

**POLITECNICO DI MILANO**

Dipartimento di Ingegneria Idraulica, Ambientale,  
Infrastrutture viarie, Rilevamento

*Ingegneria per l'Ambiente e il Territorio, laurea specialistica in Difesa del  
Suolo e Prevenzione dai Rischi Naturali*



**ANALISI SPERIMENTALE DEI FLUSSI  
D'INTERAZIONE TRA FALDA  
ACQUIFERA E CORSO D'ACQUA  
APPLICATA AL BACINO DEL FIUME  
TOCE**

Relatore: Prof. Giovanni Ravazzani

Tesi di laurea di:  
Diego Curti, matr. 780897

Anno accademico 2012/2013



# Ringraziamenti

*Un doveroso ringraziamento al prof. Giovanni Ravazzani, per tutto il supporto che mi ha dato in questo lavoro di tesi, per il suo pragmatismo, pazienza ed infinità disponibilità. Un ringraziamento particolare ai miei genitori, che hanno reso possibile raggiungere questo importante traguardo, mettendo sempre al primo posto la mia istruzione.*



# Indice dei contenuti

<b>INTRODUZIONE</b>	pag. 1
<b>CAPITOLO 1 FLUSSI D'INTERAZIONE TRA FALDA ACQUIFERA E CORSO D'ACQUA</b>	pag. 3
1.1 - Tipologie d'interazione	pag. 3
1.2 - Metodi di misura del flusso iporeico	pag. 5
1.2.1 - Misure dirette del flusso d'acqua	pag. 6
1.2.2 - Metodi basati sull'equazione di Darcy	pag. 6
1.2.3 - Metodi basati sull'equazione di bilancio di massa	pag. 8
1.2.4 - Metodi basati sulla propagazione del calore	pag. 8
1.3 - Metodi operativi di stima del flusso iporeico che si basano sulla propagazione del calore	pag. 10
1.3.1 - Indici relativi al moto di propagazione del calore	pag. 13
<b>CAPITOLO 2 PROVE DI LABORATORIO</b>	pag. 15
2.1 - Impianto e strumentazione utilizzata	pag. 15
2.2 - Caratterizzazione del sedimento di laboratorio	pag. 20
2.3 - Prove di flusso e risultati	pag. 23
2.3.1 - Prova a flusso nullo	pag. 24
2.3.2 - Prova ad alto flusso	pag. 27
2.3.3 - Prova a basso flusso	pag. 31
2.4 - Limiti di applicabilità dei metodi di stima del flusso iporeico e considerazioni	pag. 35
<b>CAPITOLO 3 CASO APPLICATIVO: IL FIUME TOCE</b>	pag. 37

3.1 - Il bacino del fiume Toce	pag. 37
3.2 - Analisi preliminare della falda con il software Modflow	pag. 40
3.2.1 - Geologia e idrologia dell'area di studio	pag. 41
3.2.2 - Modello concettuale idrogeologico	pag. 43
3.2.3 - Modellazione	pag. 43
3.2.4 - Simulazione idraulica con HEC-RAS	pag. 45
3.2.5 - Calibrazione	pag. 45
3.2.6 - Simulazione	pag. 48
3.2.7 - Considerazioni	pag. 55
3.3 - Campagna di misure	pag. 56
3.3.1 - Caratterizzazione del sedimento del Toce	pag. 58
3.3.2 - Elaborazioni	pag. 60
3.3.3 - Analisi di sensitività	pag. 63
3.4 - Implementazione nel modello idrologico FEST-WB del contributo dovuto al flusso di falda	pag. 64
<b>CONCLUSIONI</b>	pag. 69
<b>BIBLIOGRAFIA</b>	pag. 71
<b>SITOGRAFIA</b>	pag. 74
<b>APPENDICE A</b>	pag. 75

# Indice delle figure

Figura 1.1 – Tipologie d’interazione: A) falda alimentante B) falda drenante	pag. 4
Figura 1.2 – Processi di scambio nella zona iporeica	pag. 5
Figura 1.3 – Condizioni di falda alimentante (sinistra) e falda drenante (destra)	pag. 9
Figura 2.1 – Impianto	pag. 16
Figura 2.2 – Fotografia termica	pag. 17
Figura 2.3 – T-Lance	pag. 18
Figura 2.4 – Diver e Baro	pag. 19
Figura 2.5 – KD2 Pro	pag. 19
Figura 3.1 – Val d’Ossola e fiume Toce	pag. 38
Figura 3.2 – Cascata La Frua	pag. 39
Figura 3.3 – Area di studio	pag. 42
Figura 3.4 – Dominio di analisi	pag. 43
Figura 3.5 – Calibrazione della permeabilità	pag. 46
Figura 3.6 – Carico idraulico	pag. 49
Figura 3.7 – Linee isopiezometriche a Nord	pag. 50
Figura 3.8 – Linee isopiezometriche al centro	pag. 50
Figura 3.9 – Linee isopiezometriche a Sud	pag. 51
Figura 3.10 – Vettori velocità di flusso a Nord	pag. 51
Figura 3.11 – Vettori velocità di flusso al centro	pag. 52
Figura 3.12 – Vettori velocità di flusso a Sud	pag. 52
Figura 3.13 – Sezione riga 167	pag. 53
Figura 3.14 – Percorso delle particelle a Nord	pag. 54
Figura 3.15 – Percorso delle particelle al centro	pag. 54
Figura 3.16 – Percorso delle particelle a Sud	pag. 55
Figura 3.17 – Gabbia in rete metallica con i Diver	pag. 56
Figura 3.18 – Posizionamento della T-Lance lungo il transetto	pag. 57
Figura 3.19 – Zone dei rilievi	pag. 58
Figura 3.20 – Condizioni di magra	pag. 67
Figura 3.21 – Condizioni di piena	pag. 67

## Indice dei grafici

Grafico 2.1 – Curva granulometrica del sedimento utilizzato in laboratorio	pag. 20
Grafico 2.2 – Andamento delle temperature durante la prova a flusso nullo	pag. 25
Grafico 2.3 – Output della funzione DHR sulla prova a flusso nullo, 1 periodo	pag. 26
Grafico 2.4 – Andamento delle temperature durante la prova ad alto flusso	pag. 27
Grafico 2.5 – Output della funzione DHR sulla prova ad alto flusso, 1 periodo	pag. 28
Grafico 2.6 – Interpolazione istante temporale 1 alto flusso	pag. 30
Grafico 2.7 – Interpolazione istante temporale 2 alto flusso	pag. 30
Grafico 2.8 – Interpolazione istante temporale 3 alto flusso	pag. 30
Grafico 2.9 – Interpolazione istante temporale 4 alto flusso	pag. 30
Grafico 2.10 – Andamento delle temperature durante la prova a basso flusso	pag. 32
Grafico 2.11 – Output della funzione DHR sulla prova a basso flusso, 1 periodo	pag. 33
Grafico 2.12 – Interpolazione istante temporale 1 basso flusso	pag. 34
Grafico 2.13 – Interpolazione istante temporale 2 basso flusso	pag. 34
Grafico 2.14 – Interpolazione istante temporale 3 basso flusso	pag. 35
Grafico 2.15 – Interpolazione istante temporale 4 basso flusso	pag. 35
Grafico 3.1 – Valori osservati e valori simulati	pag. 47
Grafico 3.2 – Valori osservati e residui	pag. 48
Grafico 3.3 – Curva granulometrica del sedimento del Toce	pag. 59
Grafico 3.4 – Temperature misurate	pag. 60
Grafico 3.5 – Dati rielaborati di temperature Diver e Baro	pag. 61
Grafico 3.6 – Interpolazione profilo 1	pag. 62
Grafico 3.7 – Interpolazione profilo 2	pag. 62
Grafico 3.8 – Interpolazione profilo 3	pag. 62
Grafico 3.9 – Interpolazione profilo 4	pag. 62
Grafico 3.10 – Curve di durata delle portate	pag. 65



## Indice delle tabelle

Tabella 2.1 – Risultati della setacciatura del sedimento utilizzato in laboratorio	pag. 20
Tabella 2.2 – Parametri termici della sabbia utilizzata in laboratorio	pag. 21
Tabella 2.3 – Misure di permeabilità	pag. 22
Tabella 2.4 – Risultati calibrazione	pag. 26
Tabella 2.5 – Risultati dei metodi temporali per la prova ad alto flusso	pag. 29
Tabella 2.6 – Risultati del metodo spaziale diretto per la prova ad alto flusso	pag. 29
Tabella 2.7 – Risultati del metodo spaziale indiretto per la prova ad alto flusso	pag. 31
Tabella 2.8 – Risultati dei metodi temporali per la prova a basso flusso	pag. 33
Tabella 2.9 – Risultati del metodo spaziale diretto per la prova a basso flusso	pag. 34
Tabella 2.10 – Risultati del metodo spaziale indiretto per la prova a basso flusso	pag. 35
Tabella 3.1 – Risultati della setacciatura del sedimento del Toce	pag. 58
Tabella 3.2 – Parametri termici della sabbia del Toce	pag. 59
Tabella 3.3 – Flussi con il metodo spaziale diretto ed indiretto	pag. 62
Tabella 3.4 – Flusso determinato con i differenti metodi di stima	pag. 63
Tabella 3.5 – Risultati analisi di sensitività	pag. 64
Tabella 3.6 – Indici di adattamento per le simulazioni con e senza il modulo di falda	pag. 66



# INTRODUZIONE

I corsi d'acqua e gli acquiferi costituiscono due elementi di un unico sistema idrologico. L'acqua presente nel sottosuolo è stata, ed è tuttora, la risorsa idropotabile maggiormente utilizzata, sia dagli enti di gestione degli acquedotti che dai singoli cittadini. D'altra parte, l'utilizzo delle acque superficiali, derivate in gran parte dai corsi d'acqua, è da sempre fondamentale per lo sviluppo e la gestione dei comprensori agrari, oltre che per lo sfruttamento idroelettrico. Risulta evidente, allora, come l'efficiente e razionale gestione dell'acqua in un bacino richieda una buona comprensione dell'interazione falda acquifera-corso d'acqua, che è essenziale per un uso coniugato delle risorse superficiali e delle acque sotterranee.

La caratterizzazione e quantificazione dei flussi di falda è di centrale importanza per lo studio della propagazione dei contaminanti, per la valutazione della qualità delle acque legata alla presenza di microrganismi, nonché per la previsione delle portate di un corso d'acqua, specialmente in condizioni di magra. Tali flussi sono rilevanti anche nelle zone litoranee, poiché regolano l'apporto di sostanze nutritive alla foce di corsi d'acqua all'interno degli ecosistemi costieri.

Negli ultimi anni molti studi si sono concentrati sui diversi metodi di quantificazione del flusso di falda, affrontandone le diverse problematiche legate essenzialmente alla ridotta variazione del carico idraulico lungo il moto in falda. Soprattutto per questo motivo, infatti, non risulta essere agevole determinare il flusso direttamente tramite misure del carico idraulico, a causa della non sufficiente accuratezza nei risultati ottenibili dai rilievi rispetto a quella necessaria per valutare flussi con ordini di grandezza generalmente molto bassi; la variazione di carico idraulico tra due punti non risulta essere così percepibile.

In questo contesto, il presente lavoro di tesi è orientato all'analisi ed al confronto dei metodi di stima del flusso che si basano sul principio di propagazione del calore e che sfruttano principalmente misure di temperatura; successivamente tale metodologia viene applicata per la caratterizzazione del flusso di falda in un caso reale, il fiume Toce, andando infine ad

implementare ed analizzare la componente del bilancio idrologico dovuta alla falda nel modello idrologico distribuito FEST-WB.

Inizialmente viene presentata una descrizione dei tipi d'interazione tra falda acquifera e corso d'acqua, oltre che dei vari metodi di quantificazione del flusso, per poi passare all'esperienza in laboratorio, dove, in condizioni controllate, si sono confrontati più nello specifico i vari metodi basati sulla propagazione del calore. Nell'esperienza in campo sul fiume Toce si è applicata tale metodologia ad un caso reale, infine, sempre sul bacino del Toce, si è integrata la componente dovuta alla falda nel modello idrologico FEST-WB, con la finalità di poter migliorare le previsioni sulle portate simulate.

# CAPITOLO 1

## FLUSSI D'INTERAZIONE TRA FALDA ACQUIFERA E CORSO D'ACQUA

Lo scambio di flussi tra falda acquifera e corso d'acqua è un fenomeno da tenere in considerazione nello studio idrologico di un bacino; in particolare, tale interazione è responsabile delle dinamiche di alimentazione/drenaggio, oltre che del trasporto di sostanze. Nel presente capitolo, dopo una breve presentazione delle tipologie d'interazione e delle varie metodologie per quantificare il flusso, ci si focalizza, in particolare, su quattro metodi basati sulla propagazione del calore, presi in considerazione per successivi confronti.

### 1.1 - Tipologie d'interazione

Nello studio dell'interazione falda-fiume l'area di maggior interesse è la cosiddetta “zona di transizione” o “zona iporeica”, costituita dall'area sottostante il letto del fiume, in contatto con la falda stessa. Tale strato è caratterizzato da sedimenti permeabili, condizioni di completa saturazione e velocità di flusso ridotte (Kalbus et al., 2006).

L'interazione tra i due elementi può avvenire, prevalentemente, attraverso due modalità: nella prima si instaura un flusso d'acqua di falda attraverso il letto del fiume, mentre nella seconda le acque superficiali filtrano verso la falda.

La direzione del flusso, come è noto, è legata essenzialmente al gradiente idraulico che si instaura tra il livello idrico nel fiume e l'altezza piezometrica dell'acquifero. In caso di falda

alimentante, si ha un carico idraulico della falda maggiore rispetto a quello del fiume, il flusso è quindi orientato verso il corso d'acqua; in caso di falda drenante, invece, si verifica la situazione opposta ed il flusso è entrante nell'acquifero. Lungo lo sviluppo dell'asta fluviale, in generale, è possibile incontrare un'alternanza di queste due situazioni che, oltremodo, sono caratterizzate da variabilità legate al ciclo idrologico ed allo sfruttamento della risorsa idrica.

In particolari condizioni idrologiche, quale ad esempio un evento di piena, si può avere un'inversione del comportamento della falda: se in condizioni di magra la falda è di tipo alimentante, l'innalzamento del livello idrico (carico idraulico) del fiume in piena può determinare un'inversione del gradiente idraulico, portando la falda ad un comportamento di tipo drenante. Questo fenomeno implica un duplice effetto: si osserva una riduzione del picco dell'onda di piena e l'acqua rilasciata gradualmente in un secondo momento dalla falda contribuisce a mantenere il deflusso di base.

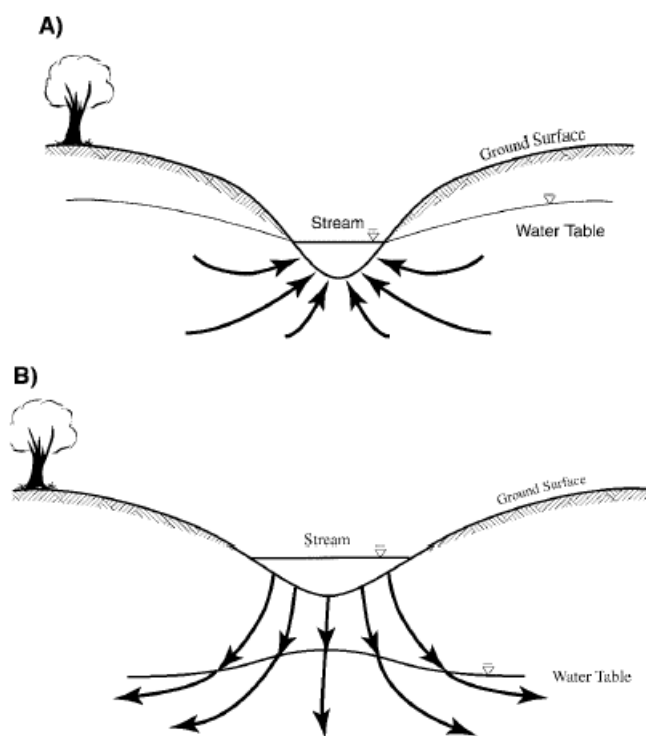


Figura 1.1 – Tipologie d'interazione: A) falda alimentante B) falda drenante

In realtà, i processi di scambio tra corso d'acqua ed acquifero, che si verificano nella zona iporeica, comprendono anche i volumi d'acqua del fiume che si infiltrano nel sedimento e successivamente riemergono più a valle. Questi processi di scambio su piccola scala sono governati dalle variazioni di pressione causate dalle caratteristiche geomorfologiche del corso d'acqua, come ad esempio zone di stagnazione, discontinuità nella pendenza, od ostacoli sul letto del fiume.

Ciò implica che il flusso d'acqua attraverso il fondo del fiume può essere dovuto sia all'acquifero, che alla risalita dell'acqua di superficie, oppure alla combinazione dei due processi (Kalbus et al., 2006). In genere, va comunque fatto notare che i flussi di riemersione sono nettamente inferiori rispetto a quelli di falda e possono essere trascurati. Per accertarsi di ciò, è consigliabile un'analisi preliminare della falda sull'intero bacino idrologico, in modo da evidenziarne il comportamento e quantificarne preliminarmente l'effetto.

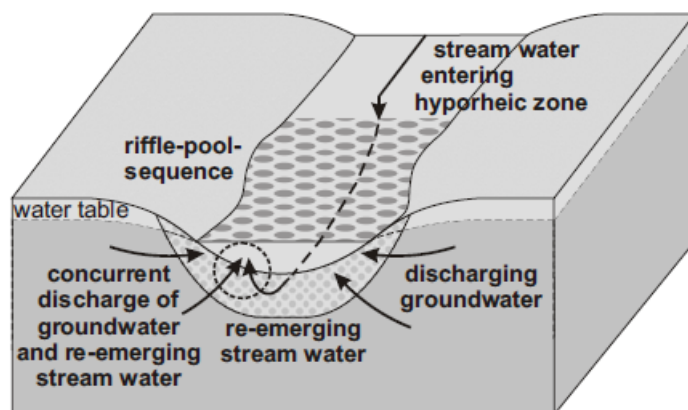


Figura 1.2 – Processi di scambio nella zona iporeica

## 1.2 - Metodi di misura del flusso iporeico

Le possibili tecniche adottabili per determinare il flusso d'interazione tra falda acquifera e corso d'acqua sono svariate e gli studi a riguardo sono in continua crescita. In dipendenza dell'obiettivo da conseguire, il metodo di misura deve essere scelto in modo appropriato rispetto alla corrispondente scala spaziale e temporale. Il passo successivo è quello di poter estendere l'analisi con modelli numerici, che costituiscono uno strumento indispensabile per la gestione della risorsa idrica, fornendo parametri rappresentativi delle condizioni di flusso.

Come osservato da Sophocleous (2002), la determinazione dei flussi tra acquifero e corso d'acqua rimane una sfida impegnativa a causa delle eterogeneità geologiche e del problema d'integrazione delle misure alle varie scale.

Scanlon et al. (2002) hanno presentato una panoramica delle differenti tecniche di quantificazione della portata di falda a diverse scale spaziali e temporali, sia nel caso di comportamento alimentante che drenante.

I numerosi metodi per lo studio e la quantificazione dell'interazione falda-fiume, reperibili in letteratura, possono essere raggruppati nelle seguenti quattro categorie (Kalbus et al., 2006):

1. misure dirette del flusso d'acqua;
2. metodi basati sulla legge di Darcy;
3. metodi basati sull'equazione di bilancio di massa;
4. metodi basati sulla propagazione del calore.

### **1.2.1 - Misure dirette del flusso d'acqua**

Misure dirette del flusso tra acquifero e corso d'acqua possono essere realizzate con misuratori d'infiltrazione. Una primitiva tipologia di questi strumenti è presentata da Lee (1977) e consiste in un cilindro privo di fondo che convoglia il flusso direttamente in un sacchetto di plastica sgonfio. Conoscendo il volume d'acqua nel sacchetto di plastica, l'area della sezione del cilindro e il tempo di misurazione, è possibile calcolare il flusso d'infiltrazione.

In seguito sono stati sviluppati molti metodi di misurazione automatizzati, basati sullo stesso principio di isolare una porzione di volume liquido che falda e corso d'acqua si scambiano.

In alternativa, altri strumenti per determinare direttamente il flusso sono: misuratori d'impulso di calore, misuratori ultrasonici, misuratori di diluizione di colorante e misuratori elettromagnetici.

Tutta la strumentazione per determinare il flusso d'infiltrazione si basa su semplici concetti, è relativamente poco costosa ed è semplice per quanto riguarda la messa in opera; inoltre è utile per riconoscere rapidamente zone in cui la falda è di tipo alimentante o drenante. Per ottenere un flusso medio sufficientemente rappresentativo, tuttavia, sono richieste varie misure in zone diverse.

Il principale svantaggio legato a questa metodologia di determinazione del flusso è che la strumentazione stessa risulta essere di ostacolo al moto dell'acqua e non è quindi possibile ottenere misure indisturbate e particolarmente precise.

### **1.2.2 - Metodi basati sulla legge di Darcy**

Questi metodi per la determinazione del flusso richiedono generalmente la quantificazione delle componenti dell'equazione di Darcy:

$$q = -k \frac{dh}{dl} \quad [1]$$

In cui:  $q$  è la portata specifica (flusso);  $k$  è la permeabilità idraulica;  $h$  è il carico idraulico;  $l$  è la distanza.



La portata specifica ha l'unità di misura di una velocità, o di un flusso, ed è chiamata anche velocità di Darcy o flusso di Darcy.

L'equazione 1 è generalmente accoppiata all'espressione della velocità d'infiltrazione  $v$ :

$$v = \frac{q}{n} \quad [2]$$

In cui:  $n$  è la porosità.

Pertanto, la determinazione del flusso con questa metodologia richiede tipicamente informazioni sul carico idraulico e sulla permeabilità del sedimento, oppure sulla velocità d'infiltrazione e sulla porosità del materiale.

Il carico idraulico è in genere determinato attraverso l'installazione di piezometri o l'osservazione di pozzi esistenti; la strumentazione è di semplice utilizzo ed installazione, è appropriata per applicazioni a piccola scala spaziale e permette sondaggi dettagliati dell'eterogeneità del flusso nel sottosuolo. Ci sono, tuttavia, difficoltà di misura legate essenzialmente alla ridotta variazione del carico idraulico, non apprezzabile con sufficiente accuratezza in presenza di bassi flussi.

La permeabilità idraulica può essere determinata con differenti metodologie, come ad esempio tramite l'analisi granulometrica, test di permeabilità, test di prelievo e rilascio, o test di pompaggio. Le prove effettuate in laboratorio sono spesso eccessivamente distruttive e compromettono le proprietà idrauliche del materiale indagato, per questo motivo sono preferibili le prove in sito. In genere, anche i metodi per la quantificazione della conduttività idraulica sono indicati per caratterizzare le eterogeneità del sottosuolo, mentre la scala spaziale dipende dal singolo metodo di misura.

La velocità di flusso può essere stimata attraverso misure di propagazione nel sedimento di sostanze traccianti trasportate dal moto dell'acqua. La scala spaziale di riferimento è ridotta ed è difficoltosa la descrizione delle eterogeneità.

Per quanto riguarda la porosità, essa può essere quantificata relazionando la densità della massa secca complessiva del sedimento con la densità della massa delle particelle.

In generale, questa metodologia ha il principale svantaggio di richiedere differenti misure, ciascuna con specifici limiti di applicabilità, rendendo la quantificazione del flusso un'operazione piuttosto macchinosa.

### **1.2.3 - Metodi basati sull'equazione di bilancio di massa**

L'assunzione di fondo di questo insieme di metodi è che ogni rilascio od accumulo, o qualsiasi cambiamento nelle proprietà dell'acqua superficiale, è correlato alla fonte, quindi la componente dovuta alla falda acquifera può essere identificata e quantificata.

Una prima metodologia considera misure di portata in sezioni successive lungo un corso d'acqua. In questo modo è possibile risalire agli scambi tra falda e fiume, nell'ipotesi che nel tratto considerato non siano presenti affluenti importanti e che la variazione di portata sia interamente imputabile allo scambio con l'acquifero. Per assicurarsi che le variazioni di portata siano dovute all'acquifero, è bene effettuare le misure in condizioni di basse portate. Con questo procedimento è possibile determinare il contributo della falda mediato sul tratto indagato, senza risentire dell'influenza delle eterogeneità su piccola scala.

Un'altra tecnica che appartiene a questo gruppo è quella della separazione dell'idrogramma nelle sue differenti componenti, in particolare per isolare il flusso di base, assumendo che esso sia dovuto alla falda. In caso di falda drenante, tale ipotesi non è ritenuta valida. La risoluzione di questa tecnica è vincolata al numero di stazioni di misura lungo l'asta fluviale, inoltre i risultati sono usualmente mediati per tutta la lunghezza dei tratti in cui è suddiviso il corso d'acqua.

Per distinguere le componenti dell'idrogramma si possono sfruttare anche traccianti naturali, come isotopi e sostanze geochimiche; in particolare, gli isotopi sono utilizzati per distinguere l'effetto dell'inizio dell'evento di pioggia rispetto alla situazione pre-evento, mentre i traccianti geochimici vengono analizzati per distinguere le porzioni d'acqua attraverso i differenti percorsi di flusso. Come principale aspetto negativo bisogna evidenziare che tale tecnica non è di semplice applicazione, inoltre, per avere risultati sufficientemente realistici, è necessario combinare differenti traccianti e dati idrologici.

Un altro modo per indagare i flussi d'interazione tra falda e corso d'acqua è tramite l'utilizzo di un soluto, dalla cui analisi è possibile ricavare la dimensione della zona di immagazzinamento dovuta ai vuoti del sedimento ed al trattenimento temporaneo in vortici ed ostacoli al flusso nelle zone sottovento, oltre che al tasso di scambio di queste zone. Proprio per questo motivo, con tale tecnica non è facile distinguere la componente di immagazzinamento dovuta esclusivamente alla falda.

### **1.2.4 - Metodi basati sulla propagazione del calore**

La differenza di temperatura tra le acque sotterranee e quelle superficiali può essere usata per identificare le zone di transizione e quantificare i flussi d'acqua che i due elementi si scambiano.

L'andamento delle temperature delle acque di falda è abbastanza regolare durante tutto l'anno, al contrario, le acque superficiali presentano una variabilità, non solo stagionale, ma anche giornaliera. Quindi, le zone di ricarica dovute alla falda sono caratterizzate da temperature nei sedimenti abbastanza costanti, mentre si hanno variazioni giornaliere smorzate delle temperature nelle acque superficiali (Figura 1.3 a sinistra). Nelle aree d'infiltrazione del fiume verso la falda, invece, si ha una notevole variabilità delle temperature sia nei sedimenti, che nelle acque superficiali (Figura 1.3 a destra).

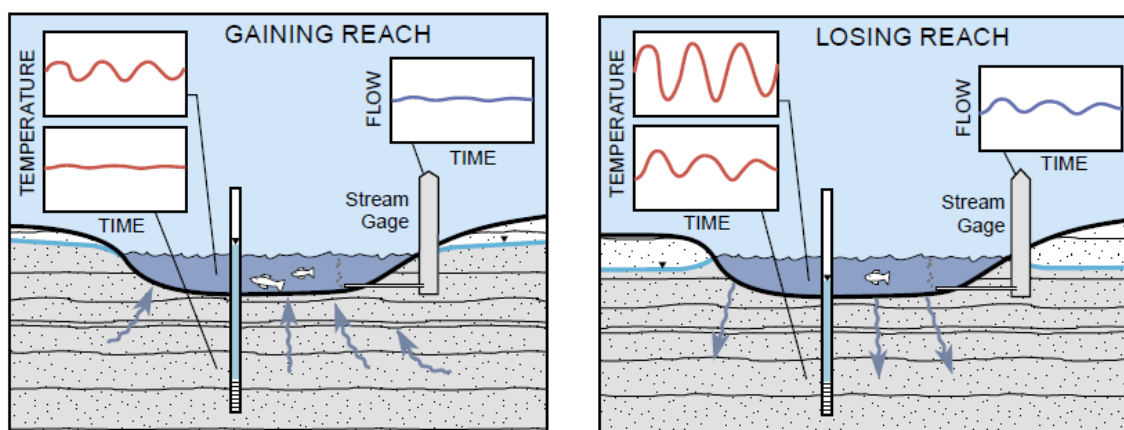


Figura 1.3 – Condizioni di falda alimentante (sinistra) e falda drenante (destra)

Le proprietà termiche del sedimento, necessarie per l'applicabilità dei vari metodi, sono per la maggior parte indipendenti dalla struttura del materiale e variano di poco tra le differenti tipologie di sedimento del letto fluviale, quindi, possono essere ottenuti valori sufficientemente rappresentativi direttamente da letteratura.

Le temperature nel sedimento sono molto sensibili alle condizioni idrauliche, ciò rende questa metodologia un utile strumento per la stima dei flussi d'interazione.

La temperatura è un parametro piuttosto robusto e la strumentazione richiesta per le acquisizioni è relativamente poco costosa, inoltre le misurazioni sono rapide e facili da eseguire. Per questi motivi, i metodi basati sulla propagazione del calore sono particolarmente interessanti per descrivere in modo dettagliato e con elevata risoluzione i flussi di scambio.

## 1.3 - Metodi operativi di stima del flusso iporeico che si basano sulla propagazione del calore

La propagazione del calore in un sottosuolo bifase è data dalla combinazione tra il trasporto per convezione, dovuto al moto dell'acqua, e quello per conduzione, legato al passaggio di calore attraverso il contatto tra la fase liquida e quella solida.

In ipotesi di moto stazionario e monodimensionale, fluido incomprimibile in un mezzo poroso completamente saturo, omogeneo ed isotropo, assenza di dispersione di calore, l'equazione di riferimento è (Domenico e Schwartz, 1998):

$$\frac{\lambda_e}{\rho c} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - q_z \frac{\rho_w c_w}{\rho c} \frac{\delta T}{\delta z} = \frac{\delta T}{\delta t} \quad [3]$$

In cui:  $\lambda_e$  è la conduttività/conducibilità termica del sedimento saturo;  $\rho$  è la densità del sedimento saturo;  $c$  è la capacità termica specifica del sedimento saturo;  $T$  è la temperatura;  $z$  è la distanza sulla verticale;  $q_z$  è la portata specifica (velocità di Darcy);  $\rho_w$  è la densità dell'acqua;  $c_w$  è la capacità termica specifica dell'acqua;  $t$  è il tempo.

Le soluzioni analitiche e numeriche sviluppate per la risoluzione dell'equazione di propagazione del calore sono numerose ed alcune di queste sono state utilizzate per quantificare i flussi di scambio tra falda acquifera e corso d'acqua.

La soluzione proposta da Stallman (1965) considera delle specifiche condizioni al contorno: la variazione di temperatura sul fondo del corso d'acqua ( $z=0$ ) segue un andamento sinusoidale con ampiezza  $\Delta T$  e periodo  $\tau$ , mentre a distanza tendente ad infinito ( $z=\infty$ ) l'ampiezza delle fluttuazioni nel tempo tende a zero.

Assumendo le proprietà del sedimento saturo come uniformi e costanti, la temperatura alla generica profondità  $z$  è data da:

$$T - T_A = \Delta T e^{-az} \sin\left(\frac{2\pi t}{\tau} - bz\right) \quad [4]$$

In cui:  $T$  è la temperatura alla profondità  $z$  e tempo  $t$ ;  $T_A$  è la temperatura alla profondità  $z$  e tempo  $t$  senza l'influenza delle fluttuazioni sinusoidali che si propagano dalla superficie;  $a$  e  $b$  sono delle costanti definite come:

$$a = \left[ \left( \kappa^2 + \frac{\xi^4}{4} \right)^{\frac{1}{2}} + \frac{\xi^2}{2} \right]^{\frac{1}{2}} - \xi \quad [5]$$

$$b = \left[ \left( \kappa^2 + \frac{\xi^4}{4} \right)^{\frac{1}{2}} - \frac{\xi^2}{2} \right]^{\frac{1}{2}} \quad [6]$$

dove:  $\kappa = \frac{\pi c \rho}{\lambda_e \tau}$ ;  $\xi = \frac{q_z c_w \rho_w}{2 \lambda_e}$ .

I valori massimi e minimi dell'equazione 4 sono dati da:

$$T - T_A = \Delta T e^{-az} \quad [7]$$

Keery et al. (2007), riprendendo l'equazione 7 che si applica solo agli istanti temporali in cui si registrano i massimi ed i minimi, hanno adattato un'espressione che fosse applicabile ad un generico istante temporale, secondo l'equazione:

$$A_{z,t+\Delta t} = A_{0,t} e^{-az} \quad [8]$$

In cui:  $A_{z,t+\Delta t}$  è l'ampiezza dell'oscillazione alla profondità  $z$  e tempo  $t + \Delta t$ ;  $A_{0,t}$  è l'ampiezza dell'oscillazione in superficie al tempo  $t$ ;  $\Delta t$  è lo scostamento temporale tra l'oscillazione in superficie e quella alla profondità  $z$ .

Successivamente, rielaborando l'espressione 8, gli autori hanno ricavato un'equazione implicita che descrive il flusso verticale  $q_z$  in termini di ampiezza di attenuazione, scostamento temporale e proprietà fisiche del sistema, nella forma:

$$\left( \frac{H^3 D}{4z} \right) q_z^3 - \left( \frac{5H^2 D^2}{4z^2} \right) q_z^2 + \left( \frac{2HD^3}{z^3} \right) q_z + \left( \frac{\pi c \rho}{\lambda_e \tau} \right) - \frac{D^4}{z^4} = 0 \quad [9]$$

In cui:  $D = \ln \left( \frac{A_{z,t+\Delta t}}{A_{0,t}} \right)$ ;  $H = \frac{c_w \rho_w}{\lambda_e}$ .

Nell'equazione 9 il flusso  $q_z$  è positivo verso il basso (falda drenante).

Per ricavare una soluzione con questo metodo è necessaria una comparazione di due oscillazioni puramente sinusoidali, ciascuna con la stessa frequenza. Per fare ciò è necessario elaborare le serie temporali di temperature con un'analisi di regressione armonica; in particolare, non è sufficiente un'analisi di tipo statico, ma è richiesta una regressione armonica dinamica.

Risolvendo l'equazione 9 è quindi possibile determinare  $q_z$ , poiché almeno una delle radici dell'espressione è reale, le altre due possono essere anch'esse reali, oppure complesse coniugate. Nel caso tutte e 3 le radici fossero reali, solo una è considerata accettabile come soluzione.

Per le analisi successive indicheremo questo procedimento per la stima del flusso come “metodo temporale implicito”.

Gli stessi autori, hanno derivato anche un'espressione esplicita, che si presenta nella forma:

$$q_z = \left( \frac{c^2 \rho^2 z^2}{\Delta t^2 c_w^2 \rho_w^2} - \frac{16\pi^2 \Delta t^2 \lambda_e^2}{\tau^2 z^2 c_w^2 \rho_w^2} \right)^{\frac{1}{2}} \quad [10]$$

Il flusso così determinato, poiché si presenta come radice quadrata di un'espressione, non fornisce informazioni sul verso, ma solo sul modulo.

Indicheremo questo procedimento per il calcolo del flusso come “metodo temporale esplicito”.

Un'altra soluzione all'equazione di propagazione del calore, utilizzata per quantificare il flusso iporeico, è stata proposta da Bredehoeft e Papadopoulos (1965).

Considerando come condizioni al contorno la temperatura  $T = T_0$  per  $z = 0$  e  $T = T_L$  per  $z = L$ , dove  $L$  indica l'estensione verticale del dominio, gli autori hanno ricostruito l'espressione del profilo termico nel sottosuolo ad un fissato istante temporale, nella forma:

$$\frac{T(z) - T_0}{T_L - T_0} = \frac{\exp\left(\frac{q_z \rho_w c_w}{\lambda_e} z\right) - 1}{\exp\left(\frac{q_z \rho_w c_w}{\lambda_e} L\right) - 1} \quad [11]$$

Il procedimento consiste nel minimizzare l'errore tra il profilo termico misurato alle varie profondità e quello teorico con andamento dato dall'equazione 11.

La funzione obiettivo, per ciascun profilo di temperatura, è data dall'espressione:

$$Error(L) = \sum_{i=1}^N \left[ T_i - \left( \frac{\exp\left(\frac{q_z \rho_w c_w}{\lambda_e} z_i\right) - 1}{\exp\left(\frac{q_z \rho_w c_w}{\lambda_e} L\right) - 1} (T_L - T_0) + T_0 \right) \right]^2 \quad [12]$$

In cui:  $N$  è il numero totale di misure di temperatura per ciascun profilo termico;  $i$  è l'ordine progressivo della misura di temperatura.

Minimizzando tale espressione è quindi possibile stimare il flusso  $q_z$ , che ha valore positivo se diretto verso il basso (falda drenante).

Indicheremo questo procedimento per la stima del flusso come “metodo spaziale diretto”.

Sempre in riferimento al profilo di temperatura nel sottosuolo, è stato sviluppato un approccio numerico alternativo per la quantificazione del flusso. Land e Paull (2001), riprendendo

l'equazione 3 relativa alla propagazione del calore e considerando condizioni stazionarie per la temperatura, l'hanno riscritta nella forma:

$$\lambda_e \frac{\delta^2 T}{\delta z^2} = q_z \rho_w c_w \frac{\delta T}{\delta z} \quad [13]$$

Successivamente, gli autori hanno suggerito di eseguire un'interpolazione delle misure di temperatura con una curva di tipo potenza nella generica forma:

$$T = \alpha z^\beta \quad [14]$$

In cui:  $\alpha$  e  $\beta$  sono i parametri della funzione potenza.

Nota l'equazione del profilo termico interpolato e fissata la profondità  $z$  in cui si vuole conoscere il flusso, è possibile valutare le derivate presenti nell'equazione 13; infine, il flusso viene stimato tramite l'espressione:

$$q_z = \frac{\lambda_e}{\rho_w c_w} \frac{\delta^2 T / \delta z^2}{\delta T / \delta z} \quad [15]$$

Analogamente a quanto sopra,  $q_z$  è positivo verso il basso (falda drenante).

Nelle analisi seguenti, questo procedimento per determinare il flusso lo indicheremo come "metodo spaziale indiretto".

### 1.3.1 - Indici relativi al moto di propagazione del calore

Per caratterizzare in modo più completo la propagazione del calore, esistono alcuni indici adimensionali in grado di valutare il tipo di trasporto di energia che si instaura prevalentemente.

Due fra questi indici sono il numero di Peclet ed il numero di Rayleigh (Domenico e Schwartz, 1998).

Il numero di Peclet è definito come:

$$N_{PE} = \frac{\rho_w c_w q_z L}{\lambda_e} \quad [16]$$

In cui:  $L$  è la dimensione verticale del dominio.

Esso esprime il rapporto tra il trasporto di energia per convezione naturale e quello per conduzione. La convezione naturale determina il moto del fluido per effetto dello scambio

termico in corso, il quale, per il fatto di modificare le caratteristiche termodinamiche del fluido ed in particolare la sua densità, origina uno spostamento di massa, dato che volumi di fluido con densità più bassa tendono a salire richiamando al loro posto volumi di fluido con densità maggiore.

Valori maggiori dell'unità del numero di Peclet indicano che il trasporto per convezione naturale è dominante, valori inferiori evidenziano una predominanza del trasporto per conduzione.

Il numero di Rayleigh, invece, è definito come:

$$N_{RA} = \frac{g\rho c_w \rho_w L \kappa \alpha_w \Delta T}{\mu \lambda_e} \quad [17]$$

In cui:  $g$  è l'accelerazione di gravità;  $\kappa$  è la permeabilità intrinseca, definita come  $\kappa = N d_{50}^2$ , dove  $N$  è il fattore di forma e  $d_{50}$  è il diametro caratteristico del sedimento;  $\alpha_w$  è il coefficiente di dilatazione volumetrica dell'acqua;  $\Delta T$  è la differenza di temperatura nel sedimento saturo durante il processo;  $\mu$  è la viscosità dinamica.

Questo indice esprime il rapporto fra il trasporto di energia per convezione forzata e quello per conduzione. La convezione forzata determina il moto del fluido per effetto di un qualche fattore esterno in grado di generare un gradiente di pressione, come ad esempio una pompa.

Valori maggiori dell'unità del numero di Rayleigh indicano che è il trasporto per convezione forzata a dominare, valori inferiori evidenziano una predominanza del trasporto per conduzione.

Valutando questi due indici è quindi possibile caratterizzare il tipo di trasporto di energia, legato, nel presente studio, al moto del flusso d'acqua che si instaura tra falda acquifera e corso d'acqua.



# CAPITOLO 2

## PROVE DI LABORATORIO

Per confrontare fra loro ed indagare i limiti di applicabilità dei metodi di stima del flusso iporeico basati sulla propagazione del calore, si sono eseguite, in laboratorio, prove in condizioni controllate. In particolare, si è ricreato il comportamento di falda alimentante, mantenendo un flusso il più possibile costante.

Nelle prove eseguite si è monitorato l'andamento della temperatura nel tempo a diverse profondità ed il flusso verticale attraverso il sedimento. Successivamente si sono rielaborati i dati ed è stato possibile confrontare fra loro i risultati conseguiti con ciascun metodo di stima con il valore di flusso realmente presente (misurato).

### **2.1 - Impianto e strumentazione utilizzata**

Le condizioni di falda alimentante sono state ricreate in un cilindro cavo in plexiglass, con diametro interno pari a 30 cm ed altezza complessiva di circa 1,12 m, chiuso alla base e riempito con del sedimento per un'altezza di circa 73 cm. Il sedimento è stato posto al di sopra di una piastra forata, all'altezza di circa 10 cm dalla base del cilindro, sulla quale è stata posizionata una rete fine in maglia metallica, in grado di trattenere il sedimento. Il rialzo del sedimento dal fondo del cilindro è stato necessario per creare uno spazio sufficiente a non ostruire la portata in ingresso, permettendo, allo stesso tempo, che il flusso si potesse distribuire omogeneamente su tutta la sezione circolare, senza vie preferenziali di propagazione.

Un tubo flessibile in pvc, collegato alla base del cilindro, ha alimentato il flusso in ingresso da un serbatoio di carico, alimentato a sua volta, tramite un altro tubo flessibile in pvc, alla rete idrica del laboratorio. Il serbatoio di carico, ricavato da una tanica di plastica posta su un piano regolabile in altezza, ha garantito un'alimentazione più costante rispetto agli sbalzi di pressione della rete idrica e ha permesso delle regolazioni sul carico idraulico.

I carichi idraulici nel serbatoio di carico e nel cilindro sono stati monitorati durante le prove, attraverso due tubicini collegati direttamente ai due rispettivi livelli idrici e posti parallelamente lungo un'asta graduata, per facilitarne la misura.

Il sedimento nel cilindro è stato portato a saturazione e si è mantenuto un ulteriore tirante idrico di circa 20 cm al di sopra di esso.

Sia il serbatoio di carico che il cilindro sono stati muniti di scarico di troppo pieno, per mantenere il più possibile i livelli costanti e permettere di restituire l'acqua in uscita dall'impianto alla rete idrica.

il gradiente termico nel sedimento saturo è stato ricreato posizionando un faretto da 500 W al di sopra del cilindro, con possibilità di regolazione in altezza e collegato ad un temporizzatore elettronico per poterne programmare l'accensione e lo spegnimento durante le prove.



*Figura 2.1 – Impianto*

Prima dell'esecuzione delle prove, si è inoltre verificato che non ci fosse una rilevante influenza delle pareti in plexiglass del cilindro sulla propagazione del calore nel sedimento, osservandone la distribuzione sulla base di una fotografia scattata con fotocamera termica ad infrarossi, mantenendo il faretto acceso.



*Figura 2.2 – Fotografia termica*

Dalla fotografia riportata in Figura 2.2 si nota una distribuzione delle temperature più elevate nella zona superiore del cilindro, in particolare in corrispondenza della superficie dell'acqua, che tende ad attenuarsi propagandosi attraverso lo strato d'acqua e successivamente attraverso il sedimento. Il calore, quindi, tende a propagarsi attraverso il cilindro per conduzione propria dell'acqua e del sedimento, piuttosto che per conducibilità delle pareti in plexiglass. Nel complesso, non si notano evidenti dispersioni di calore.

Per le misure di temperatura nel sedimento si è utilizzato un apposito strumento denominato T-Lance, costituito da una lancia della lunghezza di 1,05 cm con 8 sensori di temperatura a distanza variabile lungo tutta la sua lunghezza. La lancia è stata collegata ad un Datalogger per

l'acquisizione delle misure, interfacciato a sua volta ad un palmare che ne ha permesso la programmazione.

La precisione delle misure di questo strumento è dell'ordine del centesimo di grado centigrado.



*Figura 2.3 – T-Lance*

La temperatura nel serbatoio di carico è stata monitorata con un Diver, un sensore in grado di misurare nel tempo temperatura e pressione in acqua.

Un Baro, dispositivo molto simile al Diver, è stato posizionato in atmosfera nei pressi dell'impianto, per monitorare temperatura e pressione dell'ambiente di laboratorio.

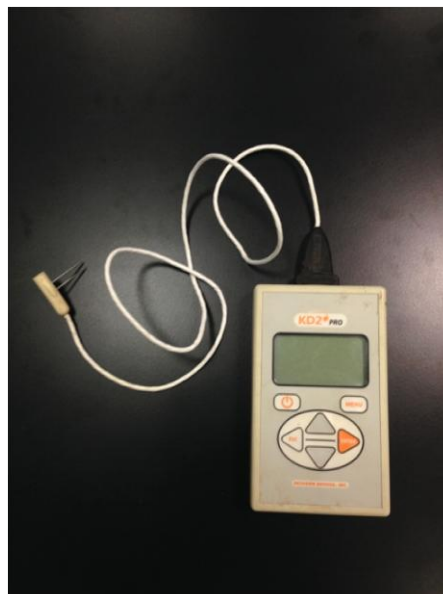
Dalle misure di pressione del Diver è stato inoltre possibile ricavare il livello idrico ad di sopra del punto di rilevamento, avendo associato lo strumento al rispettivo Baro. Le misure del livello idrico vengono ricavate da una compensazione delle misure di pressione in acqua e in atmosfera.

La precisione di questi due strumenti sulle temperature è dell'ordine del decimo di grado centigrado, mentre sulle pressioni è di 0,5 cm di colonna d'acqua.



*Figura 2.4 – Diver e Baro*

La determinazione delle proprietà termiche del sedimento saturo è stata eseguita con un dispositivo elettronico denominato KD2 Pro. Questo strumento è in grado di misurare alcune proprietà termiche, tra cui la conducibilità/conduktività termica  $\lambda_e$  ed il calore specifico volumetrico  $C$  attraverso la propagazione del calore tra due aghi paralleli posti nel sedimento. Considerando la soluzione della distribuzione delle temperature intorno ad una linea infinita, priva di massa, sorgente di una quantità di calore costante ed immersa in un mezzo infinito, lo strumento stima i parametri termici che meglio interpolano le misure di temperatura durante un fissato intervallo di tempo, rispetto alla distribuzione ideale (Decagon Devices, Inc., 2006). La precisione sulla conducibilità termica è di  $\pm 5\%$ , mentre sul calore specifico volumetrica è di  $\pm 7\%$ .



*Figura 2.5 – KD2 Pro*

## 2.2 - Caratterizzazione del sedimento di laboratorio

Un campione del sedimento utilizzato nelle prove di laboratorio è stato prelevato per poterne caratterizzare la granulometria, attraverso la ricostruzione della curva granulometrica. Si sono utilizzati cinque setacci con maglie di diametro variabile da 4,75 mm a 0,212 mm. I risultati della setacciatura sono complessivamente riportati in Tabella 2.1 e nel Grafico 2.1.

setaccio [mm]	trattenuto parziale [%]	trattenuto cumulativo [%]	passante cumulativo [%]
4,75	0,00	0,00	100,00
2	0,17	0,17	99,83
1	22,96	23,13	76,87
0,5	68,87	92,00	8,00
0,212	8,00	100,00	0,00

Tabella 2.1 – Risultati della setacciatura del sedimento utilizzato in laboratorio

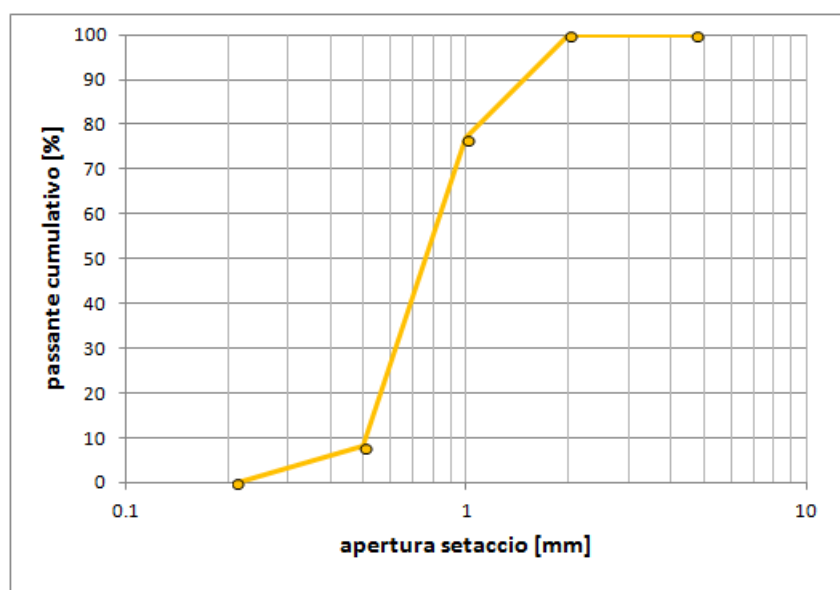


Grafico 2.1 – Curva granulometrica del sedimento utilizzato in laboratorio

Dalla curva granulometrica è stato possibile concludere che il sedimento utilizzato per le prove di laboratorio è una sabbia grossolana.

La porosità è stata determinata prelevando un volume noto di sabbia in un becker, al quale è stato aggiunto un volume noto d'acqua. Si è successivamente misurato il volume totale, potendo

così determinare il volume d'acqua che ha occupato i vuoti all'interno del sedimento e quindi poter ricavare la porosità  $n$ , secondo la formula:

$$n = \frac{V_s + V_w - V_T}{V_s} \quad [18]$$

In cui:  $V_s$  è il volume di sabbia;  $V_w$  è il volume d'acqua;  $V_T$  è il volume totale di sabbia ed acqua miscelati.

La porosità della sabbia utilizzata per le prove di laboratorio è risultata essere pari al 40%. Anche la densità del sedimento saturo è stata determinata in laboratorio, prendendo un volume noto e pesato di sabbia secca, al quale si è considerato in aggiunta, sulla base della porosità, il relativo peso d'acqua che ne occuperebbe i vuoti. Dal rapporto tra i pesi ed il volume complessivo, si è ricavata la densità satura secondo l'espressione:

$$\rho = \frac{P_s + P_w}{V} \quad [19]$$

In cui:  $P_s$  è il peso della sabbia secca;  $P_w$  è il peso dell'acqua;  $V$  è il volume complessivo.

La densità satura del sedimento è stata valutata pari a circa 1960 kg/m<sup>3</sup>.

Le proprietà termiche del sedimento saturo sono state determinate con l'utilizzo del KD2 Pro, eseguendo 3 misurazioni indipendenti sullo stesso campione di sabbia e prendendo come valore rappresentativo di ciascun parametro termico rilevato il valore medio; in particolare, è stata misurata la capacità termica volumetrica  $C$  e la conducibilità/conduktività termica  $\lambda_e$ , mentre la capacità termica  $c$  è stata dedotta a partire da  $C$ , secondo la relazione:

$$c = \frac{C}{\rho} \quad [20]$$

In cui:  $\rho$  è la densità del sedimento saturo.

I risultati relativi ai parametri termici sono riportati in Tabella 2.2.

	<b>misura 1</b>	<b>misura 2</b>	<b>misura 3</b>	<b>media</b>
<b>C [J/(m<sup>3</sup>·K)]</b>	2760000	2757000	2718000	2745000
<b><math>\lambda_e</math> [W/(m·K)]</b>	1,664	1,662	1,805	1,71
<b>c [J/(kg·K)]</b>	1408	1407	1387	1401

*Tabella 2.2 – Parametri termici della sabbia utilizzata in laboratorio*

Infine, è stata stimata la permeabilità del sedimento saturo sulla base della legge di Darcy. Fissando il gradiente idraulico e misurando il flusso, è stato possibile determinare la permeabilità verticale  $k_z$  secondo la relazione:

$$k_z = q_z \frac{l}{\Delta h} \quad [21]$$

In cui:  $l$  è lo spessore dello strato di sabbia;  $\Delta h$  è la differenza di carico idraulico tra quello nel serbatoio di carico e quello nel cilindro.

Si sono eseguite 3 prove corrispondenti a 3 differenti gradienti idraulici; il valore di permeabilità rappresentativo per lo strato di sedimento è stato determinato dalla media dei valori, ottenendo come risultato circa  $2,5 \cdot 10^{-3}$  m/s. I risultati complessivi delle prove sono riportati in Tabella 2.3.

	$\Delta h$ [cm]	$k_z$ [m/s]
<b>Prova 1</b>	0,5	$3,2 \cdot 10^{-3}$
<b>Prova 2</b>	2,0	$2,5 \cdot 10^{-3}$
<b>Prova 3</b>	5,0	$1,8 \cdot 10^{-3}$

*Tabella 2.3 – Misure di permeabilità*

## 2.3 - Prove di flusso e risultati

Dopo aver predisposto l'impianto e caratterizzato il sedimento, sono state condotte le prove per la verifica dei metodi di stima del flusso. La durata minima delle prove, per poter ricostruire le sinusoidi temporali di temperatura, è stata fissata a 7 giorni, sulla base degli esperimenti condotti da Munz et al. (2011).

Al fine di limitare il più possibile le perturbazioni dovute all'ambiente circostante, il riscaldamento nel laboratorio è stato spento durante tutto il periodo di acquisizione. Per tutte le prove condotte la lampada è stata posizionata ad un'altezza di circa 60 cm dalla superficie dell'acqua ed è stata programmata per accendersi e spegnersi su cicli di 12 ore (accesa dalle 10.00 alle 22.00 e spenta dalle 22.00 alle 10.00 del giorno seguente).

La T-Lance per le acquisizioni di temperatura è stata inserita nel sedimento in posizione il più possibile verticale, con 6 sensori nella sabbia e 2 nello strato d'acqua superficiale. Le acquisizioni sono state impostate a 5 minuti, per una durata complessiva di 7 giorni.

Si è inoltre posizionato un Diver nel serbatoio di carico, per monitorare la temperatura e l'andamento del carico idraulico dell'acqua in ingresso al sistema; un Baro, invece, è stato



posizionato nei pressi dell'impianto, per monitorare la temperatura dell'ambiente circostante e poter compensare le misure del Diver. Diver e Baro sono stati programmati per acquisire ogni 15 minuti.

Nel complesso sono state eseguite 3 prove con diverse condizioni di flusso, mantenuto il più possibile costante durante ciascuna prova: flusso nullo, alto flusso e basso flusso.

Durante le 2 prove a flusso non nullo, la portata è stata determinata misurando, con cadenza circa oraria quando possibile, il peso dell'acqua in uscita dal cilindro per un fissato arco di tempo. Considerando costante la densità dell'acqua  $\rho_w$  pari a  $1000 \text{ kg/m}^3$ , si è valutata la portata  $Q$  come rapporto tra volume e tempo, secondo la formula:

$$Q = \frac{P}{d} \quad [22]$$

In cui:  $P$  è il peso dell'acqua;  $d$  è il tempo di prelievo dell'acqua.

Il flusso verticale nel cilindro è stato ottenuto normalizzando il valore di portata per l'area  $A$  della sezione trasversale del cilindro:

$$q_z = \frac{Q}{A} \quad [23]$$

Si è cercato di mantenere costante il valore di flusso durante le prove, facendo, quando possibile, piccole regolazioni dal rubinetto di alimentazione per compensare le variazioni dovute alla rete idrica. Come valore di flusso rappresentativo per ciascuna prova è stata presa la media fra i valori misurati.

Per l'applicazione dei metodi temporali di stima, è stato necessario ricostruire degli andamenti sinusoidali delle temperature con una regressione armonica dinamica, sulla base dei dati acquisiti. Ciò è stato possibile applicando la funzione DHR (Dynamic Harmonic Regression) opportunamente implementata in Matlab.

Questa funzione è in grado di stimare il valore dei parametri di output applicando ricorsivamente la trasformata discreta di Fourier, il filtro di Kalman ed un algoritmo di liscio ad una serie temporale non stazionaria. Al fine di ottimizzare la stima dei parametri, l'algoritmo della DHR utilizza una funzione che minimizza la differenza tra le funzioni spettrali logaritmiche del modello di regressione e della serie iniziale di dati che viene elaborata; ciò determina una migliore convergenza rispetto ad alternativi metodi di massima verosimiglianza e riduce i tempi di calcolo necessari.

L'errore percentuale  $E$ , considerato nelle elaborazioni seguenti per il confronto fra le grandezze misurate e quelle stimate, è stato calcolato come:

$$E = \frac{(D - M)}{M} 100 \quad [24]$$

In cui:  $D$  è la grandezza determinata da calcolo;  $M$  è la grandezza misurata.

### **2.3.1 - Prova a flusso nullo**

Come prima prova è stata eseguita una calibrazione sul coefficiente di conducibilità termica  $\lambda_e$ , che in realtà, essendo stato precedentemente determinato, è servita per verificare quale condizione al contorno superficiale fosse più idonea da considerare. Infatti, non avendo un sensore esattamente posizionato all'interfaccia tra sedimento ed acqua (come nella maggior parte dei casi pratici), ma avendo 2 sensori in prossimità di questo limite (1 nell'acqua e 1 nel sedimento), è stato possibile determinare quale fosse più corretto da considerare come condizione al contorno superficiale, confrontando il valore calibrato di conducibilità termica con quello misurato utilizzando il KD2 Pro.

Il sensore in acqua, distante circa 10 cm dall'interfaccia acqua-sedimento, potrebbe essere utilizzato per acquisire un segnale indisturbato che si deve ancora propagare nel sedimento, sotto l'ipotesi che la temperatura dell'acqua sia in equilibrio e si possa pertanto attribuire a questo segnale la quota  $z=0$ ; il sensore nel sedimento, distante dalla superficie circa 5,5 cm, potrebbe invece essere considerato per acquisire un segnale già propagato ed applicare quindi i metodi di stima del flusso considerando l'effettiva distanza tra questo sensore e quelli più in profondità.

La prova è stata condotta mantenendo chiuso il rubinetto di alimentazione, dalle 10.00 del 12 Dicembre 2013 alle 10.00 del 19 Dicembre 2013. I dati di temperatura che sono stati acquisiti sono riportati nel Grafico 2.2.

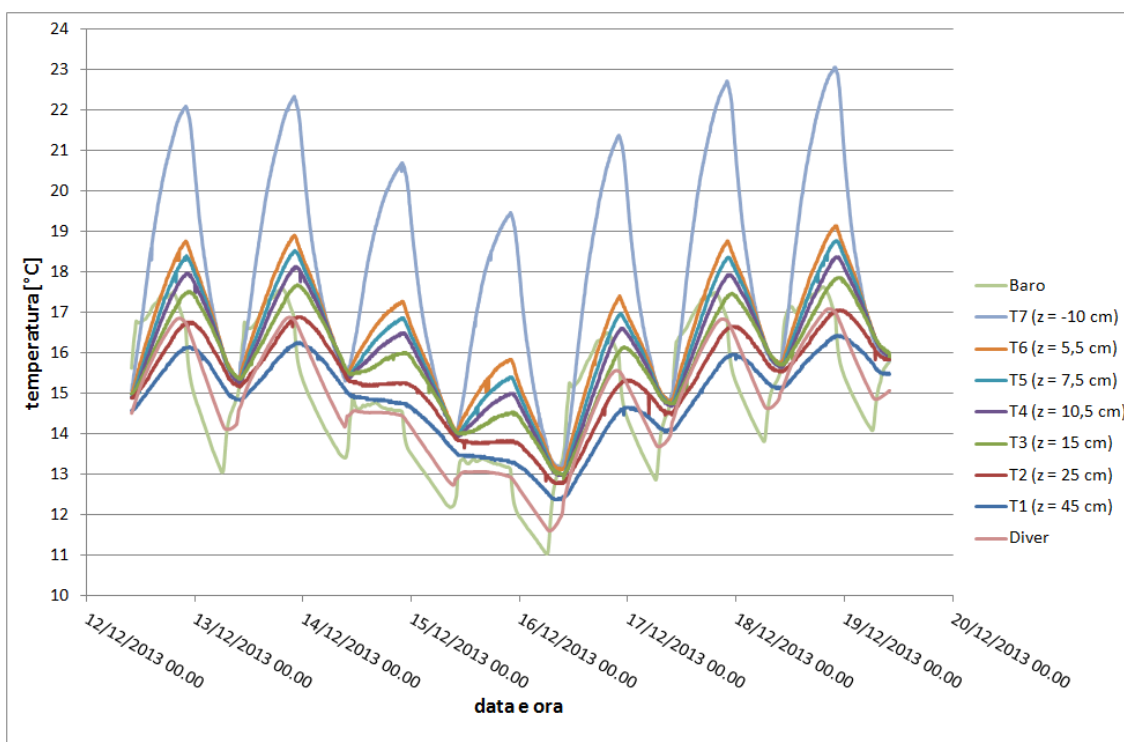


Grafico 2.2 – Andamento delle temperature durante la prova a flusso nullo

Il calore irraggiato dal faretto ha riscaldato in modo evidente lo strato d'acqua superficiale, procedendo in profondità tale calore tende progressivamente ad attenuarsi. La temperatura nel serbatoio di carico (che comunque non alimenta il sistema) tende a seguire l'andamento di quella dell'ambiente circostante, alternandosi tra valori simili a quelli delle profondità maggiori all'interno del sedimento e valori anche più bassi. Il generale abbassamento delle temperature registrato il 14 e 15 Dicembre (Sabato e Domenica) è stato dovuto alla regolazione dell'impianto di riscaldamento dell'edificio; infatti, anche se in laboratorio il riscaldamento è stato disattivato, si è risentito dell'effetto dei locali adiacenti.

La calibrazione del coefficiente di conducibilità termica è stata eseguita seguendo quanto fatto da Munz et al. (2011). Sulla base del metodo temporale implicito, è stata ripresa l'equazione 9 che, considerando la condizione di flusso nullo, assume la forma:

$$\frac{\pi c \rho}{\lambda_e \tau} - \frac{D^4}{z^4} = 0 \quad [25]$$

Per poter applicare quest'espressione, è stato innanzitutto necessario elaborare in Matlab i dati di temperatura con la funzione DHR, il cui output, per una durata pari ad un periodo, è riportato nel Grafico 2.3.

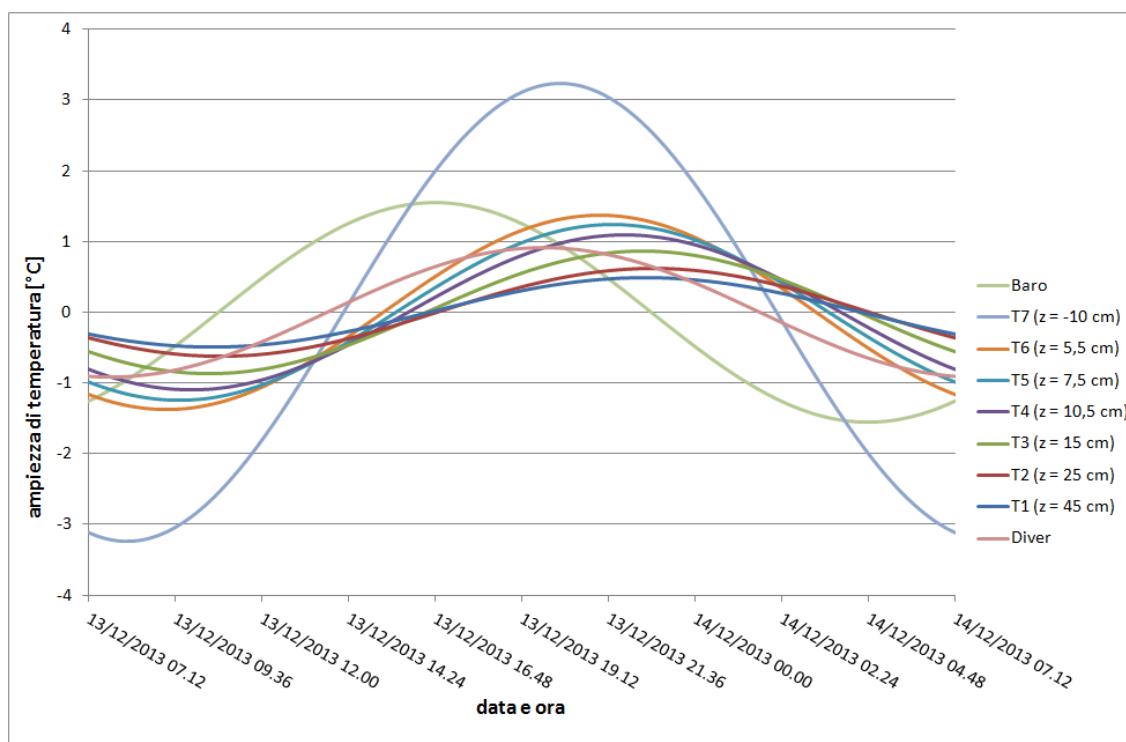


Grafico 2.3 – Output della funzione DHR sulla prova a flusso nullo, 1 periodo

Dagli andamenti rielaborati con la funzione DHR si nota bene lo smorzamento ed il ritardo temporale delle temperature nella propagazione del calore in profondità. Come già osservato, l'andamento delle temperature nel serbatoio di carico tende a seguire quello delle temperature dell'ambiente circostante, però con un'evoluzione più smorzata e ritardata.

Per ognuno dei 7 giorni si è calcolato il valore dell'equazione 25,  $\lambda_e$  è stato stimato considerando il periodo complessivo di acquisizione, minimizzando l'indice RMSE con metodo iterativo attraverso la ricerca obiettivo di Excel. Il procedimento è stato eseguito per entrambe le condizioni al contorno superficiali, prendendo in considerazione come secondo segnale quello a profondità maggiore, in modo da avere una rappresentazione sufficientemente significativa dello strato di sedimento nel suo complesso.

I risultati della calibrazione sono riportati in Tabella 2.4.

	valore [W/(m K)]	errore [%]
$\lambda_e$ misurato	1,71	-
$\lambda_e$ c.c. in acqua	0,32	-81,5
$\lambda_e$ c.c. nel sedimento	2,09	+22,1

Tabella 2.4 – Risultati calibrazione

Considerando la condizione al contorno nel sedimento si è ottenuta una miglior calibrazione sul parametro  $\lambda_e$ , pertanto si è adottata questa condizione per le elaborazioni delle prove successive.

### 2.3.2 - Prova ad alto flusso

Come seconda prova si è ricreata una condizione di alto flusso alimentante. Il valore medio di flusso misurato è stato di circa 3,01 m/giorno, giudicato rappresentativo sulla base dei diversi valori riscontrati in letteratura relativamente a flussi alimentanti in acquifero sabbioso.

La prova è stata condotta dalle 10.00 del 13 Gennaio 2014 alle 10.00 del 20 Gennaio 2014; gli andamenti delle temperature durante tutta la prova sono riportati nel Grafico 2.4.

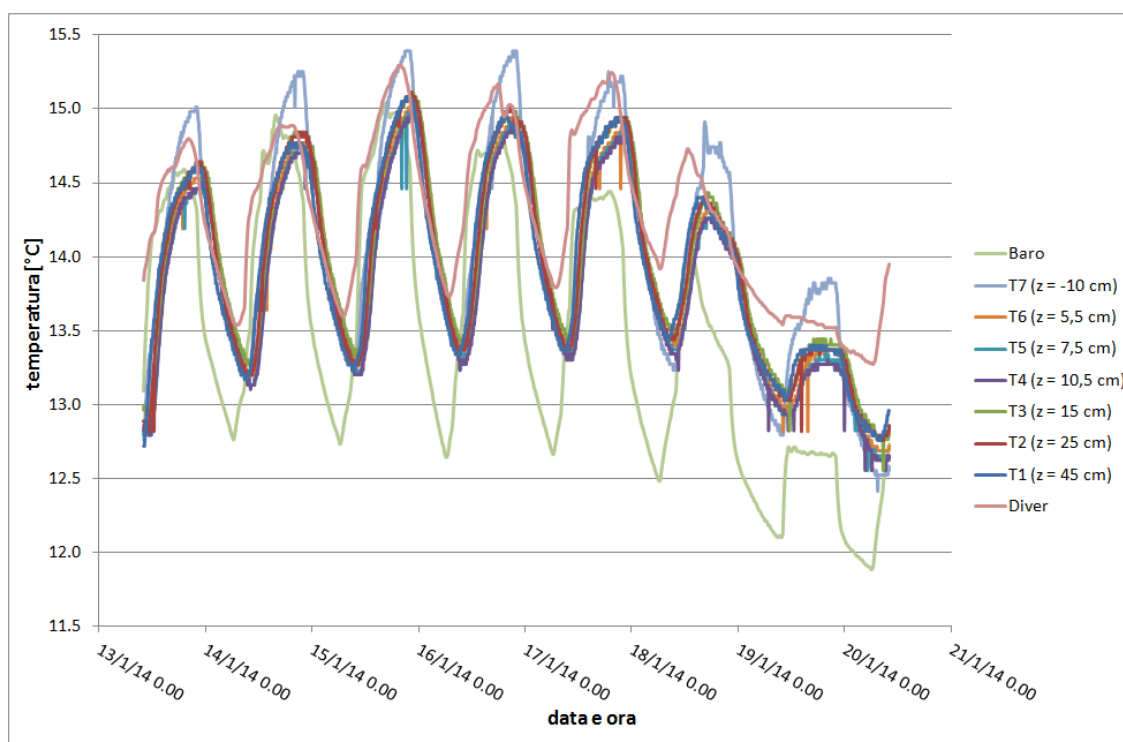


Grafico 2.4 – Andamento delle temperature durante la prova ad alto flusso

Le temperature registrate dal Diver nel serbatoio di carico, che alimenta il sistema, si sono mantenute generalmente maggiori rispetto a quelle rilevate con il Baro, relative all'ambiente circostante.

Le temperature nel sedimento hanno generalmente risentito della portata in ingresso più che del riscaldamento dovuto al faretto, con temperature di poco inferiori (in media circa 0,36°C) rispetto a quelle nel serbatoio di carico. In queste condizioni, dagli andamenti registrati, si può intuire il ridotto gradiente termico che si è avuto nel sedimento durante tutta la prova. Infatti, la

differenza massima tra i sensori T6 e T5 è stata pari a circa  $0,52^{\circ}\text{C}$ , mentre la media è stata di circa  $0,05^{\circ}\text{C}$ ; analogamente, per i sensori T6 e T1 la differenza massima è stata pari a circa  $0,32^{\circ}\text{C}$ , mentre la media è stata di circa  $-0,04^{\circ}\text{C}$ .

Si sono inoltre determinati il numero di Peclet ed il numero di Rayleigh, che sono risultati essere pari, rispettivamente, a 62,3 e 207,3. Tali valori indicano che, complessivamente, nel trasporto di calore incide maggiormente la convezione, sia forzata che naturale, rispetto alla conduzione. Ciò è coerente con le condizioni con cui è stata condotta la prova, avendo ricreato sia un gradiente idraulico che termico.

Le tendenze relative alle temperature direttamente rilevate si evidenziano anche negli andamenti ottenuti applicando la funzione DHR e riportati, per la durata di un periodo, nel Grafico 2.5.

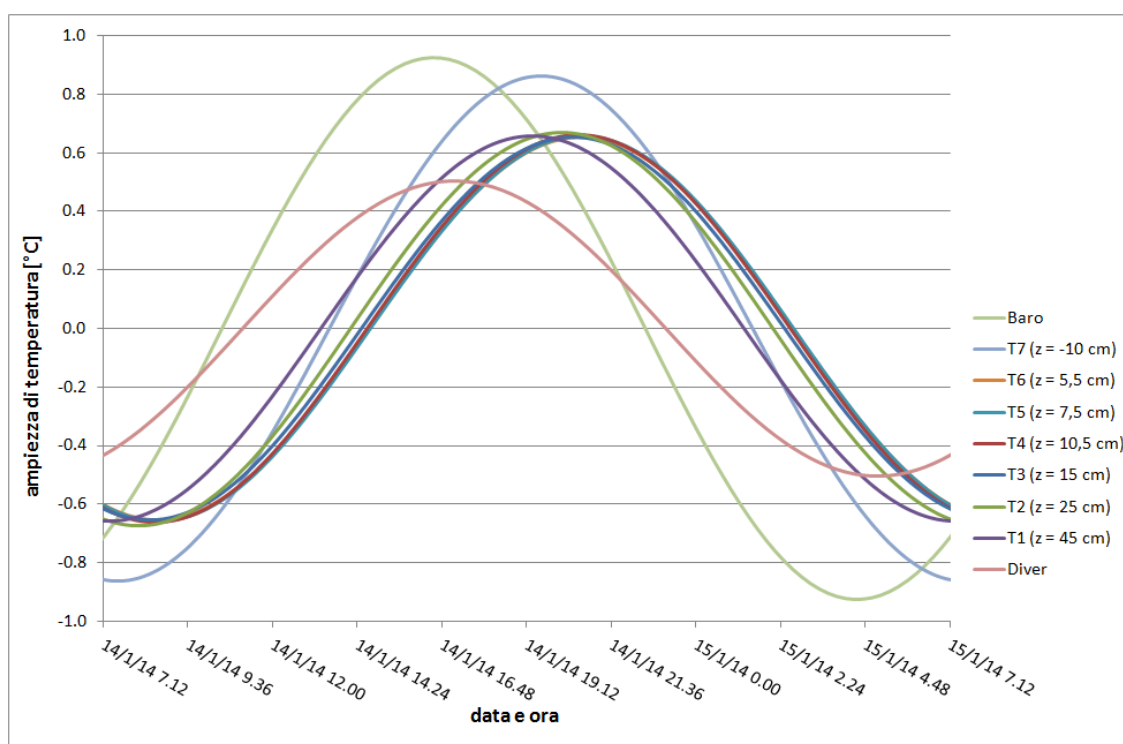


Grafico 2.5 – Output della funzione DHR sulla prova ad alto flusso, 1 periodo

L'andamento delle ampiezze di temperatura all'interno del sedimento saturo sembra essere stato dovuto all'effetto del flusso in ingresso; questa osservazione è sostenuta anche dal fatto che i picchi non sono progressivamente ritardati procedendo verso profondità maggiori, come ci si aspetterebbe nel caso di una propagazione indisturbata del calore dalla superficie. Gli aspetti rilevanti, per quanto riguarda l'applicazione dei metodi di stima del flusso, sono il ridotto effetto di attenuazione delle ampiezze di temperatura, la mancanza di un ritardo temporale nei picchi ed il basso gradiente termico medio nel sedimento saturo.

Sia il metodo temporale implicito che esplicito sono stati applicati considerando come  $z$  la distanza, rispetto al sensore utilizzato per le condizioni al contorno in superficie, del sensore più vicino ( $z = 2,0 \text{ cm}$ ) e di quello più in profondità ( $z = 39,5 \text{ cm}$ ).

I risultati sono riportati in Tabella 2.5.

	<b><math>q_z</math> con metodo temporale implicito [m/giorno]</b>	<b>errore [%]</b>	<b><math>\Delta t</math> [s]</b>	<b><math>q_z</math> con metodo temporale esplicito [m/giorno]</b>	<b>errore [%]</b>
<b><math>z = 2,0 \text{ cm}</math></b>	-0,33	-89,1	0	-	-
<b><math>z = 39,5 \text{ cm}</math></b>	-0,82	-72,7	-5100	-	-

*Tabella 2.5 – Risultati dei metodi temporali per la prova ad alto flusso*

Come si può notare, gli errori utilizzando il metodo temporale implicito sono stati piuttosto rilevanti per entrambe le profondità considerate, solo il verso del flusso è risultato corretto. La stima è risultata migliore considerando la profondità maggiore, pur non essendo ancora ritenuta sufficientemente precisa.

Il metodo temporale esplicito, invece, non è stato applicato, poiché si è registrato un ritardo temporale dei picchi nullo per la profondità minore e negativo (picco più in profondità anticipato rispetto al picco in superficie) per la profondità maggiore, si è quindi al di fuori delle ipotesi di applicabilità del metodo.

Per questa prova, la non correttezza nella stima del flusso con i metodi temporali è stata attribuita alla non apprezzabile attenuazione nelle ampiezze di temperatura, legata sostanzialmente al basso gradiente termico rilevato (per  $z = 2 \text{ cm}$   $\Delta T_{\text{medio}} = 0,05^\circ\text{C}$ ; per  $z = 39,5 \text{ cm}$   $\Delta T_{\text{medio}} = -0,04^\circ\text{C}$ ).

I due metodi spaziali sono stati applicati prendendo arbitrariamente 4 differenti istanti di tempo, giudicati rappresentativi nell'arco di 24 ore prese come campione e precisamente: le 10.00, le 16.00, le 22.00 del 2° giorno di acquisizione e le 4.00 del 3° giorno di acquisizione.

Si è così evitato di risentire degli effetti di inizio prova e si sono scelti gli istanti temporali prendendo l'istante di accensione del faretto, quello di spegnimento e i due istanti intermedi. I risultati del metodo spaziale diretto sono riportati in Tabella 2.6.

<b>istante temporale</b>	<b>data e ora</b>	<b><math>\Delta T</math> [<math>^\circ\text{C}</math>]</b>	<b><math>q_z</math> [m/giorno]</b>	<b>errore [%]</b>
<b>1</b>	14/01/2014 10.00	0,14	0,32	-89,5
<b>2</b>	14/01/2014 16.00	0,20	-0,26	-91,2
<b>3</b>	14/01/2014 22.00	0,11	7,29	+142,1

4	15/01/2014 04.00	0,21	0,31	-89,8
---	------------------	------	------	-------

Tabella 2.6 – Risultati del metodo spaziale diretto per la prova ad alto flusso

Anche nei risultati di questo metodo gli errori sono stati molto rilevanti, inoltre non si è neanche avuta una buona previsione sulla direzione del flusso (solo per l'istante temporale 2 il verso è risultato essere corretto). Ancora una volta, questi risultati sono stati associati a bassi valori del gradiente termico  $\Delta T$ , calcolato come differenza fra la temperatura massima e quella minima di ciascun profilo termico.

Sempre per gli stessi istanti temporali, si è applicato il metodo spaziale indiretto, valutando anche il coefficiente di determinazione  $R^2$ . La valutazione delle derivate per la stima del flusso è stata fatta a due differenti profondità:  $z_6=5,5$  cm, in corrispondenza del sensore T6 e  $z_1=45,0$  cm, in corrispondenza del sensore T1. È stato così possibile capire, per questo metodo, quale profondità fosse più significativa per la determinazione del flusso.

Gli andamenti delle 4 interpolazioni sono riportati nei grafici seguenti, mentre i risultati del metodo sono riassunti in Tabella 2.7.

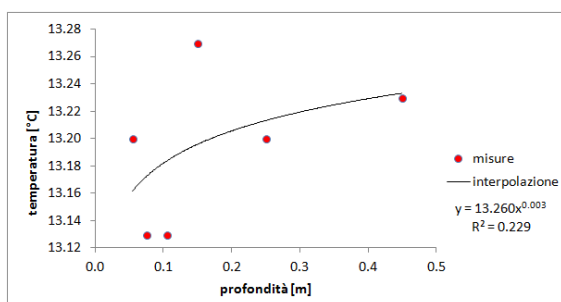


Grafico 2.6 – Interpolazione istante temporale 1 alto flusso

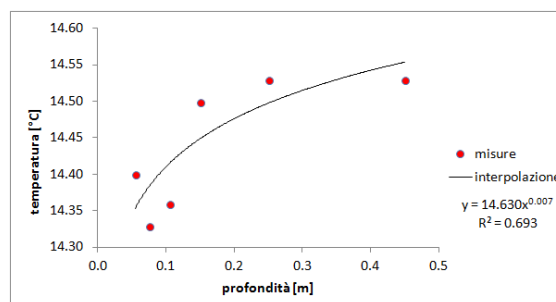


Grafico 2.7 – Interpolazione istante temporale 2 alto flusso

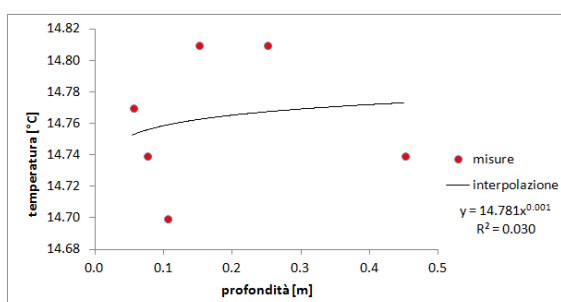


Grafico 2.8 – Interpolazione istante temporale 3 alto flusso

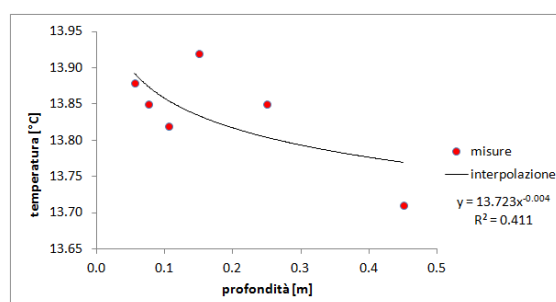


Grafico 2.9 – Interpolazione istante temporale 4 alto flusso



<b>istante temporale</b>	<b>data e ora</b>	<b><math>\Delta T</math> [°C]</b>	<b><math>R^2</math></b>	<b><math>q_z(z6)</math> [m/giorno]</b>	<b>errore [%]</b>	<b><math>q_z(z1)</math> [m/giorno]</b>	<b>errore [%]</b>
<b>1</b>	14/01/2014 10.00	0,14	0,23	-0,64	-78,8	-0,08	-97,4
<b>2</b>	14/01/2014 16.00	0,20	0,69	-0,64	-78,8	-0,08	-97,4
<b>3</b>	14/01/2014 22.00	0,11	0,03	-0,64	-78,7	-0,08	-97,4
<b>4</b>	15/01/2014 04.00	0,21	0,41	-0,64	-78,6	-0,08	-97,4

*Tabella 2.7 – Risultati del metodo spaziale indiretto per la prova ad alto flusso*

Anche applicando il metodo spaziale indiretto non si sono ottenute buone stime del flusso, solo il verso è risultato essere coerente con quello reale. Una stima migliore, se pur non sufficientemente accurata, si è avuta considerando la profondità minore ( $z6$ ). Inoltre, i risultati non sono apparsi essere influenzati dal valore di  $R^2$  ottenuto per le varie interpolazioni. L'indicatore di riferimento per la stima del flusso sembra essere ancora una volta il gradiente termico, che si è mantenuto su valori bassi (0,1 – 0,2°C) in tutti e quattro gli istanti temporali considerati.

### **2.3.3 - Prova a basso flusso**

Nella terza prova che è stata eseguita si sono ricreate le condizioni per un basso flusso alimentante. Il valore medio misurato è stato di circa 0,66 m/giorno, giudicato anch'esso rappresentativo sulla base dei diversi valori riscontrati in letteratura relativamente a flussi alimentanti in acquifero sabbioso.

La prova è stata condotta dalle 10.00 del 21 Gennaio 2014 alle 10.00 del 28 Gennaio 2014; gli andamenti delle temperature durante tutta la prova sono riportati nel Grafico 2.10.

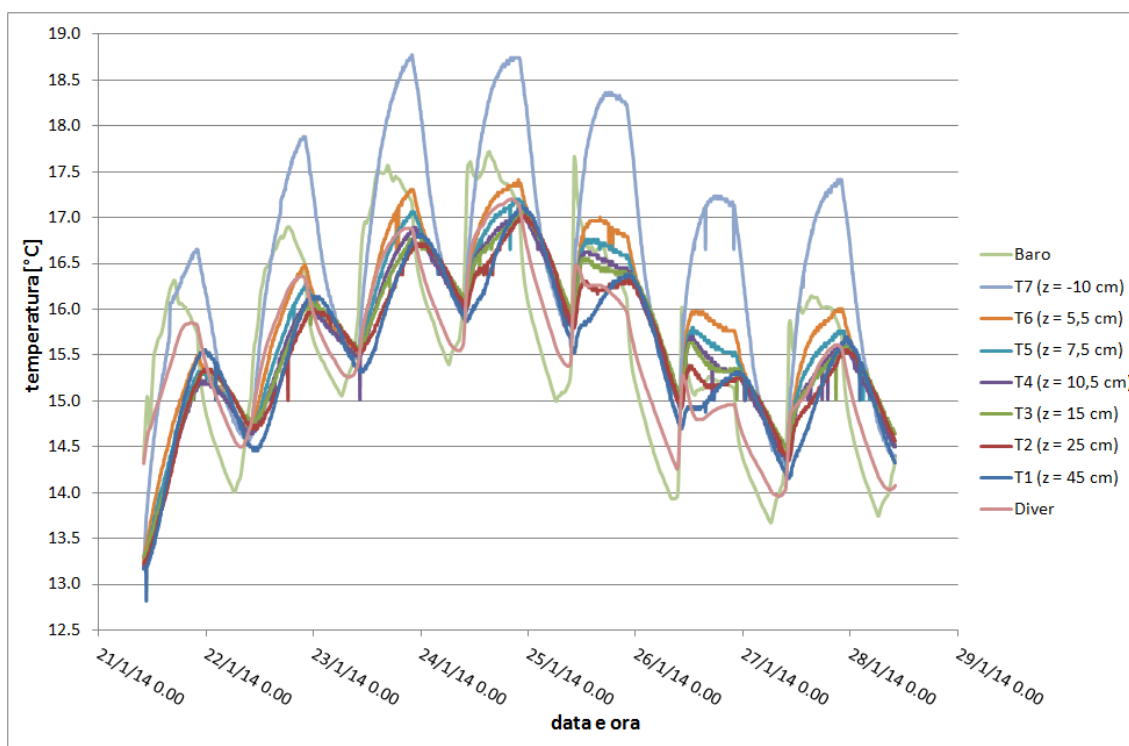


Grafico 2.10 – Andamento delle temperature durante la prova a basso flusso

Le temperature registrate dal Diver nel serbatoio di carico si sono mantenute generalmente inferiori rispetto a quelle dell'ambiente di laboratorio, mentre l'acqua superficiale ed il sedimento saturo alle varie profondità hanno generalmente risentito del riscaldamento dovuto al faretto.

In queste condizioni, rispetto alla prova ad alto flusso, nella prova a basso flusso si è avuto un gradiente termico leggermente superiore. Infatti, la differenza massima tra le temperature dei sensori T6 e T5 è stata di circa  $0,69^{\circ}\text{C}$  e quella media circa  $0,12^{\circ}\text{C}$ ; analogamente, per i sensori T6 e T1 la differenza massima è stata pari a circa  $1,09^{\circ}\text{C}$  e quella media circa  $0,32^{\circ}\text{C}$ .

Anche per questa prova sono stati calcolati il numero di Peclet ed il numero di Rayleigh, pari rispettivamente a 13,6 e 497,6. Le considerazioni sui valori ottenuti sono analoghe a quelle per la prova ad alto flusso, infatti, coerentemente con le condizioni con cui è stata condotta anche questa prova, è ancora una volta il trasporto di calore per convezione a dominare complessivamente rispetto a quello per conduzione.

Successivamente, applicando la funzione DHR, si sono ottenuti gli andamenti riportati, per la durata di un periodo, nel Grafico 2.11.

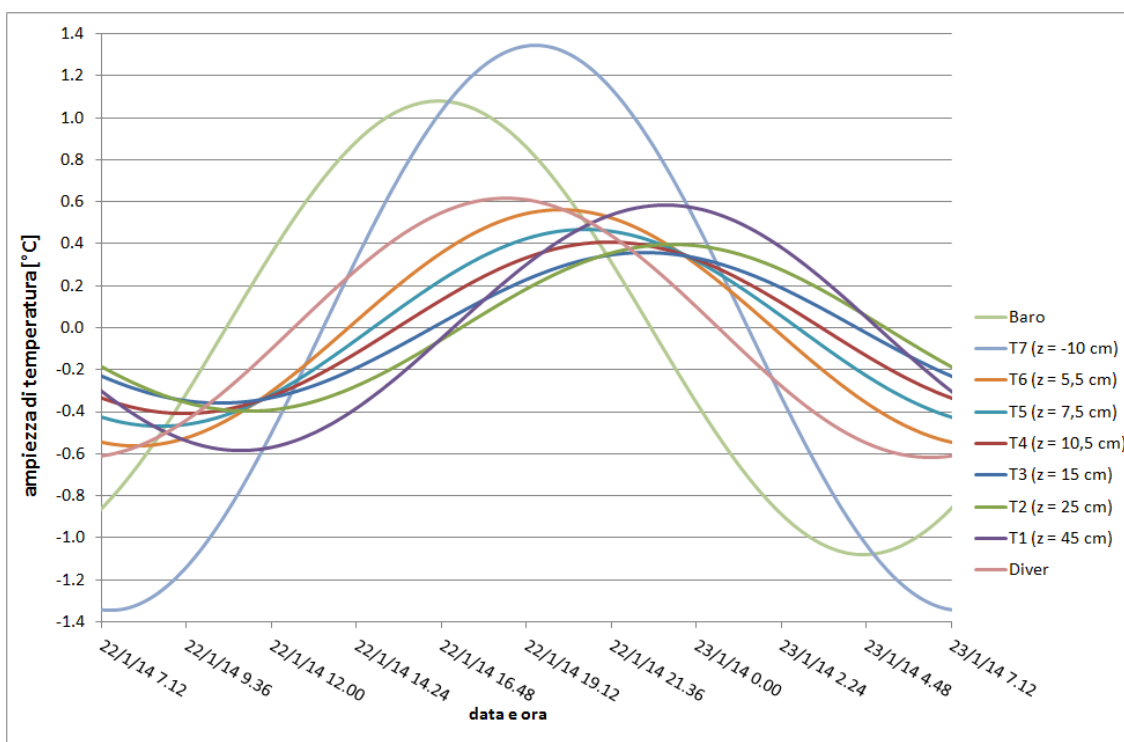


Grafico 2.11 – Output della funzione DHR sulla prova a basso flusso, 1 periodo

L'andamento delle ampiezze di temperatura nel sedimento saturo hanno risentito della propagazione del calore di superficie; infatti, tranne per il sensore T1 (più in profondità), che sembra essere stato maggiormente influenzato dal flusso in ingresso, le ampiezze si riducono progressivamente con l'aumento della profondità.

Gli aspetti più importanti, relativamente all'applicazione dei metodi di stima del flusso, sono la migliore attenuazione delle ampiezze di temperatura, l'apprezzabile ritardo temporale nei picchi ed il maggior gradiente termico.

Procedendo analogamente a quanto fatto per la prova ad alto flusso, sono stati applicati i metodi temporali di stima del flusso, di cui sono riportati i risultati in Tabella 2.8.

	<b>q<sub>z</sub> con metodo temporale implicito [m/giorno]</b>	<b>errore [%]</b>	<b>Δt [s]</b>	<b>q<sub>z</sub> con metodo temporale esplicito [m/giorno]</b>	<b>errore [%]</b>
<b>z = 2,0 cm</b>	-0,31	-53,4	2400	0,40	-39,8
<b>z = 39,5 cm</b>	-0,44	-32,8	10800	2,07	+214,6

Tabella 2.8 – Risultati dei metodi temporali per la prova a basso flusso

Rispetto alla prova ad alto flusso, gli errori relativi al metodo temporale implicito sono stati più contenuti, inoltre il verso del flusso risulta essere coerente con la realtà. Analogamente alla precedente prova, la stima migliore si è ottenuta considerando la profondità maggiore. Il metodo temporale esplicito, invece, rimane più incerto e meno affidabile.

Il miglioramento nei risultati è attribuibile ad una più apprezzabile attenuazione delle ampiezze di temperatura, legata sostanzialmente ad un gradiente termico nel sedimento saturo più sensibile (per  $z = 2 \text{ cm}$   $\Delta T \text{ medio} = 0,12^\circ\text{C}$ ; per  $z = 39,5 \text{ cm}$   $\Delta T \text{ medio} = 0,32^\circ\text{C}$ ).

Sempre adottando lo stesso procedimento utilizzato per la prova ad alto flusso, si sono applicati i due metodi spaziali. I risultati ottenuti con il metodo spaziale diretto sono riportati in Tabella 2.9.

istante temporale	data e ora	$\Delta T$ [ $^\circ\text{C}$ ]	$q_z$ [m/giorno]	errore [%]
1	22/01/2014 10.00	0,27	4,81	+631,0
2	22/01/2014 16.00	0,69	-0,62	-6,4
3	22/01/2014 22.00	0,58	-0,95	+44,6
4	23/01/2014 04.00	0,18	-0,12	-81,8

Tabella 2.9 – Risultati del metodo spaziale diretto per la prova a basso flusso

Dai risultati ottenuti si nota bene come la stima sia stata migliore per i gradienti termici più accentuati, in particolare con riferimento all'istante temporale 2 e 3. Negli istanti temporali in cui si è avuto un basso gradiente termico (1 e 4), invece, la stima non è stata sufficientemente accurata ed anche la determinazione del verso è risultata essere incerta.

Come ultimo metodo di stima si è applicato il metodo spaziale indiretto, le cui interpolazioni relative a ciascun istante temporale sono riportate nei seguenti grafici, mentre i risultati ottenuti sono riportati in Tabella 2.10.

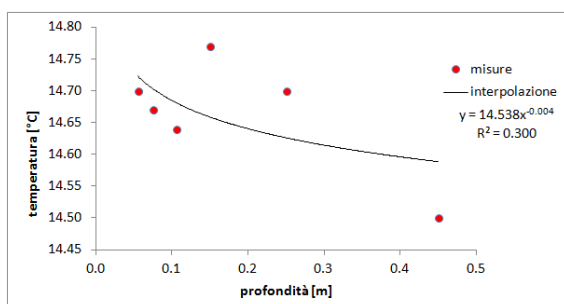


Grafico 2.12 – Interpolazione istante temporale 1 basso flusso

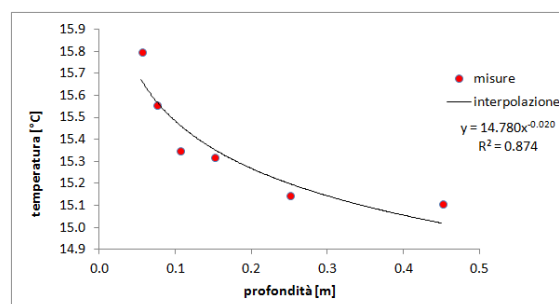


Grafico 2.13 – Interpolazione istante temporale 2 basso flusso

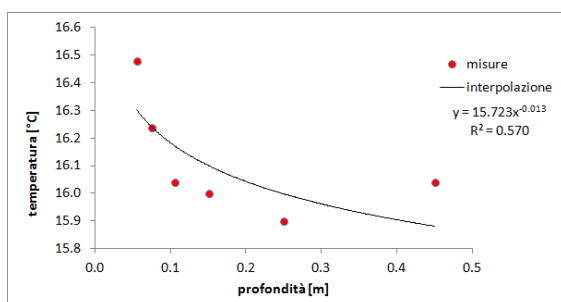


Grafico 2.14 – Interpolazione istante temporale 3 basso flusso

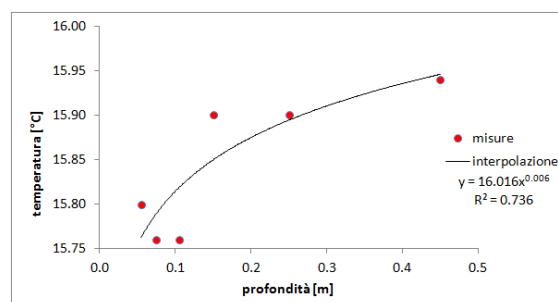


Grafico 2.15 – Interpolazione istante temporale 4 basso flusso

istante temporale	data e ora	$\Delta T$ [°C]	$R^2$	$q_z(z6)$ [m/giorno]	errore [%]	$q_z(z1)$ [m/giorno]	errore [%]
1	22/01/2014 10.00	0,27	0,30	-0,64	-2,0	-0,08	-88,0
2	22/01/2014 16.00	0,69	0,87	-0,65	-0,4	-0,08	-87,8
3	22/01/2014 22.00	0,58	0,57	-0,65	-1,1	-0,08	-87,9
4	23/01/2014 04.00	0,18	0,74	-0,64	-3,0	-0,08	-88,1

Tabella 2.10 – Risultati del metodo spaziale indiretto per la prova a basso flusso

Le stime ottenute con questo metodo relativamente alla profondità minore ( $z6$ ) sono state decisamente migliori, infatti gli errori sono stati molto bassi ed il verso è risultato essere coerente con quello reale. Invece, le stime relative alla profondità minore ( $z6$ ) sono state molto meno precise, solo il verso è risultato essere concorde con quello reale.

I risultati, anche per questa prova, non sono apparsi essere influenzati dal valore di  $R^2$  ottenuto per le varie interpolazioni.

## 2.4 - Limiti di applicabilità dei metodi di stima del flusso iporeico e considerazioni

Dalle prove condotte è stato possibile confrontare fra loro i vari metodi basati sulla propagazione del calore ed utilizzati per la stima del flusso iporeico.

Per quanto riguarda i metodi temporali il più affidabile è stato quello implicito, in grado di predire il verso del flusso e di restituire buone stime del modulo già con bassi gradienti termici ( $0,32^\circ\text{C}$ ). Il valore minimo del gradiente termico consigliato per l'applicabilità di questo metodo è  $0,4^\circ\text{C}$ ; inoltre, in presenza di un adeguato gradiente termico, non è necessario considerare

elevate profondità, ma sono sufficienti pochi centimetri (2 cm nelle prove condotte) di distanza tra i due punti utilizzati per i rilievi di temperatura.

Al contrario, il metodo temporale esplicito non è risultato essere particolarmente affidabile e, quindi, non se ne consiglia l'utilizzo, tranne che per stime preliminari grossolane.

Relativamente al metodo spaziale diretto, le stime migliori si sono ottenute con gradienti termici maggiori di  $0,5^{\circ}\text{C}$ , perciò si consiglia come limite minimo di applicabilità per questo metodo un valore di  $0,6^{\circ}\text{C}$ .

Il metodo spaziale indiretto si è mostrato più solido di quello diretto, restituendo risultati coerenti fra loro nei 4 istanti temporali ed ha fornito buone stime già con bassi gradienti termici (a partire da circa  $0,3^{\circ}\text{C}$ , che è il valore consigliato) per profondità pari a pochi centimetri (5,5 cm nelle prove condotte). Inoltre, i risultati ottenuti con questo metodo non hanno mostrato un'evidente dipendenza dal valore di  $R^2$  ottenuto per le varie interpolazioni, riuscendo a stimare sufficientemente bene il flusso anche con bassi valori di questo parametro.

Infine, si è potuta osservare una generale tendenza del metodo temporale implicito a sottostimare maggiormente il valore obiettivo rispetto al metodo spaziale indiretto, mentre per il metodo spaziale diretto non è stato possibile evidenziare una particolare tendenza.

# CAPITOLO 3

## CASO APPLICATIVO: IL FIUME TOCE

I metodi di stima del flusso iporeico sono stati applicati anche direttamente in campo, per valutare l'interazione tra la falda acquifera e il fiume Toce, un corso d'acqua del Nord Piemonte. Per analizzare in modo più approfondito la falda, è stata eseguita un'analisi preliminare, utile per poterne individuare il carattere generale in condizioni di magra del corso d'acqua. Durante la campagna di misure della durata complessiva di 3 giorni sono stati acquisiti i dati necessari, successivamente si sono elaborate le acquisizioni con i quattro metodi per ottenere le relative stime del flusso iporeico. Successivamente si è integrato l'effetto della falda nel modello idrologico distribuito FEST-WB, per poterne migliorare le previsioni sul regime idrologico; infine, si è confrontato l'apporto simulato dovuto alla falda con quello determinato nella campagna di misure.

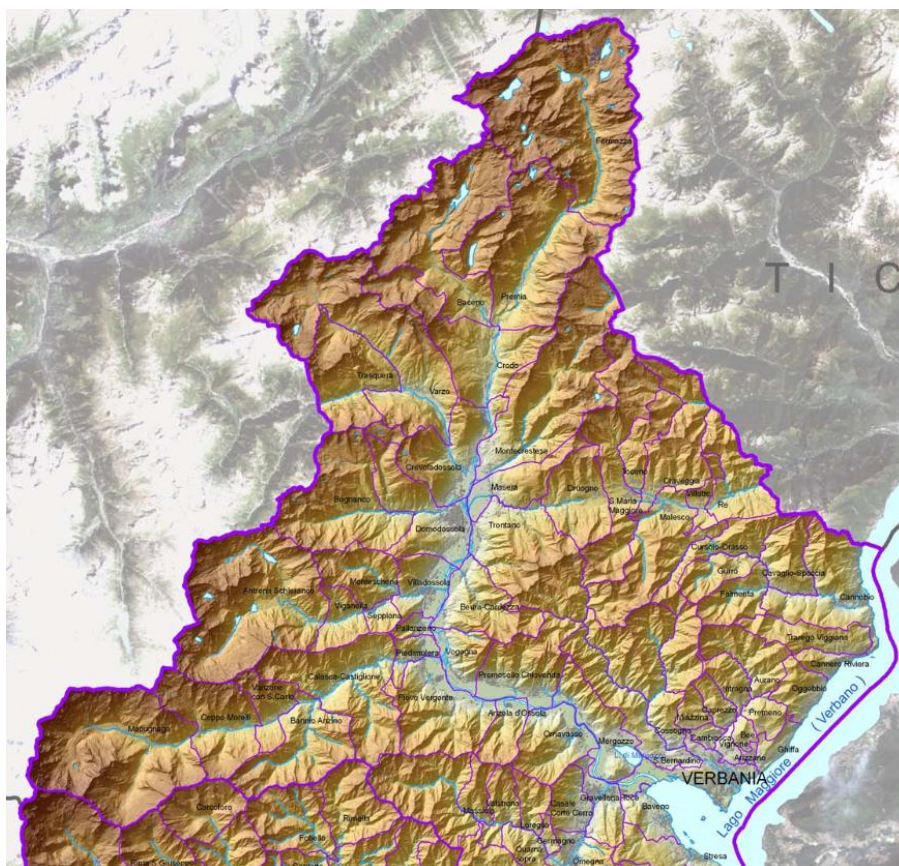
### 3.1 - Il bacino del fiume Toce

Il Toce, o più propriamente la Toce, è il fiume principale della Val d'Ossola, nel Nord del Piemonte. Il bacino idrografico è situato nella parte settentrionale del Piemonte ed in piccola parte, circa per il 10% dell'estensione complessiva, in Svizzera.

La sorgente è situata ad un'altezza di circa 1720 m s.l.m. ed è formata dall'unione di tre torrenti: Morasco, Gries e Roni. L'asta principale si sviluppa per ben 83 km ed il bacino copre una superficie di circa 1780 km<sup>2</sup>; la portata media è di circa 70 m<sup>3</sup>/s.

Le caratteristiche fondamentali sono quelle tipiche dei bacini alpini, in particolar modo per quanto riguarda l'aspetto topografico. L'area è caratterizzata da imponenti massicci montuosi,

in particolare nella zona del Monte Rosa. L'altitudine media è di 1544 m s.l.m., calcolata tra la cima del Monte Rosa (4635 m s.l.m.) e la sezione di chiusura (193 m s.l.m.) dove il fiume si immette nel Lago Maggiore.



*Figura 3.1 – Val d'Ossola e fiume Toce*

Partendo dal corso principale si diramano diverse valli di origine glaciale, caratterizzate da ripidi versanti e piane alluvionali, lungo le quali scorrono i vari affluenti, tra cui i principali sono: Diveria, Bogna, Melezzo, Isorno, Ovesca, Anza e Strona. Il fiume Toce è inoltre alimentato dai ghiacciai dei Camosci, dei Sabbioni e di Ban, tutti all'interno della Val Formazza. Nella parte medio-alta del bacino si nota una struttura a gradini, formatasi dal sovrapporsi di blocchi di gneiss molto compatto. Questo costringe il corso d'acqua a compiere diversi salti scorrendo verso il fondovalle, tra cui il più spettacolare è quello de La Frua, con un salto di circa 143 m.





*Figura 3.2 – Cascata La Frua*

A Nord, nel tratto a monte di Domodossola, i due versanti si allontanano ed il fondovalle, ampliandosi, diventa una piana. A Vogogna il fiume piega bruscamente verso Est e, data la lieve pendenza del fondovalle (180 m in 40 km di percorso finale), si allarga in numerose anse.

Il cambiamento della morfologia della valle è imputabile alla variazione della litologia ed alla presenza di disturbi tettonici: in questa zona, infatti, lo gneiss delle formazioni alpine cede il passo ai meno compatti micascisti, alle rocce basiche eruttive, alle rocce metamorfiche ricche di granito e biotite ed infine alle intrusioni granitiche di Mergozzo. La resistenza all'erosione di quest'ultima formazione, inoltre, costringe il fiume ad un'ansa attorno al Monte Orfano prima dello sbocco nel Lago Maggiore.

I due versanti della Val d'Ossola presentano caratteristiche morfologiche differenti: il versante destro è tagliato da profonde valli parallele che conducono alle più alte vette dello spartiacque (Valle Divedro, Bognanco, Antrona, Anzasca, Strona); il versante sinistro ha, invece, due soli solchi evidenti (Val Vigezzo, Isorno) ed un complesso ramificarsi di valli minori.

Per quanto riguarda l'aspetto climatico, si può notare come l'Ossola sia la zona più umida di tutto il Piemonte. Infatti, tutta l'area presenta una piovosità annua superiore ai 1500 mm; in particolare, nel settore orientale le precipitazioni superano i 2000 mm ed in altre zone anche i 2500 mm. I valori massimi si registrano solitamente nell'autunno e nella tarda primavera.

Data la notevole altitudine della maggior parte della regione, le precipitazioni assumono spesso forma nevosa e la coltre resta sul suolo per lunghi periodi, normalmente da Dicembre a Marzo. Il limite delle nevi perenni sul versante italiano del Monte Rosa e sui rilievi dell'Ossola si aggira sui 2900 m s.l.m.

Il clima umido e fresco favorisce una copertura vegetale assai fitta in tutta la regione, in modo particolare nelle basse e medie valli, dove però l'uomo ha sostituito la vegetazione originaria con le specie maggiormente utili all'attività agricola (viti, foraggiere, cereali, alberi da frutta).

Nelle aree naturali domina il bosco misto di latifoglie: boschi di querce, betulle, frassini, roveri e castagni, che procedendo verso quote maggiori cedono il posto ai faggi ed alle conifere. Oltre i 1800-2000 m s.l.m. si trovano soprattutto pascoli ed arbusti, successivamente i ghiacciai.

Le aree urbanizzate e le aree coltivate sono localizzate essenzialmente nel fondovalle, strettamente associate tra di loro e diffuse maggiormente alle quote meno elevate.

## **3.2 - Analisi preliminare della falda con il software Modflow**

Come primo passo per lo studio e la caratterizzazione della falda acquifera è stata eseguita un'analisi con il software Modflow, tramite l'interfaccia Groundwater Vistas.

Modflow permette di effettuare simulazioni monodimensionali, bidimensionali o tridimensionali del flusso, di uno o più acquiferi liberi, confinati o semiconfinati, in condizioni sia stazionarie che transitorie. Questo codice numerico, sviluppato dall'United States Geological Survey (USGS), utilizza, per la risoluzione dell'equazione generale del flusso, il metodo numerico alle differenze finite, nel quale il sistema continuo viene sostituito da un insieme discreto di punti nello spazio e nel tempo e le derivate parziali sono sostituite da termini calcolati come differenze tra valori finiti.

L'equazione che in Modflow governa il flusso tridimensionale di acquiferi in regime laminare all'interno di un mezzo poroso e omogeneo è il risultato della combinazione della legge di Darcy (equazione di moto):

$$\vec{q} = -K\text{grad}h \quad [26]$$

In cui:  $\vec{q}$  è il vettore di flusso;  $K$  è la matrice di permeabilità idraulica;  $h$  è il carico idraulico.

e del principio di continuità (equazione di conservazione della massa):

$$\left( \frac{\delta q_x}{\delta x} + \frac{\delta q_y}{\delta y} + \frac{\delta q_z}{\delta z} \right) \Delta V = 0 \quad [27]$$

In cui:  $x$ ,  $y$  e  $z$  sono le coordinate cartesiane;  $q_x$ ,  $q_y$  e  $q_z$  sono le componenti del vettore di flusso lungo i relativi assi;  $\Delta V = \Delta x \Delta y \Delta z$  è l'elemento infinitesimo di volume (volume di controllo).

Dopo alcuni passaggi, si ottiene l'equazione di flusso nella forma:

$$k_x \frac{\delta^2 h}{\delta x^2} + k_y \frac{\delta^2 h}{\delta y^2} + k_z \frac{\delta^2 h}{\delta z^2} = \frac{1}{1+e} \left( e \frac{\delta S}{\delta t} + S \frac{\delta e}{\delta t} \right) \quad [28]$$

In cui:  $k_x$ ,  $k_y$  e  $k_z$  sono le componenti principali della matrice di permeabilità idraulica lungo i relativi assi;  $e$  è la porosità;  $S$  è il grado di saturazione.

Nell'ipotesi di regime stazionario,  $S$  ed  $e$  sono costanti e l'equazione risultante prende il nome di equazione di Laplace:

$$k_x \frac{\delta^2 h}{\delta x^2} + k_y \frac{\delta^2 h}{\delta y^2} + k_z \frac{\delta^2 h}{\delta z^2} = 0 \quad [29]$$

La risoluzione dell'equazione generale, opportunamente combinata con le condizioni iniziali e le condizioni al contorno, descrive il campo di flusso nell'acquifero.

In Modflow tale risoluzione è affidata al metodo delle differenze finite, in cui il dominio di analisi viene suddiviso in una griglia di celle; per ciascuna cella c'è un singolo punto, chiamato nodo, in cui viene calcolato il carico idraulico.

Le celle in Modflow, così come nella maggior parte di questa tipologia di modelli, possono essere di tre tipi: celle a carico variabile, in cui la variazione del carico idraulico viene rappresentata tramite un'equazione; celle di non flusso, cioè porzioni del dominio in cui non è presente movimento d'acqua; celle a carico costante, in cui il valore del carico idraulico viene imposto a priori.

### 3.2.1 - Geologia e idrologia dell'area di studio

L'area oggetto dell'analisi si sviluppa dalla piana di Crevoladossola-Masera-Domodossola fino alla sezione di chiusura a Candoglia. Tale area insiste sulla zona di fondovalle del fiume Toce, di origine glaciale, riempita da sedimenti dello stesso corso d'acqua, oltre che da quelli dei suoi affluenti. La vallata è ben delimitata dai versanti vallivi, che determinano un brusco cambiamento della pendenza. I versanti sono incisi da corsi d'acqua a regime torrentizio che scorrono con direzione prevalentemente ortogonale allo sviluppo della valle principale e costituiscono gli affluenti del fiume Toce.



*Figura 3.3 – Area di studio*

La geologia è caratterizzata da un substrato di rocce metamorfiche, al di sopra del quale si trova uno strato conduttivo, assimilabile a depositi fini di tipo fluvio-glaciale. Superficialmente si trova uno strato di depositi alluvionali, che può essere suddiviso principalmente in due unità: la prima, più superficiale, è costituita da ghiaie fini sabbiose con ciottoli, mentre la seconda è di natura prevalentemente sabbiosa.

Lo spessore di questi strati e la profondità a cui si trova il substrato roccioso sono variabili lungo lo sviluppo della vallata, con un andamento che può essere assimilato come lineare crescente verso la foce del fiume, seguendo l'asta principale.

Lo strato più superficiale è sede di un acquifero freatico, che è in grado di interagire con il Toce. In genere, il livello di falda presenta due massimi annuali, analogamente alle portate dei corsi d'acqua: uno in primavera, dovuto al disgelo, ed uno in autunno, a seguito dell'incremento delle precipitazioni. I periodi di magra tendono a verificarsi nei mesi invernali.

### 3.2.2 - Modello concettuale idrogeologico

Il funzionamento dell'acquifero è stato schematizzato con un modello concettuale che definisce il tipo di acquifero, la sua geometria, i flussi di ricarica ed i flussi in uscita.

Il sistema può essere assimilato ad un acquifero freatico ad elevata permeabilità, che ha sede nello strato più superficiale composto da depositi alluvionali, limitato lateralmente dai versanti vallivi rocciosi impermeabili ed inferiormente dallo strato di limi fluvioglaciali.

I flussi in ingresso al sistema sono costituiti dal deflusso sotterraneo longitudinale alla valle e dalla ricarica verticale per infiltrazione nel sottosuolo delle precipitazioni meteoriche. Per quanto riguarda i flussi in uscita, invece, essi sono dati dal deflusso sotterraneo longitudinale alla vallata.

Inoltre, come flussi in ingresso/uscita bisogna considerare l'interazione della falda con i corsi d'acqua superficiali, specialmente con il fiume Toce; in particolare, sarà proprio questo l'aspetto indagato nella presente analisi, oltre che alla valutazione quantitativa della permeabilità idraulica dell'acquifero.

Si è scelto di adottare uno scenario di magra per la portata del Toce, giudicato più significativo e rappresentativo per analizzare l'interazione della falda acquifera con il corso d'acqua.

### 3.2.3 - Modellazione

Viste le dimensioni dell'area, il dominio è stato discretizzato in una griglia regolare con celle di dimensione 50x50 m, per un totale di 450 righe e 300 colonne.

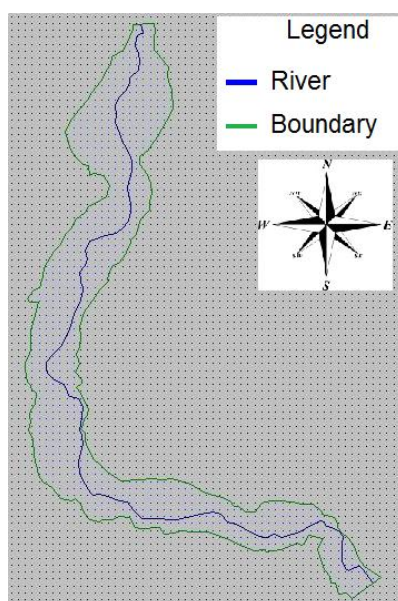


Figura 3.4 – Dominio di analisi

La superficie topografica è stata ricostruita sulla base del DTM con passo 10 m, dedotto dalla CTRN 1:10.000 e disponibile sul sito della Regione Piemonte.

Nella modellazione della falda, si è scelto di rappresentare lo strato più superficiale di depositi alluvionali con una profondità che aumenta linearmente lungo lo sviluppo longitudinale del fondovalle, passando da una profondità di circa 50 m nella piana a Nord, fino ad arrivare a circa 90 m all'altezza della sezione di chiusura a Candoglia. Questa scelta è stata presa sulla base di precedenti studi sulla stessa area (Della Valentina, 2012).

Le ipotesi introdotte e le relative condizioni al contorno sono state di due tipi: all'esterno della zona di fondovalle si è considerata assenza di flusso di falda, si sono quindi impostate celle di non flusso; mentre al suo interno si è considerato l'effetto degli affluenti solo sul corso d'acqua principale, si è imposto pertanto il livello idrico del solo fiume Toce, inglobando in modo semplificato l'effetto dei suoi affluenti.

Per quanto riguarda la condizione di "river" rappresentata dai livelli idrici del Toce, ci si è affidati alla simulazione di moto permanente eseguita con il software HEC-RAS (vedi Sottocapitolo 3.2.4). Il letto del fiume è stato modellato con spessore costante pari a 1 m e permeabilità fissata ragionevolmente ad un valore di  $3 \cdot 10^{-3}$  m/s, valore giudicato rappresentativo per il tipo di depositi di cui è costituito (ghiaie e ciottoli con sabbia). La distanza tra ciascuna sezione è stata determinata tramite GIS, sulla base della CTRN, mentre la larghezza delle sezioni è stata ricavata dai rilievi utilizzati per la modellazione in HEC-RAS.

Per la ricarica netta dovuta alle precipitazioni, cioè l'acqua meteorica che si infiltra direttamente in falda, ci si è affidati al risultato di un'altra simulazione, eseguita con il modello idrologico distribuito FEST-WB (vedi Appendice A), sfruttando i risultati relativi al modulo meteorologico. In particolare, si sono mediat i risultati ottenuti su uno scenario della durata di 11 anni (dal 2000 al 2010), prendendo pertanto come risultato un unico valore, costante per tutta l'area considerata, pari a  $4,56 \cdot 10^{-8}$  m/s.

Per quanto riguarda la permeabilità in direzione orizzontale, non avendo a disposizione dati misurati sufficientemente rappresentativi per l'intera area, si è scelto di determinarne i valori a seguito di un'opportuna calibrazione (vedi Sottocapitolo 3.2.5); valori rappresentativi per il tipo di depositi presenti (prevalentemente ghiaia e sabbia) sono dell'ordine dei  $10^{-4}$  -  $10^{-5}$  m/s.

Volendo analizzare il comportamento globale della falda in uno scenario definito e viste le condizioni idrogeologiche della zona, si è scelto di effettuare simulazioni in moto stazionario, senza interessarsi del transitorio.

### 3.2.4 - Simulazione idraulica con HEC-RAS

Sulla base di una precedente analisi idraulica dell'Autorità di Bacino del Fiume Po (2003), si è ripreso il progetto in HEC-RAS relativo al fiume Toce, per condurre la simulazione in moto permanente.

Come portata di riferimento per l'analisi, si è considerata quella in condizioni di magra, corrispondente alla  $Q_{355}$ , ricostruita sia sulla base dell'anno idrologico che con il metodo idrografico, su un periodo temporale di misure giornaliere della durata di 11 anni (dal 2000 al 2010) nella sezione di Candoglia. I valori delle portate così determinati sono risultati essere simili: 18,3 m<sup>3</sup>/s con l'anno idrologico e 19,0 m<sup>3</sup>/s con il metodo idrografico.

Per simulare l'effetto degli affluenti sul corso d'acqua principale, si è scelto di far variare la portata in corrispondenza delle sezioni in cui ciascun affluente si immette nel Toce. Si sono pertanto determinate le relative aree drenate in ogni sezione di convergenza e si è riscalata la portata considerando l'uguaglianza del rapporto portata-area drenata, considerando noto quello nella sezione di Candoglia:

$$Q_i = \frac{Q_c}{A_c} A_i \quad [30]$$

In cui:  $Q_i$  è la portata in corrispondenza dell'*i*-esimo affluente;  $Q_c$  è la portata nella sezione di Candoglia;  $A_c$  è l'area drenata nella sezione di Candoglia;  $A_i$  è l'area drenata nella sezione d'immissione dell'*i*-esimo affluente.

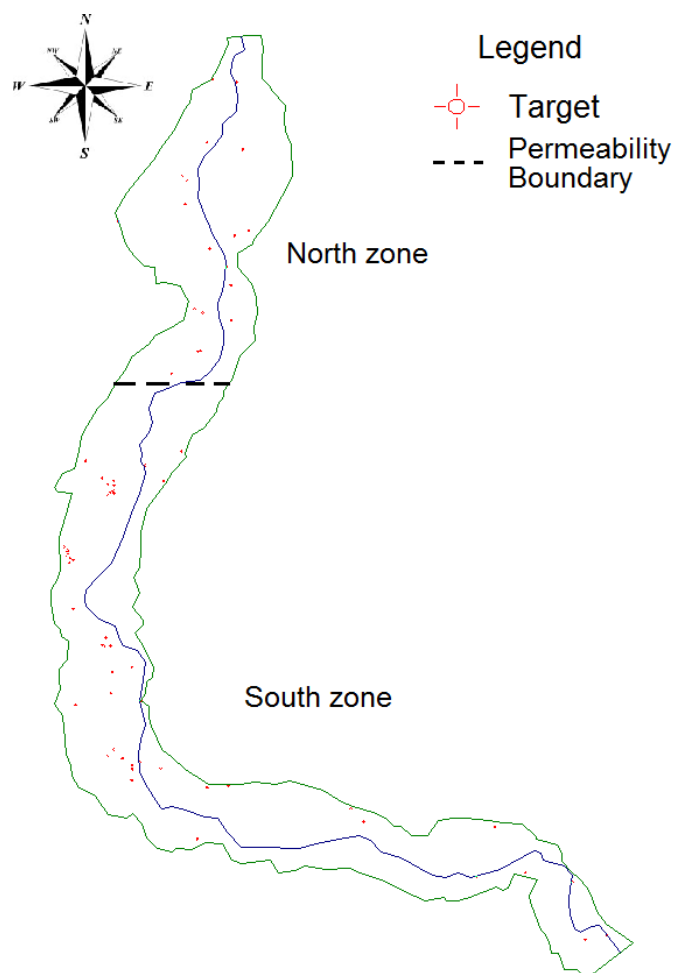
La simulazione in moto permanente ha mostrato una sostanziale coincidenza tra i livelli idrici ottenuti con le portate determinate utilizzando i due differenti metodi, pertanto è stato possibile riferirsi ad un'unica altezza idrica per definire la condizione al contorno di river in Modflow. In particolare, si sono ricavati i tiranti idrici in corrispondenza delle sezioni d'immissione degli affluenti nel Toce.

### 3.2.5 - Calibrazione

Dopo aver implementato il modello in Modflow, si è passati alle simulazioni per la calibrazione della permeabilità.

Si è scelto a priori di distinguere fra due zone a permeabilità differente: una zona a Nord, fino all'altezza del centro abitato di Beura, ed una zona a Sud, fino alla sezione di chiusura a Candoglia. Questa scelta è stata presa considerando la notevole estensione longitudinale del dominio, in cui i depositi più vicino alla sorgente del fiume presentano generalmente caratteristiche differenti rispetto a quelli più vicini alla foce.

La calibrazione è stata fatta sulla base di 71 punti sparsi all'interno del dominio, detti "target", in cui il livello della falda è stato misurato durante una precedente campagna effettuata nel periodo estivo (Della Valentina, 2012); tali misure sono state messe a confronto con le relative quote della superficie piezometrica simulata.



*Figura 3.5 – Calibrazione della permeabilità*

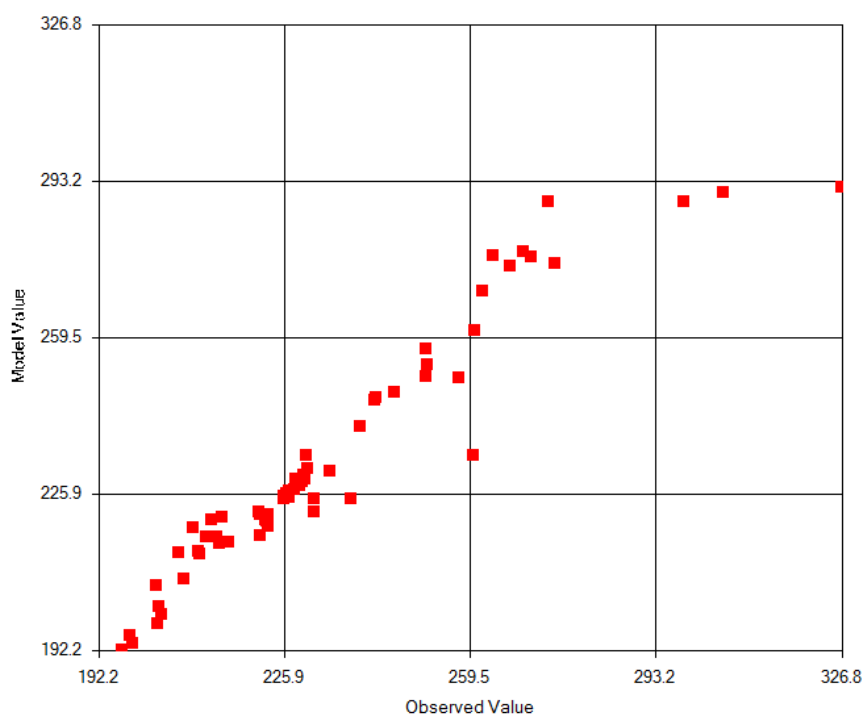
La calibrazione è avvenuta cercando di ottimizzare tre parametri: la media dei residui (RM), la deviazione standard dei residui (RSD) e la somma del quadrato dei residui (RSS).

La simulazione migliore è stata ottenuta impostando come valori di permeabilità orizzontale (uguale sia in direzione x che y)  $5 \cdot 10^{-5}$  m/s nella zona a Nord e  $1,2 \cdot 10^{-4}$  m/s per quella a Sud.

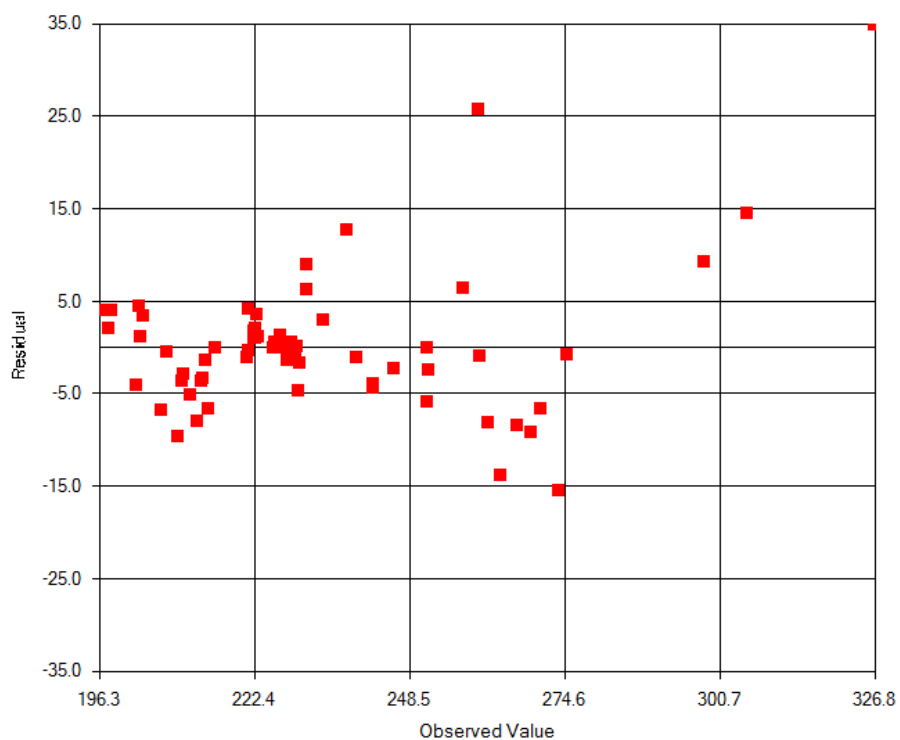
Dai risultati delle simulazioni si è ottenuto un moto quasi esclusivamente bidimensionale nel piano orizzontale, pertanto la permeabilità in direzione verticale non è stata calibrata, poiché non ha influenza rilevante sulla soluzione; è stato assegnato un valore ragionevole pari a  $10^{-4}$  m/s su tutto il dominio.



I relativi parametri di calibrazione che si sono ottenuti sono stati:  $RM=0,53$  m;  $RSD=7,88$  m;  $RSS=4,43 \cdot 10^3$  m<sup>2</sup>. Tali risultati sono stati considerati accettabili per poter ricostruire il comportamento globale della falda e dare una stima quantitativa della permeabilità orizzontale. Come si può vedere dal Grafico 3.1, in cui sono rappresentati i valori osservati e quelli simulati, la distribuzione dei punti tende a disporsi sulla bisettrice degli assi, ciò è sintomo di una buona calibrazione. Anche osservando la distribuzione degli scarti (Grafico 3.2) si può notare come essi tendano complessivamente ad allinearsi sulla retta dei valori nulli. Inoltre, si è verificato che l'errore percentuale sul bilancio idrologico dell'intero dominio fosse contenuto; in particolare si è ottenuto un errore di segno positivo (ingressi maggiori delle uscite) pari a circa 0,04%.



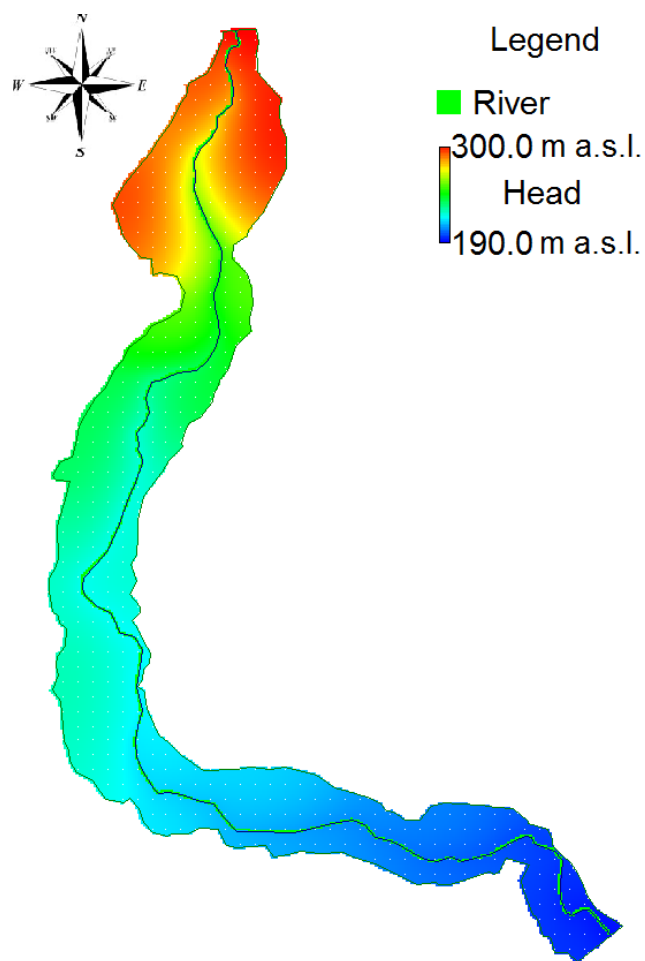
*Grafico 3.1 – Valori osservati e valori simulati*



*Grafico 3.2 – Valori osservati e residui*

### **3.2.6 - Simulazione**

Successivamente alla fase di calibrazione, è stato possibile simulare l'andamento del carico idraulico (coincidente con la quota della superficie freatica), per poter così avere un primo riferimento relativo all'andamento dei flussi di falda.



*Figura 3.6 – Carico idraulico*

L'andamento del carico idraulico tende a seguire lo sviluppo del fondovalle del Toce, passando da circa 300 m s.l.m. a Nord, fino a circa 190 m s.l.m. all'altezza della sezione di chiusura a Candoglia.

Sempre osservando il carico idraulico si riesce ad intuire la direzione del flusso, che tende a convergere verso il corso d'acqua principale. Tale comportamento si evidenzia meglio nella rappresentazione delle linee isopiezometriche e dei vettori di velocità di flusso della falda (vedi figure seguenti).

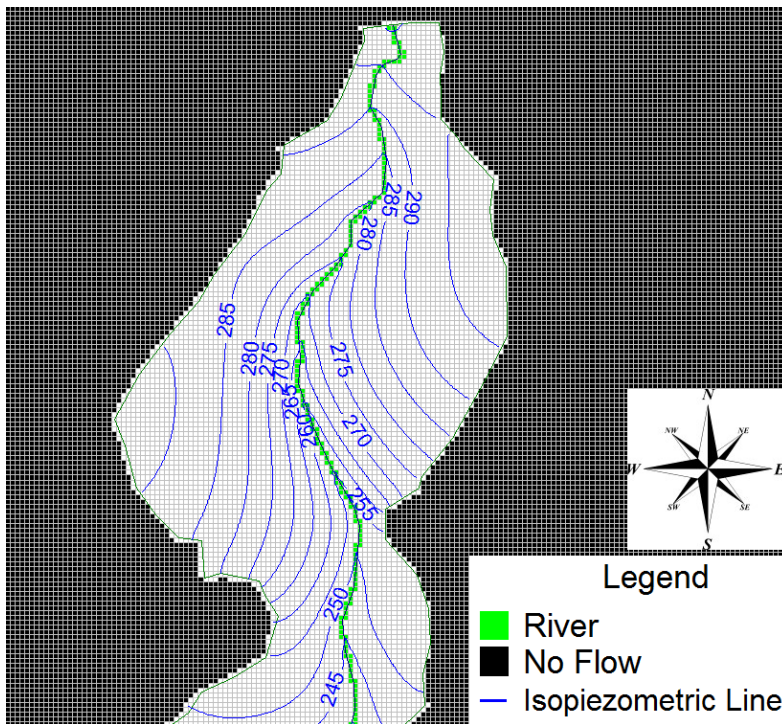


Figura 3.7 – Linee isopiezometriche a Nord

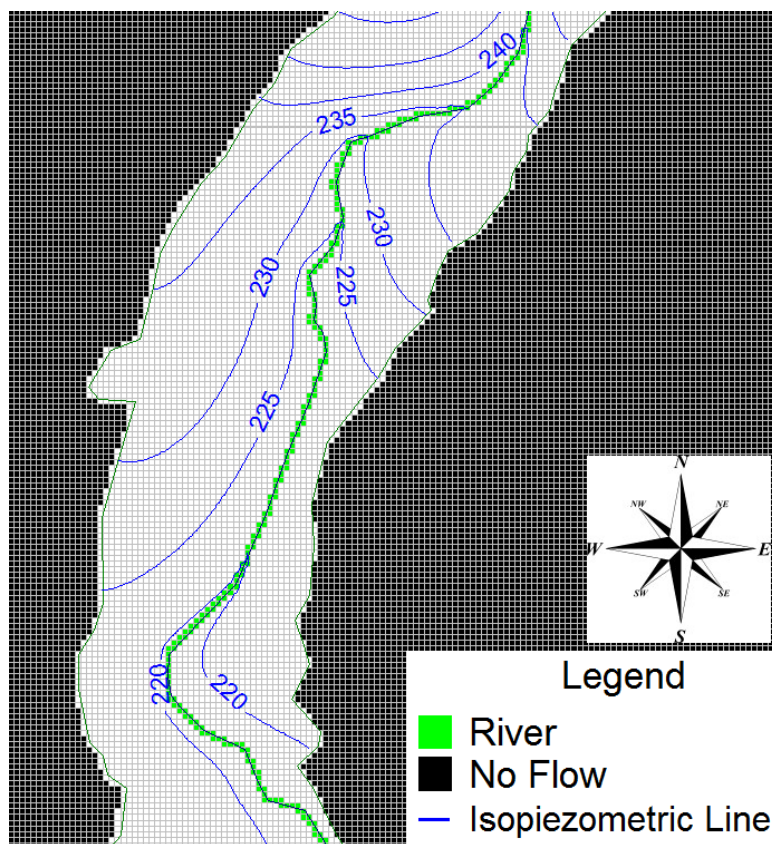


Figura 3.8 – Linee isopiezometriche al centro

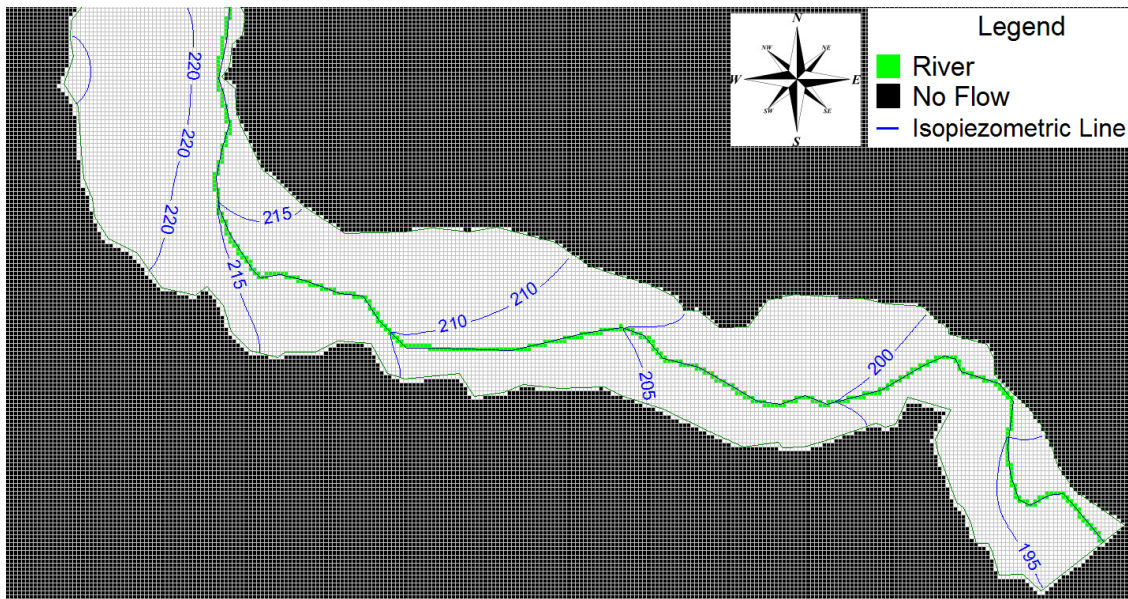


Figura 3.9 – Linee isopiezometriche a Sud

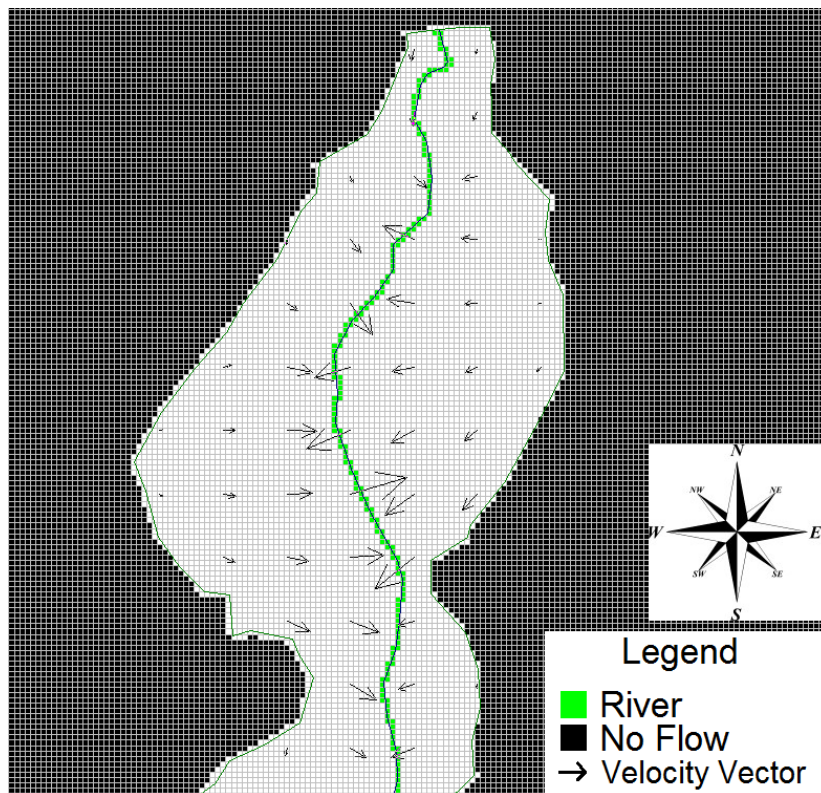


Figura 3.10 – Vettori velocità di flusso a Nord

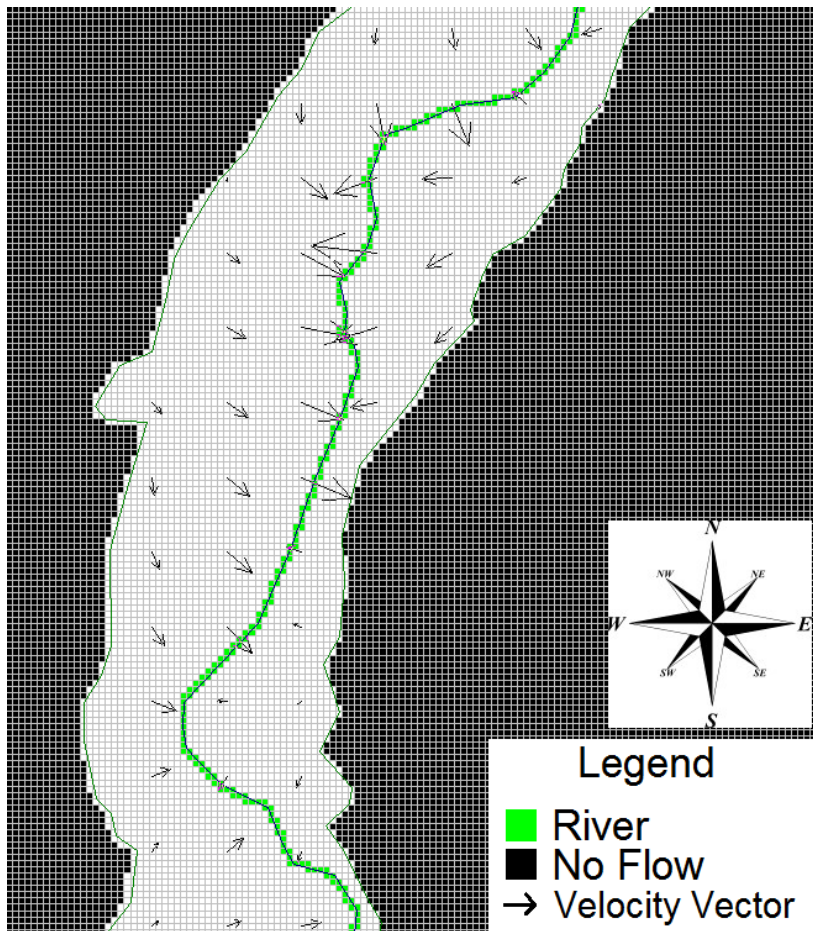


Figura 3.11 – Vettori velocità di flusso al centro

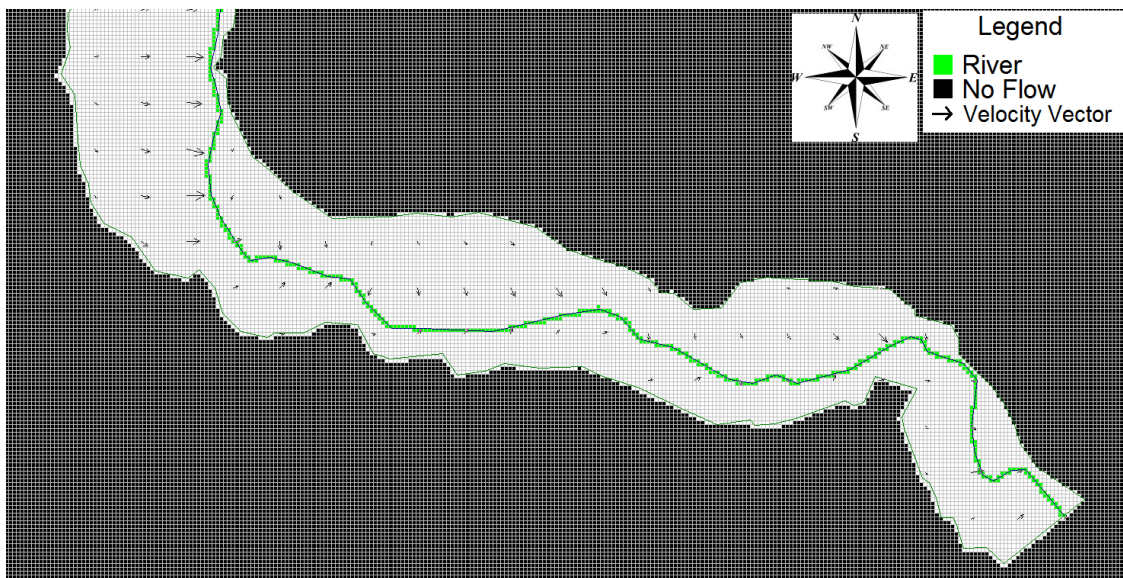
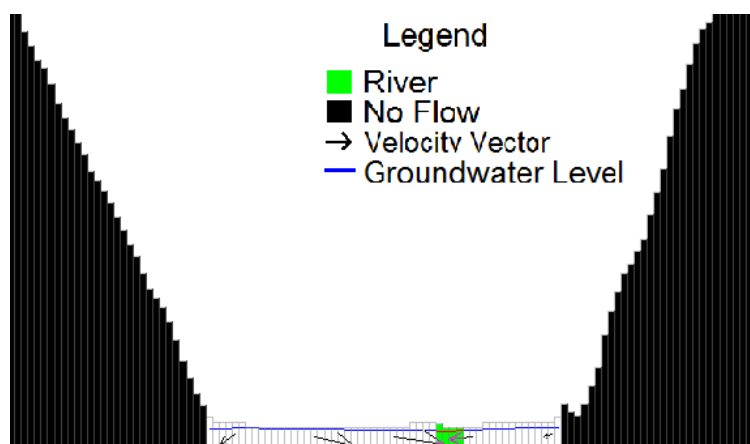


Figura 3.12 – Vettori velocità di flusso a Sud

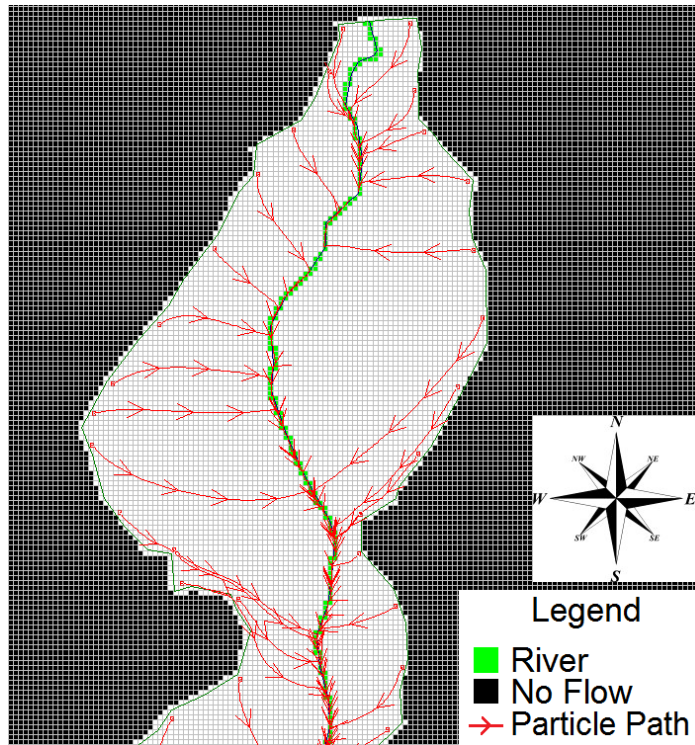
Si può notare come le linee isopiezometriche tendano a disporsi parallelamente allo sviluppo del Toce e come la velocità di flusso sia complessivamente diretta verso il fiume, con modulo crescente proprio in direzione del corso d'acqua, più accentuato nella zona centrale ed a Nord. La velocità orizzontale massima ottenuta è abbastanza contenuta, pari a circa  $4,2 \cdot 10^{-6}$  m/s. Anche prendendo una generica sezione (Figura 3.13) si può osservare la convergenza del flusso verso il Toce.



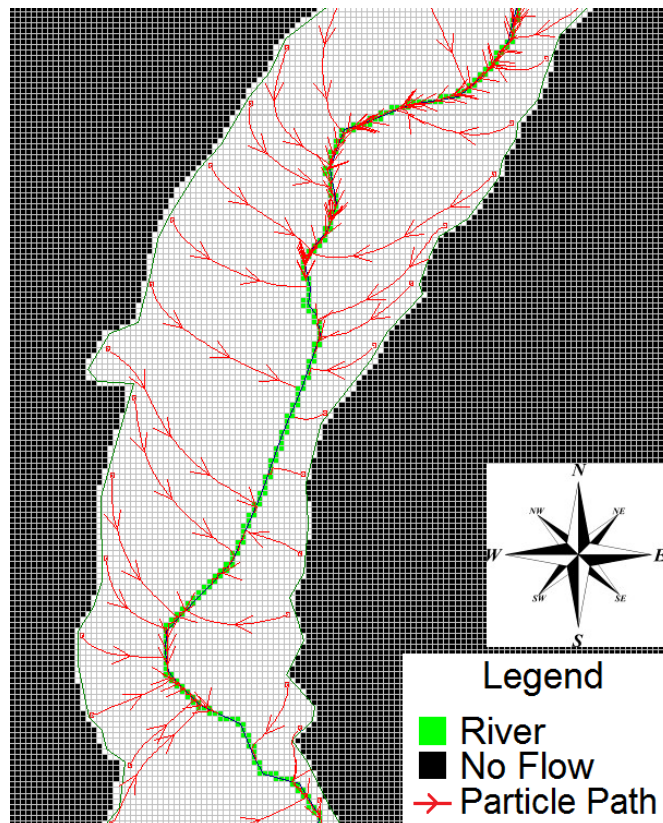
*Figura 3.13 – Sezione riga 167*

Queste osservazioni evidenziano il comportamento generalmente alimentante della falda lungo tutto lo sviluppo del fondovalle, se pur con diversa intensità.

Per mostrare ancora meglio tale comportamento della falda, si è simulato il percorso di alcune particelle poste sui bordi del dominio, che vengono trasportate dal flusso acquifero.

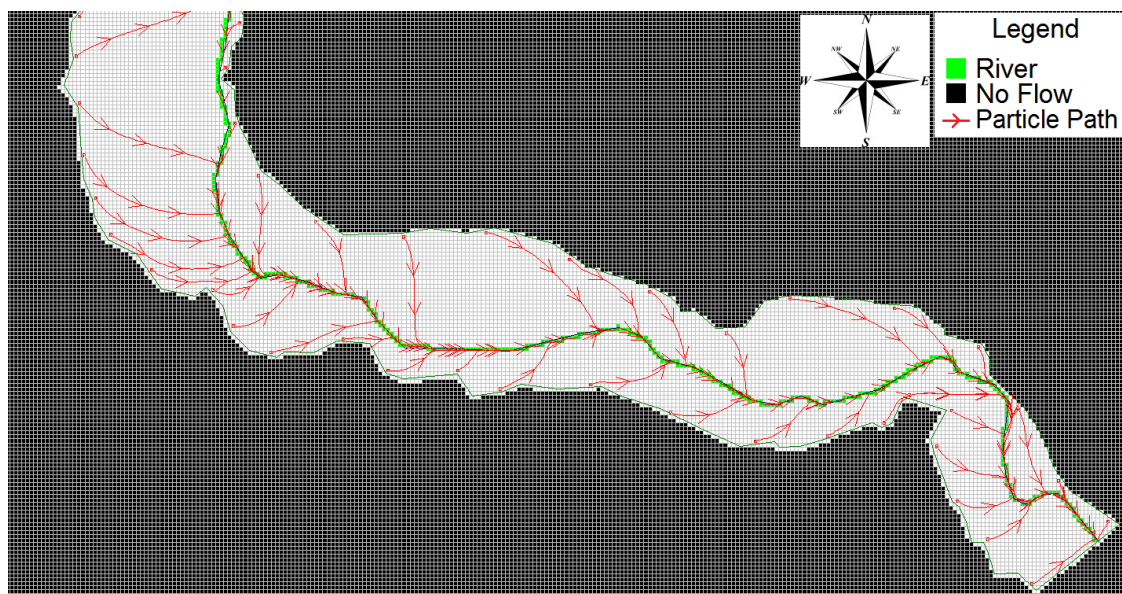


*Figura 3.14 – Percorso delle particelle a Nord*



*Figura 3.15 – Percorso delle particelle al centro*





*Figura 3.16 – Percorso delle particelle a Sud*

Dai risultati ottenuti si evidenzia molto bene il comportamento alimentante della falda lungo tutta l'estensione del dominio: tutte le particelle poste sul bordo convergono nel corso d'acqua principale.

### **3.2.7 - Considerazioni**

Dall'analisi preliminare sulla zona di fondovalle, in condizioni di magra, dalla piana di Crevoladossola-Masera-Domodossola fino alla sezione di chiusura a Candoglia, si è evidenziato un comportamento complessivamente alimentante della falda più superficiale. Tale carattere è coerente con quanto determinato da precedenti studi condotti sulla stessa zona (Conti e Crippa, 2005; Della Valentina 2012).

Questo tipo di dinamica comporta un apporto nella portata del corso d'acqua principale, che viene più approfonditamente valutato e quantificato nei sottocapitoli seguenti.

Tale comportamento è un elemento di vulnerabilità per la diffusione di inquinante, poiché, percolando nel terreno e raggiungendo la falda, è in grado di raggiungere il corso d'acqua principale, per poi seguire una diffusione più rapida a causa delle maggiori dinamiche di trasporto.

Il moto in falda risulta più intenso nella zona Nord e centrale; la velocità orizzontale massima che si è ottenuta, in prossimità delle sponde del Toce dove il flusso è più intenso, è comunque relativamente contenuta, pari a circa  $4,2 \cdot 10^{-6}$  m/s.

### 3.3 - Campagna di misure

I differenti metodi di stima basati sulla propagazione del calore sono stati applicati direttamente in campo, per quantificare il flusso alimentante della falda nella piana del Toce.

La scelta del sito di misurazione è stata fatta tenendo conto del tirante idrico del fiume, in modo tale che si potesse accedere direttamente in alveo a piedi per poter posizionare gli strumenti. A tal fine è stata utile la simulazione del regime idraulico con il software HEC-RAS, che ha permesso di individuare i tratti con altezza idrica minore, posizionati prevalentemente nella zona a Nord. Il punto più accessibile è stato individuato nei pressi della località Prata, nel comune di Vogogna.

I rilievi effettuati sono stati di due tipi:

1. Misura in continuo delle temperature in alveo e nel sedimento in un punto fisso;
2. Misura istantanea delle temperature in alveo e nel sedimento lungo un transetto.

È stato inoltre prelevato un campione di terra per poter successivamente caratterizzare e determinare le proprietà termiche del sedimento in laboratorio.

Per le misure in continuo, è stata preparata una gabbia in rete metallica di forma cilindrica, alta 51 cm, infissa nel sedimento per una profondità di circa 28 cm, alla quale sono stati fissati 3 Diver: 2 nel sedimento ed 1 in acqua. La gabbia è stata ulteriormente ancorata ad un picchetto per evitare che fosse trascinata via dalla corrente.



*Figura 3.17 – Gabbia in rete metallica con i Diver*

Oltre a questi Diver, è stato posizionato un Baro sulla sponda del fiume, fissato ad un picchetto, all'altezza di circa 40 cm dal suolo, per monitorare la temperatura atmosferica.

Il campionamento è stato impostato ad 1 minuto, su un periodo temporale di circa 2 giorni: dalle 9.00 del 25 Settembre alle 10.00 del 27 Settembre 2013. Durante il periodo di acquisizione il tempo è stato poco nuvoloso e soleggiato, senza precipitazioni.

Le misure istantanee per i profili termici del sottosuolo sono state effettuate lungo un transetto perpendicolare al corso d'acqua, non da sponda a sponda, ma per una lunghezza di circa 16 m dalla riva (la superficie dell'acqua in questa zona ha una larghezza approssimativa di circa 40 m). Le acquisizioni sono state fatte con la T-Lance, posizionata in 4 punti distanziati fra loro di circa 3-4 m lungo il transetto.

La T-Lance è stata conficcata nel sedimento fino ad una profondità di circa 60 cm, con 6 sensori nel sottosuolo e 2 in acqua. Le misure sono state prese dalla lettura istantanea con il palmare.



*Figura 3.18 – Posizionamento della T-Lance lungo il transetto*

Per avere un riferimento della temperatura della falda, è stata inizialmente presa una misura direttamente dalla fontana di un agriturismo non molto distante dal fiume, che preleva acqua da un pozzetto posto a circa 25 m di profondità. La temperatura, rilevata con un sensore elettronico, è stata di 18,8°C. Tuttavia, questa misura non è stata ritenuta rappresentativa per la falda, poiché influenzata dalla permanenza per lunghi periodi all'interno del pozzetto e delle tubazioni dell'acquedotto.

Un'altra misura è stata presa in un punto di affioramento della falda, nel letto di un guado attivo solo durante eventi di pioggia; la temperatura in questo punto è stata di 13,9°C ed è stata ritenuta affidabile.

Le misurazioni lungo il transetto e dell'acqua di falda sono state eseguite il 25 Settembre 2013.



Figura 3.19 – Zone dei rilievi

### 3.3.1 - Caratterizzazione del sedimento del Toce

Parte del campione di terra prelevato in campo è stato successivamente caratterizzato granulometricamente in laboratorio, utilizzando 10 setacci con maglie di diametro variabile dai 19 mm ai 0,075 mm. I risultati ottenuti sono riportati in Tabella 3.1 e nel Grafico 3.3.

setaccio [mm]	trattenuto parziale [%]	trattenuto cumulativo [%]	passante cumulativo [%]
19	0,00	0,00	100,00
12,5	0,58	0,58	99,42
9,5	1,02	1,60	98,40
4,75	2,91	4,51	95,49
2	2,33	6,83	93,17
1	11,05	17,88	82,12

0,5	29,07	46,95	53,05
0,212	38,23	85,17	14,83
0,18	5,52	90,70	9,30
0,075	9,30	100,00	0,00

Tabella 3.1 – Risultati della setacciatura del sedimento del Toce

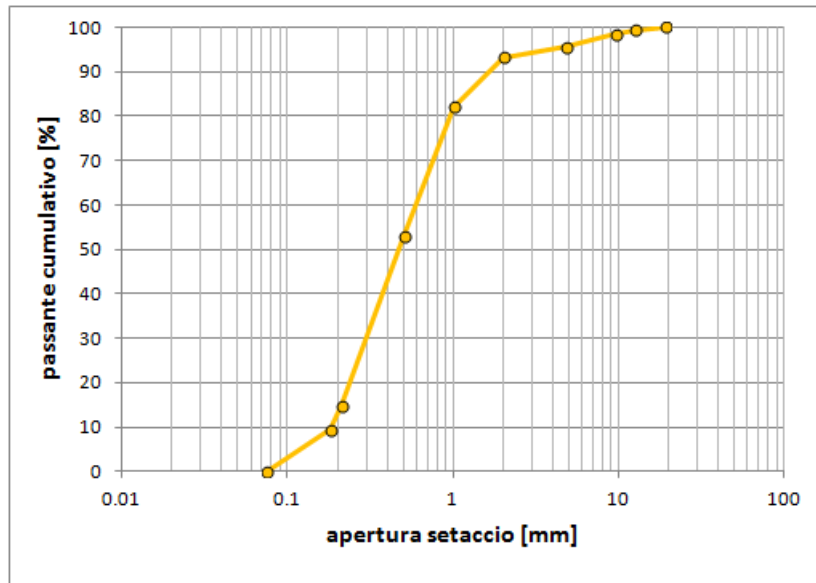


Grafico 3.3 – Curva granulometrica del sedimento del Toce

Dalla curva granulometrica è stato possibile concludere che il sedimento prelevato è stato una sabbia grossolana.

Analogamente a quanto fatto per la caratterizzazione del sedimento utilizzato nelle prove di laboratorio, sono state determinate la porosità e la densità satura, rispettivamente secondo le equazioni 18 e 19. Si è così ottenuta una porosità pari a circa il 40% ed una densità satura pari a circa 2020 kg/m<sup>3</sup>.

Infine, con l'utilizzo del KD2 Pro, si sono determinati i parametri termici del sedimento. In particolare, per ciascun parametro, si sono considerati i valori medi ottenuti in 3 misurazioni indipendenti eseguite sullo stesso campione. I risultati sono riportati in Tabella 3.2.

	<b>misura 1</b>	<b>misura 2</b>	<b>misura 3</b>	<b>media</b>
<b>C [J/(m<sup>3</sup>·K)]</b>	2660000	2749000	2640000	2683000
<b>λ<sub>e</sub> [W/(m·K)]</b>	1,54	1,61	1,62	1,59
<b>c [J/(kg·K)]</b>	1317	1361	1307	1328

Tabella 3.2 – Parametri termici della sabbia del Toce

### 3.3.2 - Elaborazioni

L'andamento delle temperature che sono state acquisite con il Baro e i Diver sono riportate nel Grafico 3.4.

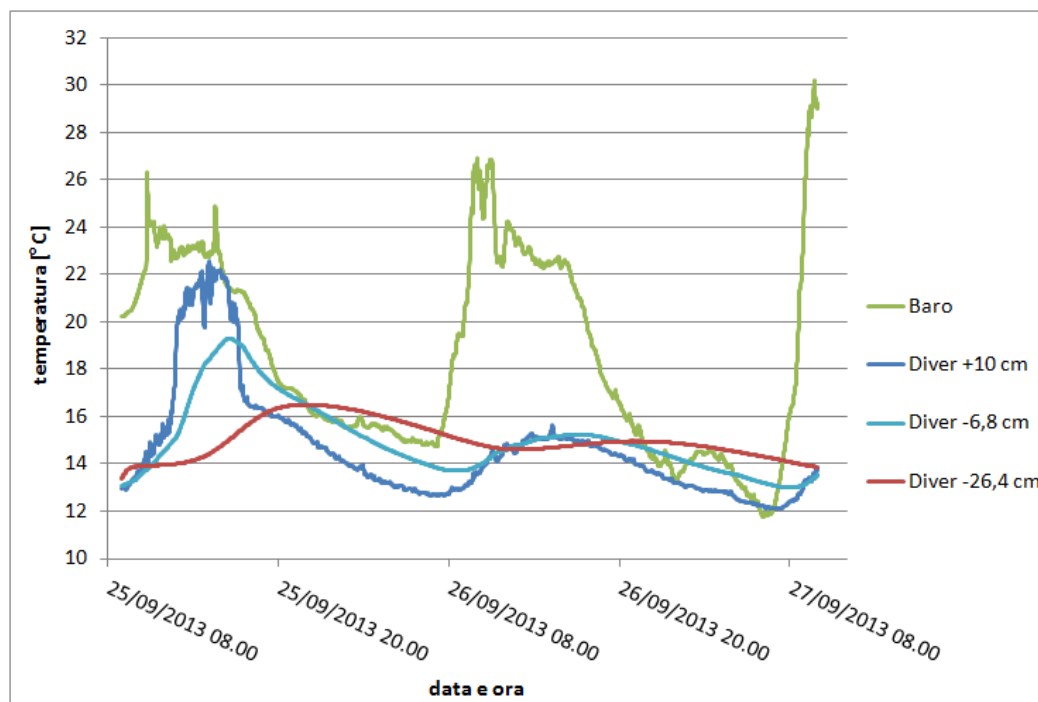


Grafico 3.4 – Temperature misurate

Le temperature registrate hanno mostrato una notevole differenza nel valore dei picchi, le oscillazioni maggiori si sono avute in atmosfera (Baro), mentre in acqua e alle due profondità nel sedimento gli andamenti sono stati più attenuati; anche il ritardo temporale al crescere della profondità è risultato essere evidente.

Si è inoltre valutato il gradiente termico rappresentativo dell'acquisizione, che è risultato essere pari a circa  $1,5^{\circ}\text{C}$ , valore considerato idoneo per l'applicabilità dei metodi temporali.

Le misure di temperatura sono state successivamente rielaborate in Matlab utilizzando la funzione DHR con periodo fissato ad 1 giorno, al fine di ottenere gli andamenti necessari all'applicazione del metodo temporale implicito ed esplicito.

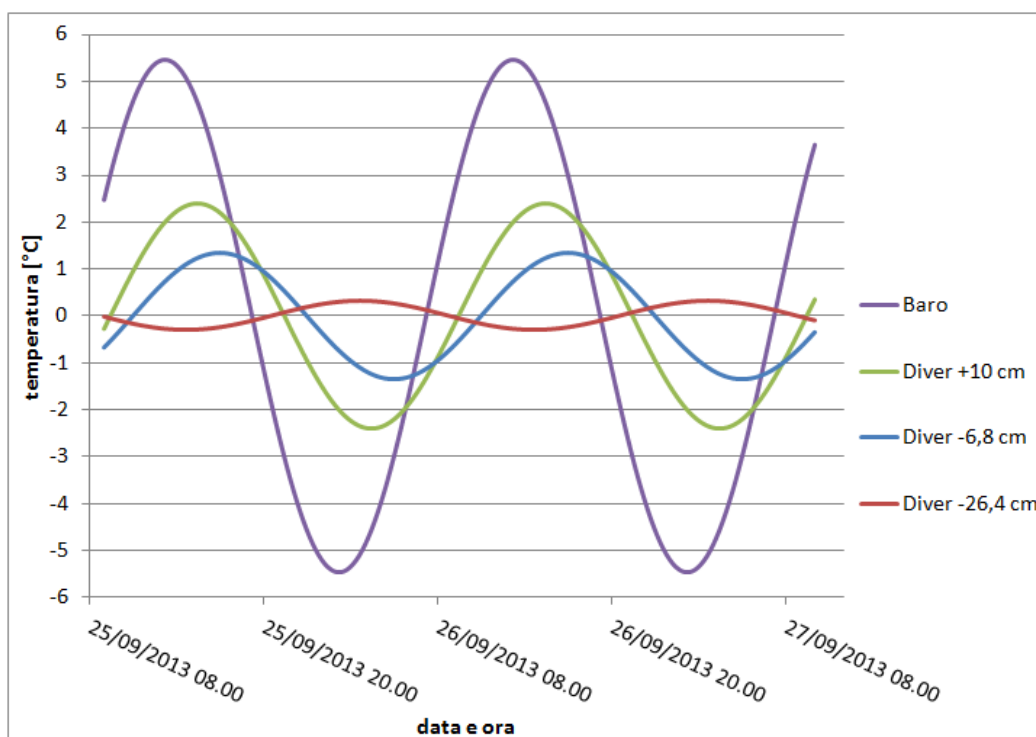


Grafico 3.5 – Dati rielaborati di temperature Diver e Baro

Dal Grafico 3.5 si nota molto bene l'attenuazione nella diffusione del calore passando progressivamente dall'aria all'acqua e successivamente nel sedimento alle varie profondità.

Per la quantificazione del flusso con il metodo temporale implicito è stata risolta iterativamente, tramite la ricerca obiettivo di Excel, l'equazione 9, utilizzando i dati dei due Diver posti nel sedimento.

Per il metodo temporale esplicito è stato necessario individuare l'istante in cui si sono verificati i picchi di temperatura alle due differenti profondità, al fine di determinarne il ritardo temporale  $\Delta t$ .

Passando alle misure istantanee per la ricostruzione dei profili termici, si è applicato sia il metodo spaziale diretto che indiretto ai quattro punti di rilievo lungo il transetto.

Seguendo il metodo spaziale diretto, si è minimizzata l'equazione 12, considerando come condizione al contorno superficiale la temperatura del sensore più superficiale nel sedimento e come condizione al contorno in profondità quella del sensore più in profondità. Si è così ottenuto un valore di flusso per ogni punto di rilievo.

Per l'applicazione del metodo spaziale indiretto, invece, si sono interpolate le misure relative a ciascun punto di rilievo con una funzione di tipo potenza e si sono successivamente valutati i flussi sulla base dell'equazione 15. I risultati delle quattro interpolazioni sono riportati nei seguenti grafici.

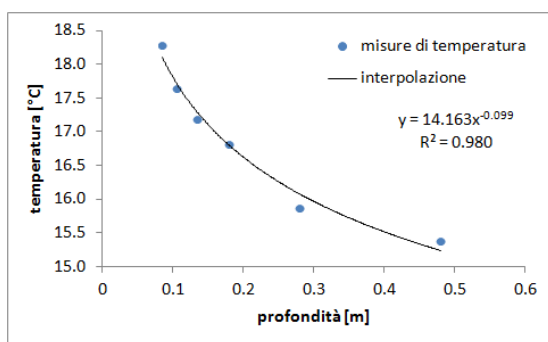


Grafico 3.6 – Interpolazione profilo 1

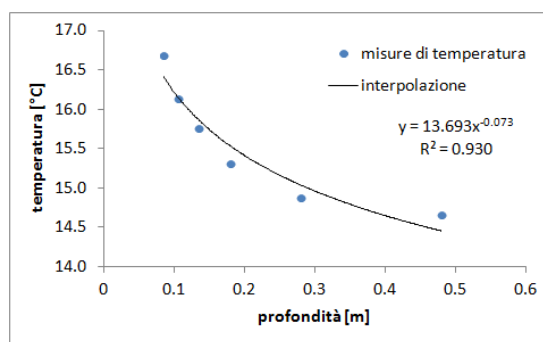


Grafico 3.7 – Interpolazione profilo 2

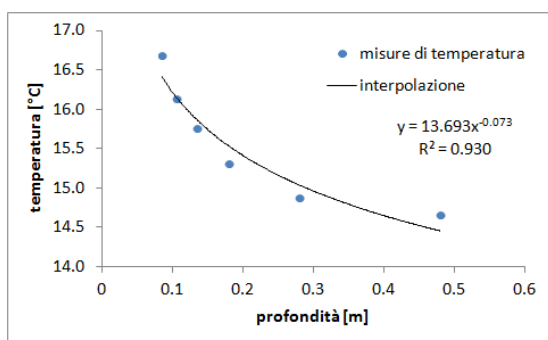


Grafico 3.8 – Interpolazione profilo 3

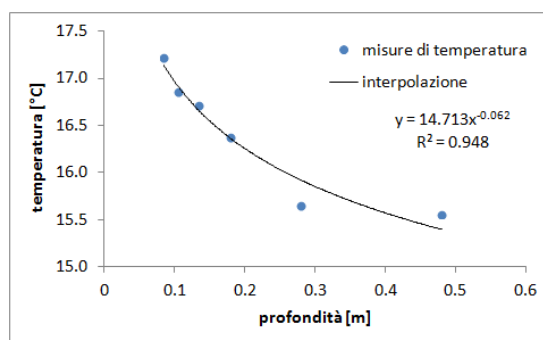


Grafico 3.9 – Interpolazione profilo 4

Le interpolazioni che si sono ottenute mostrano buoni valori del parametro  $R^2$ , infatti il valore minore risulta essere stato pari a circa 0,93. Pur non essendo strettamente vincolanti per l'applicabilità del metodo spaziale indiretto, tali valori sono di conforto.

I risultati del metodo spaziale diretto ed indiretto per ciascuno dei quattro punti di rilievo sono riportati in Tabella 3.3.

profilo	$\Delta T$ [°C]	$q_z$ con il metodo spaziale diretto [m/giorno]	$q_z$ con il metodo spaziale indiretto [m/giorno]
1	2,90	-0,28	-0,42
2	2,57	-0,36	-0,42
3	2,02	-0,41	-0,41
4	1,67	-0,27	-0,41

Tabella 3.3 – Flussi con il metodo spaziale diretto ed indiretto

I gradienti termici rappresentativi per ciascuno dei quattro profili sono stati giudicati più che sufficienti per l'applicabilità di entrambi i metodi spaziali.



I valori ottenuti con il metodo spaziale diretto sono stati poco variabili per i quattro punti di rilievo, mentre con il metodo spaziale indiretto si sono ottenuti valori pressoché uguali. Complessivamente, le stime del flusso con ciascun metodo sono risultate essere simili fra loro. Come valore rappresentativo del flusso, per ciascuno dei due metodi spaziali, si è considerata la media dei valori ottenuti per i quattro punti di rilievo.

I risultati complessivamente ottenuti con i quattro metodi di stima sono riportati in Tabella 3.4.

	$q_z$ [m/giorno]
<b>Metodo temporale implicito</b>	-0,23
<b>Metodo temporale esplicito</b>	0,79
<b>Metodo spaziale diretto</b>	-0,33
<b>Metodo spaziale indiretto</b>	-0,42

Tabella 3.4 – Flusso determinato con i differenti metodi di stima

Il valore più alto si è ottenuto con il metodo temporale esplicito, tuttavia questo metodo è considerato poco affidabile e pertanto viene trascurato.

Gli altri tre metodi hanno mostrato un verso del flusso coincidente con la condizione di falda alimentante ed hanno restituito valori da un minimo di -0,23 m/giorno con il metodo temporale implicito ad un massimo di -0,42 m/giorno con il metodo spaziale indiretto.

Come si è visto per le prove di laboratorio, il metodo spaziale implicito, se pur restituendo buone stime del flusso, ha una tendenza a sottostimare maggiormente il risultato finale rispetto al metodo spaziale indiretto, mentre il metodo spaziale diretto restituisce stime affidabili in presenza di un gradiente termico non inferiore a 0,6°C (condizione ampiamente soddisfatta).

Pertanto, come valore rappresentativo del flusso iporeico, relativo alla zona di misura, è stata presa la media fra -0,33 e -0,42 m/giorno, cioè -0,37 m/giorno.

### 3.3.3 - Analisi di sensitività

Le proprietà termiche dei sedimenti di fondo alveo, a differenza di quelle idrauliche, sono generalmente indipendenti dalla struttura del materiale e non variano di molto tra i diversi tipi di sedimento, perciò è possibile adottare valori di letteratura sufficientemente rappresentativi (Kalbus et al., 2006).

Sulla base di questa considerazione, si è voluta eseguire un'analisi di sensitività sui metodi di stima del flusso iporeico basati sulla propagazione del calore, in particolare al variare della conducibilità/conduktività termica  $\lambda_e$ , caratterizzata, in genere, da un'incertezza maggiore rispetto al calore specifico  $c$ .

Partendo dai risultati ottenuti precedentemente nell'esperienza sul fiume Toce, il flusso è stato ricalcolato con i quattro metodi, considerando una variazione di  $\lambda_e$  pari a +50% e -50% per ciascuno di essi. Si è così potuta valutare la variazione percentuale sulla stima del flusso, come:

$$var\ q_z = \frac{(\bar{q}_z - q_z)}{q_z} \cdot 100 \quad [31]$$

In cui:  $\bar{q}_z$  è il flusso calcolato con il parametro modificato.

<b>variazione</b> $\lambda_e$	<b>var <math>q_z</math></b> <b>metodo</b> <b>temporale</b> <b>implicito</b>	<b>var <math>q_z</math></b> <b>metodo</b> <b>temporale</b> <b>esplicito</b>	<b>var <math>q_z</math></b> <b>metodo</b> <b>spaziale</b> <b>diretto</b>	<b>var <math>q_z</math></b> <b>metodo</b> <b>spaziale</b> <b>indiretto</b>
+50%	+2,2%	+56,4%	+49,8%	+50,0%
-50%	-5,9%	-63,6%	-50,1%	-50,0%

*Tabella 3.5 – Risultati analisi di sensitività*

Con tutti i metodi considerati, un aumento del parametro  $\lambda_e$  ha portato ad una generale sovrastima del flusso, viceversa, una sua diminuzione ha determinato una sottostima del risultato finale.

Dai risultati ottenuti, il metodo meno sensibile al parametro di conducibilità termica è stato il metodo temporale implicito, che ha determinato dei valori pressoché invariati. Gli altri metodi sono risultati essere molto più sensibili, con variazioni in generale pari a circa il 50-60%, sia per la sottostima che per la sovrastima.

### **3.4 - Implementazione nel modello idrologico FEST-WB del contributo dovuto al flusso di falda**

Come ultimo passo di studio si è implementato l'effetto dovuto alla falda nel modello idrologico distribuito FEST-WB (vedi Appendice A) e si è confrontato il risultato del modulo relativo alla falda con il valore ottenuto nella precedente campagna di misure sul Toce.

Il FEST-WB è un modello idrologico dinamico, distribuito, fisicamente basato, a celle regolari in grado di stimare gli afflussi-deflussi sulla base del bilancio idrologico; in particolare, questa

versione, considera unicamente un bilancio di massa. Il modello tenta di riprodurre, con alcune semplificazioni, l'effettivo funzionamento del bacino nelle sue componenti elementari in cui è stato suddiviso.

Negli studi precedenti condotti utilizzando il modello FEST-WB (Conti e Crippa, 2005; Ghilardi, 2011; Rosso, 2012) si sono evidenziate due imprecisioni nelle previsioni delle portate, relativamente alla zona delle portate di magra e quella delle portate di piena nella curva di durata delle portate. Infatti, la tendenza del modello, senza considerare l'effetto della falda, è quella di sottostimare le portate di magra e sovrastimare quelle di piena.

Queste imprecisioni del modello potrebbero essere corrette introducendo il modulo che regola il comportamento della falda all'interno del bilancio idrologico. L'effetto della falda, ipotizzato in questo contesto, sarebbe quello di alimentare il corso d'acqua in condizioni di magra per aumentarne il deflusso, mentre in condizioni di piena, invertendosi il gradiente idraulico a causa del maggior tirante idrico, la falda funzionerebbe da dreno, riducendo di fatto le portate.

Nel Grafico 3.10 sono riportate le curve di durata delle portate relative alla sezione di chiusura di Candoglia, considerando un periodo di 10 anni (dal 2001 al 2010), ottenute con i dati osservati e simulati con il modello FEST-WB senza il modulo di falda e con tale modulo.

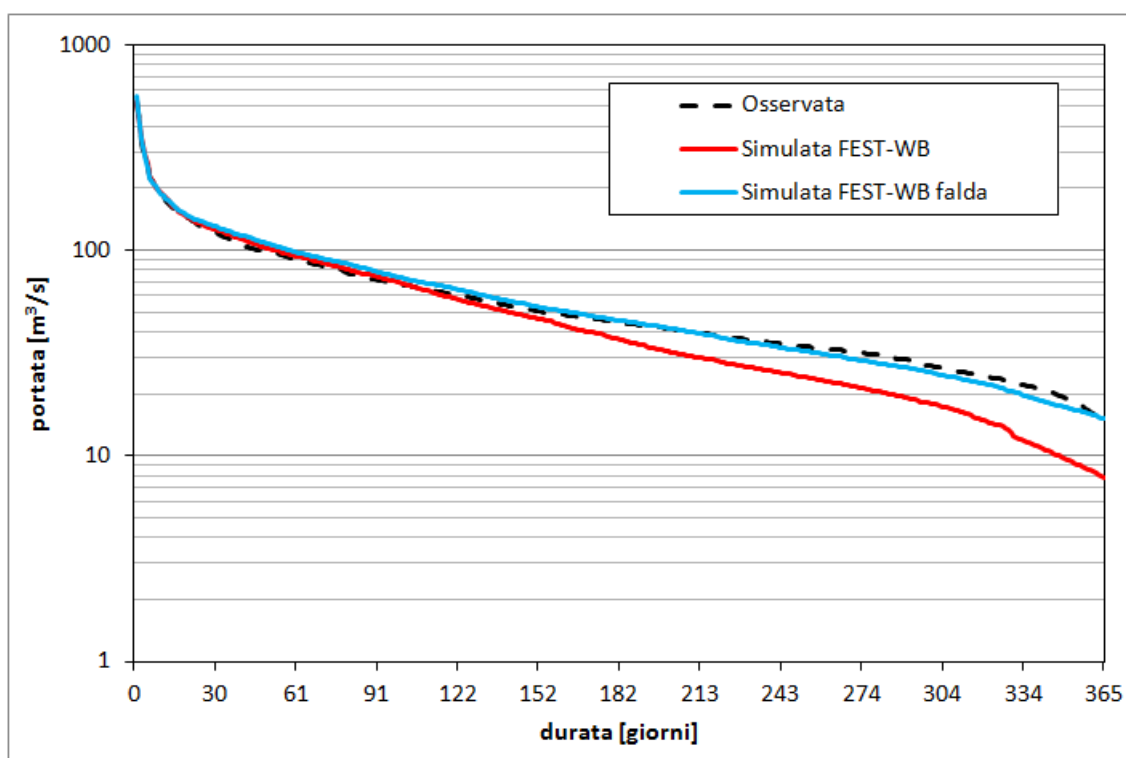


Grafico 3.10 – Curve di durata delle portate

Dai risultati ottenuti graficamente si può notare il miglioramento nelle previsioni che si è ottenuto avendo implementato l'effetto della falda, in particolare per le portate di magra.

Questa osservazione è sostenuta anche dal confronto fra gli indici di adattamento di Nash-Sutcliffe e RMSE (Root Mean Square Error).

Il primo indice è definito come:

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{365} (Q_{i_{OSS}} - Q_{i_{SIM}})^2}{\sum_{i=1}^{365} (Q_{i_{OSS}} - \overline{Q_{OSS}})^2} \quad [32]$$

In cui:  $Q_{i_{OSS}}$  è l'i-esima portata osservata;  $Q_{i_{SIM}}$  è l'i-esima portata simulata;  $\overline{Q_{OSS}}$  è la portata media osservata.

Mentre l'indice RMSE è definito dall'espressione:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{365} (Q_{i_{OSS}} - Q_{i_{SIM}})^2}{365}} \quad [33]$$

I risultati ottenuti per il modello FEST-WB nelle due diverse configurazioni sono riportati in Tabella 3.6.

	<b>FEST-WB</b>	<b>FEST-WB falda</b>
<b>E [-]</b>	0,98	0,99
<b>RMSE [m<sup>3</sup>/s]</b>	7,44	4,89

*Tabella 3.6 – Indici di adattamento per le simulazioni con e senza il modulo di falda*

Osservando l'indice di Nash-Sutcliffe il miglioramento ottenuto considerando l'effetto della falda è minimo, ma siamo comunque molto vicini al valore ottimale pari a 1.

Il miglioramento sull'indice RMSE è più sensibile, infatti il valore si è ridotto di circa 2,5 m<sup>3</sup>/s, avvicinandosi pertanto ulteriormente al valore ottimale di questo indice, pari a 0.

Analizzando più nello specifico l'effetto simulato della falda nei due momenti più rappresentativi del regime idrologico delle portate, cioè in condizioni di magra e di piena, si può evidenziare il diverso comportamento della falda lungo l'asta fluviale.

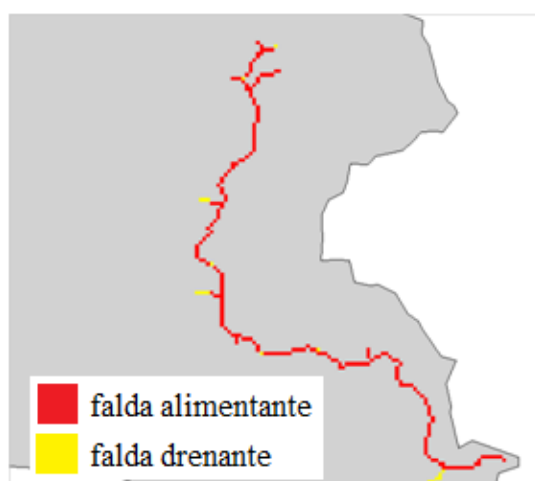


Figura 3.20 – Condizioni di magra

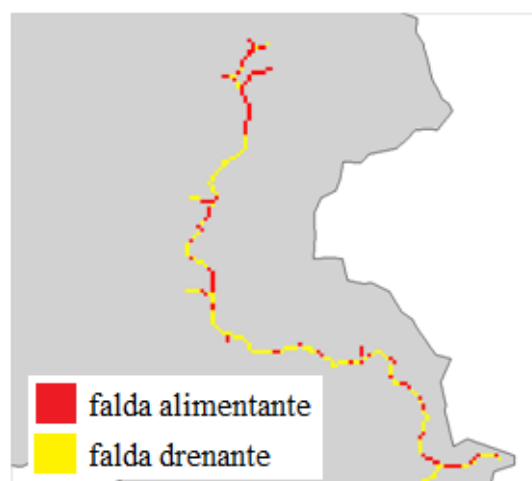


Figura 3.21 – Condizioni di piena

Come previsto, la falda ha un comportamento di tipo alimentante durante i periodi di magra, andando così ad aumentare il deflusso di base; mentre nei periodi di piena, lungo lo sviluppo dell'asta principale, si alternano tratti in cui la falda è alimentante a tratti in cui è drenante.

Infine, è stato possibile confrontare l'apporto dovuto alla falda simulato tramite il FEST-WB con quello determinato utilizzando i metodi di stima basati sulla propagazione del calore nell'esperienza sul Toce.

La portata complessiva dovuta alla falda simulata sull'asta fluviale con sezione di chiusura a Candoglia è stata determinata, in condizione di magra, come differenza fra la  $Q_{355}$  simulata considerando il modulo di falda e la  $Q_{355}$  simulata senza modulo di falda. Il valore che si è così ottenuto è stato pari a circa  $7,57 \text{ m}^3/\text{s}$ .

La portata di falda determinata in campo è stata calcolata a partire dal valore stimato del flusso, pari a circa  $0,37 \text{ m}/\text{giorno}$ , assunto costante lungo l'intera asta fluviale, moltiplicato per la lunghezza dell'asta fino alla sezione di chiusura a Candoglia ( $36 \text{ km}$ ) e per la larghezza media dell'alveo pari a circa  $45 \text{ m}$ . il valore ottenuto con questo procedimento è stato di circa  $7,00 \text{ m}^3/\text{s}$ .

Da un rapido confronto fra i due valori si può notare una buona corrispondenza, infatti la differenza è stata pari solo a circa  $0,58 \text{ m}^3/\text{s}$ .

Complessivamente, si è quindi verificata una buona analogia fra i valori osservati e quelli simulati con il modello FEST-WB comprensivo del modulo di falda; inoltre, in condizioni di magra, l'apporto simulato dovuto alla falda è risultato essere simile a quello determinato dalla stima del flusso con i metodi basati sulla propagazione del calore.



# CONCLUSIONI

Analizzare e quantificare i flussi di falda è di fondamentale importanza per poter interpretare il comportamento delle acque sotterranee in affioramento e simulare il regime idrologico di un corso d'acqua, tenendo in considerazione la sua interazione con la falda all'interno del bilancio idrologico.

In generale, la falda può avere un comportamento di tipo alimentante o drenante e può alternare queste due tipologie d'interazione con il corso d'acqua, sia lungo lo sviluppo della stessa asta fluviale, sia nel tempo, a seconda dei gradienti idraulici che si vengono ad instaurare. I metodi di misura per la quantificazione del flusso iporeico sono diversi e si basano su differenti concetti e tecnologie; in particolare, nel presente studio, si sono indagati i metodi di stima di tale flusso basati sulla propagazione del calore ed in particolare: il metodo temporale implicito, il metodo temporale esplicito, il metodo spaziale diretto ed il metodo spaziale indiretto. I metodi temporali si basano sull'analisi degli andamenti sinusoidali delle temperature a diverse profondità, mentre i metodi spaziali considerano il profilo termico che si viene a definire nel sedimento.

Tutti questi metodi hanno il principale vantaggio di sfruttare misure di temperatura facilmente acquisibili, richiedono una strumentazione piuttosto economica, possono essere applicati in modo estensivo e la rielaborazione richiede tempi relativamente brevi, senza particolari requisiti computazionali. Di contro, lo svantaggio principale è la difficoltà operativa di eseguire le misure in zone in cui si hanno importanti tiranti e/o velocità di corrente rilevanti; inoltre questi metodi non risultano essere efficaci in presenza di gradienti termici particolarmente bassi. In generale, è sufficiente un gradiente termico rappresentativo piuttosto ridotto per l'applicabilità dei quattro metodi, al massimo è richiesto un valore di  $0,6^{\circ}\text{C}$ .

I parametri termici richiesti per l'applicazione di questi metodi non sono molto variabili con le caratteristiche granulometriche dei sedimenti, ma dipendono soprattutto dalla composizione chimica del sedimento stesso; è comunque possibile adottare valori di letteratura sufficientemente rappresentativi. La conducibilità termica è il parametro legato ad una maggior

incertezza, più sensibilmente variabile per i vari sedimenti; il metodo meno suscettibile a questo parametro è quello temporale implicito, mentre gli altri metodi presentano una dipendenza circa diretta ad una sua variazione.

Il metodo temporale esplicito è risultato essere il meno affidabile, se pur più speditivo, inoltre è l'unico metodo a non dare indicazioni sul verso del flusso, perciò non se ne consiglia l'applicazione se non per stime preliminari grossolane.

Il metodo temporale implicito ha restituito buone stime, mostrando una generale tendenza a sottostimare maggiormente il valore finale rispetto ai metodi spaziali.

I metodi spaziali si sono dimostrati i più affidabili, in particolare il metodo spaziale indiretto è stato quello più solido, restituendo risultati pressoché uguali fra loro per i vari istanti temporali alle stesse condizioni di flusso.

Integrando l'effetto della falda nel modello idrologico FEST-WB si è ottenuto un apprezzabile miglioramento nella ricostruzione del regime idrologico del fiume Toce, soprattutto per le portate di magra. Inoltre, si è avuta una buona corrispondenza, nelle stesse condizioni di magra, fra l'apporto dovuto alla falda simulato e quello determinato dalla stima del flusso nell'esperienza sul Toce.

Non si può quindi prescindere dal considerare l'effetto della falda all'interno del bilancio idrologico per simulare le portate che defluiscono in un corso d'acqua, a meno che le due entità non siano idraulicamente isolate fra loro.

Per quanto riguarda il presente studio, gli aspetti di miglioramento sono legati essenzialmente ad una più approfondita campagna di misure. Infatti, è stato possibile rilevare dati solo per un setto, estendendo poi i risultati sull'intera asta fluviale; mentre, per caratterizzare meglio il flusso d'interazione, sarebbe opportuno acquisire misure in diverse sezioni lungo lo sviluppo dell'asta.

Ci sono inoltre alcuni aspetti che potrebbero essere esplorati più approfonditamente, in particolare per quanto riguarda l'applicabilità dei metodi di stima del flusso iporeico. Infatti, questi metodi possono essere testati in condizioni diverse da quelle considerate nel presente studio, per esempio nel caso di falda drenante, cioè con un flusso rivolto verso il basso, al fine di esplorare i limiti di applicabilità anche in queste condizioni.



# BIBLIOGRAFIA

Anderson M. P., 2005, "*Heat as a ground water tracer*", Ground Water, Vol. 43, No. 6, pag. 951-968, University of Wisconsin-Madison, Department of Geology and Geophysics.

Antonelli M., 2009, "*Aspetti matematici e fisici della convezione termica di Bénard-Rayleigh*", tesi di laurea, Università di Bologna, Alma Mater Studiorum, Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali.

Bear J., 1988, "*Dynamics of fluids in porous media*", Dover Science Books.

Becker M. W., Georgian T., Ambrose H., Siniscalchi J., Frederick K., 2004, "*Estimating flow and flux of ground water discharge using water temperature and velocity*", Journal of Hydrology, Vol. 296, pag. 221-233, University of New York, University at Buffalo, Department of Geology.

Boano F., Revelli R., Ridolfi L., 2006, "*Trasporto iporeico in moto vario*", XXX° Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, Politecnico di Torino, Dipartimento di Idraulica, Trasporti ed Infrastrutture Civili.

Bredehoeft J. D., Papadopulos I. S., 1965, "*Rates of vertical groundwater movement estimated from the earth's thermal profile*", Water Resources Research, Vol. 1, No. 2, pag. 325-328, U. S. Geological Survey, Water Resources Division.

Conant B. Jr., 2004, "*Delineating and quantifying ground water discharge zones using streambed temperatures*", Ground Water, Vol. 42, No. 2, pag. 243-257, University of Waterloo, Department of Earth Sciences.

Constantz J., Stonestrom D. A., 2003, "*Heat as a tool for studying the movement of groundwater near streams*", pag. 1-6, U. S. Geological Survey.

Constantz J., Stonestrom D. A., 2004, "*Using temperature to studying stream-ground water exchanges*", U. S. Geological Survey.

Constantz J., 2008, "*Heat as a tracer to determine streambed water exchanges*", Water Resources Research, Vol. 44, U. S. Geological Survey.

Conti M., Crippa L. C., 2005, "*La modellazione bidimensionale dell'acquifero nella modellistica idrologica distribuita*", tesi di laurea, Politecnico di Milano, DIIAR.

Decagon Devices, Inc., 2006, “*KD2 Pro thermal properties analyser, operator’s manual, version 4*”, Decagon Devices, Inc.

Della Valentina S., 2012, “*Studio idrogeologico dell’acquifero libero della Valdossola, tra Domodossola e Fondotoce*”, tesi di laurea, Politecnico di Torino.

Domenico P. A., Schwartz F. W., 1998, “*Physical and chemical hydrogeology*”, Wiley.

Ghilardi M., 2011, “*Modellistica distribuita per la simulazione degli impatti causati dai mutamenti climatici sul ciclo idrologico: caso di studio del fiume Toce*”, tesi di laurea, Politecnico di Milano, DIIAR.

Hyun Y., Kim H., Lee S., Lee K., 2011, “*Characterizing streambed water fluxes using temperature and head data on multiple spatial scales in Munsan stream, South Korea*”, Journal of Hydrology, Vol. 402, pag. 377-387, Seoul National University, School of Earth and Environmental Sciences.

Kalbus E., Reinstorf F., Schirmer M., 2006, “*Measuring methods for groundwater-surface water interactions: a review*”, Hydrology and Earth System Sciences, Vol. 10, pag. 873-887, UFZ Centre for Environmental Research Leipzig-Halle in the Helmholtz Association, Department of Hydrogeology.

Keery J., Binley A., Crook N., Smith J. W. N., 2007, “*Temporal and spatial variability of groundwater-surface water fluxes: development and application of an analytical method using temperature time series*”, Journal of Hydrology, Vol. 336, pag. 1-16, Lancaster University, Department of Environmental Science.

Land L. A., Paull C. K., 2001, “*Thermal gradients as a tool for estimating groundwater advective rates in a coastal estuary: White Oak River, North Carolina, USA*”, Journal of Hydrology, Vol. 248, pag. 198-215, University of North Carolina, Department of Geological Sciences.

Lee D. R., 1977, “*A device for measuring seepage flux in lakes and estuaries*”, Limnology and Oceanography, Vol. 22, pag. 140-147, University of Waterloo, Department of Earth Sciences.

Mancini M., 2003, “*Studio di fattibilità della sistemazione idraulica: - del fiume Dora Riparia nel tratto da Oulx alla confluenza in Po - del fiume Toce nel tratto da Masera alla foce*”, Autorità di Bacino del Fiume Po.

Munz M., Oswald S. E., Schmidt C., 2011, “*Sand box experiments to evaluate the influence of subsurface temperature probe design on temperature based water flux calculation*”, Hydrology and Earth System Sciences, Vol. 15, pag. 3495-3510, University of Potsdam, Institute of Earth and Environmental Science, Department of Hydrogeology.

Rametta D., 2007, “*Interazione tra reticolo idrografico superficiale e acquifero sotterraneo nella modellistica idrologica distribuita*”, tesi di laurea, Politecnico di Milano, DIAR.

Ravazzani G., Giudici I., Schmidt C., Mancini M., 2011, “*Evaluating the potential of quarry lakes for supplemental irrigation*”, Journal of Irrigation and Drainage Engineering, Vol. 137, No. 8, pag. 564-571, Politecnico di Milano, Environmental and Surveying Engineering, Department of Hydraulics.

Ravazzani G., Rametta D., Mancini M., 2011, “*Macroscopic cellular automata for groundwater modelling: a first approach*”, Environmental Modelling & Software, Vol. 26, pag. 634-643, Politecnico di Milano, DIAR-CIMI.

Rosso R., 2012, “*Studio di carattere idrologico e sedimentologico nel bacino del fiume Toce, relativi al sito di Pieve Vergonte - Parte I - Regime idrologico*”, Politecnico di Milano, DIAR.

Rosso R., 2012, “*Studio di carattere idrologico e sedimentologico nel bacino del fiume Toce, relativi al sito di Pieve Vergonte - Parte II - Regime sedimentologico*”, Politecnico di Milano, DIAR.

Scanlon B. R., Healy R. W., Cook P. G., 2002, “*Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge*”, Hydrogeology Journal, Vol. 10, pag. 18-39, University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology.

Schmidt C., Bayer-Raich M., Schirmer M., 2006, “*Characterization of spatial heterogeneity of groundwater-stream water interactions using multiple depth stream temperature measurements at the reach scale*”, Hydrology and Earth System Sciences, Vol. 10, pag. 849-859, UFZ Centre for Environmental Research Leipzig-Halle in the Helmholtz Association, Department of Hydrogeology.

Schmidt C., Conant B. Jr., Bayer-Raich M., Schirmer M., 2007, “*Evaluation and field-scale application of an analytical method to quantify groundwater discharge using mapped stream temperatures*”, Journal of Hydrology, Vol. 347, pag. 292-307, UFZ Helmholtz Centre for Environmental Research, Department of Hydrogeology.

Sophocleous M., 2002, “*Interactions between groundwater and surface water: the state of the science*”, Hydrogeology Journal, Vol. 10, pag. 52-67, University of Kansas, Kansas Geological Survey.

Stallman R. W., 1965, “*Steady one-dimensional fluid flow in a semi-infinite porous medium with sinusoidal surface temperature*”, Journal of Geophysical Research, Vol. 70, No. 12, pag. 2821-2827, U. S. Geological Survey.

# SITOGRAFIA

[www.regione.piemonte.it](http://www.regione.piemonte.it) sito ufficiale della Regione Piemonte

# APPENDICE A

## IL MODELLO IDROLOGICO FEST-WB

Il modello idrologico utilizzato in questo studio è stato il FEST-WB, sviluppato presso il Politecnico di Milano. Si tratta di un modello dinamico, distribuito, a celle regolari.

Tale modello cerca di stimare in modo integrato gli afflussi-deflussi basandosi sull'equazione di bilancio idrologico:

$$P = ET + Q + \Delta W \quad [A.1]$$

In cui:  $P$  è la precipitazione;  $ET$  è l'evapotraspirazione;  $Q$  è il deflusso superficiale e sotterraneo;  $\Delta W$  è la variazione di volume specifico all'area.

La suddivisione del dominio in elementi è di tipo raster, cioè a griglia, con celle quadrate. In questo modo si può raggiungere un'elevata risoluzione spaziale, a fronte però di uno sforzo di calcolo oneroso, in quanto tutti i parametri dell'equazione vengono stimati in ogni cella del reticolo, per ogni step di calcolo. L'importanza di valutare la variabilità spaziale dei processi in esame, come ad esempio l'assorbimento o la propagazione, ai fini di una corretta simulazione, giustifica lo sforzo di calcolo.

Per il suo funzionamento è necessaria una preliminare raccolta ed elaborazione di dati spazialmente distribuiti. Uno strumento fondamentale per questo modello è il DEM (Digital Elevation Model), che fornisce il valore medio della quota per ogni cella elementare, da cui sono facilmente ricavabili l'esposizione e la pendenza di ogni singola cella.

Partendo dal DEM, vengono poi ricavate una serie di informazioni riguardanti il reticolo idrografico, necessarie per il modello. Da queste si estraggono i dati riguardanti i parametri geomorfologici tramite l'elaborazione di carte di copertura del suolo (generalmente con l'ausilio di un software GIS), in modo da realizzare mappe tematiche per l'intero bacino.

Oltre ai dati riguardanti le caratteristiche del bacino, il modello riceve come input anche dati meteo con cui inizializzare le elaborazioni. Questi dati vengono raccolti in modo puntuale nelle stazioni di misura, necessitano quindi di un'interpolazione per renderli distribuiti.

Per simulare tali processi il modello è suddiviso in diversi blocchi; nel seguito viene illustrato lo schema concettuale e presentato ciascun blocco principale.

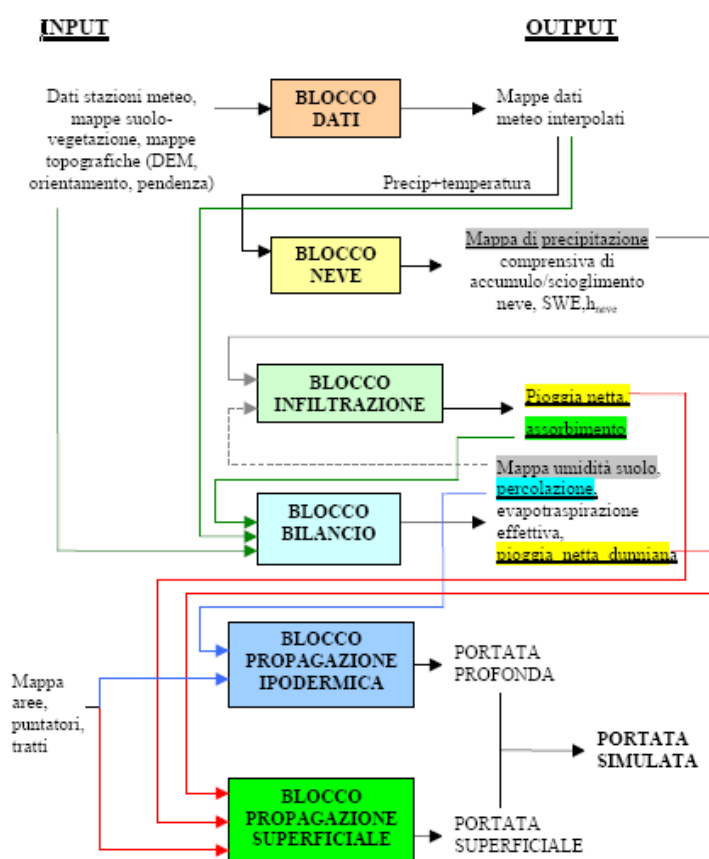


Figura A.1 - Schema concettuale di funzionamento del modello idrologico FEST-WB

## A.1 - Blocco dati

Il modello necessita di dati spazialmente distribuiti, come DEM e coperture del suolo, e di dati meteo. In particolare questi ultimi comprendono la radiazione solare, sottoforma di radiazione netta, frutto del bilancio tra radiazione entrante ed uscente.

La temperatura, inoltre, è particolarmente importante, perché condiziona fenomeni di accumulo nivale. Per questo aspetto viene assunto un gradiente verticale di circa 6,5°C ogni 1000 m di quota, senza considerare fenomeni di inversione termica. Il dato, come quello di umidità, viene poi interpolato con il metodo della distanza inversa.

La precipitazione, invece, viene ragguagliata con il metodo dei poligoni di Thiessen.

## A.2 - Blocco neve

Date le caratteristiche del bacino in esame, il blocco neve risulta particolarmente importante e complesso. Tale blocco tiene conto di due fenomeni: accrescimento e fusione del manto nevoso. Il modello di accumulo è il seguente:

$$P_l = \alpha_p P \quad [A.2]$$

$$P_s = (1 - \alpha_p)P \quad [A.3]$$

In cui:  $P_l$  è la precipitazione liquida;  $P_s$  è la precipitazione solida;  $P$  è la precipitazione totale;  $\alpha_p$  è un coefficiente di ripartizione dipendente dalla temperatura, secondo la legge:

$$\begin{aligned} \alpha_p &= 0 && \text{per } T_a < T_{inf} \\ \alpha_p &= \frac{T_a - T_{inf}}{T_{sup} - T_{inf}} && \text{per } T_{inf} \leq T_a \leq T_{sup} \\ \alpha_p &= 1 && \text{per } T_a > T_{sup} \end{aligned} \quad [A.4]$$

dove:  $T_a$  è la temperatura dell'aria;  $T_{inf}$  è il limite inferiore di temperatura per avere precipitazione liquida;  $T_{sup}$  è il limite superiore per avere precipitazione solida.

Se la temperatura dell'aria è più alta della soglia superiore si avrà solo precipitazione liquida, al contrario, se è più bassa della soglia inferiore si avrà solo precipitazione solida, se, invece, risulta compresa tra le due si avrà una porzione di pioggia e la restante di neve. Le soglie sono state assunte pari a 0°C per quella superiore e -3°C per quella inferiore.

Oltre al modello di accumulo risulta molto importante anche quello dello scioglimento, in quanto influisce sul deflusso totale del bacino. La fusione del manto nevoso  $M_s$  viene stimata secondo la legge:

$$M_s = C_m(T_a - T_b) \quad [A.5]$$

In cui:  $T_b$  è la temperatura di base,  $C_m$  è un coefficiente empirico valutato a seconda delle condizioni geografiche, meteorologiche e delle proprietà del manto nevoso.

## A.3 - Blocco infiltrazione

Questo blocco riceve in ingresso i dati di umidità ad ogni  $dt$  e calcola il parametro  $S$  ogni volta che si verifica un evento piovoso. Il parametro viene poi mandato al blocco di bilancio.

Per stimare l'infiltrazione è stato utilizzato il metodo SCS-CN adattato alle simulazioni continue, ciò significa che il valore di umidità  $\theta$  non viene riferito ai 5 giorni precedenti l'evento, ma viene

assunto come il valore all'inizio della precipitazione; questo è possibile mediante l'aggiornamento del valore di umidità ad ogni step di calcolo. Con questo valore si ricava poi la saturazione  $\varepsilon$  tramite la formula:

$$\varepsilon = \frac{\theta_t - \theta_{res}}{\theta_{sat} - \theta_{res}} \quad [A.6]$$

In cui:  $\theta_t$  è l'umidità all'istante  $t$ ;  $\theta_{res}$  è l'umidità residua;  $\theta_{sat}$  è l'umidità a saturazione.

Si ottiene quindi un valore di saturazione ad ogni step di calcolo. Con questo valore si calcola poi il parametro  $S$ :

$$S_t = S_1(1 - \varepsilon_t) \quad [A.7]$$

In questo modo risulta essere compreso nell'intervallo  $[0; S_1]$ , non limitato inferiormente per tenere conto della situazione di terreno completamente saturo.

## A.4 - Blocco bilancio

Questo blocco riceve in ingresso le mappe di precipitazione e temperatura, oltre che la mappa dell'evapotraspirazione potenziale (ETP), da cui calcola quella effettiva (ETeff). Anche l'output del blocco d'infiltrazione è un input di questa parte del modello. In questo blocco vengono calcolati i valori di ruscellamento e percolazione anche in assenza di eventi di precipitazione. Al momento dell'inizio dell'evento comincia il calcolo della riserva d'acqua del terreno mediante la stima dei flussi in ingresso e in uscita dal volume di controllo. Esplicitando il parametro di umidità  $\theta$ , l'equazione di bilancio risulta essere:

$$\theta_{t+1} = \theta_t + \frac{(I - D - ET)}{Z} \quad [A.8]$$

In cui:  $I$  è l'infiltrazione, ottenuta come differenza tra pioggia liquida e ruscellamento superficiale;  $D$  è l'acqua persa per percolazione o drenaggio, calcolata tramite l'equazione:

$$D = K_{sat} \left( \frac{\theta - \theta_{res}}{\theta_{sat} - \theta_{res}} \right)^{\frac{2+3B}{B}} \quad [A.9]$$

dove:  $B$  è il coefficiente di Brooks e Coorey.

$ET$  è l'evapotraspirazione, che viene calcolata, nella versione WB, usando il metodo combinato Priestley-Taylor per stimare l'evapotraspirazione potenziale:



$$ET = ETP \frac{\theta - WP}{FC - WP} \quad [A.10]$$

In cui:  $WP$  è il wilting point, cioè il valore di umidità che provoca l'appassimento della vegetazione;  $FC$  è la capacità di campo, cioè l'umidità che il terreno è in grado di trattenere a saturazione.

### A.4.1 - Evapotraspirazione

L'evapotraspirazione (ET) è la somma di due processi simultanei, ovvero l'evaporazione e la traspirazione.

L'evaporazione è il processo secondo cui l'acqua liquida si trasforma in vapore acqueo sottraendosi alla superficie evaporante (suolo, specchio d'acqua o vegetazione). I parametri che influiscono maggiormente sull'evaporazione sono: radiazione solare, temperatura dell'aria, umidità dell'aria e velocità del vento. Inoltre, quando la superficie evaporante è il suolo, diventa fondamentale valutare anche il contenuto d'acqua del mezzo.

La traspirazione è il fenomeno per il quale parte dell'acqua contenuta nei tessuti vegetali vaporizza e dipende significativamente dall'energia incidente, dal gradiente di vapore saturo, dalla temperatura, dalla velocità del vento e dalla conduttività idraulica del terreno. L'evapotraspirazione potenziale (ETP) è definita come la quantità d'acqua evaporata in condizioni di disponibilità idrica illimitata, però a causa dell'apporto limitato di acqua dal terreno si ha che  $0 \leq ET \leq ETP$ .

La ETP può essere valutata mediante la formula di Hargreaves:

$$ETP = 0,0023R_a(T_{mean} + 17,8)(T_{max} - T_{min})0,5 \quad [A.11]$$

In cui:  $R_a$  è la radiazione solare extraterrestre, che può essere espressa come:

$$R_a = \frac{24 \cdot 60}{\pi} R_0 d_r (\omega_s \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \sin \omega_s) \quad [A.12]$$

dove:  $R_0$  è la costante solare;  $d_r$  è la distanza relativa Terra-Sole, calcolata come:

$$d_r = 1 + 0,0033 \cos\left(\frac{2\pi J}{365}\right) \quad [A.13]$$

dove:  $J$  è il numero progressivo del giorno dell'anno.

$\omega_s$  è l'angolo orario al tramonto, espresso in radianti mediante la seguente formula:

$$\omega_s = \arccos(-\tan \varphi \tan \delta) \quad [\text{A.14}]$$

$\varphi$  è la latitudine;  $\delta$  è la declinazione solare, calcolata come:

$$\delta = 0,409 \sin\left(\frac{2\pi J}{365} - 1,39\right) \quad [\text{A.15}]$$

$T_{mean}$  è la temperatura media giornaliera;  $T_{max}$  è la temperatura massima giornaliera;  $T_{min}$  è la temperatura minima giornaliera.

La valutazione dell'evapotraspirazione effettiva passa attraverso due coefficienti,  $\alpha$  e  $\beta$ , che ne esprimono la dipendenza dalla ETP e che sono a loro volta funzione dell'umidità del suolo, secondo le relazioni:

$$E_s = \alpha(\theta) \cdot ETP \cdot (1 - f_v) \quad [\text{A.16}]$$

$$T_s = \beta(\theta) \cdot ETP \cdot f_v \quad [\text{A.17}]$$

In cui:  $f_v$  rappresenta la quantità di vegetazione presente sulla superficie del bacino.

Infine, l'evapotraspirazione effettiva può essere ottenuta come:

$$ET_{eff} = E_s + T_s \quad [\text{A.18}]$$

## A.5 - Blocco propagazione superficiale

Questo blocco riceve in ingresso i dati di pioggia netta, pioggia netta dunniana e le mappe dei tratti, dei puntatori e delle aree, fornendo in uscita il valore di portata superficiale.

Per determinare tale portata il modello identifica il valore di umidità del suolo, se questo valore è maggiore del valore di saturazione, la quota d'acqua in eccesso contribuisce a formare il deflusso superficiale, inoltre, a questa quota va aggiunta la porzione di pioggia rifiutata dal terreno. Il metodo adottato per la propagazione della portata superficiale è quello di Muskingum-Cunge, nella sua forma non lineare.

## A.6 - Blocco propagazione ipodermica

Questo blocco riceve in ingresso la percolazione, le mappe delle aree, dei tratti e dei puntatori e restituisce il valore di portata profonda. Questo valore, insieme a quello di portata superficiale, fornisce l'idrogramma di piena, output del modello. Per stimare la portata profonda si utilizza lo stesso metodo usato nel blocco di propagazione del flusso superficiale.