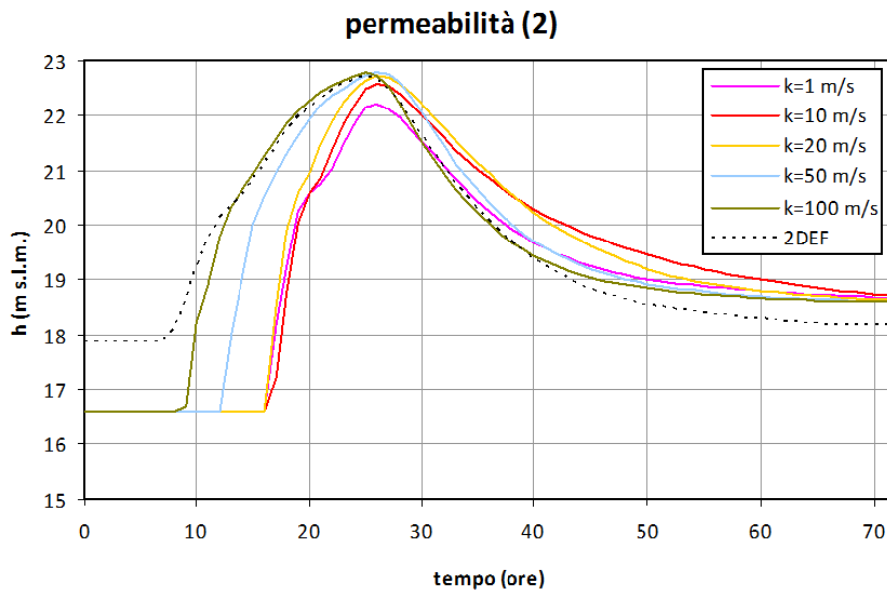


Figura 5.10: Livelli idrometrici al variare della permeabilità  $k \geq 1$  senza immissione iniziale di portata

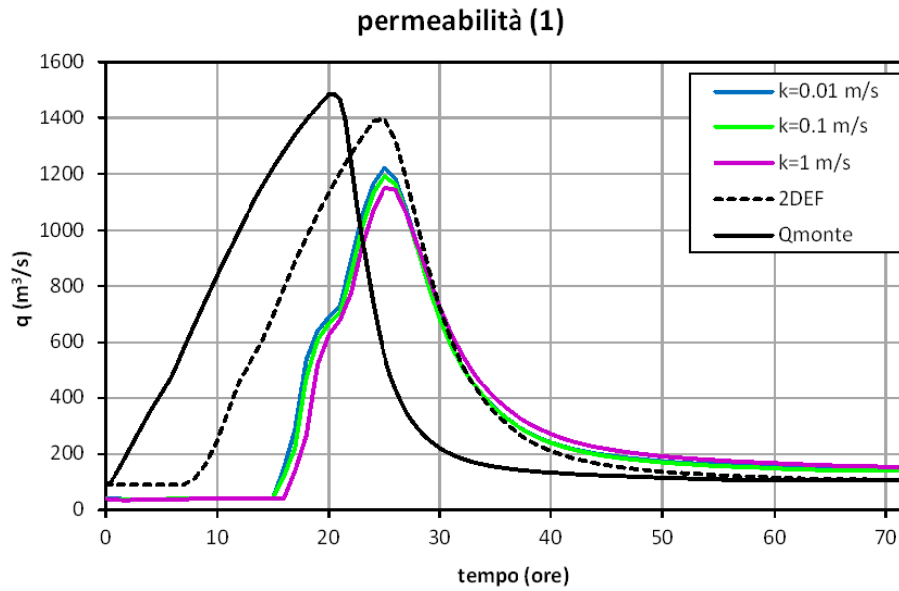


Figura 5.11: Portate al variare della permeabilità  $k \leq 1$  senza immissione iniziale di portata

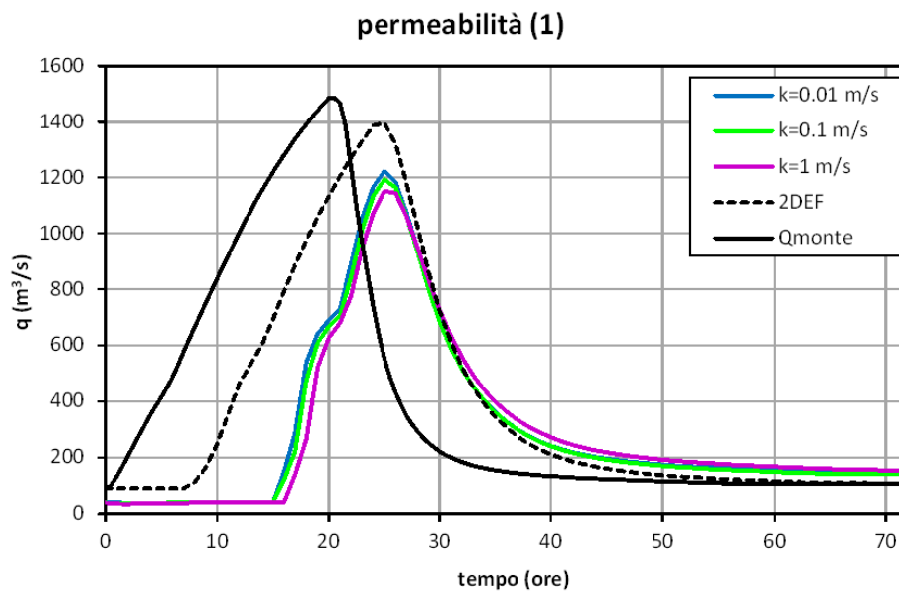


Figura 5.12: Portate al variare della permeabilità  $k \geq 1$  senza immissione iniziale di portata

al passaggio della piena si allarga lateralmente. Queste tre curve finiscono poi per sovrapporsi nella parte discendente, dimostrando come l'acqua immagazzinata nel subalveo rimanga di fatto intrappolata in esso anche negli istanti appena successivi al passaggio della piena. Al contrario, se  $k$  aumenta ulteriormente, assumendo valori maggiori all'unità (chiaramente privi di significato fisico), le portate convogliate dallo strato sub-superficiale aumentano fino a raggiungere ordini di grandezza confrontabili con le portate che transitano in superficie. In questo caso si riscontra un effetto di invaso, e conseguente laminazione, nella fase crescente della piena, che però tende a diminuire per maggiori valori della permeabilità. Per quanto riguarda la fase calante della piena, a partire da valori di  $k$  pari a 10 m/s (linea rossa) si nota come l'acqua immagazzinata nello strato di subalveo venga prontamente restituita negli istanti appena successivi al passaggio del colmo, traducendosi in aumento dei livelli e delle portate nella coda della piena rispetto ai casi precedenti. Per  $k = 100$  m/s scompare quasi completamente l'effetto di invaso e, contestualmente, di restituzione della portata a seguito del passaggio del colmo.

Con riferimento a quest'ultimo caso esaminato, si possono esprimere le seguenti considerazioni. Nell'ipotesi di strato poroso inizialmente non imbibito, le simulazioni eseguite considerando diversi valori del coefficiente di filtrazione  $k$  hanno messo in evidenza che per valori molto contenuti di tale parametro, pari a 0.001 m/s, in campo comunque fisicamente ammissibile, nella fase iniziale della piena lo strato ipodermico invasa un certo volume. Tale volume viene restituito in tempi superiori a quelli di evoluzione della piena, non contribuendo quindi alla propagazione superficiale.

Per valori maggiori del parametro  $k$ , pari a 0.01, 0.1 e 10 m/s, si può constatare come si verifichi un allargamento del filone della corrente nello strato ipodermico, come riscontrabile nella Figura 5.13.

Si verifica quindi un aumento della superficie e, contestualmente, del volume invasabile. Come conseguenza si produce un effetto di invaso leggermente maggiore.

Se si assumono valori di ordine superiore per il coefficiente di filtrazione  $k$  ( $20 < k < 50$  m/s), diventa significativo il contributo di portata veicolata dallo strato ipodermico. In questo caso, il volume inizialmente laminato viene restituito durante la fase decrescente della piena. Per valori di  $k$  ancora maggiori ( $k=100$  m/s), l'effetto di invaso sparisce. Infatti nello strato ipodermico il flusso in queste condizioni risente di resistenze paragonabili a quelle del deflusso superficiale. In altre parole, per questi valori di  $k$ , non ci sono sostanziali differenze tra deflusso superficiale o in subalveo.

Nella figura 5.14 è riportato il confronto degli andamenti delle portate superficiali e profonde per i valori di  $k$  di ordini di grandezza diversi elencati in precedenza. La sezione di analisi è posta poco a valle della confluenza dei due conoidi nella medesima zona della Figura 5.13.

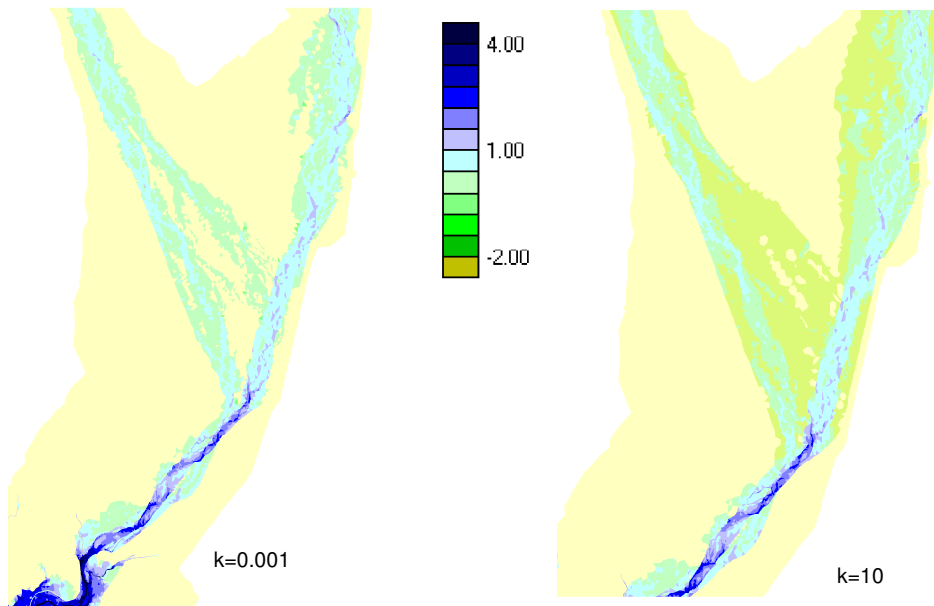


Figura 5.13: Allargamento del filone corrente sub superficiale nel caso con permeabilità  $k = 10$  rispetto al caso con  $k = 0.001$  - senza immissione iniziale di portata

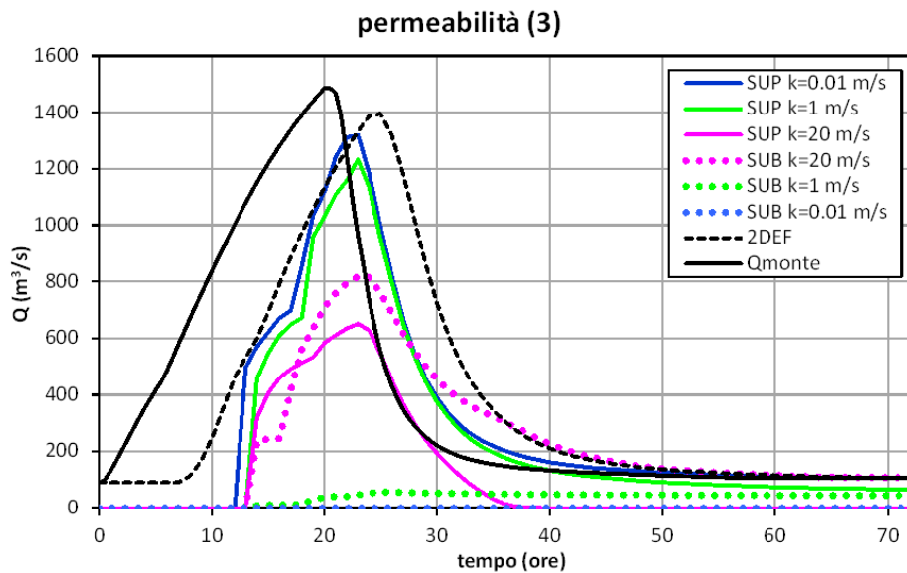


Figura 5.14: Portate superficiale e profonda in una sezione intermedia a valle della confluenza del Cellina in Meduna al variare della permeabilità  $k$





## Capitolo 6

# Applicazione ad eventi reali

### 6.1 Introduzione

Le considerazioni sviluppate nel capitolo precedente hanno permesso di applicare il modello ad alcune onde di piena reali relative ad eventi occorsi nel bacino nell'ultimo decennio. Rispetto agli eventi storici già richiamati, quello accaduto nel 1965 e quello ancor più disastroso del 1966, le piene più recenti, pur caratterizzate da colmi e volumi più contenuti, hanno avuto effetti molto problematici su un territorio maggiormente urbanizzato rispetto al passato. Per i fini di questa ricerca invece sono eventi rilevanti in quanto monitorati con un dettaglio che un tempo non era disponibile.

Per le applicazioni dello schema di calcolo a tali eventi, sono stati reperiti alcuni dati di livello e di portata, fondamentali per la ricostruzione dell'evoluzione idrodinamica degli eventi.

Le piene considerate sono quelle accadute nei giorni del 6-8 novembre 2000, 25-29 novembre 2002 e 31 ottobre-1 novembre 2010 e riportate nelle figure 6.1, 6.2, 6.3.

### 6.2 Definizione dei parametri

I parametri relativi allo spessore dello strato permeabile  $d$ , alla porosità  $n$ , alla permeabilità  $k$  e alla filtrazione profonda  $f_{max}$  utilizzati per queste simulazioni sono riportati nella tabella seguente:

Tabella 6.1: Valori dei parametri utilizzati nei casi degli eventi reali

$d$	$n$	$k$	$f_{max}$
(m)	(%)	(m/s)	(mm/h)
1.5	0,2	1 E-2	25

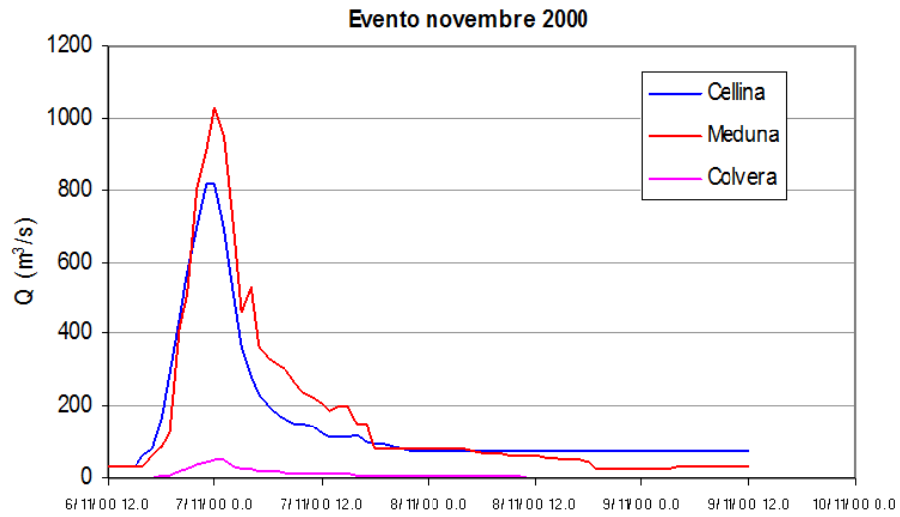


Figura 6.1: Piena del novembre 2000 in uscita dai serbatoi montani

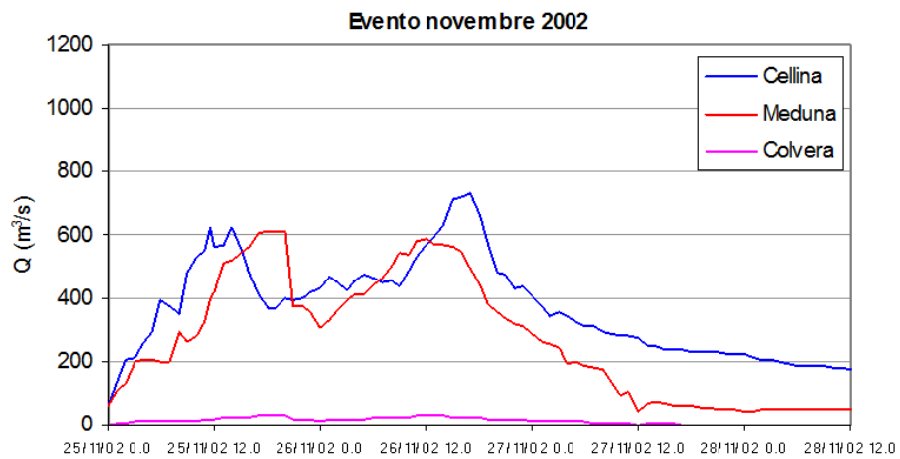


Figura 6.2: Piena del novembre 2002 in uscita dai serbatoi montani

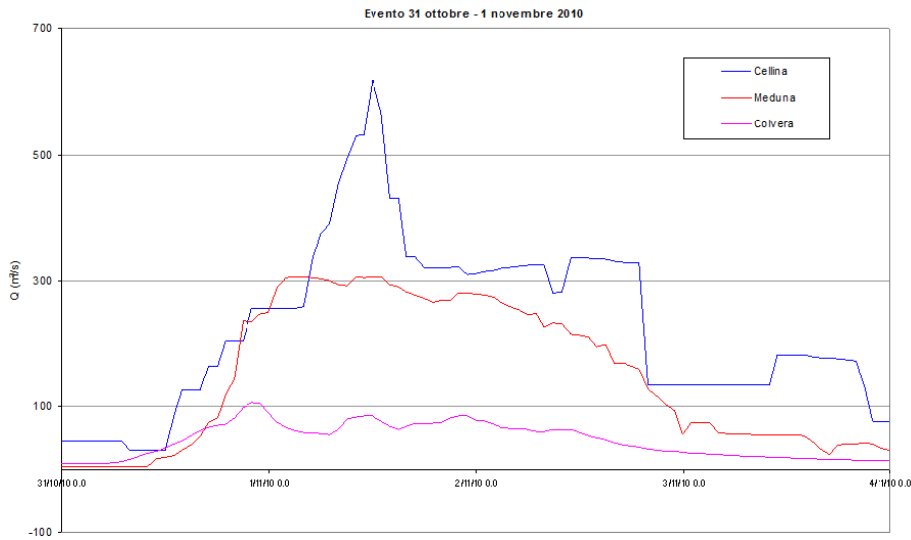


Figura 6.3: Piena del novembre 2010 in uscita dai serbatoi montani

La scelta di un valore contenuto per lo spessore dello strato permeabile, posto pari a  $d=1.5$ , è dettato anche dalla natura del modello che, come ricordato nella descrizione al capitolo 3, è stato concepito per simulare il moto dell'acqua nello strato ipodermico ma non negli strati profondi. Per una trattazione completa del moto in quelle condizioni si dovrebbero affiancare altre ipotesi allo schema adottato, con implicazioni sia numeriche che anche di approccio concettuale.

Va poi sottolineato come, nel caso si ipotizzassero spessori dello strato ipodermico relativamente grandi, sarebbe necessario considerare il fenomeno di filtrazione verticale (per esempio secondo lo schema semplificato di Green-Ampt), che, come sottolineato nel capitolo 3, in questo modello viene trascurato. Infatti, nelle ipotesi illustrate nel medesimo capitolo, si evidenzia come lo schema consideri che l'acqua si infiltri completamente accumulandosi a partire dal fondo dello strato ipodermico. Ipotesi, quest'ultima, avvalorata considerando la presenza di strati maggiormente impermeabili pochi metri sotto la superficie, e dovuti a fenomeni di cementificazione e intasamento che possono interessare gli strati appena più profondi di ghiaia, che non sono sollecitati dal passaggio delle piene.

Per quanto riguarda il valore assegnato alla porosità, posta pari a  $n=0.2$ , e quindi anch'esso piuttosto contenuto, vanno considerate le condizioni ambientali, geografiche e meteorologiche che caratterizzano i conoidi del torrente Cellina e del torrente Meduna durante i fenomeni di piena. Si può ragionevolmente supporre che le precipitazioni che interessano l'area montana investano in una prima fase le zone dei conoidi, influenzando sul loro stato di saturazione antecedente il passaggio della piena.

La dispersione profonda  $f_{max}$ , di fatto rappresenta un parametro di taratura. La sua influenza sui valori di livello è pressoché costante nel tempo. Infatti, l'area interessata dallo scorrimento superficiale della piena non varia di molto durante il passaggio del colmo. Per quanto illustrato nella descrizione del modello, la filtrazione  $f$  si riduce progressivamente quando il livello della superficie libera scende sotto la quota media del terreno.

Per quanto riguarda la condizione iniziale, utilizzata nelle simulazioni degli eventi reali, si è cercato di utilizzare le (poche) informazioni disponibili, per valutare lo stato di imbibizione iniziale degli ammassi ghiaiosi dei conoidi.

La portata di moto permanente, imposta nelle sezioni di monte negli istanti che precedono il transito del colmo di piena, è stata dedotta a partire dalle misurazioni (ove disponibili), o da supposizioni legate alla piovosità dei periodi antecedenti agli eventi di piena considerati. La portata esitata dai serbatoi nel periodo precedente alla piena vera e propria, infatti, determina il grado di saturazione dello strato superficiale. Più precisamente, nello schema di calcolo considerato, tale portata determina quanto a valle si estende lo strato ipodermico caratterizzato da saturazione. Maggiori valori di portata assegnati al moto permanente iniziale comportano l'estensione dello strato saturo e, di conseguenza, la diminuzione dell'effetto di invaso iniziale nello strato stesso.

Alcune ulteriori considerazioni, infine, sono necessarie sulla schematizzazione del complesso sistema idrogeologico, rappresentato dai conoidi del torrente Cellina e del torrente Meduna, con il modello utilizzato. Come illustrato nella caratterizzazione dell'area di studio, nel primo capitolo, nella loro parte terminale gli ammassi ghiaiosi si intersecano con la parte planiziale del bacino in una vasta zona caratterizzata da risorgive, alimentate dai deflussi degli strati più profondi e con risposte differite rispetto ai fenomeni qui indagati. Va tenuto in conto che le simulazioni di eventi reali considerano nel modello un certo tasso di infiltrazione verso gli strati profondi del terreno ( $f > 0$ ), causando quindi la perdita di una porzione di volume della piena. Si è provveduto a schematizzare un deflusso di base caratterizzante la zona nel tratto dei conoidi a monte della linea delle risorgive. Si è poi determinata una portata di base, immessa nella griglia di calcolo in prossimità della linea delle risorgive e mantenuta costante durante tutta la simulazione, in ragione dei maggiori tempi di risposta della falda, in quanto legati alla componente più profonda del moto di filtrazione, come poco sopra ricordato.

Le figure riportate di seguito contengono sia i dati misurati dallo strumento che i valori riprodotti dal modello a solo deflusso superficiale, già denominato 2DEF nelle pagine precedenti.

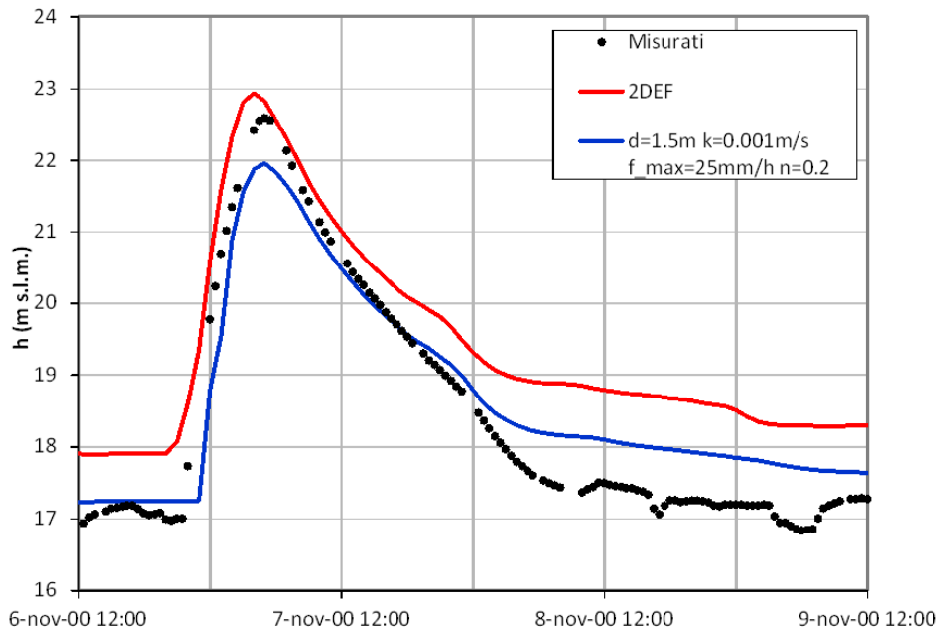


Figura 6.4: Livelli idrometrici misurati e calcolati alla sezione di P.te Meduna - nov. 2000

### 6.3 Evento di piena del novembre 2000

Le portate in ingresso al modello per l'evento del novembre 2000 sono state desunte dal PSSIL [1]. Come riportato nella figura 6.1, sono disponibili gli andamenti delle portate del Cellina a Ravedis e del Meduna a Ponte Maraldi, valutati in base ai dati forniti dagli enti gestori dei serbatoi idroelettrici che chiudono i rispettivi bacini montani. La portata del t.Colvera è stata stimata assumendo per essa un andamento analogo a quello del Meduna ed un valore al colmo pari al 5% del suo recettore.

Nella figura 6.4 sono riportati i livelli del torrente Meduna alla sezione in corrispondenza al Ponte sulla S.S. 13, già assunta come riferimento nell'analisi di sensibilità, relativi appunto all'evento del 6-9 novembre 2000. In questo caso si è assunto  $Q = 40 \text{ m}^3/\text{s}$  come portata di moto permanente negli istanti che precedono l'evento, per entrambi i conoidi.

Si può immediatamente notare come la simulazione effettuata con il modello 2DEF ben riproduca l'andamento generale dei livelli nella sezione ma risulti in anticipo sui tempi, con particolare evidenza nei valori di colmo, con una sovrastima dei livelli stessi.

L'applicazione del modello completo della parte subsuperficiale porta ad un computo dei livelli con una leggera sottostima nella parte ascendente ma in generale è da sottolineare la sincronia nei tempi. La prima parte della curva discendente ha, inoltre, una tratta di collimazione coi dati misurati.

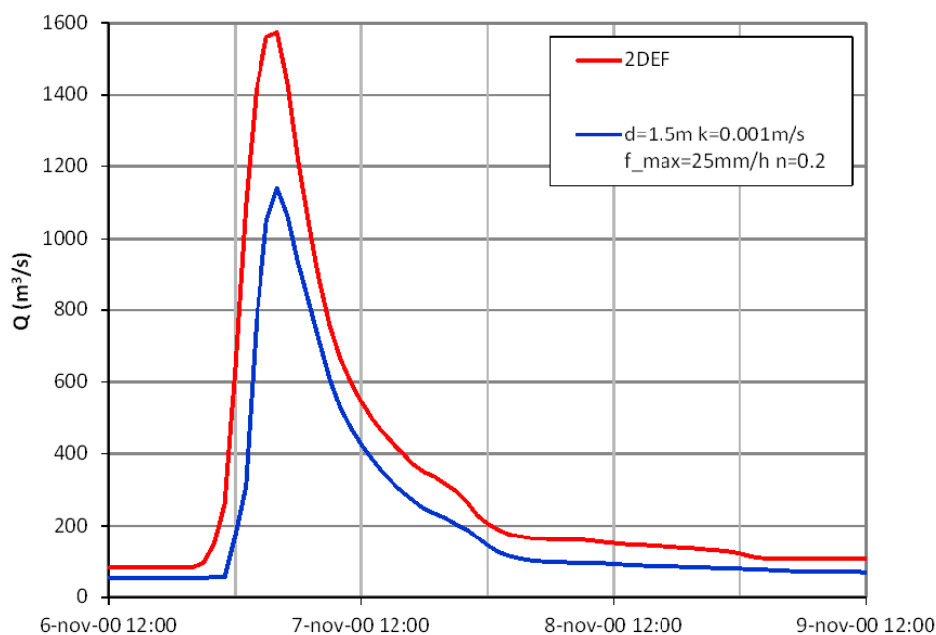


Figura 6.5: Portate calcolate alla sezione di P.te Meduna - nov. 2000

La differenza nei confronti del modello senza deflusso subalveo, in particolare nella parte ascendente della curva, è indice della laminazione che si ottiene applicando il modello accoppiato, che produce un effetto di invaso computato appunto dal modulo subsuperficiale.

In figura 6.5 sono invece riportati, sempre con riferimento alla sezione di Ponte Meduna, gli andamenti delle portate calcolati con i due tipi di modello. Si può notare come il modello accoppiato produca una riduzione del colmo di circa  $400 \text{ m}^3/\text{s}$  e che anche nelle altre fasi della piena vi sia una riduzione non trascurabile dei valori di portata. L'effetto di infiltrazione avviene quindi fin dall'inizio della propagazione e si accentua al crescere dei valori di portata.

## 6.4 Evento di piena del novembre 2002

Come per l'evento del 2000, anche per il 2002 i dati delle portate riportate in figura 6.2 sono desunti dal PSSIL [1] e, per quanto riguarda l'apporto del torrente Colvera, sono state effettuate le medesime stime. In questo caso si è assunto  $Q = 20 \text{ m}^3/\text{s}$  come portata precedente all'evento, per entrambi i conoidi.

Passando ora ad esaminare la simulazione per tale evento, si noti nella figura 6.6, che riporta il confronto dei livelli per questo evento sempre nella medesima sezione di riferimento, come l'effetto del modello con modulo subsuperficiale sia ottimale.

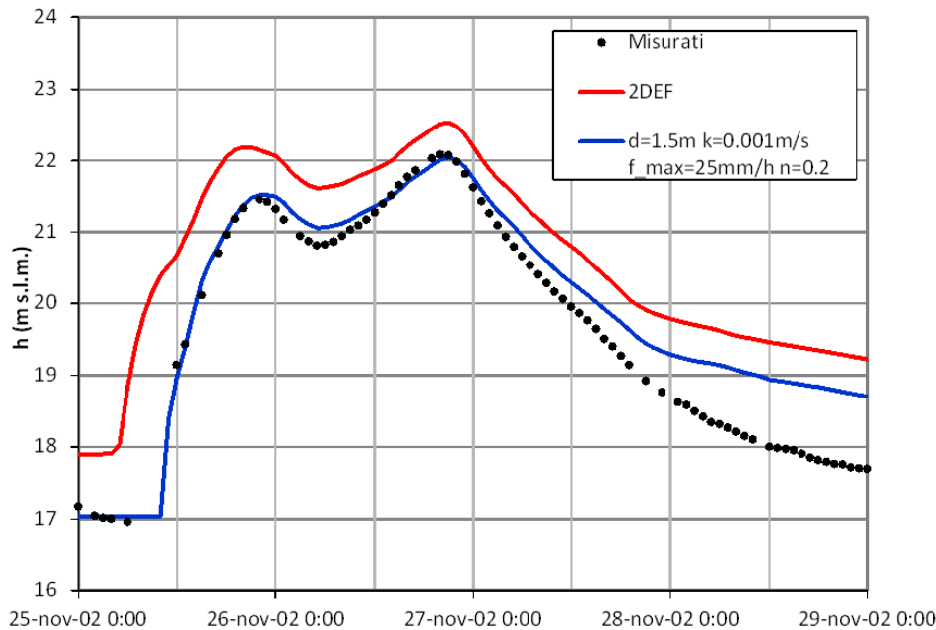


Figura 6.6: Livelli idrometrici misurati e calcolati alla sezione di P.te Meduna - nov. 2002

La piena, caratterizzata da due colmi distribuiti in un arco temporale di circa 3 giorni, viene riprodotta con precisione sia per quanto riguarda i valori del livello, sia per quanto riguarda la sincronia, fino alla parte iniziale della fase discendente del secondo colmo. Il modello 2DEF in questo caso simula livelli più sostenuti pur riproducendo nella forma l'andamento generale con un leggero anticipo sul primo colmo e ritardo sul secondo. Il buon risultato è riconducibile alla differenza dovuta all'infiltrazione presente nel modello accoppiato, che permette un invaso di una quota sostanziosa della piena, come si può constatare dall'esame della figura 6.7, raffigurante l'andamento delle portate calcolate con i due modelli nella medesima sezione.

Nella parte di curva interessante i due colmi, la differenza tra i due andamenti si attesta in circa  $200 \text{ m}^3/\text{s}$ , poco meno nella tratta ascendente e in quella discendente dell'idrogramma di piena.

## 6.5 Evento di piena del 31 ottobre - 1 novembre 2010

Le portate in ingresso al modello per l'evento del 31 ottobre - 1 novembre 2010 sono state desunte da valutazioni effettuate dalla Segreteria tecnica dell'Autorità di bacino a seguito dell'evento. Come riportato nella figura 6.3, sono disponibili gli andamenti delle portate del t. Cellina a Ravedis e del t.

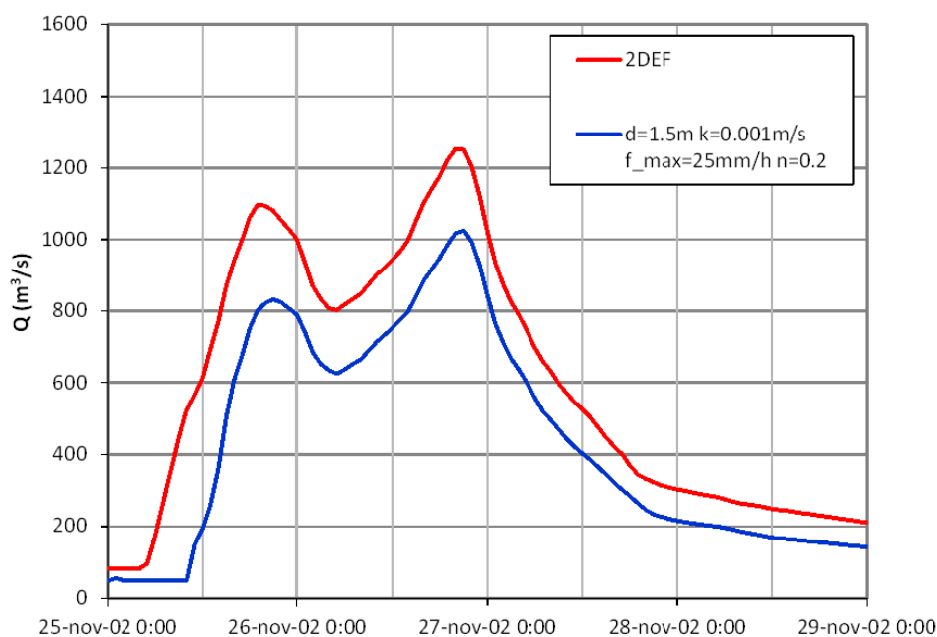


Figura 6.7: Portate calcolate alla sezione di P.te Meduna - nov. 2002

Meduna a Ponte Maraldi, valutati in base ai dati forniti dagli enti gestori dei serbatoi idroelettrici. La portata del t. Colvera, per questo evento è invece stata stimata mediante una elaborazione delle precipitazioni disponibili con un modello idrologico ad approccio geomorfologico.

In questo caso, come per l'evento del novembre 2000, si è assunto  $Q = 40 \text{ m}^3/\text{s}$  come portata precedente all'evento, per entrambi i conoidi. La piena del 2010 è quella caratterizzata da valori più contenuti dei colmi e questo può in parte spiegare la sottostima che il modello accoppiato effettua dei livelli alla sezione di riferimento, riportati in figura 6.8. Rispetto al modello 2DEF, che anticipa leggermente nei tempi l'andamento dei livelli, il modello accoppiato riproduce con buona rispondenza la sincronia dell'andamento dei livelli misurati e nelle tratte iniziali e finali si attesta sui valori misurati.

Il confronto degli andamenti delle portate, proposti in figura 6.9, evidenzia una riduzione di valore rispetto al modello 2DEF di circa  $200 \text{ m}^3/\text{s}$  nelle fase centrale della piena.

Per il solo evento del 2010, è disponibile un punto di misura dei livelli lungo il conoide del Cellina, come illustrato al capitolo 4. Va tenuto conto quindi che la portata è relativa al solo contributo degli svassi della diga di Ravedis sul torrente Cellina e che, per la posizione, lo strumento può dare indicazioni limitate. Nelle figure 6.10 e 6.11 sono riportati rispettivamente i livelli e i tiranti misurati sul fondo ghiaioso permeabile del conoide del Cellina, e calcolati con i due modelli. Stante la limitata tratta percorsa dalla piena non è ancora apprezzabile l'effetto di infiltrazione operato dal modulo



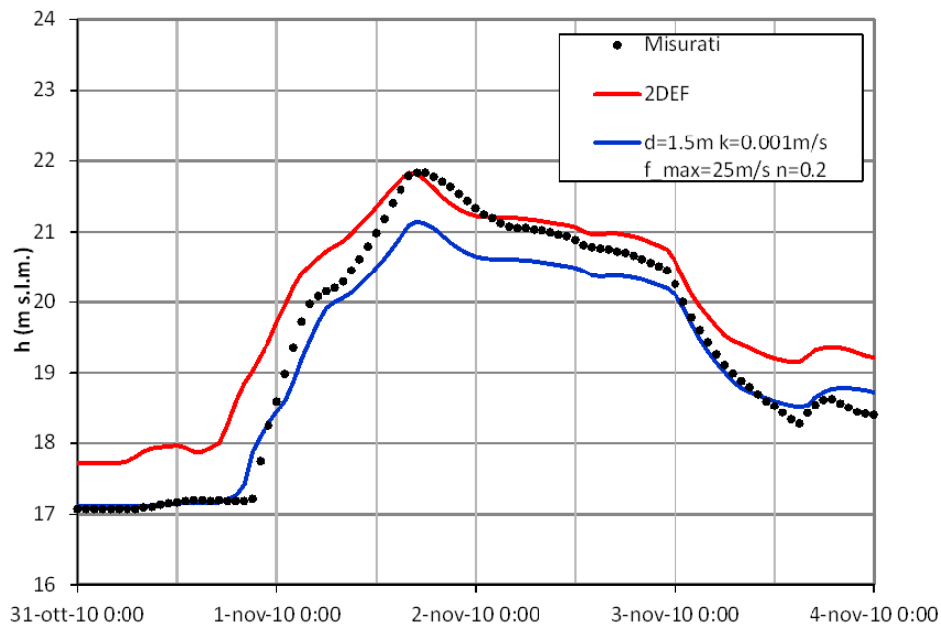


Figura 6.8: Livelli idrometrici misurati e calcolati alla sezione di P.te Meduna - nov. 2010

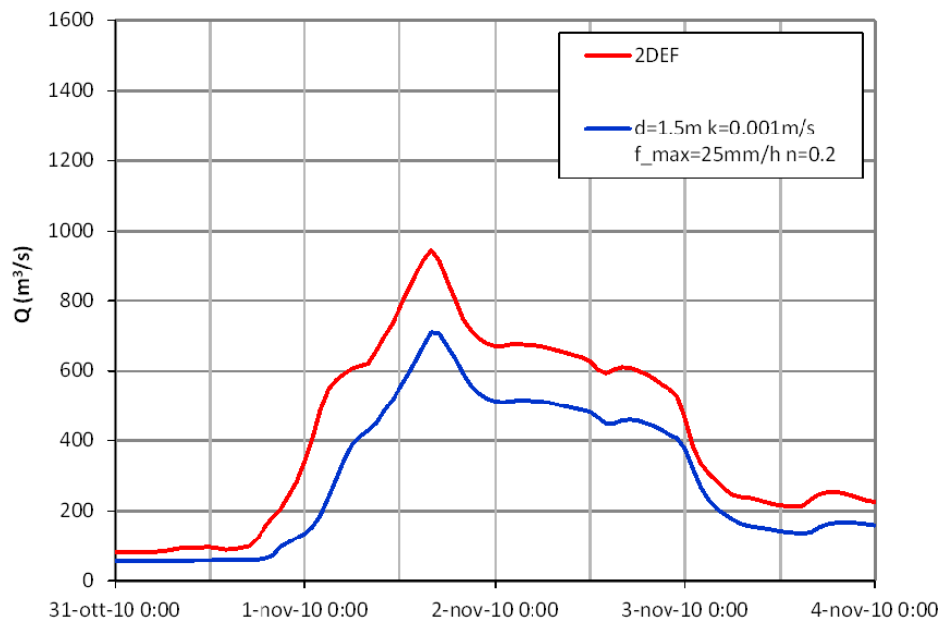


Figura 6.9: Portate calcolate alla sezione di P.te Meduna - nov. 2010

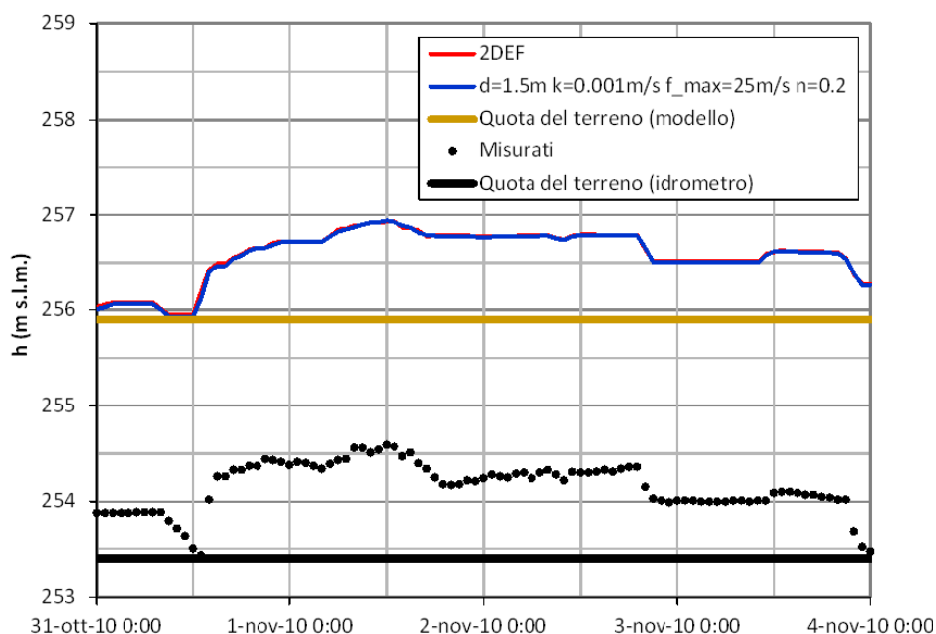


Figura 6.10: Livelli idrometrici misurati e calcolati alla sezione di Vajont sul Cellina - nov. 2010

per le acque subsuperficiali.

I due andamenti quindi sono praticamente coincidenti e ben riprodotti da entrambi gli approcci concettuali dei due modelli. Il rilievo dei dati altimetrici utilizzati per la quotatura del modello e il rilievo di precisione puntuale per la posa in opera dello strumento di misura distano temporalmente circa 6 anni. In questo lasso di tempo possono essere avvenuti interventi di manutenzione sia dell'alveo che dell'opera alla quale lo strumento si ancora, un pennello deflettore e questo potrebbe spiegare le differenze riscontrate. Inoltre, per la particolarità del sito, durante le piene possono instaurarsi fenomeni localizzati tali da indurre variazione di livello per l'appunto locali. In ogni caso, sia considerando i livelli con i relativi riferimenti ai diversi piani campagna, sia invece considerando i tiranti, e quindi relativizzando le quote, si può notare come ci sia una buona corrispondenza tra dati misurati e calcolati. La figura 6.12 riporta infine gli andamenti delle portate considerate in una sezione prossima alla suddetta stazione. Le considerazioni sovraesposte trovano conferma nella coincidenza degli andamenti dei valori delle portate calcolate con i due modelli.

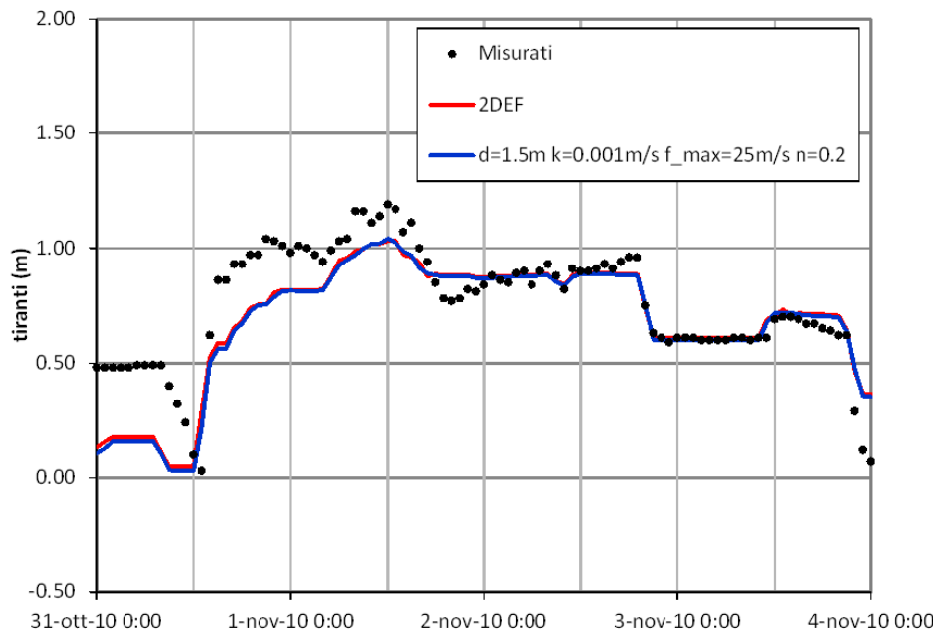


Figura 6.11: Tiranti idrometrici misurati e calcolati alla sezione di Vajont sul Cellina - nov. 2010

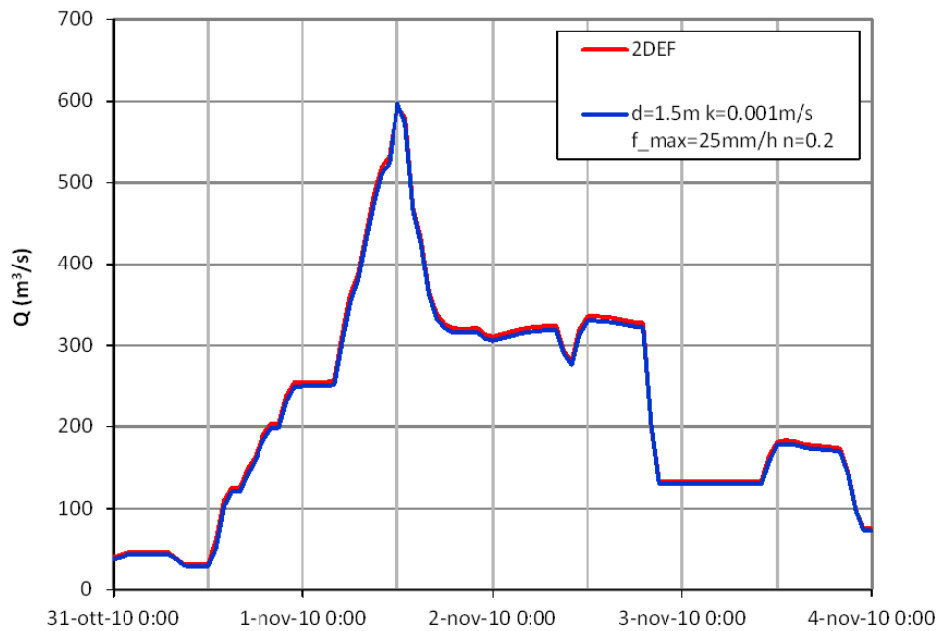


Figura 6.12: Portate calcolate alla sezione di Vajont sul Cellina - nov. 2010

## 6.6 Applicazione del modello a eventi reali: considerazioni comparate

Il modello numerico, appositamente predisposto per la soluzione accoppiata del flusso superficiale e sub superficiale e descritto nei precedenti capitoli, è stato applicato a 3 eventi reali che hanno interessato i conoidi alluvionali del Cellina-Meduna.

Una valutazione comparata dei risultati ottenuti, in termini di livelli e portate alla sezione strumentata in corrispondenza della S.S.13 Pontebbana, consente di ricavare alcune interessanti considerazioni.

Innanzitutto, i tre eventi considerati presentano caratteristiche piuttosto differenti, sia per quanto riguarda la portata al colmo, sia per la forma dello stesso idrogramma, come appare evidente dall'andamento delle portate transitate nelle sezioni di chiusura dei bacini montani (Fig. 6.1, Fig. 6.2, Fig. 6.3). L'evento del 2000 ha visto transitare la maggiore portata al colmo ( $1800 \text{ m}^3/\text{s}$ ), seguito rispettivamente dall'evento del 2002 ( $1300 \text{ m}^3/\text{s}$ ) e da quello del 2010 ( $900 \text{ m}^3/\text{s}$ ). Dal punto di vista della modellazione, i risultati peggiori in termini di livello alla S.S.13 sono quelli relativi agli eventi del 2000 e del 2010. Rispetto all'evento del 2002, che risulta ben riprodotto dal modello, l'evento del 2000 è caratterizzato da portate maggiori, ma soprattutto da una onda di piena molto più ripida, con un tasso di crescita delle portate (e dei livelli) decisamente maggiore. Similmente, l'evento del 2010 ha visto il rilascio di un'onda di piena piuttosto ripida nel torrente Cellina, circa a metà evento. E' significativo che in entrambi i casi il modello fornisca livelli al colmo inferiori rispetto a quelli registrati alla S.S.13. In questo senso, il modello utilizzato sembra evidenziare maggiori difficoltà nel riprodurre onde di piena piuttosto ripide: gli idrogrammi di piena molto compatti (evento del 2000 e, in parte, del 2010), nel corso della simulazione, sembrano modificare in modo troppo accentuato la loro forma rispetto ai dati rilevati. Questo aspetto merita certamente di essere approfondito. Un aspetto non secondario, al quale non sono state trovate risposte convincenti, riguarda il confronto tra gli eventi del 2002 e del 2010. A fronte di portate al colmo alla chiusura dei bacini montani che differiscono del 30-40%, all'idrometro sulla S.S.13 il livello al picco mostra differenze di soli 30 cm, pari a circa il 5% rispetto all'escursione totale dei livelli.

Infine, è da sottolineare il ruolo non trascurabile esercitato dallo stato iniziale di imbibizione degli strati sub superficiali dei conoidi. Questo aspetto è stato riprodotto nelle simulazioni utilizzando diverse condizioni iniziali, ottenute portando a moto permanente il sistema con diversi valori della portata introdotta a monte dei conoidi. L'effetto dello stato iniziale si può notare confrontando la simulazione dell'evento del novembre 2002 con quelle del 2000 e del 2010. Nell'evento del 2002, una minore portata di moto permanente nello stato precedente al passaggio della piena determina la maggiore

laminazione iniziale dell'onda di piena stessa. Negli altri due casi (2000 e 2010), l'andamento dei livelli misurati al Ponte Meduna sulla S.S.13 mostra un ritardo minore rispetto al livello simulato senza considerare l'effetto dello strato ipodermico, suggerendo un maggior grado di imbibizione dello stesso già prima dell'evento, a causa delle precipitazioni che hanno interessato direttamente la zona dei conoidi. A conferma di questo effetto, si possono notare minori effetti di laminazione della parte iniziale ascendente degli idrogrammi del 2000 e del 2010 rispetto all'evento del 2002.

Una verifica più approfondita necessiterebbe però di misure di portata all'uscita dei conoidi durante eventi di piena, misure ad oggi non disponibili, né di agevole realizzazione a causa delle velocità considerevoli della corrente nelle sezioni di interesse. Un modo per aggirare questo ostacolo consisterebbe nel proseguire verso valle con la schematizzazione, includendo altre sezioni strumentate dove la misura della portata in piena sia possibile. Ovviamente, questa soluzione comporta l'inclusione di altre possibili fonti di incertezza e la necessità di acquisire ulteriori misure, in particolare per quantificare con sufficiente precisione i contributi di portata dei vari affluenti che il Meduna incontra nel suo corso (Noncello, Sentirone, Livenza, Monticano).



## Capitolo 7

# Conclusioni

In questo lavoro si è affrontato lo studio dei fenomeni di propagazione delle piene lungo le particolari strutture naturali dei conoidi alluvionali. Tali ammassi ghiaiosi sono sede, tra l'altro, di marcati fenomeni di infiltrazione, che influenzano tanto le fasi di magra, quanto il transito dei colmi di piena. Lo studio ha riguardato gli ampi conoidi dei torrenti Cellina e Meduna, nel bacino del fiume Livenza, distretto delle Alpi orientali. I conoidi, situati allo sbocco dei rispettivi bacini montani e presidiati da serbatoi idroelettrici, rappresentano il collegamento tra la parte montana e quella di pianura dei due corsi d'acqua che poi confluiscono nel Livenza. Dopo aver considerato precedenti studi sulla propagazione e infiltrazione lungo i due conoidi, il lavoro di tesi si è sviluppato a partire da una originale soluzione numerica per la trattazione accoppiata dei fenomeni di deflusso superficiale, sub-superficiale e di infiltrazione. Partendo da un preesistente modello propagatorio bidimensionale ad elementi finiti è stato sviluppato e messo a punto un modulo numerico da accoppiare alle equazioni del modello idrodinamico in modo da poter computare insieme il deflusso superficiale e sub-superficiale, considerando quindi la presenza dell'acqua anche negli strati più superficiali del terreno. Lo strato di terreno considerato nella schematizzazione è perciò interpretato dal modello come un mezzo poroso, del quale vengono prese in considerazione proprietà fisiche quali la porosità e la conducibilità idraulica.

Nel modello proposto l'interazione tra deflusso superficiale e subsuperficiale, legata ai processi di infiltrazione verticale, è descritta in modo semplificato. Per ogni nodo della griglia di calcolo il livello della superficie libera viene definito in maniera univoca ad ogni istante di computazione: se risulta superiore alla quota media del terreno il modello lo interpreta come livello della superficie libera, se inferiore rispetto alla quota del terreno, invece, è interpretato come livello di falda. Con questa schematizzazione ne discende che tutto lo strato di terreno considerato, posto sotto al livello della superficie libera, viene considerato saturo. Affinché questa condizione sia verificata, si assume di fatto che il processo di saturazione dello strato ipodermico av-

venga a partire dal basso e che lo scorrimento superficiale inizi solo quando la superficie di falda diventi confrontabile con quella del terreno. Il meccanismo di produzione del deflusso superficiale implementato nel modello è da considerarsi, sotto quest'aspetto, di tipo Dunniano, dovuto cioè a un eccesso di saturazione dello strato poroso ipodermico.

Questa trattazione semplificata consente di mantenere una struttura semplice dello schema numerico, comportando modifiche non sostanziali dell'equazione di continuità e delle equazioni della dinamica, per tener conto della porosità del terreno e del flusso nel mezzo poroso, rispettivamente. La struttura dello schema numerico si mantiene di fatto invariata rispetto a uno schema a elementi finiti che risolva la sola componente superficiale del moto.

Nel caso in esame la conducibilità idraulica verticale nello strato superficiale del terreno (strato ipodermico) è sufficientemente grande in relazione allo spessore dello strato stesso, e si può quindi assumere che il modello rappresenti in modo adeguato i processi fisici reali.

Inoltre, il modello è stato predisposto per considerare una eventuale perdita di acqua per infiltrazione verso gli strati profondi del terreno. Da questo punto di vista, la schematizzazione del processo di saturazione dei suoli adottata può essere interpretata come mista Hortoniana-Dunniana. Infatti la saturazione dello strato ipodermico avviene quando l'ammontare di acqua in arrivo all'elemento di calcolo (dalle celle adiacenti e/o da precipitazione) eccede la capacità di infiltrazione verso gli strati profondi (meccanismo Hortoniano) e che il deflusso superficiale inizia quando la superficie di falda interseca o supera la quota del terreno, cioè quando lo strato ipodermico è completamente saturo (meccanismo Dunniano).

È stata condotta preliminarmente un'analisi di sensibilità rispetto ai principali parametri introdotti nel modello. Le indicazioni ricavate da questa prima fase hanno messo in evidenza come le portate di filtrazione, cioè riferibili alla parte di subalveo, risultino trascurabilmente piccole rispetto alle portate di piena. Inoltre è stato evidenziato come si sviluppino marcati effetti di laminazione dovuti alla saturazione del subalveo per effetto dell'invaso e come l'infiltrazione profonda abbia un ruolo importante nella riduzione dei volumi in transito.

Si è quindi applicato tale modello accoppiato a 3 eventi reali recenti, quindi caratterizzati da un discreto grado di conoscenza dei valori misurati (Eventi di piena del 2000, 2002 e 2010). Il modulo si è dimostrato in grado di riprodurre in modo soddisfacente l'andamento dei livelli nella sezione di riscontro a valle delle tratte dei torrenti Cellina e Meduna caratterizzate dalla presenza dei conoidi alluvionali.

I risultati incoraggianti indicano che il modello così integrato può essere un valido strumento per la trattazione dei complessi fenomeni di propagazione in alvei caratterizzati da non trascurabili fenomeni di infiltrazione. Ulteriori sviluppi del modulo e delle sue potenzialità potranno avere luogo se saranno prodotti ulteriori dati di misura, per caratterizzare maggiormente



il fenomeno. E' auspicabile quindi che gli Enti preposti, come già sollecitato peraltro in altri studi precedenti, mettano in atto sistemi di monitoraggio sistematico dei livelli superficiali e subsuperficiali lungo le aste dei conoidi. Altrettanto necessaria è l'acquisizione di misure di portata durante eventi di piena significativi.



# Bibliografia

- [1] Autorità di Bacino dei fiumi Isonzo, Tagliamento, Livenza, Piave, Brenta-Bacchiglione, *Piano stralcio per la sicurezza idraulica del bacino del Livenza - sottobacino del Cellina - Meduna*, 2006.
- [2] Autorità di Bacino dei fiumi Isonzo, Tagliamento, Livenza, Piave, Brenta-Bacchiglione, *Definizione delle caratteristiche idrogeologiche del conoide del torrente Meduna - fase 4 - Relazione finale*, Dip. Di Scienze Geologiche, Ambientali e Marine, Università di Trieste, 2004.
- [3] Autorità di Bacino dei fiumi Isonzo, Tagliamento, Livenza, Piave, Brenta-Bacchiglione, *“Studi finalizzati alla redazione del Piano di Bacino del Fiume Livenza - Simulazione di propagazione delle onde di piena lungo l’asta del medio corso del fiume Meduna mediante modello matematico bidimensionale*, Ipros Ingegnerai Ambientale S.r.l., 2005.
- [4] Autorità di Bacino dei fiumi Isonzo, Tagliamento, Livenza, Piave, Brenta-Bacchiglione, *Studi finalizzati alla redazione del Piano di Bacino del Fiume Livenza - Sicurezza idraulica - Aste principali. Indagine sulle portate massime convogliabili dalle principali aste fluviali del bacino del Livenza ai fini della difesa idraulica e valutazione dell’efficacia di interventi di moderazione delle piene*, Idroesse Ingegneria S.r.l. - Data Engineering S.r.l. - SICIF Progetti S.p.A., 1994.
- [5] Modello matematico a scala di bacino per lo studio della formazione e proagazione delle piene nel bacino del fiume Piave, relazione a cura di: Dipartimento IMAGE, Università di Padova, 15 novembre 2006.
- [6] Carniello, L., *Modellazione matematica dei fenomeni di inondazione del territorio posto in adiacenza ai fiumi del sistema idrografico Brenta-Bacchiglione.*, Tesi di laurea, Università degli Studi di Padova, Relatore Prof. D’Alpaos, 2001.
- [7] CNIA, *Atti della Commissione interministeriale per lo studio della sistemazione idraulica e della difesa del suolo. Vol. 2, parte I*, Roma 1974.

- [8] CNR - Ist. Geog. Univ. Padova, *Carta dell'alluvione del novembre 1966 nel Veneto e nel Trentino-Alto Adige, Effetti morfologici e allagamenti*, Ed. Touring Club Italiano, Milano, 1972.
- [9] D'Alpaos, L. e A. Defina, *Venice Lagoon Hydrodynamic Simulation by Coupling 2D and 1D finite Elements Models.*, Proceedings of the 8<sup>th</sup> Conference on "Finite Elements in Fluids. New Trends and Applications", Barcelona, 917-926, 1993.
- [10] D'Alpaos, L., A. Defina, Matticchio B., *A 2D finite element modelling of flooding due to a river bank collapse*, Proceedings of Modelling of Flood Propagation Over Initially Dry Areas, ASCE Eds., Milano 1994.
- [11] D'Alpaos, L. e A. Defina, *Modellazione matematica del comportamento idrodinamico di una zona di barene solcate da una serie di canali minori*, Istituto Veneto di SS.LL.AA., volume XII, Venezia 1995.
- [12] D'Alpaos, L. e P. Martini, Symposium on: "Flooding and Environmental Challenges for Venice and its lagoon: State of Knowledge 2003, Churchill College, Cambridge University, 14-17 September 2003.
- [13] D'Alpaos, L., P. Martini, L. Carniello e C. Avanzi, *Two dimensional modelling of flood flows and suspended sediment transport: the case of Brenta river*. EGS-AGU-EGU Joint Assembly, Nice, France, 01-06 April, 2003.
- [14] D'Alpaos, L. e A. Defina, *Mathematical modeling of tidal hydrodynamics in shallow lagoons: A review of open issues and applications to the Venice lagoon*, Computers & Geosciences, doi:10.1016-j.cageo.2006.07.009, 2006.
- [15] Da Deppo, L., Datei, C., Salandin, P. *Sistemazione dei corsi d'acqua*. Edizioni Libreria Cortina, Padova, 1997.
- [16] Del Favero, R. *Sintesi del sistema informativo Forestale del Veneto*, Regione Veneto, Commissione Europea, Accademia Italiana di Scienze Forestali, 1999.
- [17] Defina, A., D'Alpaos L., *Un modello matematico concettuale per lo studio della propagazione delle piene lungo i conoidi alluvionali del Cellina-Meduna*, Istituto di idraulica Giovanni Poleni Studi e Ricerche N.368, 1984.
- [18] Defina, A., D'Alpaos L., Matticchio B., *A new set of equation for very shallow water and partially dry areas suitable to 2D numerical models*, Proceedings of Modelling of Flood Propagation Over Initially Dry Areas, ASCE Eds., Milano 1994.

- [19] Defina, A., and I. Bonetto, *Rappresentazione dei termini di accelerazione convettiva in un modello bidimensionale della propagazione di onde lunghe in acque basse*, Atti del XXVI Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, vol. I, pp. 53-64, Coop. Univ. Editrice Catanese di Magistero, Catania, Italy, 1998.
- [20] Defina A., *Two dimensional shallow flow equations for partially dry areas*, Water Resour. Res., Vol.36, 11, 3251-3264, 2000.
- [21] Defina A., *Alcune considerazioni sulla modellazione matematica di correnti bidimensionali caratterizzate da piccoli tiranti*, Atti del XXVII convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, Genova, 12-15 settembre 2000 Vol. I, 255-262.
- [22] Dunne T., and Black, R.D., *Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed*, Water Resources Research, v. 6, p. 1296-1311, 1970
- [23] Mussio, L. *Ricostruzione dell'evoluzione morfologica dell'alveo del Torrente Cellina negli ultimi 200 anni mediante tecniche G.I.S.*, Tesi di laurea, Università degli Studi di Padova, Relatore dott. N. Surian, 2008.
- [24] Pasqualis, T. *La moderazione delle piene del Livenza e del Piave. Rassegna Tecnica del Friuli V. Giulia, n. 1, gen.-feb. 1978.*, , 1978.
- [25] Provincia di Treviso , *Studio per la sistemazione del bacino del Fiume Livenza*, Prof. A. Ghetti, ing. L. Berti, ing. E. Scardellato, 1969.
- [26] Tonini, M., Pulselli U. *Elaborazione dei dati idrologici di alcuni bacini veneti minori, dal Livenza all'Agno-Gua. L'ENERGIA ELETTRICA, n. 10, 1971.*, , 1971.
- [27] A. Ghetti, L. D'Alpaos, A. Dal Prà, *Ricerche e studi sul fiume Livenza - Idrologia dei conoidi alluvionali e delle falde acquifere della pianura del Cellina e del Meduna. C.N.I.A., Roma, 1982.*
- [28] A. Ghetti, L. D'Alpaos, et al. *Studio preliminare degli invasi nel bacino del Fiume Livenza. C.N.I.A., Roma, 1974.*