

POLITECNICO DI TORINO

Dipartimento di Ingegneria dell'Ambiente, del Territorio e delle Infrastrutture

Corso di Laurea Magistrale in Ingegneria Civile

Tesi di Laurea Magistrale

Analisi modellistica delle interazioni tra rete fluviale e acque sotterranee a scala di bacino idrografico



Relatori

Prof. Fulvio Boano

Ph.D. Alice Caruso

Candidato

Fabio Cannamela

Luglio 2019

INDICE

Prefazione.....	V
Capitolo I: Introduzione	1
1.1 Quadro d'insieme	1
1.1.1 Introduzione al problema	1
1.1.2 Perché studiare il fenomeno	3
1.2 Approccio e scopo della tesi.....	6
1.3 Aspetti teorici	9
1.3.1 Il comportamento fisico degli acquiferi	10
1.3.2 Le equazioni fondamentali	14
1.3.3 L'interazione tra acque sotterranee ed acque di superficie	16
Capitolo II: Analisi numerica e caso studio	21
2.1 Modellazione numerica	21
2.1.1 Introduzione ai modelli numerici	21
2.1.2 MODFLOW: funzionamento ed utilizzo	24
2.1.3 La modellazione dei flussi tra acquifero e rete fluviale	27
2.1.4 Il Newton solver	31
2.2 Metodologia	32
2.2.1 Inquadramento del caso studio	32
2.2.2 Raccolta ed elaborazione dei dati.....	37
2.2.3 Implementazione del modello	41
2.2.4 Sviluppo dei dati di output del modello	45
2.2.5 Nozioni teoriche per l'analisi dei risultati	46
2.3 Scenari analizzati.....	48
2.3.1 Caso generale (scenario di riferimento)	50

2.3.2	Caso secco	50
2.3.3	Caso umido.....	51
2.3.4	Caso con conducibilità altamente eterogenea	52
2.3.5	Caso con conducibilità debolmente eterogenea	54
Capitolo III: Analisi dei risultati.....		56
3.1	Confronto e discussione dei risultati	56
3.1.1	Distribuzione delle condizioni di <i>gaining/losing</i> lungo il reticolo.....	58
3.1.2	Flussi di scambio lungo il ramo principale	61
3.1.3	Correlazione tra flussi e conducibilità.....	72
3.1.4	Forma e distribuzione dei sottobacini di drenaggio	75
Capitolo IV: Conclusioni e considerazioni finali		81
Bibliografia.....		84
Ringraziamenti		89
Allegato A		91
Allegato B		94
Allegato C		95

Prefazione

L'acqua è da sempre la risorsa più preziosa per l'uomo, indispensabile per la vita. È stata necessaria e fondamentale per la nascita della vita sul pianeta e continua ad esserlo per la sua perpetuazione. In particolare, l'acqua dolce, sotto forma di acqua di superficie o sotterranea, rappresenta il primo sostentamento per la vita umana. Non per nulla, negli ultimi decenni, ci si è resi conto che l'utilizzo smodato e senza controllo ne sta riducendo inesorabilmente la qualità. Per tali motivi molti studi recenti hanno rivolto la loro attenzione sull'analisi dei flussi scambiati tra acque di superficie e acque sotterranee al fine di comprendere a fondo quale rapporto si celi tra queste due. Spesso sono state considerate come entità separate ma la presenza ormai comprovata di inquinanti, pesticidi e sostanze derivanti da processi industriali di superficie nelle falde acquifere, mostra come i sistemi non siano affatto separati ma fortemente connessi tra loro. Adesso spetta a noi cogliere le dinamiche di tali connessioni.

La presente tesi prende parte a questa ricerca di chiarezza tentando di individuare quali elementi (idrologici, topografici, morfologici, ecc.) influenzano i flussi scambiati a scala di bacino idrografico, in modo da poter quantificare gli scambi focalizzando bene solo tali elementi, e utilizzando un basso livello di dettaglio su tutti gli altri.

Penetrare all'interno di un meccanismo così complesso non è affatto banale. Per fare ciò si è fatto uso di un modello numerico implementato ripetutamente, variando di volta in volta una delle caratteristiche ed analizzandone gli effetti in termini quantitativi e qualitativi. In particolare, si è focalizzata l'attenzione su di un caso studio già analizzato da Caruso (2018) seguendo la medesima metodologia, e sulla quale una serie di fattori è stata già indagata. Al fine di arricchire ulteriormente tale ricerca, si è inizialmente presa in carico un'analisi basata sulla variazione di ricarica della falda indotta dal naturale susseguirsi di periodi secchi e umidi e lasciando invariati gli altri parametri. In seguito, l'attenzione si è focalizzata sulla conducibilità idraulica del fondo alveo. Infatti, comunemente la conducibilità è una proprietà idraulica chiave all'interno dei meccanismi di flusso dei mezzi porosi. Sono stati esplorati due scenari relativi ad una distribuzione casuale di conducibilità lungo tutto l'alveo, il primo ad alta variabilità ed il secondo a bassa variabilità. Per evitare di trarre conclusioni solo su particolari situazioni indotte da peculiari distribuzioni di conducibilità, sono state prodotte 60 realizzazioni per ognuno dei due scenari a conducibilità variabile. A valle della fase simulativa, si è fatto uso di tecniche statistiche e geo-statistiche per lo studio e l'interpretazione dei risultati ottenuti.

In sintesi, ciò che si vuole ottenere è una risposta ai seguenti quesiti:

- Quali sono i fattori fondamentali che governano gli scambi di flussi tra acque superficiali e sotterranee a scala di bacino idrografico?
- In che modo tali scambi ne vengono influenzati?
- Su quali caratteristiche (del bacino e del reticolo fluviale) è possibile focalizzare l'attenzione quando si indaga a dimensione di bacino?

La tesi è articolata su 4 capitoli. Il primo capitolo inizia con un quadro d'insieme del panorama ambientale in cui si colloca questo genere di studi, fornendo anche qualche dato interessante e curioso sul comportamento dei flussi nel ciclo idrologico. In seguito, vengono esposte le motivazioni che spingono allo studio dei fenomeni di interazione tra sottosuolo e superficie, non che l'approccio seguito. In fine, si fornisce un sunto degli aspetti teorici, delle grandezze fondamentali e delle equazioni principali inerenti al comportamento fisico degli acquiferi e dei flussi scambiati con la superficie, focalizzando l'attenzione sui meccanismi di scambio, le scale dimensionali di riferimento e il concetto dei flussi nidificati.

Nel secondo capitolo, dopo una rapida introduzione alla modellazione numerica e qualche riferimento storico, si focalizza l'attenzione sul funzionamento generale di MODFLOW e su quello dei moduli utilizzati. Si sottolinea l'importanza della comprensione delle assunzioni fatte nei meccanismi modellati, e su quali siano gli errori in cui si incombano a causa delle dovute semplificazioni. Finalmente si giunge all'esposizione dei dettagli del caso studio, inquadrandone l'area di interesse e le sue caratteristiche topografiche, morfologiche, geologiche ed idrologiche. Infine, si espongono i dettagli sui dati grezzi utilizzati nella modellazione e tutti quelli relativi agli scenari considerati, a partire da quello di riferimento ("caso generale") e proseguendo con "caso secco", "caso umido", "caso con conducibilità altamente eterogenea" e "caso con conducibilità debolmente eterogenea".

Il terzo capitolo comprende tutti i risultati prodotti dall'elaborazione dei dati ottenuti dal modello. Ad esempio, la distribuzione delle zone di guadagno e perdita (*gaining* e *losing*) sul reticolo idrografico, i valori dei flussi lungo il ramo principale, la forma e la dimensione dei sottobacini di drenaggio e le statistiche dei flussi relativi alle differenti realizzazioni.

Nel capitolo finale viene fornita una rapida panoramica dell'analisi condotta, sottolineandone limiti, semplificazioni e possibili sviluppi futuri. In fine si espongono le conclusioni e le considerazioni tratte dai risultati ottenuti, che in quanto tali conducono al termine della dissertazione.

Capitolo I: Introduzione

1.1 Quadro d'insieme

1.1.1 Introduzione al problema

Chi non ha mai sentito parlare di *ciclo dell'acqua* o meglio di *ciclo idrologico*?

Sin dai primi livelli d'istruzione una delle lezioni più affascinanti del corso di scienze naturali è quella dedicata al ciclo idrologico. Semplice ed intuitivo, è un concetto che facilmente si presta alla comprensione per via della sua "dimensione" a misura d'uomo. È infatti basato su qualcosa di tangibile e quantificabile che impariamo a comprendere e con cui conviviamo durante tutta la nostra vita, l'acqua.

Il ciclo idrologico comprende il lungo processo di trasformazione che l'acqua segue in maniera indefinita nel tempo, non ha un inizio o una fine ben delineate ed anche il volume che occupa, e in cui avviene, non è facile da definire. Nonostante ciò nessuno di noi fa troppa fatica a comprenderlo. L'idrosfera (*il regno delle acque*) è definita come l'insieme di tutte le acque presenti sulla terra (Cantino, 2005) in qualunque stato fisico essa si trovi. In forma liquida presente nei corpi idrici superficiali (fiumi, laghi, oceani, ecc.) e sotterranei, in forma solida, neve e ghiaccio, principalmente concentrati ai poli ma anche sulla cima di rilievi montuosi di quota superiore al limite delle nevi perenni ed in forma invisibile, gassosa, come vapor d'acqua in atmosfera.

L'acqua non è la sostanza più diffusa sulla terra, primato che spetta sicuramente alla componente litica del nostro pianeta, ma non per questo una valutazione di quanta essa sia effettivamente risulta una facile impresa. Secondo recenti stime a riguardo, l'idrosfera dovrebbe contenere circa 1368 milioni di chilometri cubi di acqua di cui solamente il 2,5% acqua dolce. Infatti, la maggior parte è salata ed è contenuta negli oceani, di quel 2,5 % circa il 29,9% è acqua sotterranea e solamente lo 0,26% è presente nei corpi idrici di superficie (Igor, 1998). E spesso proprio in prossimità di questi si concentrano i più grandi centri urbani e le metropoli.

Un primo aspetto che caratterizza il ciclo idrologico è che può, e deve, essere osservato secondo diverse scale spaziali e temporali, per cui al fine di avvicinarci a quello che è il contesto applicativo di questa tesi è possibile focalizzare l'attenzione su di un singolo bacino idrografico, cioè quell'area topografica solitamente delimitata da degli spartiacque orografici, come dei rilievi. In secondo luogo, per la natura dinamica di tale ambito, ci si esprime in termini di flussi, piuttosto che volumi.

Per facilitare la comprensione del lettore una rappresentazione grafica dei processi è sicuramente il mezzo migliore per cui in **Figura 1.1** sono evidenziati i principali elementi del ciclo idrologico. I principali afflussi sono forniti dalle precipitazioni in forma di neve o pioggia. Le precipitazioni, prima di infiltrarsi nel sottosuolo, vengono intercettate dalla vegetazione che in parte le reimmette in atmosfera tramite l'evapotraspirazione. Le acque presenti nel sottosuolo ricevono quindi una parte delle precipitazioni, che insieme agli afflussi da altri bacini idrografici contribuiscono al rinnovamento e alla ricarica della falda. Alla fine, solo ciò che resta in superficie contribuisce a formazione e ricarica di fiumi e laghi.

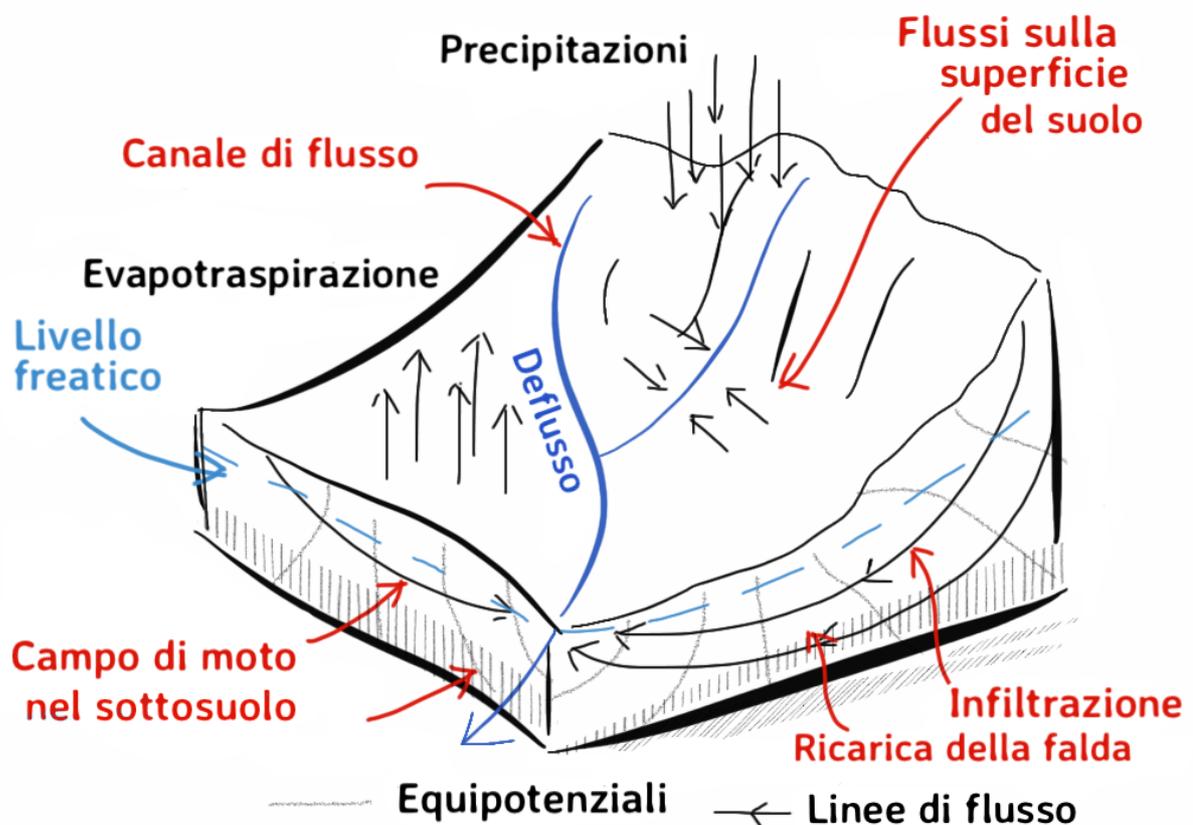


Figura 1.1 Rappresentazione schematica del ciclo idrografico a scala di bacino idrografico. La direzione indicativa dei flussi è rappresentata dalle direzioni delle frecce che li rappresentano (elaborazione propria)

Si intuisce che la caratteristica essenziale di un sistema acquifero è il bilancio tra flussi in entrata, flussi in uscita e acqua immagazzinata (Rushton & Kruseman, 2004) ma è importante osservare che i diversi flussi sono caratterizzati da scale temporali molto differenti tra loro, in rapporto allo stato fisico in cui si trova l'acqua. Per esempio, i volumi presenti in fiumi e torrenti possono essere completamente reintegrati durante un ciclo di soli 16 giorni, che diventano 17

anni nel caso di laghi o bacini, mentre i tempi sono molto diversi invece per gli oceani, per cui una completa ricarica avviene anche in 2500 anni ed in fine nel caso di ghiacciai e permafrost si parla anche di 10 000 anni (Igor, 1998).

Osservando i flussi in maniera quantitativa, è possibile inoltre sottolineare come questi siano molto diversi fra loro e molto variabili nello spazio e nel tempo (Winter, et al., 1998), le precipitazioni sono fortemente mutevoli e ovviamente dipendenti dalle condizioni climatiche, così come l'evapotraspirazione e l'evaporazione diretta dal suolo e dai corpi idrici superficiali.

Il movimento delle acque nel sottosuolo è spesso dimenticato poiché meno evidente, ma non per questo meno importante. Infatti, in un sistema complesso, come quello idrologico, ogni entità influenza le altre e capire in che modo non è affatto scontato. I processi idrologici che avvengono nel sottosuolo sono quindi tanto importanti quanto quelli in superficie (Freeze & Cherry, 1979) inoltre le acque sotterranee sono l'unica fonte d'acqua per molti paesi nel mondo (Danimarca, Malta, Arabia Saudita, ecc.) e la più importante in altri (Zektser & Everett, 2004). Comunemente l'acqua infatti non si trova mai dove né si sente più la necessità e storicamente l'uomo ha sempre cercato di spostarne ingenti quantità per gli usi più disparati.

Le acque sotterranee, ma comunque più superficiali, sono più suscettibili alla contaminazione, da parte delle attività antropiche, per via della loro prossimità con la superficie. Vi è infatti un evidente collegamento, un flusso, tra queste ultime ed i corpi idrici superficiali in cui l'uomo è solito riversare, volontariamente o meno, molte sostanze che possono alterarne l'equilibrio. Tuttavia, la maggior parte degli studi, in passato, sono stati focalizzati su uno dei due elementi senza molto badare all'imprescindibile relazione che sussiste tra di essi (Winter, et al., 1998). La necessità di indagare come e quanto essi si influenzino l'un l'altro e in che modo i loro rapporti sono influenzati da agenti esterni quali cambiamenti climatici, interferenze artificiali o semplicemente possibili casualità nelle caratteristiche ambientali dovute alla variabilità naturale, si è già posta a base di parecchi studi idrologici negli ultimi decenni e occupa il posto d'onore all'interno della presente tesi.

1.1.2 Perché studiare il fenomeno

Il meccanismo di scambio tra corpi idrici superficiali e sotterranei non è semplice, né tanto meno lineare. Il concetto delle diverse scale di interazione che spesso riguarda molti fenomeni naturali e di cui si è accennato nella **sezione 1.1.1** rappresenta un aspetto fondamentale. Ci sono diversi tipi di flussi che si distinguono per la dimensione che li caratterizza e questi si influenzano l'un l'altro. Nessuno stupore scaturiscono situazioni in cui flussi di piccola

dimensione, subordinati a flussi maggiori (e quindi relativi a percorsi più lunghi), sono caratterizzati da direzione opposta e sicuramente ciò fa sì che i primi ne escano in qualche modo “limitati” in estensione e quantità.

Esiste una particolare zona, detta zona “*iporeica*” (**Figura 1.2**), che si distingue per la presenza di una tipologia di flussi di tipo locale (di piccola dimensione) che fuoriescono e rientrano in maniera ciclica nei due corpi idrici rispettivamente, *gli scambi iporeici*. La zona iporeica è variabile in termini dimensione e forma ma generalmente è posizionata in prossimità e al di sotto dell’alveo, estendendosi lateralmente. Boano, et al., (2008) tramite uno studio numerico, hanno dimostrato che la peculiare condizione di flusso di risalita dalla falda verso il fiume sortisce un effetto di riduzione del volume di sedimenti influenzato dallo scambio iporeico (e quindi flussi di tipo locale) limitando la massima profondità raggiunta dalle linee di flusso. Per cui, fattori come geologia, morfologia e clima, per i quali è ovvia una dipendenza da parte di flussi di maggiore dimensione, finiscono per influenzare in qualche modo anche le altre scale di interazione. Si osservi come il fattore clima influenzi fortemente l’evapotraspirazione, oltre a controllare la distribuzione e l’intensità delle precipitazioni.

L’interconnessione in questione fa sì che le acque di superficie si possano considerare come parte integrante del sistema di flusso sotterraneo. Infatti, anche in un contesto in cui vi sia uno strato di separazione non saturo tra i due si avrebbe comunque del flusso di ricarica sotto forma di infiltrazione dalla superficie (United States Environmental Protection Agency EPA, 2000).

L’inquinamento delle acque sotterranee da fonti umane è diventato l’argomento di punta per la ricerca in tale campo e molti fondi si stanno investendo per la prevenzione (Rushton & Kruseman, 2004). Una fonte d’acqua dolce può dirsi contaminata quando le concentrazioni sono tali da impedirne l’utilizzo. La bonifica si presenta come un’attività complessa e costosa che spesso attinge fondi dalle casse pubbliche. La continua crescita e lo sviluppo ci ha condotti in una situazione di sovra sfruttamento e inquinamento del sottosuolo, inquinamento che proviene da fonti puntuali e ben precise o distribuite nel territorio (Ebrahim, 2013). Il degrado a cui, in questo modo, vengono sottoposti gli ecosistemi in questione, intacca in primo luogo le forme di vita che li popolano ed in secondo luogo l’uomo stesso, sopendo gli effetti degli “*ecosystem services*”. Si definiscono gli *ecosystem services* come le condizioni e i processi attraverso i quali gli ecosistemi naturali e le specie che li popolano sostengono e favoriscono la vita umana (Gretchen, 1997). Oltre ciò, è necessario considerare che “*L’impatto immediato, tra cui il degrado degli ecosistemi acquatici e le malattie trasmissibili attraverso la fornitura di acqua dolce contaminata, ha delle conseguenze notevoli sul benessere delle comunità e sui mezzi di sostentamento delle popolazioni*” (World Water Assessment Programme, 2017) infatti

in paesi come Tunisia (95%) , Belgio (83%), Germania, Paesi Bassi e Marocco (almeno il 75%) la risorsa imbriferà sotterranea è la principale fonte, inoltre molte grandi città come Budapest, Copenaghen, Amburgo, Roma o Vienna ne sono completamente rifornite (Zektser & Everett, 2004).

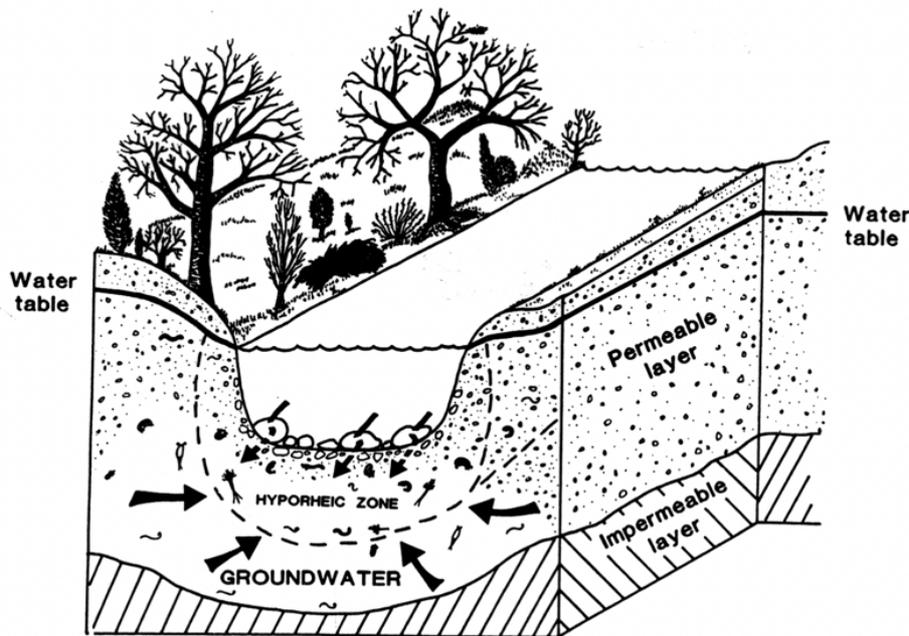


Figura 1.2 Flussi iporeici vincolati dall'effetto di flussi di risalita dal sottosuolo di maggiore dimensione in cui l'estensione e la profondità della zona iporeica vengono limitate dalla presenza dei sottostanti flussi (United States Environmental Protection Agency EPA, 2000).

In base a quanto detto, assegnare un valore economico ad un intero ecosistema acquifero in base ai compiti che esso assolve in natura e per l'uomo, si presenta come una formidabile sfida, che richiede una adeguata e completa conoscenza dei processi dinamici (Wilson & Carpenter, 1999).

Non sono certo pochi gli impieghi per cui l'acqua si presta, principalmente l'uso agricolo che copre circa l'80% del totale e che è una tipica fonte inquinante di tipo distribuito, per via del largo impiego di fertilizzanti e pesticidi. L'impiego industriale per la pulizia, il raffreddamento degli impianti e come solvente ed in fine quello domestico ed urbano. Questi ultimi esempi rappresentano delle fonti di inquinamento di tipo puntuale poiché spesso la re-immissione in natura (all'interno di corpi idrici superficiali) non avviene senza conseguenze negative riguardo alla qualità. I continui scambi tra acqua superficiale e sotterranea non fanno altro che incrementare le complessità della dinamica della diffusione degli inquinanti, motivo per il quale gli studi compiuti negli ultimi anni sono stati parecchi anche se in relazione a pochi ambienti fluviali nello specifico, per cui generalizzare i risultati ottenuti non è ancora semplice, è

necessaria una più completa conoscenza di tali interazioni che giocano un ruolo di rilievo nella gestione delle due come un'unica risorsa (Winter, et al., 1998).

Acque superficiali e sotterranee sono fundamentalmente diverse, dotate di proprietà molto differenti e grazie alla zona iporeica è possibile raggiungere un equilibrio tra le due. Infatti, i flussi iporeici regolano l'equilibrio di tutta una serie di processi biologici tra le due. La prima, molto dinamica, caratterizzata da moti turbolenti e soggetta a forti oscillazioni delle condizioni ambientali. Mentre la seconda è fundamentalmente statica, in cui i moti di filtrazione conducono alla possibilità di trascurare le componenti dinamiche per via delle basse velocità, con condizioni molto più stabili nel tempo (Caruso, 2018). Flussi di dimensioni superiori che tipicizzano una lunghezza maggiore di un corso d'acqua, influenzano fortemente (come già accennato) i flussi iporeici. Per cui, inseguendo un ideale processo logico, è fondamentale giungere ad una completa consapevolezza degli elementi "superiori" in dimensione e quindi più condizionanti ed incidenti in termini globali, per essere certi di poter proseguire con elementi "minori" se pure molto più di dettaglio che richiedono una maggiore quantità di informazioni e di precisione per essere concepiti e simulati.

In fine sarà possibile utilizzare tali conoscenze per generare modelli di flusso e scambio più precisi ed affidabili che possono essere utilizzati a fini gestionali, programmatici ed anche predittivi (Pisinaras, et al., 2013), se opportunamente calibrati, ottenendo così un migliore, e più rispettoso, utilizzo delle risorse.

1.2 Approccio e scopo della tesi

Come si intuisce, l'interazione tra acque sotterranee e superficiali è molto complessa. Per capire questa interazione in relazione con clima, morfologia, geologia, fattori biologici è importante possedere una solida struttura concettuale idrogeologica (Sophocleous, 2002). Già da diversi anni tale argomento si trova al centro di molti studi idrogeologici, solo recentemente l'attenzione si è spostata sugli scambi che compiono i corpi idrici in prossimità di zone ripariali di tipo fluviale (Sophocleous, 2002).

Per studiare il movimento delle acque sotterranee i metodi sono classificabili in due grandi famiglie, quelli pratici e quelli teorici. Le analisi di campo, misurazioni in campo e osservazioni di vario genere rientrano certamente nel primo gruppo, mentre i secondi comprendono modelli matematici, numerici o metodi di riscaldatura delle proprietà (Tòth, 1963). Tra i metodi più utilizzati per le misure dei flussi si trovano l'utilizzo di mini-piezometri o di misuratori di

infiltrazione che però risultano rappresentativi di pochi metri quadri al massimo, per cui sono richiesti in ogni caso delle tecniche per trasferire tali proprietà ad aree più estese (Cook, 2015).

Molti studi sono stati condotti in riferimento a piccole scale dimensionali mentre sono molte meno le ricerche a scala di displuvio o scala regionale (Caruso, 2018). È certamente vero che vi è una crescente necessità di ricerche a scala regionale (da 10^3 a 10^6 km²), per via del fatto che questa è la scala gestionale, in cui l'interazione tra l'ambiente e sistemi antropici è completamente sviluppata. Ma allo stesso tempo l'interazione tra acque superficiali e sotterranee a scala regionale non può propriamente essere considerata come un meccanismo di interfaccia, cioè concentrata ai limiti dei due corpi idrici, proprio per via delle grandi distanze (Barthel & Banzhaf, 2014). Inoltre, uno dei fattori limitanti nel provare a quantificare i processi di interazione a tale scala è spesso la mancata disponibilità di dati utili a quantificare adeguatamente quasi tutti i singoli processi interni come la ricarica verticale della falda (Tanner & Hughes, 2015).

Una completa comprensione dell'idrologia dei displuvi idrografici è essenziale per una gestione sostenibile in un bacino idrografico (Bailey, et al., 2016), il moderno approccio verso il quale ci si sta dirigendo richiede l'implementazione di modelli integrati che simulino quantitativamente o qualitativamente i processi relativi alle acque sotterranee che possano poi essere usati come supporto decisionale (Pisinaras, et al., 2013). È certo che un'analisi a scala di displuvio (così come una a scala regionale) risulta limitata qualora si voglia investigare su piccole caratteristiche o dove piccole scale di dettaglio nella conducibilità idraulica siano importanti (Leaf, et al., 2015), ma la rappresentatività dei risultati di dettaglio presenta anche una forte correlazione dalla tipologia di discretizzazione di cui si fa uso, per cui è importante enucleare bene gli obiettivi che si intende centrare prima di definire gli strumenti da utilizzare. A tale scala è possibile apprezzare il contributo di diversi corpi idrici, principale e tributari, e ancora è possibile una buona rappresentazione della stratigrafia e della struttura tettonica non che la presenza di differenti strutture geologiche (anche di dettaglio) e il loro rapporto con i rilievi (Barthel & Banzhaf, 2015)

I processi di "riscalatura" dei risultati o delle proprietà dalle scale minori (come quella locale e di tronco fluviale) alla scala di displuvio, rappresentano ancora oggi la maggiore sfida nell'ambito della ricerca (Sophocleous, 2002). Per cui, nell'analisi a scale spaziali di maggiore dimensione tipicamente si è soliti fare uso di modelli numerici, il più diffuso dei quali è sicuramente MODFLOW. Su tale, se pure è possibile una stima dei flussi scambiati, non sempre si simula direttamente la corrente contenuta all'interno del corpo di superficie (ad esempio il pacchetto RIV di MODFLOW non considera la presenza di una portata nel fiume ma solo

l'altezza raggiunta dalla corrente, si veda la **sezione 2.1.3**). Ciò si manifesta come un'inadeguatezza nella simulazione di fenomeni strettamente locali in relazione a flussi vicini al contorno del dominio (Sophocleous, 2002).

La volontà di conoscere nel dettaglio le interazioni ha motivato molti autori a concentrarsi su modelli accoppiati separando nuovamente il mondo superficiale da quello sotterraneo, facendo uso di schematizzazioni matematiche differenti per le due parti. Inoltre, come anticipato, la scala di discretizzazione non è sicuramente un elemento da trascurare, l'utilizzo di griglie di calcolo poco fitte darà sicuramente un migliore apporto in termini di efficienza computazionale ma inficerà sull'accuratezza (Snowdon & Craig, 2015).

Sotto tali premesse la direzione concettuale decisa per la corrente tesi è quella relativa allo studio dei fattori che maggiormente condizionano gli scambi sopracitati a scala di spartiacque idrografico. In particolare, per mezzo di un modello numerico sviluppato su piattaforma MODFLOW relativa ad un determinato caso studio, sono stati indagati gli effetti separati di variazioni climatiche e conducibilità idraulica lungo il reticolo fluviale secondo distribuzione lognormale con differenti parametri e realizzazioni multiple, confrontando i risultati con un caso di riferimento (**Figura 2.14**).

Il fine ultimo è quello ottenere risposta alle seguenti domande:

- Quali sono i fattori fondamentali che governano gli scambi di flussi tra acque superficiali e sotterranee a scala di bacino idrografico?
- In che modo tali scambi ne vengono influenzati?
- Su quali caratteristiche (del bacino e del reticolo fluviale) è possibile focalizzare l'attenzione quando si indaga a dimensione di bacino?

È noto come la topografia sia un fattore che influenzi fortemente gli scambi in questione, infatti solitamente nei minimi topografici si concentrano zone di risalita dei flussi (quindi di scarico da parte dell'acquifero) verso i corpi superficiali (Snowdon & Craig, 2015). Seguendo quanto sviluppato da Caruso A., il caso studio analizzato e la metodologia sono volutamente i medesimi al fine di perseguire quelli che sono stati posti in essere come possibili ulteriori sviluppi di ricerca. Tra gli scenari analizzati la presenza di una topografia "smussata" così da emulare un'imprecisione nei dati si è nuovamente distinta come fattore di importanza non trascurabile, ma ciò che è ancora più evidente è che una ben definita caratterizzazione stratigrafica e litologica è indispensabile per ben rappresentare e riprodurre un affidabile campo di flusso sotterraneo e conseguenti scambi superficiali (Caruso, 2018). Ciò che si è dimostrata di poco rilievo è una variazione dei parametri geometrici del reticolo fluviale (livello dell'acqua e ampiezza dell'alveo), per tale ragione si è deciso di investigare proprio sul reticolo idrografico

introducendo una variazione di un parametro idraulico generalmente di primaria importanza, la conducibilità. In definitiva sono stati isolati 5 scenari:

- un primo scenario di riferimento detto “caso generale”, utilizzato come termine di paragone per i seguenti;
- uno scenario in cui ci si è posti un periodo storico di estrema siccità e penuria d’acqua per la regione di interesse, identificato come “caso secco”;
- un ulteriore scenario, contrapposto al precedente, in attinenza ad un periodo di grande abbondanza d’acqua, “caso umido”;
- un caso in cui è presente una forte variabilità nella conducibilità idraulica del reticolo idrografico, “caso con conducibilità altamente eterogenea”;
- uno scenario in cui la variabilità della conducibilità è minore e più realisticamente probabile, “caso con conducibilità debolmente eterogenea”.

Per ognuno dei casi elencati è stata portata a termine una simulazione su codice MODFLOW, analizzandone i risultati. L’assegnazione casuale (secondo distribuzione lognormale) dei valori di conducibilità nel reticolo idrografico consente di osservare come vari la risposta al variare della conducibilità lungo il reticolo. Invece, per comprendere come una determinata distribuzione di conducibilità influenzi il comportamento (e differisca dalle altre), si è ritenuto necessario eseguire ulteriori realizzazioni per entrambi gli scenari (“caso con conducibilità altamente eterogenea” e “caso con conducibilità debolmente eterogenea”).

A valle dell’iter preparatorio e simulativo è stata essenziale una post-elaborazione su ambiente di calcolo MATLAB applicando metodi geo-statistici per l’analisi dei risultati.

In conclusione, ciò che si intende ottenere è una migliore comprensione dei processi di scambio a scala di bacino idrografico a completamento di una serie di scenari già analizzati sul medesimo caso studio, con la volontà di arricchirli ed offrire così un piccolo contributo alla letteratura esistente.

1.3 Aspetti teorici

È importante possedere le conoscenze adeguate prima di intraprendere un percorso di studio di qualunque tipo. In questo paragrafo sono presenti alcuni degli aspetti salienti da possedere necessariamente all’interno del proprio bagaglio (o altrimenti da fare propri), sul comportamento degli acquiferi. Le leggi fisiche che regolano i flussi idrici interni, le grandezze fondamentali ed i principali meccanismi di interazione con la superficie.

1.3.1 Il comportamento fisico degli acquiferi

È importante capire, anche a grandi linee, come funziona il moto delle acque sotterranee. Anche chi non è “del mestiere” ha o avrà prima o poi a che fare con questo aspetto delle scienze naturali, che silenzioso è sempre presente lungo tutto l’arco della nostra vita e durante lo svolgimento dei gesti quotidiani più comuni.

È possibile, intanto, distinguere concettualmente il terreno in due zone, *zona satura* e *zona insatura*. Più in superficie si trova la zona insatura in cui i vuoti (cioè lo spazio che intercorre tra i granuli di sabbia, ghiaia o argilla oppure presente all’interno delle fessure nella roccia) sono solo parzialmente pieni d’acqua. Più in profondità si trova la zona satura, in cui i vuoti sono completamente pieni d’acqua, ed è a quest’ultima a cui si ci riferisce quando si parla di acque sotterranee (**Figura 1.3**). Si definisce come *water table* la superficie di separazione tra le due zone e sotto la quale il terreno è completamente saturo d’acqua. La *water table* è molto variabile nello spazio e mutevole nel tempo soprattutto in relazione alle precipitazioni (Winter, et al., 1998) . Anche se solitamente essa è in qualche modo stabile in prossimità di corpi idrici di superficie di tipo permanente, come i laghi, non si può dire lo stesso per fiumi o torrenti, ma anzi la sua oscillazione ne influenza parecchio i rapporti con il sottosuolo.

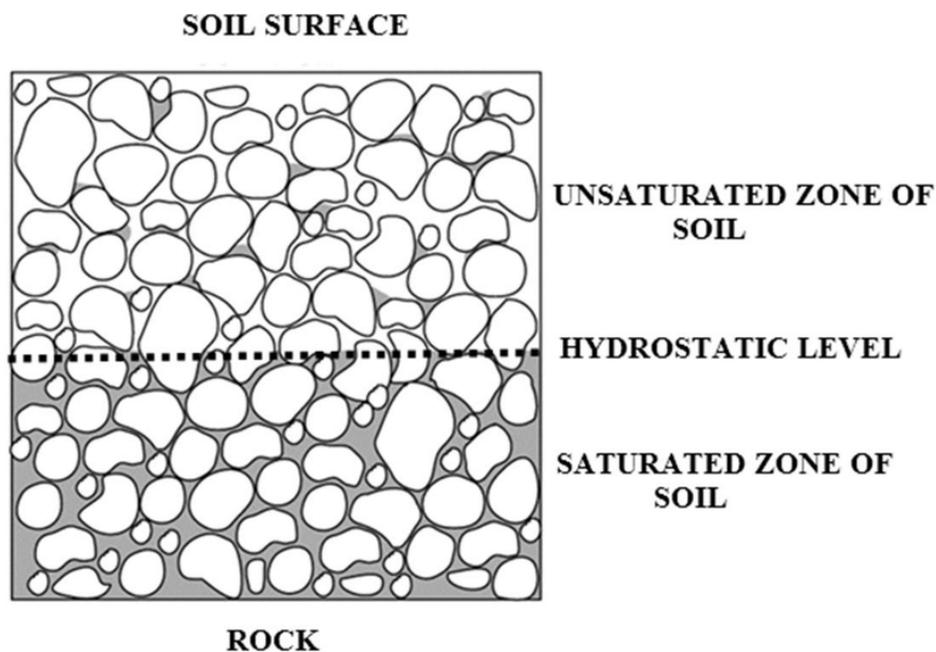


Figura 1.3 Zone di saturazione del terreno separate dalla *water table* (Belciu, et al., 2014)

Così come definito, l'acquifero è "una formazione geologica in grado di immagazzinare acqua all'interno dei suoi pori o delle sue fessure e di consentirne la circolazione (o il flusso) con portate economicamente utilizzabili dall'uomo" (Di Molfetta & Sethi, 2012), per cui ogni formazione geologica viene considerata come un acquifero a sé stante. Esistono molte possibili classificazioni, la più comune delle quali è sicuramente quella relativa al suo comportamento in relazione al confinamento a cui è soggetto. L'acquifero si dice *confinato* quando è completamente pieno d'acqua e confinato inferiormente e superiormente da due *acquicludo* (ovvero uno strato di terreno o roccia che è possibile considerare impermeabile, seppure intriso d'acqua, dati i lenti flussi contenuti al suo interno). Alternativamente l'acquifero è detto *non confinato* quando è delimitato solo inferiormente da un *acquicludo*, per cui la superficie superiore dell'acquifero assume il livello della *water table*. In fine un acquifero si dice *semi-confinato* quando è delimitato da una o entrambe le parti da un *acquitardo*, cioè uno strato di terreno o roccia semipermeabile in cui l'acqua fluisce difficilmente (Rushton & Kruseman, 2004). Le differenti tipologie di acquifero sono rappresentate schematicamente in **Figura 1.4**.

È certo che la disposizione spaziale di *acquitardo* e *acquicludo* influenzi la tipologia di acquifero, che pur essendo lo stesso può godere di una caratterizzazione differente da zona a zona. Stratigrafia e litologia del sito ne definiscono la posizione. La stratigrafia descrive la distribuzione spaziale e temporale delle differenti specie litiche presenti sotto forma di strati o lenti. La litologia, differentemente, studia i caratteri fisici delle formazioni geologiche, come tessitura, composizione, densità e distribuzione dei vuoti ecc. Un elemento concettuale molto importante sono le discontinuità, che possono essere considerate come degli strati di separazione di spessore nullo, anche se in realtà sono semplicemente delle superfici che rappresentano un periodo di erosione o mancata sedimentazione (Freeze & Cherry, 1979).

Una delle caratteristiche fondamentali è certamente la *porosità*, che da una misura della capacità di immagazzinare acqua, di un certo litotipo. Si definisce la porosità come il rapporto tra il volume dei vuoti e quello totale di un campione rappresentativo (Di Molfetta & Sethi, 2012). Inoltre, la porosità può essere classificata in base all'origine. Si distinguono porosità primaria e secondaria, la prima ha origine con la genesi della roccia stessa, mentre la seconda si è formata solo in un secondo momento per via di fenomeni come dissoluzione o fratturazione, ed entrambe contribuiscono alla composizione della porosità totale così come da sopra (Rushton & Kruseman, 2004).

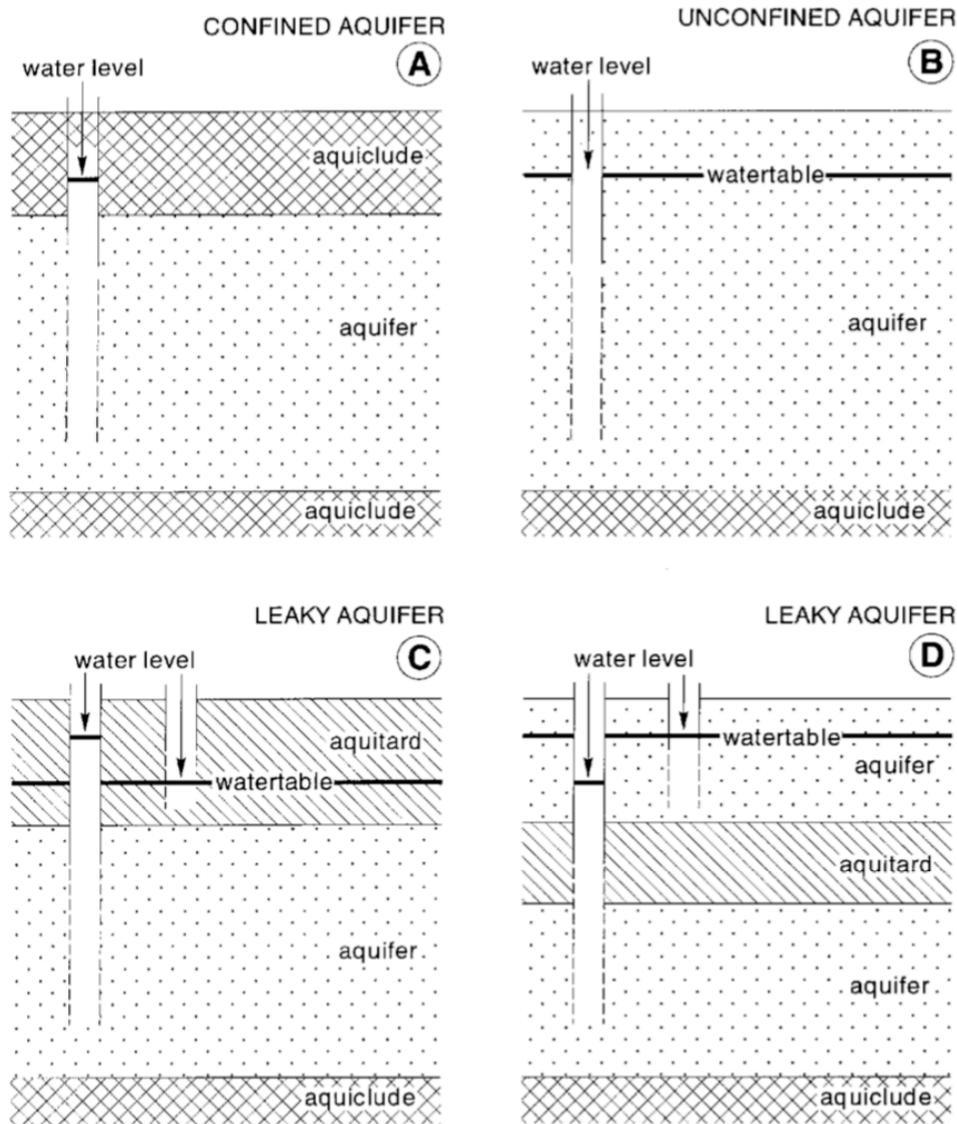


Figura 1.4 Differenti tipologie di acquifero. (A) Acquifero confinato racchiuso da due acquicludo, (B) acquifero non confinato, (C) acquifero semi-confinato in cui l'acquitrardo superiore è semi-saturo, (D) acquifero semi-confinato in cui l'acquitrardo superiore è completamente saturo, (Delleur, 1999).

Il bilancio dei flussi del sistema acquifero è la chiave per l'identificazione delle risorse dell'acquifero e le conseguenti variazioni nel suo sfruttamento, esso è basato sul principio di continuità dei flussi (Rushton & Kruseman, 2004). I percorsi preferenziali lungo i quali si muovono i flussi sono formati dai vuoti tra i grani, ma per discutere della direzione è basilare il concetto di *carico*, infatti i flussi sotterranei hanno origine da un carico maggiore e proseguono verso uno inferiore.

Il *carico piezometrico* è definito come:

$$h = z + \frac{p}{\gamma}, \quad [L] \quad (1)$$

nella quale:

- z è la quota piezometrica del punto;
- p è la pressione relativa;
- γ è il peso specifico del fluido.

Esso si mantiene costante in tutti i punti di una massa fluida statica con peso specifico uniforme ed ha la dimensione fisica di una lunghezza. Il secondo termine prende il nome di *altezza piezometrica*.

Alternativamente si considera come *carico totale* la quantità:

$$H = z + \frac{p}{\gamma} + \frac{v^2}{2g}, \quad [L] \quad (2)$$

- z è la quota piezometrica del punto;
- p è la pressione relativa;
- γ è il peso specifico del fluido;
- v è la velocità del fluido;
- g è il modulo dell'accelerazione di gravità.

Il termine aggiuntivo è detto *altezza cinetica*, e tiene conto della componente di energia cinetica legata al moto del fluido, infatti il carico è una misura dell'energia del fluido in tale punto (Marchi & Rubatta, 20014).

Nei moti di filtrazione come quello sotterraneo, le velocità sono molto contenute (nell'ordine delle centinaia di metri l'anno per i flussi orizzontali e uno o poco più per quelli verticali (Rushton & Kruseman, 2004)) per cui è possibile trascurare il termine aggiuntivo parlando genericamente di carico.

All'interno dell'acquifero si ha quindi un campo di moto tridimensionale in cui sono presenti due famiglie di linee. Le linee di flusso, che rappresentano le traiettorie intraprese dalle particelle le quali sono approssimativamente perpendicolari alle linee a carico costante. Lo scenario come presentato in **Figura 1.5** risulta però semplificato rispetto alla realtà in cui linee di flusso di diversa lunghezza (e relative a differenti scale dimensionali) possono incrociarsi l'un l'altra (Winter, et al., 1998).

I flussi fin qui esposti comportano moduli e direzioni istantanee quanto mai variabili nello spazio e nel tempo, per cui solitamente ci si rifà a quantità più macroscopiche. Si definisce come *velocità di filtrazione* (o velocità apparente) il rapporto tra le portate fluenti e l'area interessata da tali portate (Citrini & Nosedà, 1987),

$$q = \frac{Q}{A}, \quad \left[\frac{L}{T} \right] \quad (3)$$

Da qui in avanti parlando di flussi si vorrà intendere tale velocità, per distinguerla dalla portata, intesa come volume filtrante per unità di tempo.

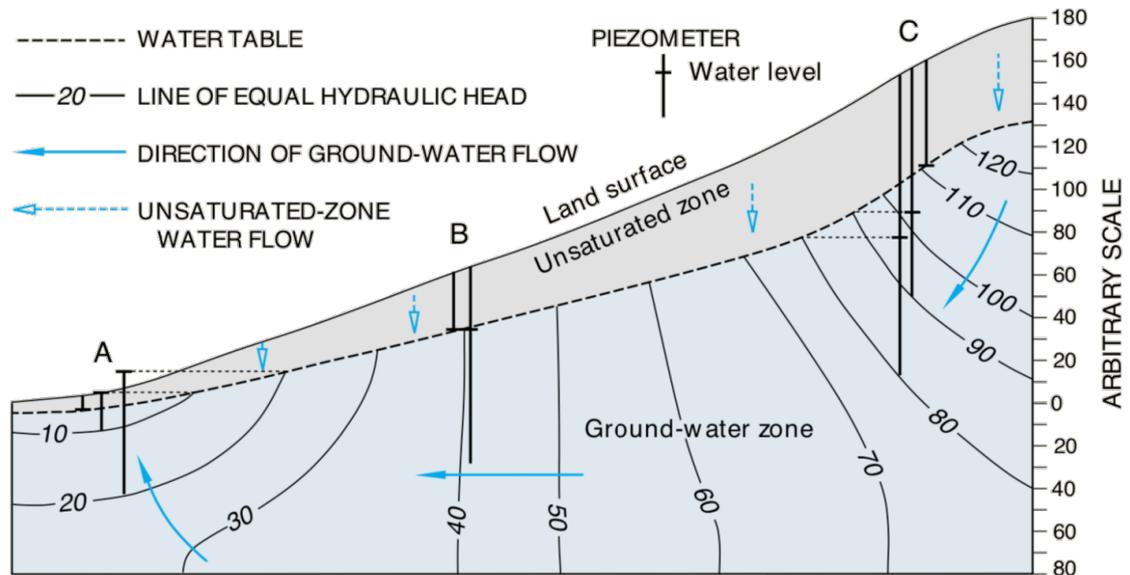


Figura 1.5 Sezione longitudinale di un campo di moto semplificato all'interno di un pendio (Winter, et al., 1998).

1.3.2 Le equazioni fondamentali

1.3.2.1 Legge di Darcy

Si introduce la *conducibilità idraulica* (k) come il valore di portata per unità di area che scorre attraverso una sezione unitaria di un mezzo filtrante per effetto di un salto unitario di carico idraulico. È comunemente misurata in m/s ed in generale ha le dimensioni di una velocità ed è dipendente dalla permeabilità del mezzo non che dalla viscosità del fluido e dalla sua densità.

Tale grandezza è legata indissolubilmente alla legge empirica di Darcy:

$$q = -k \frac{\Delta h}{L}, \quad \left[\frac{L}{T} \right] \quad (4)$$

che esprime il legame tra i flussi (ovvero le velocità di filtrazione o velocità apparente) e le variazioni di carico nello spazio. Immaginando che il flusso avvenga in una sezione di riferimento (come la parte satura del terreno in **Figura 1.3**), la (4) considera che il moto avvenga occupando tutta area della sezione, in realtà la porzione interessata dal moto dell'acqua è solo quella occupata dai vuoti collegati fra loro. L'area minore rispetto al totale comporta che la *velocità effettiva* sia superiore rispetto a quella apparente. Per tenere conto di questo effetto

si utilizza la *porosità efficace*. La *porosità efficace* (n_e) è definita come il rapporto tra il volume di acqua rilasciato da un campione saturo di acquifero per effetto del solo drenaggio gravitazionale e il volume totale del campione. Si definisce quindi la velocità effettiva come:

$$q_e = \frac{q}{n_e}, \quad \left[\frac{L}{T} \right] \quad (5)$$

Nella forma completa la conducibilità assume la forma di un tensore ma, facendo riferimento ad una terna di assi coincidenti con i tre versori si ottiene un'equazione scalare, come la (4), per ogni direzione.

$$q_x = -k_{xx} \frac{\Delta h}{\Delta x}, \quad \left[\frac{L}{T} \right] \quad (6.a)$$

$$q_y = -k_{yy} \frac{\Delta h}{\Delta y}, \quad \left[\frac{L}{T} \right] \quad (6.b)$$

$$q_z = -k_{zz} \frac{\Delta h}{\Delta z}, \quad \left[\frac{L}{T} \right] \quad (6.c)$$

Una caratteristica della conducibilità è l'estrema variabilità, la **Figura 1.6** contiene un esempio dei valori tipici riscontrabili in natura.

K (m/s)		10^1 1 10^{-1} 10^{-2} 10^{-3} 10^{-4} 10^{-5} 10^{-6} 10^{-7} 10^{-8} 10^{-9} 10^{-10} 10^{-11}										
GRANULOMETRIA	omogenea	Ghiaia		Sabbia		Sabbia molto fine		Silt		Argilla		
	varia	Ghiaia grossa e media	Ghiaia e sabbia		Sabbia e argilla							
GRADI DI PERMEABILITA'		ELEVATA				BASSA				NULLA		
TIPI DI FORMAZIONI		PERMEABILI				SEMI-PERM.				IMPERM.		

Figura 1.6 Valori di conducibilità in rapporto alla tipologia di mezzo ed all'assortimento granulometrico (Di Molfetta & Sethi, 2012).

Si veda (Di Molfetta & Sethi, 2012).

1.3.2.2 L'equazione differenziale del flusso saturo

L'equazione che regge il problema della distribuzione dei flussi sotterranei, in un mezzo eterogeneo ed anisotropo, è espressa nella forma:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) + W = S_S \frac{\partial h}{\partial t}, \quad (7)$$

dove:

- $k_{xx} = k_{xx}(x, y, z)$, $k_{yy} = k_{yy}(x, y, z)$ e $k_{zz} = k_{zz}(x, y, z)$ $\left[\frac{L}{T} \right]$ sono i valori di conducibilità idraulica lungo i tre assi cartesiani x, y e z, assunti essere paralleli ai versori del tensore;
- $h = h(x, y, z, t)$ [L] è il carico idraulico;
- $W = W(x, y, z, t)$ $\left[\frac{L}{T} \right]$ è il flusso, o portata per unità di superficie, che rappresenta fonti e/o scarichi puntuali di flusso;
- $S_S = S_S(x, y, z)$ $[L^{-1}]$ è l'immagazzinamento specifico definito come il volume d'acqua rilasciato da un volume unitario di acquifero sotto l'effetto di una differenza di carico ΔH .

Si veda (Harbaugh, 2005).

1.3.3 L'interazione tra acque sotterranee ed acque di superficie

Le reti fluviali svolgono un ruolo importante nel trattamento delle sostanze nutritive, infatti il trasporto di soluti attraverso l'alveo alimenta i processi biologici (Laube, et al., 2018). La distinzione tra acque superficiali e acque sotterranee può apparire inizialmente semplice. Le prime permangono in superficie, sono visibili e di facile quantificazione mentre le seconde esattamente l'opposto. Tuttavia, le une possono diventare le altre e viceversa (Bouwer & Maddock III., 1997). Questo concetto unisce le due risorse in un unico sistema idrologico. Infatti, l'interfaccia tra i due agisce da filtro attraverso il quale l'acqua filtra molte volte e a differenti scale spaziali prima di raggiungere il mare (Flipo, et al., 2014).

Nei precedenti paragrafi si è fatto riferimento a scale dimensionali associate a termini quali *locale* o *displuvio*. Questa terminologia è relativa alla convenzione esposta da Flipo, et al., nel 2014. In analogia a quanto fatto da Caruso (2018) in questa tesi si fa uso esclusivamente di tale terminologia in riferimento ai valori spaziali di cui sotto. Una definizione del ventaglio di scale è utile per inquadrare più agevolmente la scala di riferimento e farsi un'idea degli ordini di grandezza in gioco. Sono cinque le scale riconosciute più comunemente:

- **scala locale** [10 cm - 10 m], è la dimensione delle unità morfologiche che caratterizzano l'alveo ed è anche la tipica estensione delle prove in campo;

- **scala intermedia o di tratto** [10 m - 1 000 m], è la dimensione tipica di un tratto, o tronco, fluviale;
- **scala di displuvio o bacino** [1 km – 10 km] o [10 km² – 1 000 km²], è la scala di partecipazione al ciclo idrologico, come visto nella sezione 1.1.1;
- **scala regionale** [100 km – 1 000 km] o [1000 km² – 1 M km²], è la scala di gestione delle acque ma non è molto differente dalla scala di displuvio infatti può essere vista come una somma di bacini più piccoli;
- **scala continentale** [1 000 km – 10 000 km] o [>10 M km²], tanto grande da poter comprendere differenti condizioni climatiche, il che la rende più complessa da analizzare come somma di elementi a scala regionale.

L'analisi matematica di Tóth (1963) occupa certamente una posizione antesignana nell'ambito dei flussi sotterranei. Tóth ha ricavato matematicamente la presenza di tre ordini di sistemi di flusso chiamati rispettivamente *locale*, *intermedio* e *regionale*. Come evidenziato in **Figura 1.7** il sistema locale è caratterizzato da punti di ricarica in massimi topografici contenuti, e punti di scarica subito adiacenti ad essi. Contrariamente, i flussi intermedi comprendono più massimi e minimi superficiali tra una zona di presa e una di rilascio. Infine, i flussi regionali hanno la caratteristica di interessare l'intero bacino, in modo da trasportare volumi dalla cresta del bacino sino al suo estremo. Tóth ha anche evidenziato la stretta

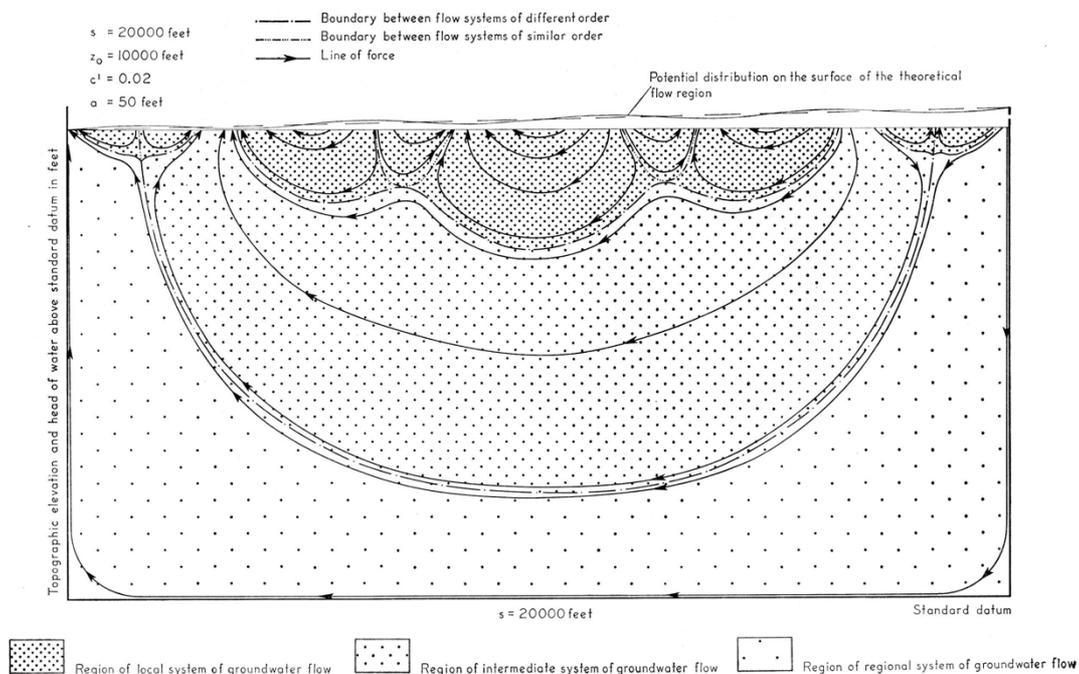


Figura 1.7 Rappresentazione dei 3 sistemi di flusso generati dalla topografia sovrastante un dominio omogeneo ed isotropo secondo la teoria di Tóth, locale, intermedio e regionale (Tóth, 1963).

dipendenza del sistema locale dalle relative variazioni topografiche, nel caso in cui queste fossero trascurabili il sistema locale risulta assente.

È possibile, quindi, dividere globalmente la superficie della *water table* in due zone, una di ricarica e una di rilascio. La differenza essenziale tra le due è il verso dei flussi. Mentre nella prima zona questi sono rivolti verso l'interno dell'acquifero, nella seconda sono rivolti verso la sua superficie che comunemente ne è occupata dal 5 al 30% (Freeze & Cherry, 1979).

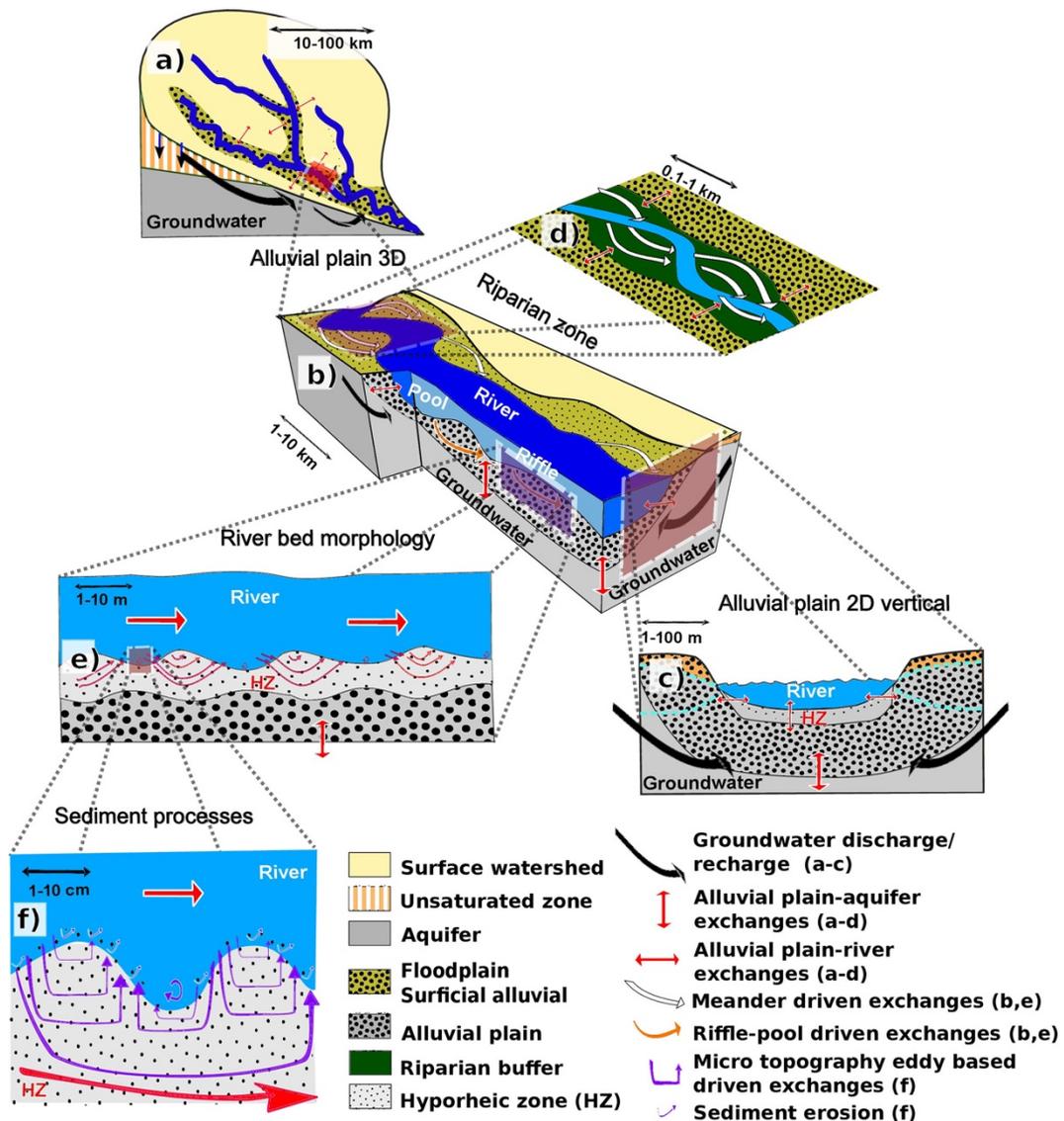


Figura 1.8 Meccanismi di scambio alle differenti scale spaziali. (a) A scala di bacino, gli scambi comprendono tutta la piana alluvionale, (b, d) considerando ogni singolo tratto, le interazioni nella piana si riducono, (c, e, f) mentre a scala locale la zona di influenza reciproca è quella iporeica, legata alle singole unità morfologiche (Flipo, et al., 2014).

Per quel che riguarda l'interazione tra sottosuolo e superficie la scala spaziale controlla la lunghezza dei percorsi di flusso, il volume della zona iporeica e il tempo di permanenza al suo interno (Laube, et al., 2018). Inoltre, le differenti dimensioni che caratterizzano gli elementi del paesaggio conducono, anche in tal caso, all'idea che vi siano differenti scale di interazione, il concetto è detto di *interazione nidificata* (**Figura 1.8**).

Una possibile classificazione del sistema di scambio tra acquifero e corpi idrici superficiali riguarda il tipo di flusso predominante nello scambio (Sophocleous, 2002). Si distingue il *baseflow* dall'*underflow*. Si definisce come *baseflow* la componente verticale del flusso scambiato, espressa dalla componente verticale dell'equazione di Darcy (6.a). L'*underflow* è invece la componente orizzontale del flusso e parallela alla direzione in cui scorre la portata del reticolo idrografico. Bacini caratterizzati da forte pendenza lungo il corridoio fluviale e bassa escavazione dell'alveo hanno predominanza di *baseflow*, e viceversa. Con l'*underflow* lo scambio avviene principalmente con flussi paralleli a quelli del corso d'acqua, mentre il *baseflow* è essenzialmente verticale da o verso l'acquifero (Sophocleous, 2002). In bacini in cui le caratteristiche morfo-fluviali sopracitate non sono molto marcate questi possono ritenersi entrambi presenti.

In generale si considera il *baseflow* come meccanismo di scambio principale e per tale motivazione spesso si assume che l'interazione prenda luogo secondo due possibili configurazioni. Quest'ultime sono dette rispettivamente *gaining condition* (**Figura 1.9a**) o *losing condition* (**Figura 1.9b, c**), in cui, essenzialmente, o il corso d'acqua recepisce flussi dal sottostante acquifero oppure il contrario.

Nella *gaining condition* la *water table* in prossimità della zona ripariale è superiore al tirante idrico per cui i flussi procedono dalla falda verso il fiume, e viceversa per la *losing condition*. La configurazione di perdita può avvenire sia se tra i due corpi idrici permane un flusso saturo (**Figura 1.9b**) che nel caso in cui il fiume risulti disconnesso dalla falda (**Figura 1.9c**) ma tale caso si verifica solamente con livelli di falda significativamente più bassi del letto del fiume (Winter, et al., 1998). In alternativa alla terminologia sopracitata si può parlare anche di condizione *affluente* o *effluente* (Sophocleous, 2002).

I fiumi perenni sono solitamente caratterizzati da una diffusa *gaining condition*, al contrario di quelli intermittenti (cioè corsi d'acqua che scorrono solamente dopo precipitazioni significative) (Delleur, 1999). In realtà oltre una certa quota tutti i fiumi presentano la caratteristica di intermittenza, man mano che ci si avvicina alla fonte, per cui a monte è sempre presente una condizione di volubilità che tende via via a stabilizzarsi procedendo lungo lo sviluppo.

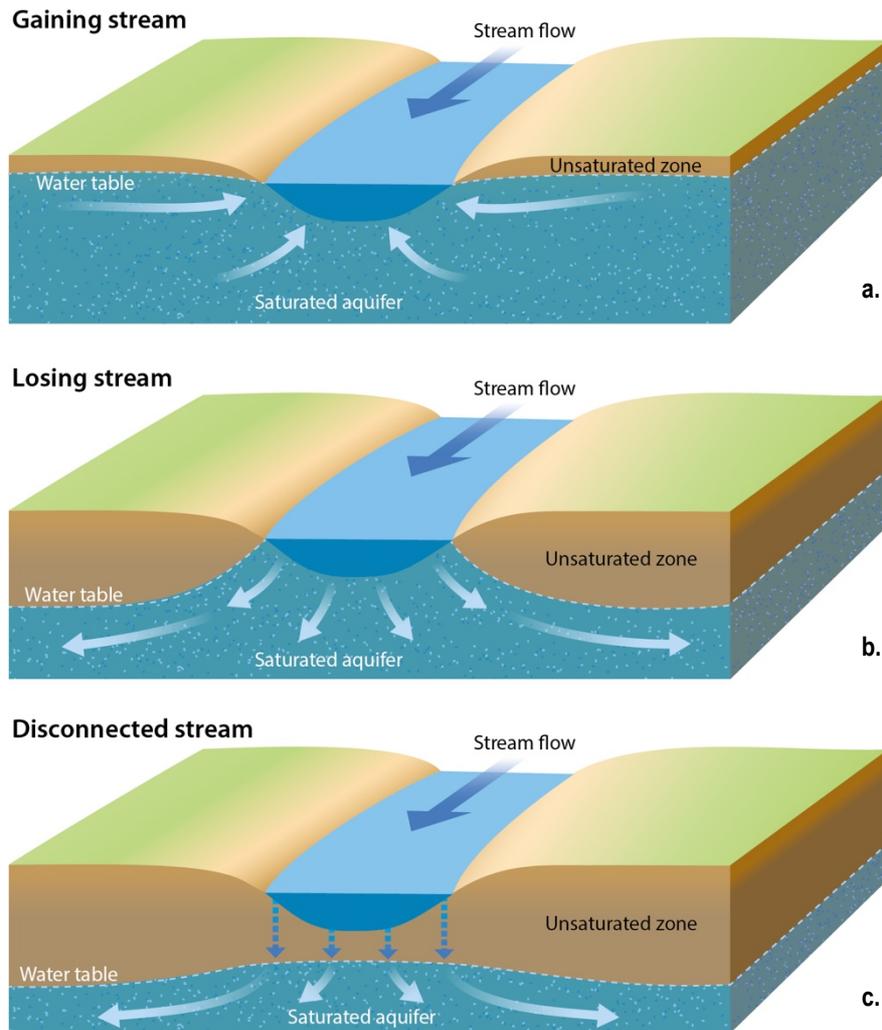


Figura 1.9 Meccanismi di interazione GW-SW basati sul baseflow. (a) *Gaining condition*, (b) *losing condition* in assenza di flussi insaturi, (c) *losing condition* in presenza di flussi insaturi (Department of Water Resources - State of California, 2016)

Losing o gaining condition, baseflow e underflow, così come il concetto della gerarchia dei flussi, sono semplicemente delle schematizzazioni costruite per rendere semplice qualcosa che non lo è. Le differenze nella realtà non sono quasi mai marcate o evidenti, spesso è proprio compito degli idrologi etichettare la situazione reale e darne una spiegazione semplice. Comunemente i processi naturali come quelli in questione sono differenziati e composti da più elementi e/o comportamenti, in tal caso non si può fare altro che tentare di estrapolare il meccanismo che meglio approssima le quantità che si ritengono significative, come flussi, carichi o conducibilità. Ciò conduce al fatto che i risultati ottenuti saranno sempre affetti da errore, chi conduce le ricerche ha il compito di mitigare tali discrepanze formulando nuove teorie o facendo uso di nuove tecnologie e nuovi metodi di indagine.

Capitolo II: Analisi numerica e caso studio

2.1 Modellazione numerica

La forte richiesta di metodi ottimizzati per la gestione delle risorse idrogeologiche ha spinto nello scorso secolo, università, centri di ricerca, istituzioni e idrologi allo studio di modelli di diverso genere con l'intento di simulare il complesso sistema delle acque sotterranee. Oramai non si incontra nessuno stupore nel parlare di modellazione in campo idrogeologico anche per via delle nuove innovazioni in campo tecnologico. L'utilizzo di questo strumento è davvero ampio e notevole considerando la sua breve storia e spazia dalla semplice interpretazione delle reali dinamiche sotterranee all'analisi del comportamento degli acquiferi soggetti a particolari condizioni antropiche (come pozzi di emungimento o dispersioni di inquinanti), passando dall'uso gestionale, pianificatorio e più recentemente anche di visualizzazione e comunicazione grazie alle nuove interfacce grafiche (Zhou & Li, 2011).

2.1.1 Introduzione ai modelli numerici

Un modello è definito più semplicemente come una rappresentazione di un sistema, o un processo, reale (Delleur, 1999) anche se tutti i modelli sono affetti da semplificazioni, in quanto modelli. Ad esempio, i modelli idrologici comprendono semplificazioni nella geometria delle formazioni geologiche, nel dettaglio dei flussi simulati e nella scelta dei parametri (Zhou & Li, 2011).

Esistono molte tipologie di modelli, i *modelli analitici*, ad esempio, sono quelli che mirano ad ottenere una soluzione esatta ad un descrittore matematico (equazione) del processo (Thangarajan, 2007). Spesso per risolvere analiticamente un'equazione è necessario che condizioni al contorno e parametri (che rappresentano caratteristiche e proprietà reali) siano ideali, cioè semplici. D'altro canto, i meccanismi naturali con cui si ha a che fare sono tutt'altro che ideali ma variano in maniera continua nello spazio e nel tempo, spesso in maniera quasi arbitraria. Per tale motivo è necessario abbandonare la strada intrapresa dai modelli analitici e cercare una soluzione approssimata, che se pure non corretta è molto più simile alla realtà di quella che si avrebbe idealizzando. I *modelli numerici* non sono altro che delle soluzioni approssimate delle medesime equazioni analitiche, ottenute grazie a svariate tecniche di risoluzione numerica (Thangarajan, 2007). I metodi numerici più utilizzati sono certamente il

metodo delle differenze finite (FDM) ed il metodo agli elementi finiti (FEM) ed in entrambi i casi si esegue una discretizzazione dei parametri e delle incognite nello spazio e nel tempo.

Nel primo caso si sostituisce il dominio continuo con uno discreto, ricavando così una serie di elementi chiamati nodi. Ad ogni nodo si assegna un valore dei parametri e si esegue una trasformazione al finito, passando da derivate a rapporti incrementali. Risolvendo il sistema di equazioni (una per ogni nodo) si ricavano i valori nodali, nuove incognite del problema discreto.

Nel secondo metodo la discretizzazione è differente, infatti si immagina il dominio come rappresentato dalla somma di elementi più piccoli e i punti di collegamento tra gli elementi sono i nodi. Nuovamente i valori nodali sono le incognite del problema ma l'intento stavolta è quello di rappresentare l'incognita come una combinazione lineare di equazioni note più semplici, per poi usarle per interpolare i valori tra i nodi.

La scelta del metodo più opportuno è modello dipendente per cui non c'è un metodo migliore in generale, entrambi hanno aspetti positivi e negativi. Il metodo FDM è certamente più semplicistico e di più rapida implementazione mentre il metodo FEM richiede più tecnicismi matematici e quindi spesso maggiore dispendio in termini computazionali. Un aspetto da attenzionare è certamente la discretizzazione spaziale che nei modelli FEM è molto più flessibile e può adattarsi meglio alle esigenze. In **Figura 2.1**, tratta da Delleur (1999), si mettono a confronto le due griglie. Mentre nel metodo FDM (**Figura 2.1b**) la griglia non si adatta bene ai bordi del dominio, nel metodo FEM (**Figura 2.1c**) la forma triangolare degli elementi li rende più aderenti ai confini. Inoltre, qualora si voglia infittire la discretizzazione nel primo caso questo comporta una deformazione della griglia pure in altre zone, incrementando inutilmente la mole di calcolo (Delleur, 1999).

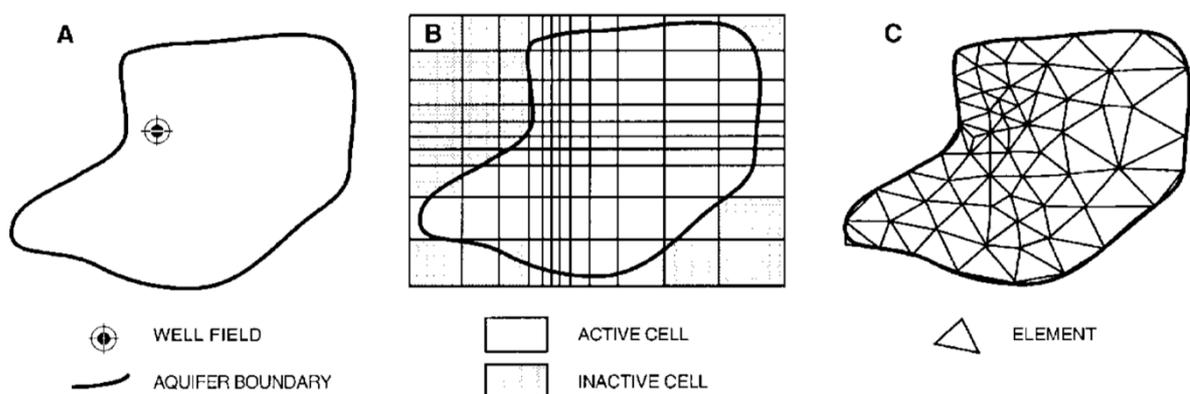


Figura 2.1 Differenti discretizzazioni del dominio. (A) Dominio del modello, (B) discretizzazione FDM, (C) discretizzazione FEM, (Delleur, 1999)

Nei modelli FDM la posizione del nodo all'interno del dominio discretizzato può essere posizionata al centro di ogni cella della griglia o all'incrocio delle linee che definiscono la griglia stessa, la differenza in termini si presenta solamente in termini di implementazione.

Esistono ulteriori metodi, ad esempio Karatzas (2017) divide i modelli in 5 categorie in base al metodo numerico utilizzato (Karatzas, 2017).

La risoluzione del sistema di equazioni si esegue direttamente o per iterazione. Il metodo diretto, più pesante in termini computazionali può dare problemi di eccessiva approssimazione mentre il secondo chiama in causa un meccanismo di convergenza per cui si dovranno ricercare dei criteri adeguati. Per accertarsi che i risultati siano in qualche misura affidabili, nei modelli si include un bilancio di massa globale e generalmente l'errore tra massa in entrata e in uscita non deve eccedere lo 0,1%, anche se come esplicitamente riportato da Delleur (1999), questo non assicura l'esattezza dei risultati per via di una possibile compensazione degli errori. Per maggiori dettagli si rimanda ai testi di riferimento (Delleur, 1999, Thangarajan, 2007).

Inizialmente i primi modelli sono nati dalla necessità premente di quantificare le portate di presa dei pozzi di emungimento. Si potevano certamente ipotizzare schematizzazioni semplificate, ma il problema diventava troppo complesso da risolvere analiticamente quando entravano in gioco più pozzi e un dominio multistrato. L'idea di poter studiare il fenomeno idrologico tramite dei modelli applicati nasce nel 1935 quando C.V. Theis ipotizzò un'analogia tra i flussi sotterranei e il fenomeno della diffusione del calore nei solidi. Negli anni 50, l'U.S. Geological Survey sviluppa diversi modelli elettrici con computer analogici e grazie a questi si giunge all'idea di rappresentare gli acquiferi con una griglia alle differenze finite. Nel 1967 le tecnologie erano già tali da poter pensare di risolvere problemi relativi ad acquiferi realistici con modelli digitali (Bredehoeft, 2012) e i primi ad usare modelli numerici per simulare un modello stazionario a scala regionale di un acquifero stratificato furono Freeze e Wintherspoon. Nel 1978 il programma RASA (Regional Aquifer System Analysis) di USGS diede il via ad innumerevoli simulazioni a grande scala (U.S. Geological Survey, Department Of Interior, 1988), finché nel 1988 fu sviluppata la prima versione di MODFLOW (McDonald & Harbaugh, 1988).

Di lì in avanti innumerevoli passi sono stati fatti e MODFLOW è diventato uno standard nella modellazione idrogeologica in tutto il mondo (Zhou & Li, 2011) anche se molti altri codici sono oramai disponibili ai modellisti, come HYDRUS, Feflow, FEMWATER, SUTRA, ParFlow, TOUGH, NUFT e STOMP. Recentemente l'accostamento dei modelli con i sistemi informativi geografici (GIS) ha permesso l'utilizzo di dati vettoriali come input per i modelli e lo sviluppo di visualizzatori dotati di interfacce grafiche come Visual MODFLOW, GSM o Groundwater

Vista. Se da una parte, tali software semplificano notevolmente la realizzazione di modelli a grande scala (Zhou & Li, 2011), possono porre una certa distanza tra il modellista ed il metodo numerico tale da rendere più difficile l'individuazione di errori (Delleur, 1999). Ulteriori sviluppi riguardano l'introduzione di flussi insaturi e l'estensione a modelli accoppiati cercando di garantire comunque semplicità ed intuitività (Barlow & Harbaugh, 2006). Nei modelli accoppiati oltre a simulare il sistema di flusso sotterraneo lo si lega direttamente all'uso del suolo, alla vegetazione e ai processi idrologici/atmosferici modellati con altrettante equazioni di pertinenza, così da formare un sistema che nella sua interezza simuli il reale collegamento naturale dei processi.

Si attenti il fatto che la lista dei codici di calcolo, di cui sopra, non è assolutamente esaustiva ma anzi si sono volutamente trascurati tutti quegli elementi atti esclusivamente al calcolo della dispersione di particelle ed inquinanti non che delle reazioni associate (molti dei quali sfruttano i risultati dei codici sopracitati), per i quali si rimanda ai testi in bibliografia (Bear, et al., 2010).

2.1.2 MODFLOW: funzionamento ed utilizzo

Ad oggi MODFLOW rappresenta la più diffusa realtà nel campo della modellazione idrogeologica. L'ultima versione MODFLOW-2005 è scritta linguaggio macchina Fortran 90, il che la rende facilmente supportabile. La sua struttura modulare ha permesso l'introduzione di elementi o moduli al software base sviluppati dalla stessa USGS o in alternativa da terzi. Il codice è modellato secondo pacchetti, il programma principale è quindi affiancato da moduli, ognuno dei quali gestisce una componente differente in maniera indipendente. Ad esempio, il "river package" che gestisce l'interazione con i corsi d'acqua, il "well package" i pozzi o il "recharge package" la ricarica superficiale. Altri moduli invece sono atti alla risoluzione del sistema di equazioni che reggono il sistema secondo diversi metodi rendendo libero il modellista di scegliere quello che meglio si presta alle esigenze del modello o del modellista stesso.

Come esposto nella **sezione 2.1.1**, i solutori numerici implicano una discretizzazione spaziale e temporale. In MODFLOW il dominio è discretizzato in celle come rappresentato in **Figura 2.2**, ogni cella è individuata da tre indici (I, J e K) ed è caratterizzata dall'estensione dei suoi lati secondo le tre lunghezze $\Delta r_j, \Delta c_I, \Delta v_K$. MODFLOW, a differenza di altri codici, utilizza l'approccio a blocchi centrati (*block-centered approach*), per cui si considerano una serie finita di nodi centrati nel baricentro di ogni cella.

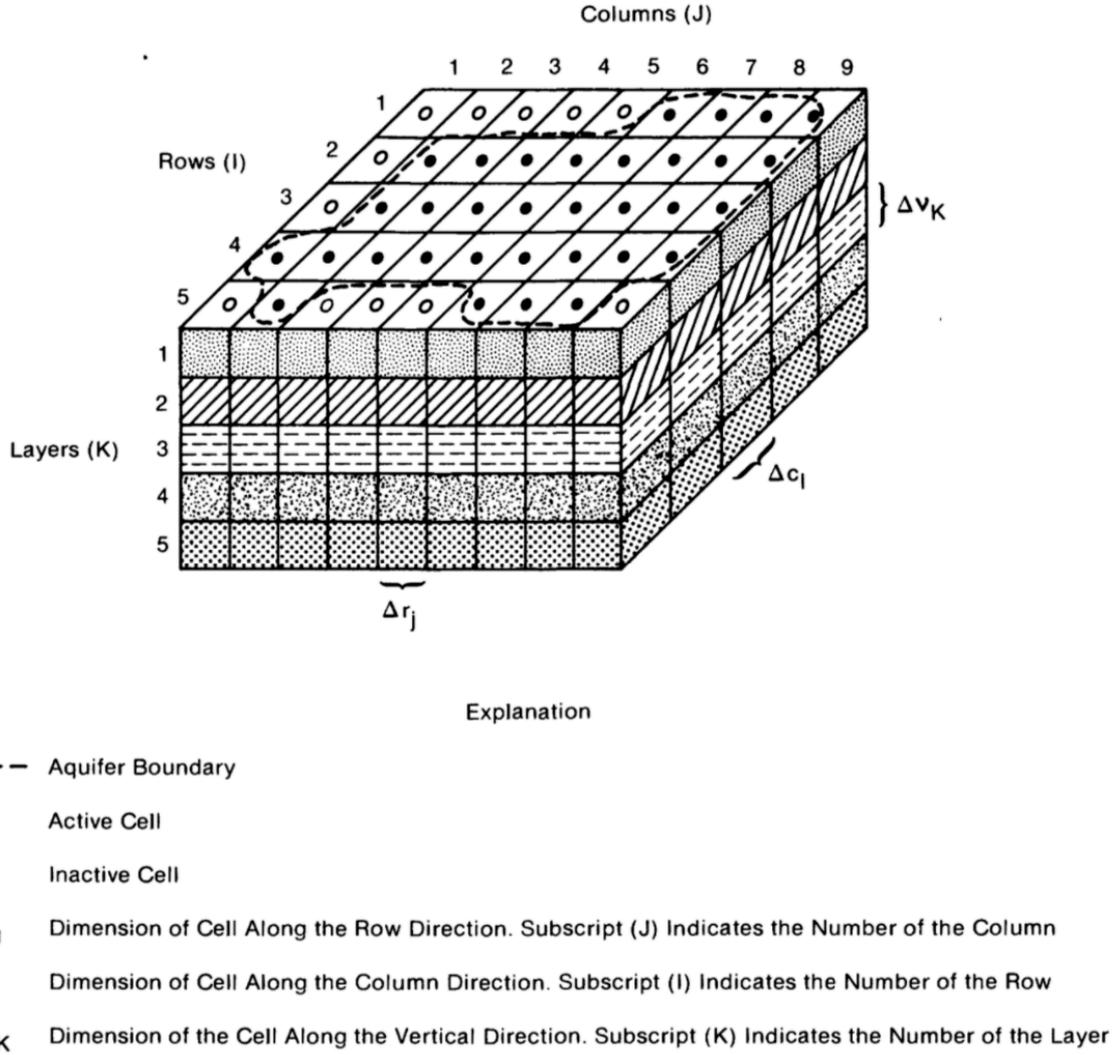


Figura 2.2 Discretizzazione spaziale del dominio secondo la convenzione degli indici utilizzata da MODFLOW (McDonald & Harbaugh, 1988)

L'equazione differenziale del flusso saturo (7) è quella che di base regge il sistema. Solamente in casi semplificati la (7) è risolvibile analiticamente, la discretizzazione spaziale e temporale la riscrive in termini discreti secondo la (8) per la cella i, j, k , circondata da altre 6 celle.

$$\begin{aligned}
 & CR_{i,j-\frac{1}{2},k} (h_{i,j-1,k} - h_{i,j,k}) + CR_{i,j+\frac{1}{2},k} (h_{i,j+1,k} - h_{i,j,k}) \\
 & + CC_{i-\frac{1}{2},j,k} (h_{i-1,j,k} - h_{i,j,k}) + CC_{i+\frac{1}{2},j,k} (h_{i+1,j,k} - h_{i,j,k}) \\
 & + CV_{i,j,k-\frac{1}{2}} (h_{i,j,k-1} - h_{i,j,k}) + CV_{i,j,k+\frac{1}{2}} (h_{i,j,k+1} - h_{i,j,k}) \\
 & + P_{i,j,k} h_{i,j,k} + Q_{i,j,k} = SS_{i,j,k} (\Delta r_j, \Delta c_i, \Delta v_k) \frac{\Delta h_{i,j,k}}{\Delta t}
 \end{aligned} \tag{8}$$

CR , CC e CV sono i termini di conduttanza ottenuti moltiplicando la conducibilità per l'area tra le celle e dividendo per la distanza tra due nodi. Il caso stazionario implica un'invarianza nel tempo il che annulla il termine di immagazzinamento, ponendo l'intera equazione pari a zero. Il termine " $P \cdot h + Q$ " rappresenta invece il flusso esterno che può essere o meno dipendente dal carico nella cella i, j, k , motivo per il quale è rappresentato da due addendi differenti, MODFLOW infatti rappresenta qualunque "forzante" secondo le due schematizzazioni o una loro combinazione.

Come evidenziato in **Figura 2.2**, le celle al di fuori dei bordi del dominio vengono considerate inattive che per MODFLOW significa porle come "NO-FLOW CELL" cioè celle in cui alcun flusso in uscita o in entrata viene computato. In alternativa le celle attive possono essere celle con carico variabile (e quindi incognito) "VARIABLE-HEAD CELL" o imposto "CONSTANT-HEAD CELL". Quest'ultima condizione viene imposta se la cella appartiene ad una determinata condizione al contorno, ma non esclusivamente.

Vengono supportate due differenti tipologie di griglia, rettilinea o deformata. Nella prima, la discretizzazione verticale non segue la stratigrafia imposta, motivo per il quale in ogni cella le caratteristiche saranno mediate tra quelle degli elementi che vi ricadono. In alternativa, una griglia deformata fa in modo di seguire l'andamento stratigrafico e ovviare al problema sopracitato a spese della semplicità (**Figura 2.3**). Globalmente si ha la possibilità di simulare strati confinati, non confinati o parzialmente confinati, imporre proprietà anisotrope ad ogni cella ed eseguire simulazione stazionarie o transienti. Un'equazione come la (8) è generata per ogni cella del sistema ed il sistema di equazioni può essere risolto iterativamente o direttamente utilizzando i differenti solutori oramai disponibili (*Strongly-Implicit Procedure Package*, *Preconditioned Conjugate-Gradient Package*, *Direct Solver Package*, ecc.) così da ricavare il valore del carico relativo ad ogni nodo. Oltre al valore del carico, si ottiene anche la distribuzione stimata della *water table* all'interno del dominio. I risultati finali possono essere esportati in formati di testo (csv) o vettoriali (*point or polygon shape file*). Molti software di post elaborazione come Visual MODFLOW permettono di estrapolare anche portate o flussi nei medesimi formati, non che di esportare visualizzazioni grafiche o sezioni multiple del modello. Per dettagli aggiuntivi vedere Harbaugh, (2005).

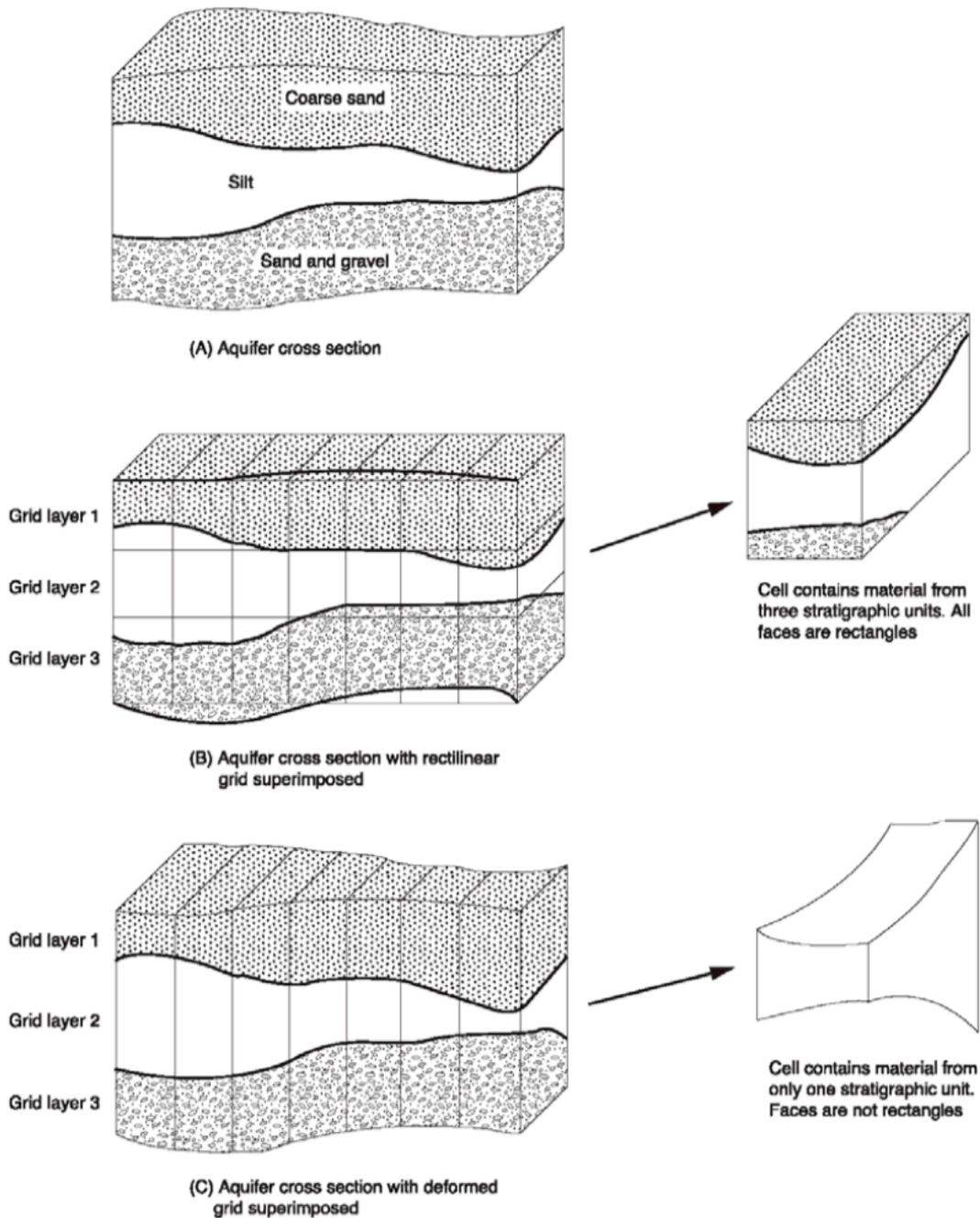


Figura 2.3 Differenti discretizzazioni verticali previste da MODFLOW. (A) Sezione trasversale dell'acquifero, (B) sezione trasversale dell'acquifero con griglia verticale regolare, (C) sezione trasversale dell'acquifero con griglia verticale deformata (McDonald & Harbaugh, 1988)

2.1.3 La modellazione dei flussi tra acquifero e rete fluviale

La direzione intrapresa nella modellazione più recente è rivolta ai modelli accoppiati per rappresentare e interpretare al meglio gli scambi di flussi tra sottosuolo e superficie. D'altro canto, la scala di bacino fa sì che la discretizzazione spaziale non sia così ridotta da poter permettere una adeguata caratterizzazione degli elementi e per di più alcune delle equazioni utilizzate in tali modelli non sono appropriate quando le celle aumentano troppo di dimensione

(Snowdon & Craig, 2015). È dunque inutile cercare soluzioni con modelli più sofisticati quando i dati di input e le dimensioni caratteristiche del problema limitano in ogni caso la precisione.

Il pacchetto RIV di MODFLOW fa parte di quella classe di codici che non modella direttamente le acque di superficie, ma ne valuta solamente le portate scambiate. L'intero reticolo fluviale viene discretizzato in tratti in base alla cella in cui ricadono così come mostrato in **Figura 2.4**, per cui all'interno di ogni cella può essere presente anche più di un tratto fluviale.

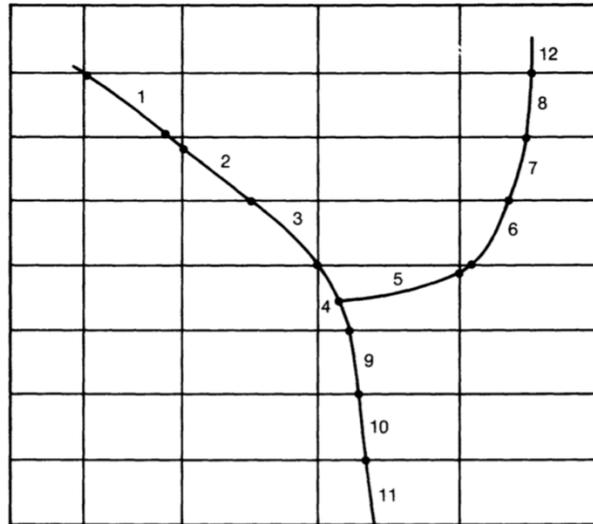


Figura 2.4 Discretizzazione del reticolo fluviale all'interno del pacchetto *river* di MODFLOW (McDonald & Harbaugh, 1988)

I tratti fluviali presenti all'interno della medesima cella vengono recepiti come un unico elemento sommandone le portate scambiate. Secondo lo schema concettuale in **Figura 2.5**, la portata scambiata dal tratto n-esimo viene calcolata secondo

$$QRIV_n = CRIV_n(HRIV_n - h_{i,j,k}) \quad (h_{i,j,k} > RBOT_n), \quad (9a)$$

$$QRIV_n = CRIV_n(HRIV_n - RBOT_n) \quad (h_{i,j,k} \leq RBOT_n), \quad (9b)$$

in cui $HRIV_n$ è l'altezza del tirante idrico nel tratto n-esimo mentre $RBOT_n$ è il fondo, $h_{i,j,k}$ è il carico relativo al nodo nella cella sottostante il tratto fluviale n-esimo, infine la conduttanza $CRIV_n$ è pari a

$$CRIV_n = \frac{k_n L_n W_n}{M_n}, \quad (10)$$

nella quale k_n è sempre la conducibilità idraulica dell'alveo ma riferita al fondo dell'n-esimo tratto fluviale, L_n la lunghezza, W_n la larghezza e M_n lo spessore imposto nel tratto n-esimo. Le due condizioni espresse dalla (9) sono riferite rispettivamente alle **Figura 2.5a, b** e alla **Figura 2.5c** e sono associate a tre situazioni ben definite:

- Quando il carico all'interno della cella del modello ($h_{i,j,k}$) si trova al di sopra del tirante ($HRIV_n$) nel tratto fluviale contenuto nella cella, il fiume è in condizione *gaining* e riceve acqua dalla falda in ragione di $(HRIV_n - h_{i,j,k})$ (**Figura 2.5a**);
- Qualora il carico ($h_{i,j,k}$) scenda al di sotto del pelo libero del fiume, quest'ultimo cambia la sua condizione in *losing condition*. In tal caso l'acqua fluisce dal fiume alla falda sempre in funzione della differenza $(HRIV_n - h_{i,j,k})$ (**Figura 2.5b**);
- In ultimo, se il carico ($h_{i,j,k}$) cade al di sotto del fondo alveo ($RBOT_n$) i flussi scambiati procedono sempre dal corso d'acqua verso l'acquifero, ma assumono un valore costante imposto dalla quantità $CRIV_n(HRIV_n - RBOT_n)$ (**Figura 2.5c**). Quest'ultimo caso può essere visto come una "condizione soglia" secondo la quale se il carico ($h_{i,j,k}$) cade al di sotto del fondo ($RBOT_n$) la portata scambiata rimane costante.

Si fa l'assunzione che qualunque perdita di carico avvenga all'interno dello spessore del fondo e ciò fa in modo che il letto del fiume rimanga sempre saturo.

La (9) impone portate nulle quando il carico è pari al livello del fiume, valori di portata negativi se entranti nel reticolo (nel caso in cui il carico fosse maggiore della quota del tirante), valori positivi con portate uscenti (e limitati dalla differenza tra livello ($HRIV_n$) e fondo). Tuttavia, come specificato nella **sezione 2.2.4**, la convezione adottata nelle analisi condotte (ed esposte nel **capitolo 3**) è opposta a quella sopracitata (e quindi opposta a quella di MODFLOW). Si noti, infine, come gli schemi in **Figura 2.5** non siano altro che una concettualizzazione dei meccanismi di interazione basati sul *baseflow* in **Figura 1.9**.

Brunner et al. (2010), hanno però osservato che alcune semplificazioni in questo schema possono condurre ad errori:

- 1) nel caso di tratti in *losing condition* nessuna zona insatura viene considerata. L'effetto della suzione al di sotto del fondo del fiume non viene preso in conto e questo conduce a sottostimare le portate infiltrate per tratti disconnessi;
- 2) non è possibile imporre una discretizzazione longitudinale del *river network* più densa di quella del modello sottostante. Ciò comporta che anche ogni tratto si trovi

interamente in *gaining* o *losing condition* anche se in realtà esisterebbero anche delle zone di transizione. Nuovamente si considera solo il comportamento predominante;

- 3) la posizione di ogni tratto fluviale all'interno della relativa cella non viene considerata, cioè i flussi scambiati vengono considerati come se fossero uniformemente distribuiti all'interno della cella. Il risultato è un errore nella *water table*. In realtà la forma e la posizione della *water table* dovrebbero dipendere dalle portate scambiate lungo il fiume e non dalle dimensioni delle celle del modello.

Tali imprecisioni sistematiche sono insite nella schematizzazione finora esposta ed evitabili previa adeguata calibrazione del modello. Tuttavia, nel caso in questione il modello non viene utilizzato a scopi predittivi, previsionali o gestionali ma per una più semplice analisi auto

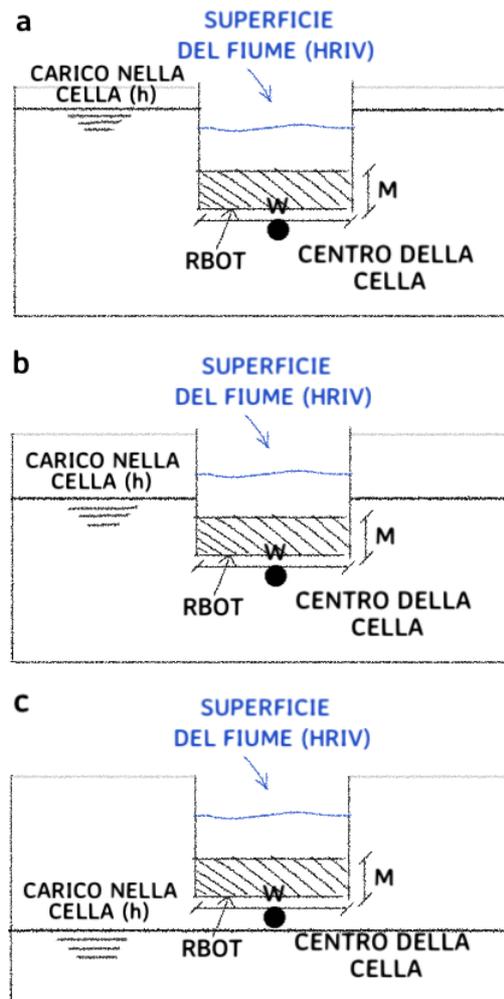


Figura 2.5 Sezione trasversale di un tronco fluviale che mostra lo schema utilizzato dal pacchetto *river* per il calcolo dei flussi scambiati, (a) *gaining condition*, (b) *losing condition* con tratto fluviale connesso all'acquifero, (c) *losing condition* con tratto fluviale disconnesso dall'acquifero

compativa, motivo per il quale non è strettamente necessario tenere presente l'influenza di tali inesattezze che saranno sistematicamente presenti in ogni compilazione. Uno spunto possibile per ulteriori analisi riguardano quanto tali errori siano influenti in rapporto a quelli indotti dalla risoluzione numerica.

2.1.4 Il Newton solver

La metodologia classica utilizzata da MODFLOW-2005 per il calcolo dei flussi tridimensionali tra le celle non è esclusiva. MODFLOW-NWT rappresenta una formulazione newtoniana al problema, facendo uso del metodo di Newton (o metodo delle tangenti) per la risoluzione di sistemi di equazioni non lineari.

Nella modellazione di acquiferi non confinati la presenza di una *water table* variabile implica che alcune celle ricadano nella condizione secca (con carichi minori di un certo valore soglia), tali celle vengono considerate inattive da MODFLOW-2005. Le celle inattive implicano una condizione di assenza di flussi in uscita ed in entrata dalle stesse. L'impostazione "rewetting" consente di riattivare tali celle nel caso in cui il carico nelle confinanti superi un valore imposto durante la simulazione. L'oscillazione indotta dal processo di de attivazione e conseguente riattivazione delle celle, oltre che fisicamente irrealistica, conduce spesso ad un insuccesso nel tentativo di convergenza.

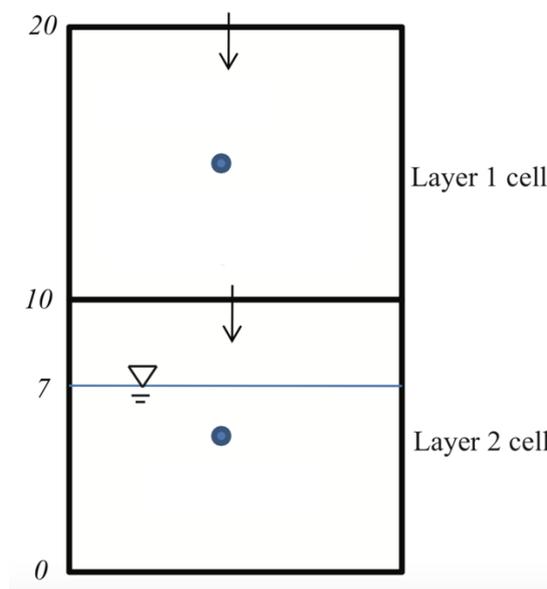


Figura 2.6 Schematizzazione del meccanismo di MODFLOW-NWT per il quale la ricarica della falda viene ricondotta al layer in cui cade la *water table* (modificata da Niswonger, et al., 2011).

La principale caratteristica di MODFLOW-NWT è che tutte le celle attive all'inizio del periodo di modellazione rimangono attive fino alla fine. Inoltre, il metodo delle tangenti può

essere applicato solo a funzioni continue e derivabili, quindi il calcolo della conduttanza orizzontale tra le celle viene eseguito rendendo più “dolci” le discontinuità presenti in MODFLOW-2005. Questa è la ragione per la quale questa formulazione si presta molto bene alla risoluzione di sistemi non lineari relativi ad acquiferi non confinati. Una cella viene considerata secca se il carico ad essa attribuita desta al di sotto del fondo cella ma se questa rimane attiva potrebbe comportare flussi in entrata o in uscita. Il problema viene risolto ponendo la conduttanza orizzontale nulla per tutti i flussi in uscita senza variare lo stato della cella, mentre i flussi in entrata (da altre celle o fonti esterne) vengono condotti alla prima cella sottostante non secca (**Figura 2.6**).

Infine, nelle celle secche viene comunque eseguita una stima del carico e tale valore viene utilizzato per classificarle o meno come tali. Dunque, mentre nella formulazione classica di MODFLOW-2005 le celle secche erano contrassegnate come inattive nei file di *output*, in MODFLOW-NWT il modellista deve prestare maggiore attenzione e comprendere che i valori di carico nelle celle sono da prendere in considerazione solamente se superiori al fondo.

2.2 Metodologia

Una delle tecniche di ricerca più utilizzate in ambito idrologico è certamente il metodo del “caso studio”. Per comprendere meccanismi naturali complessi è spesso necessario focalizzare l’attenzione su casi reali, nelle fasi preliminari il caso studio viene utilizzato per studiare i fenomeni, mentre nelle fasi successive la volontà è quella di dimostrare o confermare comportamenti teorici. Come già discusso nel **paragrafo 1.2** sulla base del lavoro di Caruso (2018), il medesimo caso studio è stato analizzato il più fedelmente possibile a quanto fatto.

2.2.1 Inquadramento del caso studio

Il *Jackson Creek* è un torrente situato nella Victoria del sud, stato confederato Australiano, e si estende a cavallo tra diverse contee, definendone anche i limiti geografici. Nasce poco ad ovest della contea di *Macedon Ranges* nella quale scorre verso est attraverso la cittadina di Gisborne, per poi accogliere le acque del *Riddells Creek* da nord ed unirsi in fine al *Deep Creek* così da formare il *Maribyrnong River* a sud di Sunbury. Il *Maribyrnong* sfocia poi nella baia di *Port Phillip*, nell’area metropolitana della città di Melbourne (**Figura 2.7**).

Il bacino del *Jackson Creek* è principalmente dedito ad attività agricole e pastorali, lo stesso corso d’acqua quando non si trova all’interno dei centri urbani di Gisborne e Sunbury scorre spesso attraverso fattorie o masserie. La quota varia da 27 a 1018 m s.l.m. difatti alcuni degli

affluenti laterali nascono in zone più elevate di natura boscosa, non stupisce che in passato una delle principali attività era la produzione di legname (Townsend, et al., 2015). I centri urbani presenti nella zona sono di piccole dimensioni, per cui occupano solo una piccola percentuale della superficie e buona parte della popolazione ne vive al di fuori (Figura 2.8b).

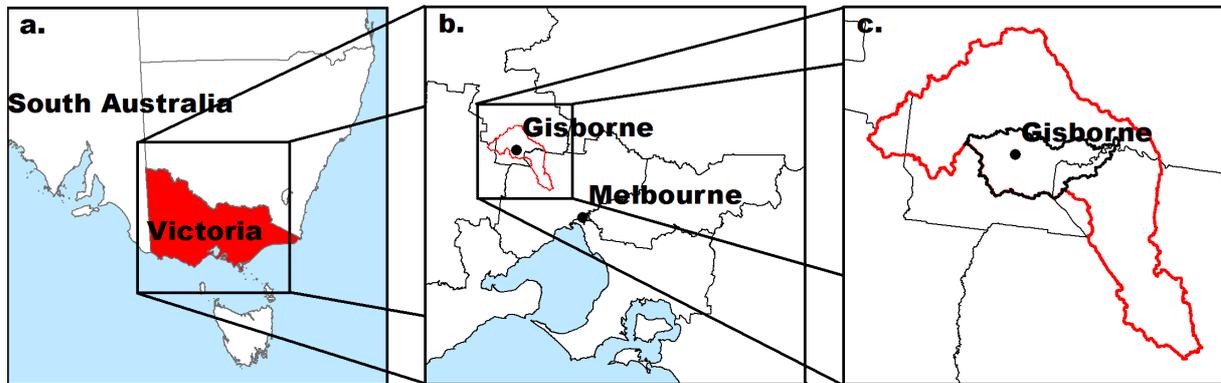


Figura 2.7 Inquadramento geografico dell'area di studio (immagini elaborate da prodotti con licenza *Creative Commons*)

Il *Rosslynne Reservoir* è un invaso artificiale costruito nel 1974 a nord-ovest di Gisborne e rappresenta l'invaso in linea di maggiore dimensione sul Maribyrnong River. Secondo i dati reperibili sul portale della *Southern Rural Water* (SRW) (ovvero l'ente gestore della diga) la capacità massima è di circa 25,368 ML su una superficie di 198 ha (1980000 m²), mentre il livello massimo è fissato a 450,90 m AHD (*Australian Height Datum*). Il principale utilizzo delle acque presenti è quello urbano (acqua corrente) nei centri abitati di Gisborne e Sunbury, inoltre viene prelevato un flusso costante per garantire un deflusso minimo vitale al *Jackson Creek* al fine di preservarne flora e fauna. La costruzione dell'invaso ha quindi annullato le variazioni stagionali che lasciavano in secca il canale di magra del *Jackson River*, infatti solamente in casi di estrema siccità tale flusso viene a mancare.

Nonostante l'elevata complessità dell'intreccio stratigrafico (Figura 2.8a) da una attenta analisi bibliografica è emerso che le principali unità geologiche presenti sono distinguibili in tre categorie (Dahlhaus, et al., 2004, Townsend, et al., 2015):

- depositi alluvionali quaternari, composti principalmente da sabbia, ghiaia e limo o argilla, presenti per lo più nelle vicinanze del canale principale;
- basalti vulcanici ("newer volcanic"), intervallati da sottili strati di sabbia, argilla e tufo, i quali dominano la struttura geologica della zona;
- *bedrock* ordoviciano, presente anche in superficie a nord est del bacino (nelle vicinanze del *Rosslynne Reservoir*).

Legend

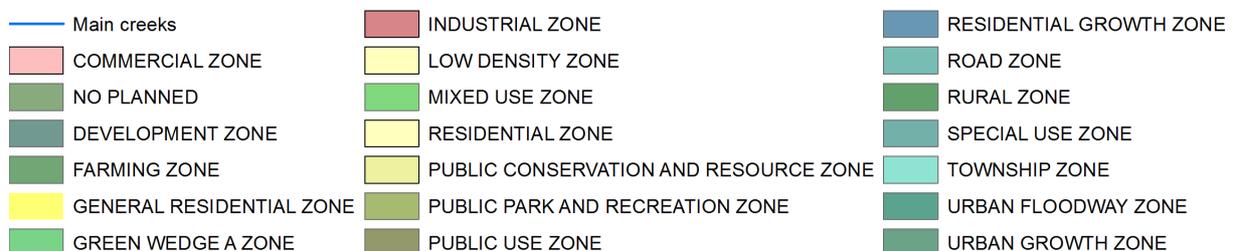
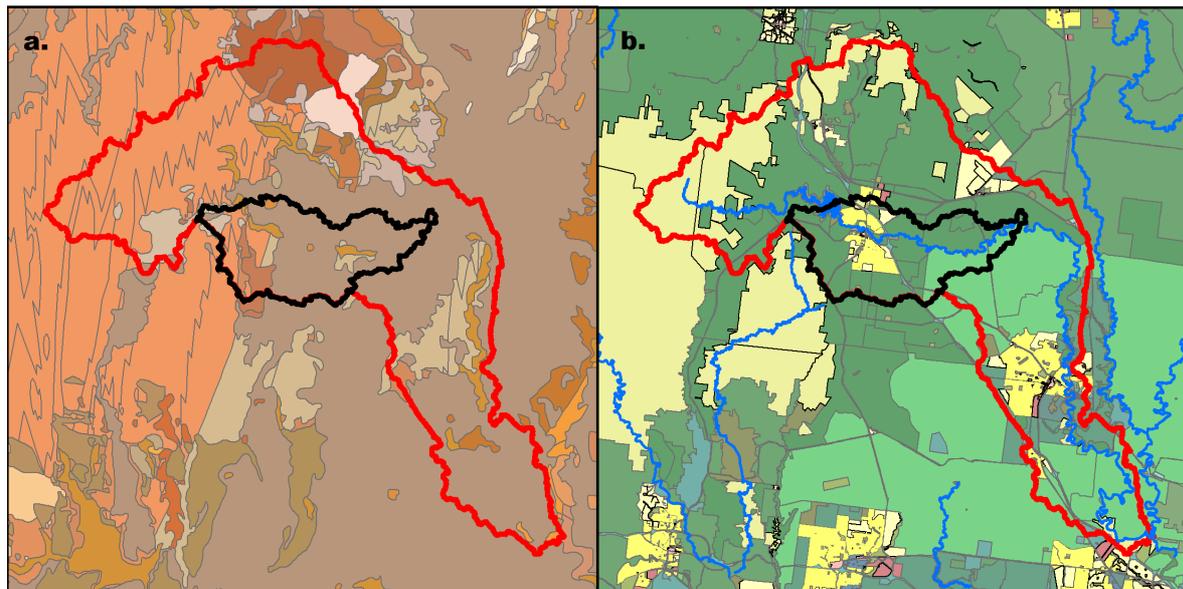
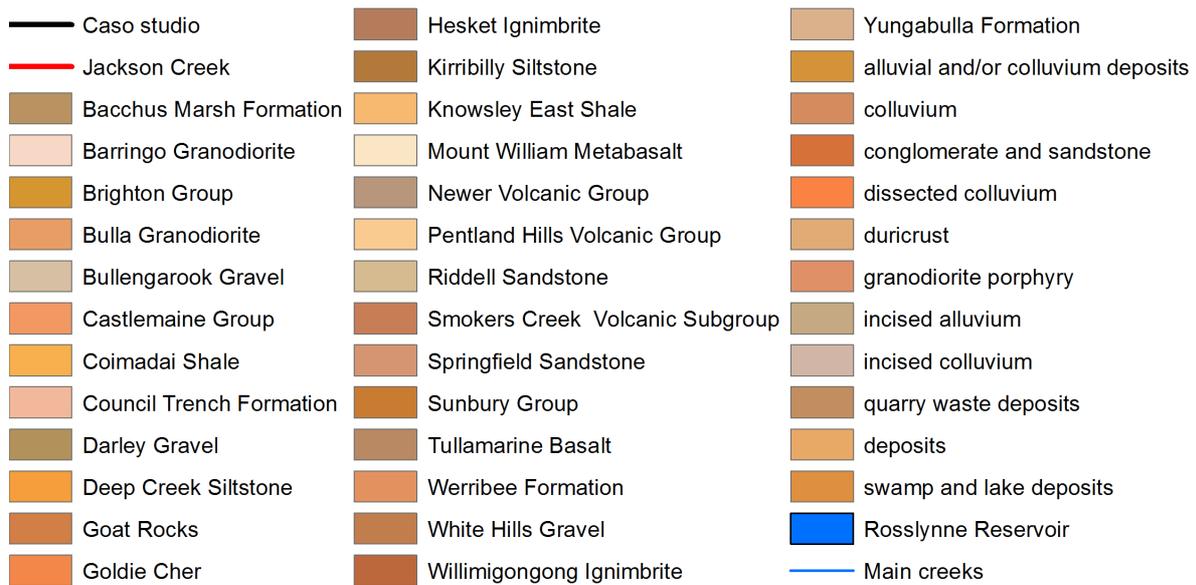


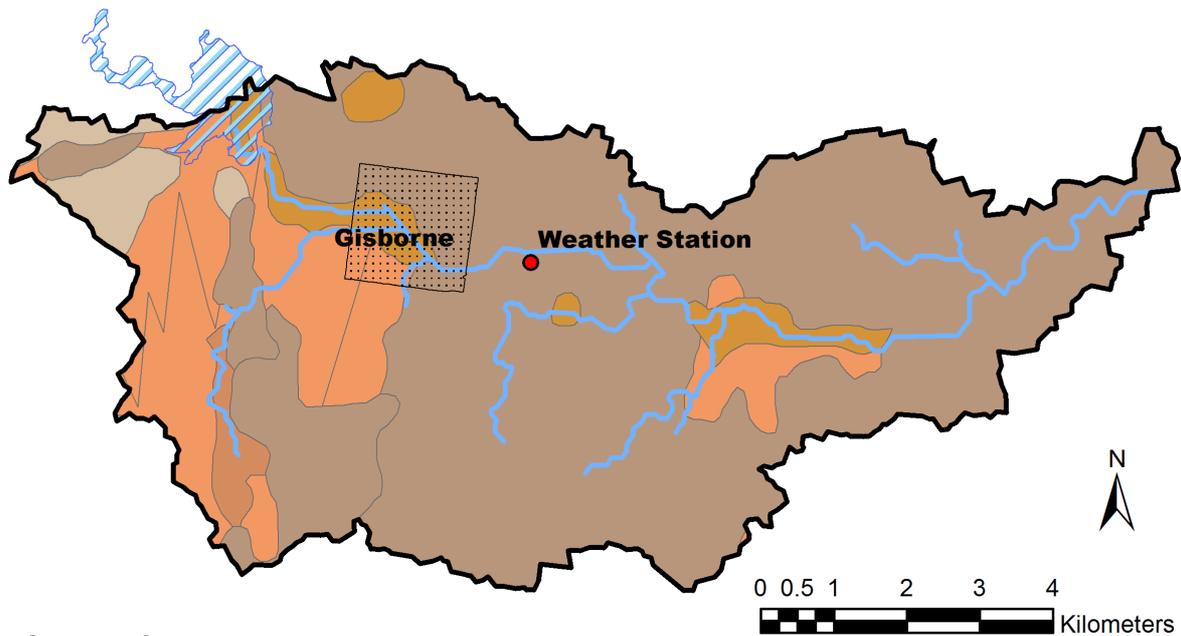
Figura 2.8 Caratteristiche dell'area di studio. (a) Distribuzione geologica degli affioramenti, (b) distribuzione programmatica dell'utilizzo del suolo. (immagini elaborate da prodotti con licenza *Creative Commons*)

Secondo quanto riportato da Dahlhaus, et al., (2004), all'interno dei depositi alluvionali l'acquifero è superficiale e non confinato. Al contrario all'interno dei basalti le dinamiche sono molto più complesse per via della natura stratificata dell'acquifero. Infatti, i flussi sono molto variabili e avvengono nella roccia fratturata a differenti scale di velocità e nel contempo si ha anche una sovrapposizione dei percorsi per cui l'acquifero varia da non confinato a semi-confinato. Infine, nel *bedrock* l'acqua scorre esclusivamente in fratture o fessure presenti nell'ammasso roccioso per cui molto più lentamente di quanto non faccia negli altri casi. Globalmente la *water table* sembra essere alquanto superficiale in tutto il bacino ed abbastanza influenzata dalle variazioni stagionali. Inoltre, sono presenti molti pozzi privati destinati all'uso domestico (Townsend, et al., 2015).

Il clima è scandito dalla presenza della *Southern Oscillation*, si tratta di un fenomeno atmosferico accoppiato che è scatenato dall'effetto combinato di una variazione della temperatura dell'oceano e della pressione atmosferica. Questo fenomeno si ripercuote sul clima australiano causando periodi secchi di intensità incostante, che si ripetono con cadenza variabile da 2 a 7 anni. In base al segno della variazione di temperatura media oceanica si possono presentare anche periodi di piogge abbondanti e distruttive. Le due eventualità sono dette rispettivamente *El Niño* e *La Niña* (Australian Government Bureau of Meteorology, 2005).

Il caso studio limita l'area di interesse alla superficie di circa 68 km² che si estende dal *Rosslynne Reservoir* sino alla confluenza tra *Jackson Creek* e *Riddells Creek* focalizzata in **Figura 2.9**, e indicata con il contorno nero in **Figura 2.8**. Quota minima, media e massima sono pari a 284, 435 e 641 m slm, rispettivamente. Purtroppo, non si è evidenziata la presenza di alcun pozzo atto al monitoraggio dei livelli di falda, mentre una stazione meteorologica del Bureau of Meteorology è installata dal 1887 ed è tuttora attiva, anche se i dati disponibili riguardano l'intervallo temporale che corre dal 1887 sino al 2014 (ultimo anno di rilevamento). Poche stazioni non presentano vuoti nei dati rilevati e quella in questione non fa eccezione anche se dal 1939 al 1987 gode di una buona continuità. Le misurazioni giornaliere sono eseguite alle 9 AM (ora locale) e tengono conto delle piogge avvenute nelle precedenti 24 ore. I dati in **Figura 2.10** indicano un valore medio annuo di 764.59 mm, un picco di 1114.20 mm ed un minimo di 425.50 mm, che confermano la notevole mutevolezza delle precipitazioni.

La ricarica della falda avviene principalmente da parte delle precipitazioni anche se visto il complesso geologico esistente si ha una evidente mutabilità spaziale, dovuta in primo luogo agli affioramenti del *bedrock* ma anche ai sottili strati superficiali di depositi quaternari.



Legend

- Caso studio
- Rosslynne Reservoir
- Water network
- Gisborne
- Weather Station - 087026 (BoM)
- Tertiary Aquifer
- Bedrock
- Newer Volcanic Group
- Quaternary sediments
- Generic colluvium

Figura 2.9 Distribuzione geologica semplificata degli affioramenti sull'area di interesse. (immagini elaborate da prodotti con licenza *Creative Commons*)

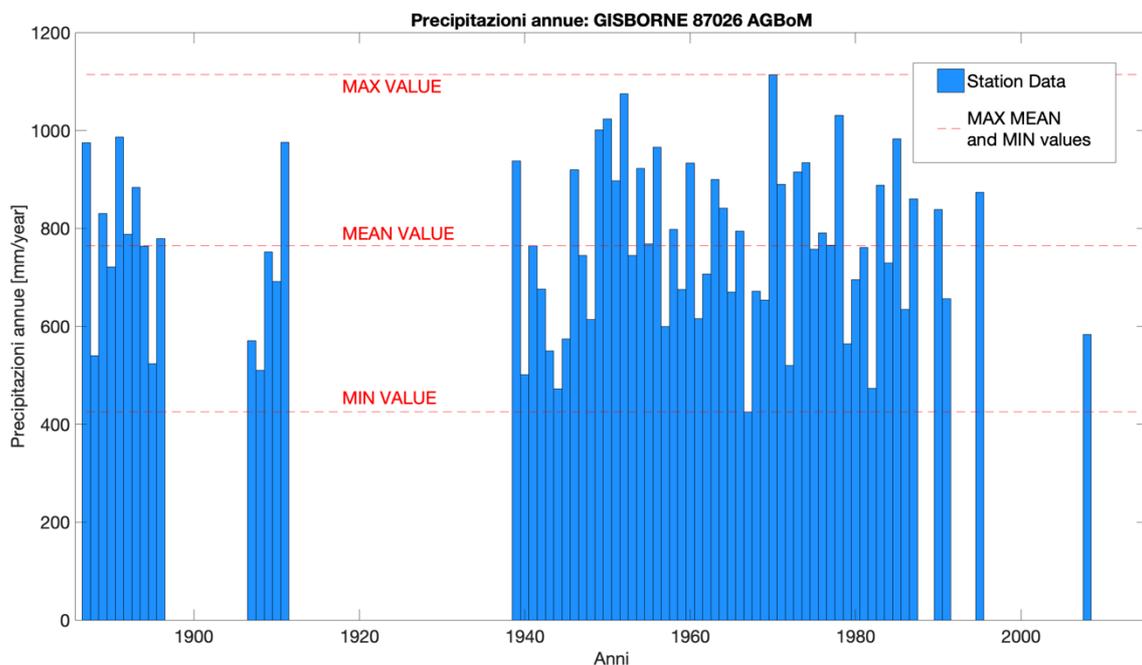


Figura 2.10 Precipitazioni annue stazione meteorologica di Gisborne 087026, 37.49° S, 144.61° E, 409 m slm, AGBoM (elaborazione dai dati del Bureau of Meteorology). Le linee tratteggiate indicano in senso crescente, il valore minimo, il medio ed il massimo tra i valori misurati.

2.2.2 Raccolta ed elaborazione dei dati

I dati grezzi fornitemi sono stati nuovamente elaborati e predisposti per la definizione del modello facendo uso di metodi il più simili possibile a quelli già adoperati. Al fine di adempiere a questo compito i software che sono stati utilizzati sono ArcGIS per tutto ciò che concerne lo sviluppo dei dati spaziali, Visual MODFLOW Flex per la modellazione numerica ed infine MATLAB necessario all'applicazione di tecniche sull'analisi dei segnali e statistiche non che per l'elaborazione generica (*post-processing*).

I dati primitivi descrivono tre aspetti fondamentali del modello: la morfologia, la stratigrafia e la ricarica della falda proveniente dalle precipitazioni.

La superficie del suolo è stata sagomata secondo l'ASTER-GDEM (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer Global Digital Elevation Model*), un modello digitale del terreno fornito in formato GeoTIFF in cui ogni pixel è definito da un secondo d'arco (circa 30 m all'equatore), datum WGS84 e geoide EGM96. La rete idrografica è stata estratta dal DEM utilizzando il *Flow Direction* ed il *Flow Accumulation tool* di ArcGIS. Il primo *tool* definisce per ogni cella la direzione nella quale è più probabile si incammino i flussi mentre il secondo quantifica il numero di celle i cui flussi convergono nella cella analizzata. Il prodotto finale è un *raster* in cui ogni cella è associata ad un valore numerico intero, maggiore se il flusso accumulato è maggiore. Effettuando, per tentativi, la scelta di un valore soglia si è ottenuto il reticolo fluviale che meglio riproducesse la realtà. La forma naturale del *Rosslynne Reservoir* relativa ad una quota di colmo di 450,90 m è stata prodotta a partire dal DEM effettuando una semplice intersezione. In fine, si è utilizzato il *watersheds tool* per estrarre il contorno dell'intero bacino idrografico ed i sottobacini di drenaggio a partire dai risultati del *Flow Direction tool* (**Figura 2.11a**).

La stratigrafia ed i relativi valori litologici sono stati ricavati da un progetto del Dipartimento di Sostenibilità e Ambiente (DSE - <https://www2.delwp.vic.gov.au>) dello stato di Victoria, il cui obiettivo finale è una mappatura degli acquiferi la quale è una componente del sistema nazionale di informazione sulle acque sotterranee. A partire da un database di circa 20 000 sondaggi stratigrafici del DSE, sono state raggruppate 80 classi litologiche semplificate ed in seguito interpolate per ottenere delle superfici definite. Le 80 classi sono state poi ricondotte a 15 acquiferi distinti di cui solamente 4 ricadono all'interno del dominio del caso studio (VAF - Victorian Aquifer Framework Nomenclature):

- QA - *Quaternary Aquifer*;

- UTB - *Upper Tertiary Basalts*;
- UTAF - *Upper Tertiary Aquifer (fluvial)*;
- BSE - *Palaeozoic and Cretaceous Basement*.

Ogni acquifero è delimitato in ogni punto in cui è presente da una superficie superiore e una inferiore. I dati sono forniti in formato geodatabase con celle quadrate da 100m, GDA1994 - VICGRID94. Maggiori dettagli sono disponibili facendo riferimento al GHD project 31/27999. Una volta trasformate in WGS84 (proiezione: UTM 55S) le superfici sono state ricampionate secondo le dimensioni del DEM e ritagliate. Visual MODFLOW flex non consente utilizzo di stratigrafie discontinue per cui spesso si rende necessario l'uso di artifici atti a costruire modelli che riproducano il più fedelmente possibile la realtà. In questo caso facendo riferimento alla gerarchia degli orizzonti di MODFLOW (Harbaugh, 2005) si sono ottenute delle superfici tali che intersecandosi riproducano al meglio la disposizione stratigrafica che caratterizza il bacino. In **Figura 2.11b, c, d, f** si riportano rispettivamente tre sezioni trasversali ed una longitudinale in cui si evidenzia la stratigrafia. I valori di conducibilità idraulica a cui si è fatto riferimento sono indicati in **Tabella 2.1** e sono i medesimi del modello implementato da Caruso, (2018). I valori sono stati estrapolati da studi precedentemente pubblicati e fanno riferimento a prove di pompaggio (dove disponibili) o in alternativa alla litologia nota del terreno (Caruso, 2018).

I dati di ricarica della falda provengono da EnSym (*Environmental Systems Modelling Platform*) un software modulare che contiene differenti *toolbox* relativi ad altrettanti elementi ambientali e sviluppato dal DSE. Scritto in linguaggio MATLAB, EnSym contiene svariate serie di dati spaziali che sono stati raccolti e catalogati dagli enti governativi preposti nel corso degli anni. BioSym (*Biophysical Modelling toolbox of Ensym*) è uno dei *toolbox* più importanti nel quale vengono modellati tutti i processi fondamentali del bilancio idrico nel suolo come la crescita delle piante, l'uso del suolo, l'evapotraspirazione, l'infiltrazione ed il ruscellamento superficiale. L'acqua che entra nel suolo è determinata sottraendo il ruscellamento superficiale dall'afflusso dovuto alle precipitazioni e/o irrigazione, dopo di che l'acqua nel suolo può essere rimossa solo lateralmente o per effetto dell'evapotraspirazione. Tutto ciò che rimane giunge a ricaricare la falda solo se si supera la capacità di immagazzinamento del suolo. I dati di ricarica spazialmente distribuiti sul dominio sono stati forniti in formato *geodatabase*, GDA1994 - VICGRID94, in mm/anno per ogni mese e mediati sugli anni di riferimento. Tali periodi di riferimento sono relativi ad una ricarica secca (anni dal 1997 al 2005), una ricarica umida (1973 - 1975) ed una media (1958 - 2005), rispettivamente. L'unica elaborazione necessaria in questo caso è stata la somma sui differenti mesi per ottenere valori annuali. In **Figura 2.12** è

rappresentata la ricarica della falda nei tre intervalli temporali, le differenze relative sono state rese molto evidenti grazie all'uso della medesima scala cromatica.

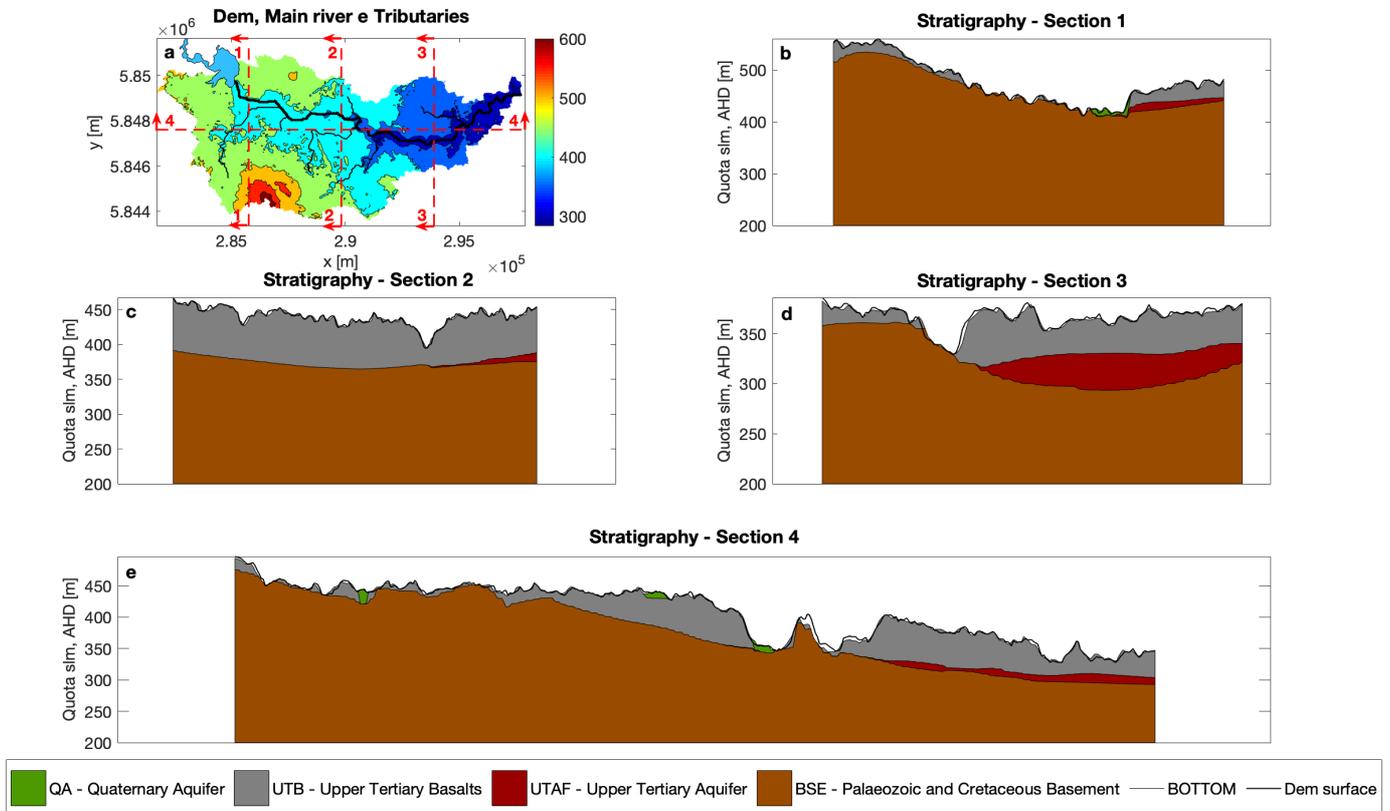


Figura 2.11 (a) Distribuzione planimetrica dell'area di interesse, il reticolo idrografico è indicato in nero a differenti spessori per distinguere il ramo principale dagli affluenti, mentre l'invaso artificiale è indicato in azzurro, (b) sezione 1 - trasversale, (c) sezione 2 - trasversale, (d) sezione 3 - trasversale, (e) sezione 4 - longitudinale.

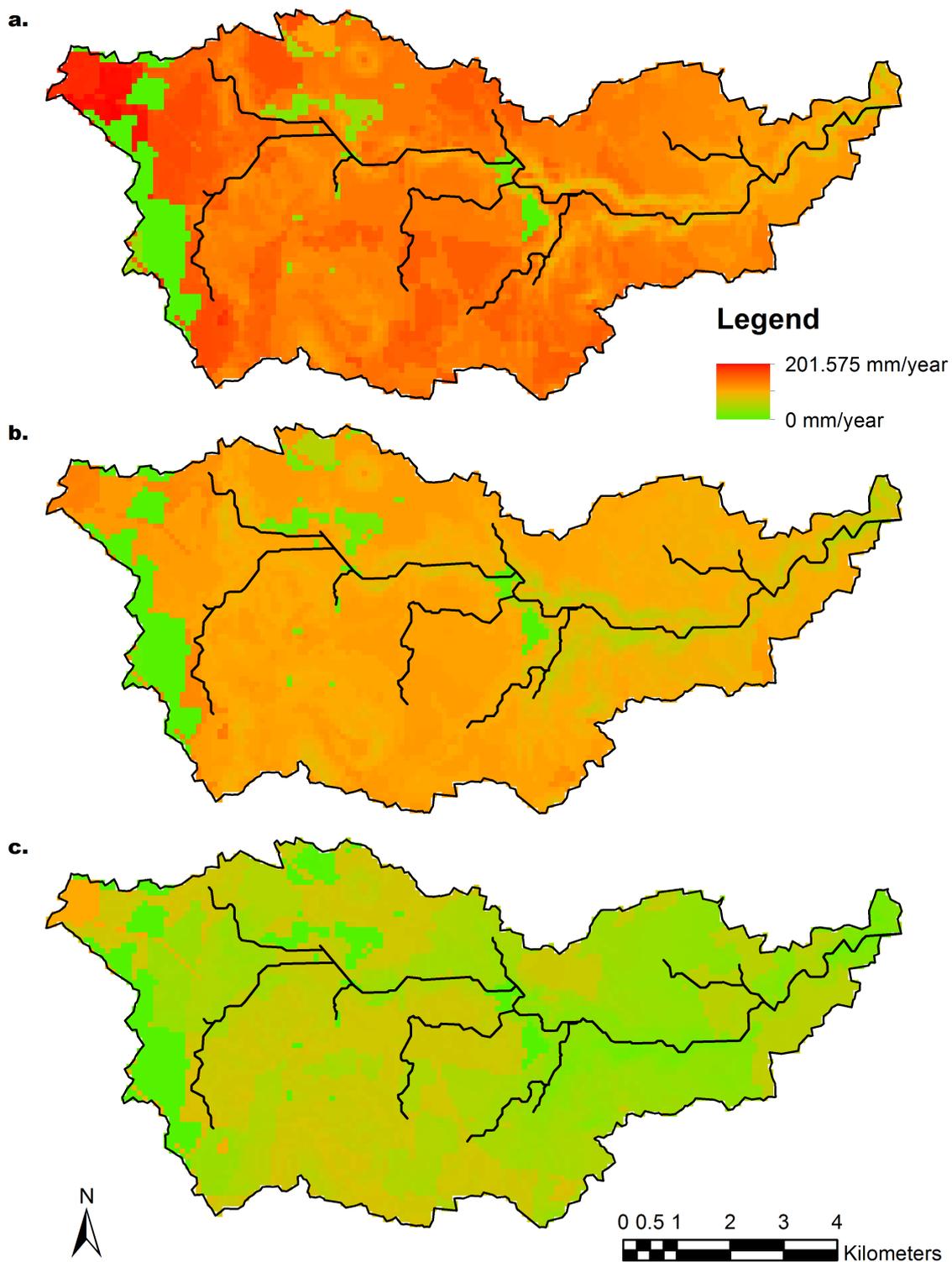


Figura 2.12 Distribuzione spaziale della ricarica della falda in mm/anno,
 (a) ricarica umida (1973 - 1975) ($\mu = 128,47$ mm/anno , $\sigma = 38,18$ mm/anno),
 (b) ricarica media (1958 - 2005) ($\mu = 92,13$ mm/anno , $\sigma = 27,27$ mm/anno),
 (c) ricarica secca (1997 - 2005) ($\mu = 46,47$ mm/anno , $\sigma = 20,19$ mm/anno).

2.2.3 Implementazione del modello

Come spiegato nel **paragrafo 1.2**, è stato necessario costruire un “caso generale”, che fungesse da termine di paragone per i successivi scenari. In questa sezione si farà, quindi, riferimento al solo scenario generale, con la volontà di esporre le caratteristiche generali del modello e l’iter costruttivo applicato.

Il modello è stato costruito facendo uso di Visual MODFLOW Flex con formulazione MODFLOW-NWT per la risoluzione numerica del modello. Visual MODFLOW Flex consente di utilizzare feature file esterni per la definizione delle condizioni al contorno e per assegnare proprietà alle celle grazie all’utilizzo del modello concettuale. I feature file sono file di tipo geometrico (polilinee, punti o poligoni) a cui sono associate anche delle proprietà quantificate numericamente, ad esempio gli *shape file*. Nel modello concettuale la griglia esiste già, ma è ancora disconnessa dalla distribuzione delle condizioni al contorno o delle proprietà, infatti nessun valore è ancora stato assegnato alle singole celle. La possibilità di utilizzare il modello concettuale porta svariati benefici, innanzitutto lo sviluppo del modello stesso diviene molto più rapido poiché non è più necessario effettuare assegnazioni cella per cella, inoltre la tediosità del processo di assegnazione induceva spesso all’introduzione di semplificazioni come ad esempio il raggruppamento di celle a cui assegnare valori medi. L’introduzione del modello concettuale riduce notevolmente le tempistiche, agevola il processo di convergenza e rende i modelli più simili alla realtà (Zhou & Li, 2011).

Tutti i file elaborati (come da **sezione 2.2.2**) sono stati direttamente utilizzati dal software.

Il modello generato (**Figura 2.13**) possiede 4 layer che definiscono 4 zone dotate di differenti proprietà in rapporto alla differente natura del materiale. In **Tabella 2.1** sono espressi i valori utilizzati di conducibilità idraulica piana ($K_x=K_y$), conducibilità idraulica verticale (K_z), porosità totale (n) e porosità efficace (n_e), ossia che tiene conto dei soli pori comunicanti.

Layer	Strato	$K_x - K_y$ [m/s]	K_z [m/s]	n_e [%]	n [%]
1	QA	$1,16 \cdot 10^{-4}$	$1,16 \cdot 10^{-6}$	14	30
2	UTB	$2,9 \cdot 10^{-5}$	$2,9 \cdot 10^{-6}$	14	30
3	UTAF	$5,8 \cdot 10^{-6}$	$5,8 \cdot 10^{-7}$	14	30
4	BSE	$1,16 \cdot 10^{-7}$	$1,16 \cdot 10^{-8}$	14	30

Tabella 2.1 Differenti strati del modello secondo la nomenclatura VAF con relative proprietà idrauliche, conducibilità piana ($K_x - K_y$) e verticale (K_z), porosità totale (n) ed efficace (n_e)

Le quattro zone sono definite dall’intersezione di 5 orizzonti ricavati aggiungendo ai 4 orizzonti stratigrafici anche un fondo piano posto a 200m slm AHD, per facilitare la

convergenza. Si sottolinea anche che fondo piano è stato posizionato ad una quota tale da non influenzare il campo di flusso negli strati superiori, inoltre grazie ad esso si evita di computare l'intero spessore del *bedrock* all'interno del modello. Vista l'impossibilità di modellare strati discontinui si inserisce uno spessore minimo di 1 cm nei punti in cui gli orizzonti si intersecano a vicenda, in cui nella realtà lo strato non sarebbe presente. Si è optato per l'utilizzo di una griglia deformata verticalmente ma regolare in pianta, con 259 righe e 564 colonne, in tal modo le dimensioni di ogni cella risultano essere più prossime possibile a quelle del DEM. L'utilizzo di valori dimensionali disallineati tra i dati di input e quelli del modello potrebbe indurre in errori culminando in un errato posizionamento della *water table* e in un errato bilancio di massa, soprattutto con superfici ondulate accompagnate da brusche variazioni di quota tra le celle (Snowdon & Craig, 2015). La **Figura 2.13** mostra la vista Sud-Est del modello realizzato estratta direttamente da MODFLOW.

La ricarica della falda (**Figura 2.12b**) è stata applicata alla prima cella attiva dall'alto. Il pacchetto *recharge* di MODFLOW richiede solamente il tasso di infiltrazione per ogni cella, il quale è stato fornito tramite un file di superficie in formato *raster*. Nel "caso generale" si è fatto riferimento alla ricarica della falda media tra il 1958 e il 2005, alla quale da qui in avanti si farà riferimento con il termine "ricarica media". La ricarica media è caratterizzata da un valore medio pari a 92,13 ed una deviazione standard di 27,27 mm/anno. Nessun valore di ponding è stato inserito giacché tutte le simulazioni effettuate sono di tipo stazionario. Infatti, la stazionarietà delle simulazioni impone l'utilizzo di valori medi nel tempo. Ciò significa che non viene considerata direttamente la lunghezza del periodo osservato, i valori vengono mediati sui diversi anni al fine di introdurre nel modello dati rappresentativi di tale intervallo temporale.

Sia il reticolo idrografico che il Rosslynne Reservoir sono stati modellati per mezzo del pacchetto *river* e le celle interessate dalla condizione al contorno sono state definite per mezzo di *shape file*. Il valore del fondo fiume è stato estratto dal DEM, e lo spessore del fondo è stato posto pari a 0,5 m. Per simulare una condizione simile alla realtà, il tirante assegnato al ramo principale è pari a 0,5 m, superiore rispetto quello degli affluenti pari a 0,1 m. Un'altra differenza sta tra i due è la larghezza dell'alveo posta a 5 m nel primo caso e solamente 1 m nel secondo. Infine, alla conducibilità idraulica verticale (K_z) si è assegnato un valore costante identico a quello dei sedimenti quaternari, $1,16 \cdot 10^{-6}$ m/s, esprimendo una condizione di ideale uniformità del materiale di fondo su tutto il reticolo fluviale. Il *Rosslynne Reservoir* si distingue poiché in tal caso si è assegnato, per coerenza, un battente d'acqua di quota pari a 450,90 m slm AHD. Infatti, tale quota è stata utilizzata per l'estrazione della sagoma dal DEM ed è relativa alla condizione di massimo invaso.

Infine, tutte le altre celle che delimitano il modello sono celle in cui nessun flusso viene computato né in uscita né in entrata, isolando il sistema.

Oltre alla quantificazione dei flussi, è stato necessario determinare anche i percorsi delle particelle tramite l'utilizzo di MODPATH, al fine di individuare il partizionamento del bacino idrografico. MODPATH è un codice di post-elaborazione utilizzato per il tracciamento delle particelle progettato per operare sui risultati forniti da MODFLOW stesso. A partire dai valori dei flussi scambiati attraverso le facce delle diverse celle definisce un vettore interpolato all'interno delle stesse, in modo da avere un campo di velocità continuo su tutto il dominio. Nota la posizione iniziale di qualsiasi particella, è quindi possibile tracciarne il percorso sino ad una delle condizioni al contorno. Assegnando un centroide per ogni cella del modello digitale del terreno, con dimensioni 2,5 volte maggiori rispetto all'originale, è stata definita una nuvola equi-spaziata di 13688 punti. Un maggiore infittimento della distribuzione delle particelle non rappresenterebbe un valore aggiunto nei riguardi dei risultati ottenuti, inoltre intaccherebbe gravemente la velocità di calcolo. Tutti gli ulteriori scenari analizzati comprendono variazioni sulle due condizioni al contorno considerate, in particolare sulla ricarica della falda e sulla conducibilità dei sedimenti della rete fluviale.

In maniera molto simile a quanto fatto da Saegusa, et al. (2010), in **Figura 2.14** è stato realizzato un diagramma semplificato del flusso di lavoro, specifico per il modello in questione.

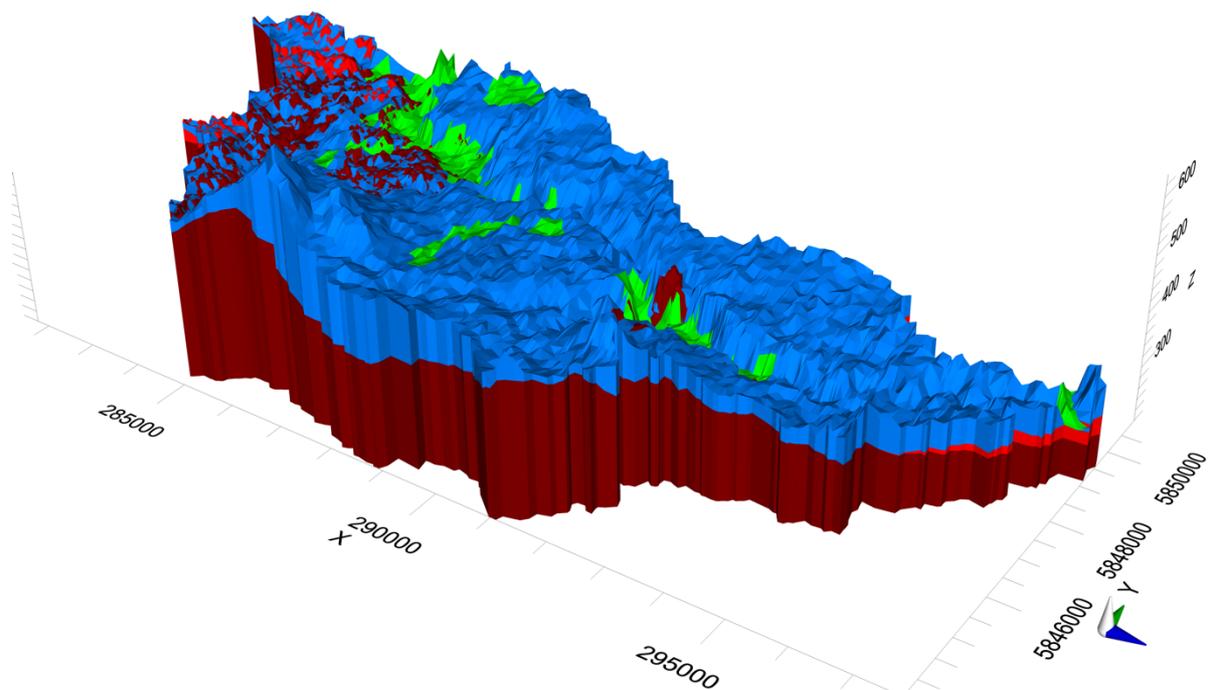


Figura 2.13 Vista prospettica del modello realizzato estratta da MODFLOW. Visuale da Sud Est. Ogni strato è stato associato ad una colorazione univoca per evidenziare l'ordine stratigrafico.

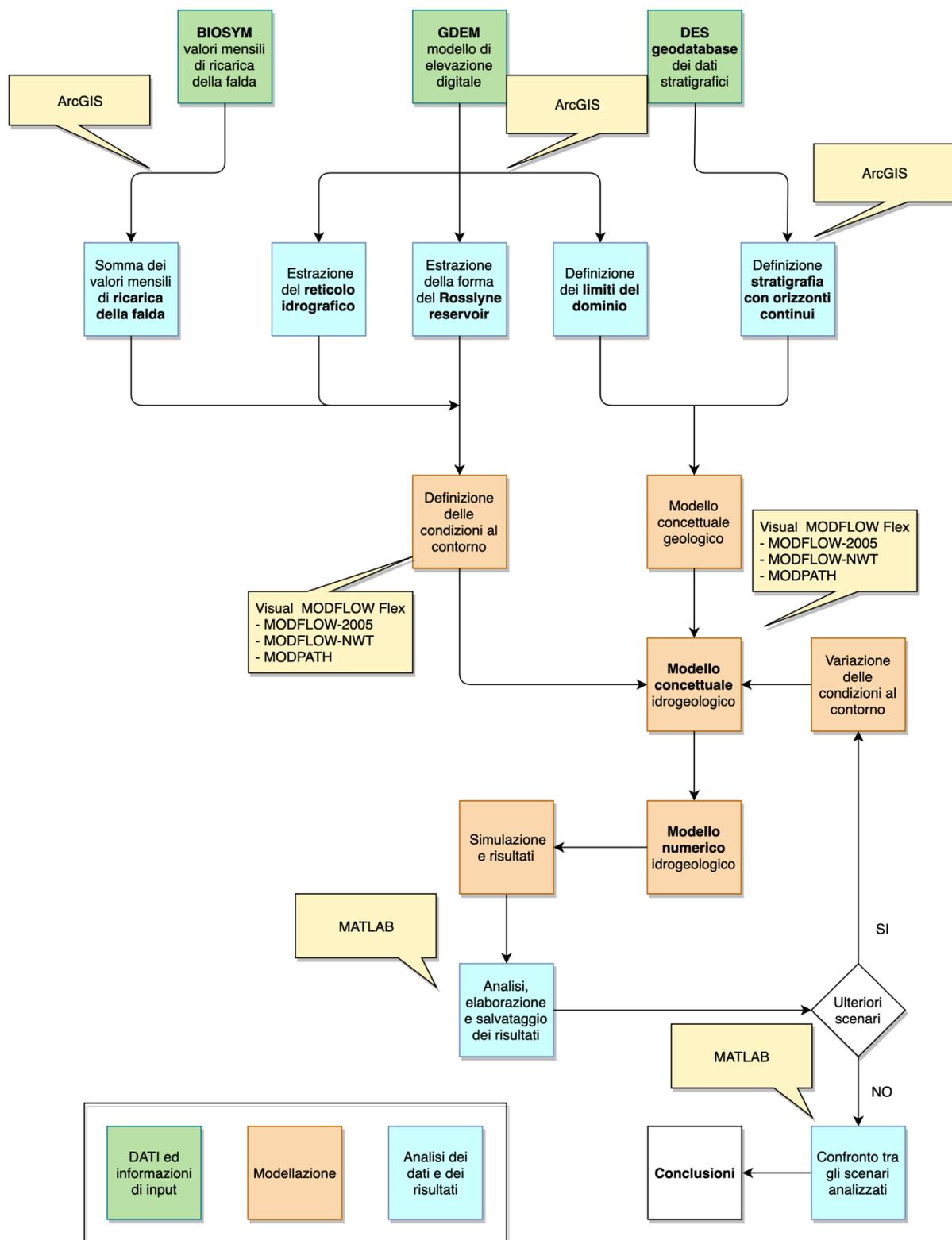


Figura 2.14 Workflow della metodologia applicata, i riquadri verdi riguardano i dati grezzi in seguito elaborati, i riquadri arancioni comprendono solo fasi in cui si è fatto uso del modello in sé, infine i riquadri azzurri indicano l'elaborazione dei dati/risultati. Le nuvole in giallo forniscono i dettagli dei software di cui si è fatto uso nelle differenti fasi.

2.2.4 Sviluppo dei dati di output del modello

I risultati forniti da MODFLOW sono essenzialmente il valore del carico idraulico computato per ogni cella del modello e la quota della *water table*. A partire dai valori sopraccitati e conoscendo il metodo applicato per modellare gli scambi, si è sviluppato un codice in ambiente MATLAB per calcolare le portate scambiate per ogni cella del reticolo in cui è applicata la condizione *river*. Tali valori sono stati confrontati (nei limiti della precisione richiesta al modello numerico in fase di simulazione) con quelli estrapolati direttamente da MODFLOW, e stampati sul file “lista” globale, così da essere certi di non tralasciare nulla. In tale maniera, è stato individuato il comportamento (*gaining* o *losing*) di ogni tratto fluviale, poi riprodotto in prima analisi in una vista planimetrica. Lo *shape file* usato per definire l’invaso artificiale è di tipo “poligono”, mentre quello che rappresenta il reticolo idrografico è di tipo “polilinea”. Mentre il primo definisce direttamente la superficie interessata dalla condizione al contorno, non è così per il secondo. Il file polilinea definisce la lunghezza ma non la larghezza dell’alveo nella cella in cui cade, per tale motivo la larghezza è richiesta come valore imposto. All’interno del file di testo costruito dal pacchetto *river* è riportato il valore di conduttanza per ogni tratto d’alveo. Da tale valore, nota la conducibilità, si risale all’area usando la forma inversa dell’equazione (10). Note le portate e l’area del reticolo in ogni cella del modello, si calcolano quindi i flussi secondo l’equazione (3). In seguito, si è isolata l’asta principale e si sono analizzate portate e flussi in relazione alla conducibilità idraulica assegnata, in cui la convenzione usata è opposta a quella utilizzata da MODFLOW. Si preferisce associare la condizione *losing* a valori negativi e quella *gaining* a valori positivi, così da rendere più intuitiva la comprensione. Inoltre, l’analisi a mezzo dei soli flussi esclude la dipendenza dall’area del tratto fluviale contenuto in ogni singola cella ed è quindi preferibile. Per completare, si è calcolata la percentuale di tratti in *gaining/losing* per l’asta principale, per la somma delle aste secondarie e per l’intero reticolo. Per i singoli scenari, o eventualmente raggruppandone più di uno, si sono eseguite ulteriori analisi dedicate, le cui conclusioni sono presentate nel prossimo capitolo.

Si è deciso di effettuare un’analisi dei sottobacini di drenaggio al fine di comprendere da dove provengono i flussi (e quindi i volumi) che finiscono in un determinato tratto del reticolo idrografico, riuscendo così a definire la porzione di bacino che “rifornisce” ogni singolo tratto di reticolo. Ogni punto dei 13688 imposti su MODFLOW funge da punto di partenza per una particella. L’analisi in modalità *forward* di MODPATH fornisce la posizione finale delle 13688 particelle computate nel calcolo, nel sistema di riferimento globale. Infatti, in una simulazione

di tipo *forward* si ottengono le posizioni delle particelle al termine del periodo di simulazione, note quelle al tempo zero (iniziali). L'approccio stazionario implica la mancanza di un vero e proprio periodo di simulazione, in tal caso si ipotizza di estendere il periodo di simulazione stazionaria finché le particelle non raggiungano una posizione che possa ritenersi finale. Il reticolo idrografico è l'unica entità del modello che funge da punto terminale, per cui la posizione finale di tutte le particelle è sempre riconducibile ad una cella che ne contiene un tratto. Il reticolo è stato suddiviso in 15 sezioni, 7 aste secondarie e 8 sezioni per l'asta principale (divisa utilizzando le confluenze delle aste secondarie come soglie di demarcazione) ed ogni traiettoria è stata attribuita ad uno dei tratti fluviali individuati. Ogni tratto fluviale corrisponde ad un numero da 1 a 15 e le posizioni iniziali delle particelle che giungono in prossimità di una cella di un certo tratto vengono assegnate al relativo sottobacino di drenaggio, ed evidenziate con una colorazione differente. Per associare una particella ad un determinato tratto fluviale si sfrutta un codice di prossimità che associa la coordinata finale di ogni particella alla cella del reticolo più vicina. Ciò che si ottiene alla fine è una vista planimetrica dell'area del bacino che "rifornisce" ogni tratto del reticolo idrografico. Infine, è possibile calcolare la percentuale di particelle competenti ogni tratto rispetto al totale. Quest'ultima corrisponde anche alla percentuale di superficie rispetto all'intero bacino idrografico, facendo l'assunzione che ogni particella sia rappresentativa di una certa porzione di bacino.

2.2.5 Nozioni teoriche per l'analisi dei risultati

Nel **capitolo 3** si utilizzano strumenti statistici e rappresentativi per studiare i risultati forniti dal modello. In questo paragrafo si forniscono le nozioni di base atte alla mera comprensione di quanto fatto.

2.2.5.1 Funzione di auto-correlazione/cross-correlazione

I fenomeni naturali sono contraddistinti da proprietà i cui valori assunti sono legati in qualche modo alla distanza che li separa. Ossia, il valore che una determinata caratteristica assume in una posizione è solitamente correlato (e quindi legato) a quello assunto in una posizione subito adiacente. Allo stesso modo punti vicini dovrebbero essere caratterizzati da proprietà con valori simili in segno e modulo. Ciò che ci si aspetta è che zone distanti siano scorrelate tra loro, mentre punti vicini siano correlati. In geo-statistica si fa spesso ricorso alla *funzione di auto-correlazione* per comprendere l'entità della correlazione spaziale dei valori di una determinata proprietà. Si definisce la funzione di auto-correlazione di una funzione X come:

$$R_{XX}(\delta) = \int_{-\infty}^{+\infty} X(x)X(x - \delta)dx, \quad (11)$$

in cui x è la coordinata spaziale e δ è uno scostamento. L'integrale viene valutato per ogni valore dello scostamento e ciò che si ottiene è una funzione dipendente dallo scostamento stesso. La funzione di auto-correlazione è simmetrica e presenta sempre il massimo in corrispondenza dello zero, inoltre spesso si è soliti normalizzarla facendola variare tra zero e uno. L'integrale all'interno della (11) viene espresso con una sommatoria se applicato al discreto. In tal caso è importante che i valori discreti siano associati ad un passo regolare al fine di confrontare valori che effettivamente si trovano alla stessa distanza l'uno dall'altro. In caso contrario è necessaria un'interpolazione lineare tra i valori noti secondo un certo passo costante. La funzione discreta "X", ri-campionata, può infine essere utilizzata per il calcolo dell'autocorrelazione.

2.2.5.2 Box plot

I *box plots* sono un metodo grafico utile a sintetizzare le statistiche di un ampio set di dati e a facilitarne il confronto. Immaginando di voler analizzare un ampio set di valori che rappresentano la variazione di una medesima quantità. L'intero *range* dei dati viene diviso dai quartili, ovvero quei valori che lo separano in 4 intervalli di uguale cardinalità (numero di elementi). La rappresentazione in *box plot* comprende quindi un riquadro (*box*) che si estende dal primo al terzo quartile, ovvero la *distanza interquartile*. Dal riquadro si sviluppano due linee, anche dette baffi (*whiskers*), oltre il quale sono presenti i valori anomali (*outliers*) rappresentati con degli indicatori isolati. La lunghezza dei *whiskers* non è univocamente determinata ma anzi è una delle libertà di cui gode l'analista dei dati. Ad esempio, nel presente lavoro di tesi la lunghezza l'estensione massima dei *whiskers* è sempre posta pari a 1,5 volte la distanza interquartile ma assume comunque il valore dell'osservazione più prossima a tale distanza purché non sia un *outlier*. Ciò implica che i *whiskers* non debbano necessariamente essere simmetrici. Infine, viene riportato il valore mediano all'interno del *box* (solitamente in colore rosso) la cui posizione non deve necessariamente separarlo in due parti uguali. In **Figura 2.15** un esempio di *box plot*.

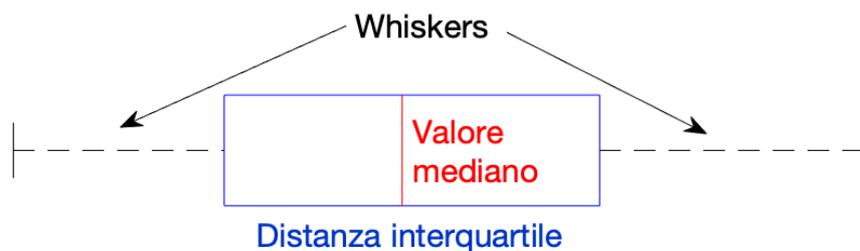


Figura 2.15 Un *box plot*

2.2.5.3 *Indice di correlazione*

Osservando due set di dati che caratterizzano due differenti proprietà, è lecito talvolta chiedersi se a piccoli valori della prima corrispondano piccoli valori della seconda, e viceversa. Questa caratteristica prende il nome di *correlazione*. Il parametro che permette di valutare quanto siano correlate due serie di dati è l'*indice di correlazione campionario* espresso dalla:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{(n - 1)s_x s_y}, \quad (12)$$

in cui x e y sono due campioni di lunghezza n , i cui valori si presumono accoppiati in qualche modo, mentre \bar{x} , \bar{y} , s_x e s_y sono le loro medie e loro deviazioni standard rispettivamente. I *diagrammi a dispersione* forniscono una risposta qualitativa alla domanda e sono il primo passo da intraprendere per valutare la correlazione tra due variabili. Ogni coppia di valori viene rappresentata come un punto su un piano cartesiano. Per ottenere una risposta quantitativa è invece indispensabile la valutazione dell'indice di correlazione campionario (equazione (12)). L'indice assume valori compresi tra 1 e -1, valori vicino allo zero indicano una mancanza di correlazione e viceversa. Un valore positivo prossimo all'unità è indicativo del fatto che a grandi valori di x corrispondano grandi valori di y (in rapporto alla scala di variazione delle due variabili) ed il contrario per un valore unitario negativo.

2.3 *Scenari analizzati*

Le acque sotterranee e di superficie non sono componenti isolate del sistema idrologico, ma interagiscono in una varietà di paesaggi fisiografici e climatici. Per comprendere tali interazioni è necessario cogliere gli effetti di ciò che Tóth (1970) chiama "ambiente idrogeologico" sui sistemi di flusso delle acque sotterranee, cioè gli effetti della topografia, della geologia e del clima (Sophocleous, 2002). Caruso (2018) ha già indagato gli effetti sul comportamento idrogeologico del bacino causati da scenari quali:

- ricarica uniforme della falda;
- parametri geometrici uniformi per l'intero reticolo idrografico;
- topografia "smussata";
- geologia semplificata;
- acquifero omogeneo;

causano sul bacino in analisi. Ciò che si è evidenziato è che una buona definizione della stratigrafica è indispensabile per rappresentare in maniera affidabile le interazioni tra superficie e sottosuolo in termini di flussi e portate. Una corretta descrizione della topografia gioca certamente un ruolo importante, anche se in maniera meno evidente, soprattutto per ciò che concerne il comportamento globale dell'intero bacino. Vista l'evidente marginalità delle condizioni al contorno si è proceduto indagando ulteriori variazioni solo su queste ultime. Per quel che riguarda la ricarica della falda (condizione al contorno di tipo *Neumann*, legata alla derivata dei carichi) sono stati utilizzati i valori relativi a due intervalli temporali di natura opposta, differenziando un "caso secco" ed un "caso umido" che si discernono da quello di riferimento, già ampiamente discusso nella **sezione 2.2.3**. D'altra parte, il reticolo idrografico (condizione al contorno di tipo *Dirichlet*, legata al valore del carico) è stato esplorato concentrandosi sull'incertezza relativa alla conducibilità idraulica del materiale di fondo secondo uno scenario a variabilità maggiore ed uno a variabilità minore. È necessario sottolineare come il modello sia molto simile, ma non identico, a quello realizzato da Caruso (2018). Il numero di righe e colonne (e di conseguenza il numero di celle) potrebbe sembrare discrepante. In realtà, essi dipendono solamente dalla dimensione del riquadro circoscritto al dominio, e caricato su MODFLOW, che risulta sensibilmente differente, per via del diverso meccanismo di estrazione utilizzato. Dominio e dimensione delle celle rimangono invece invariati. Un'altra differenza risiede nel livello del pelo libero imposto all'interno del *Rossllynne Reservoir*, che in questo caso è abbondantemente inferiore. C'è da dire che l'influenza connessa alla presenza e alle caratteristiche dell'invaso artificiale si presume essere circoscritta e limitata ai dintorni della sua posizione. Gli effetti degli invasi sull'interazione tra acqua di falda e acque superficiali sono maggiori in prossimità dell'invaso e direttamente a valle di esso (Winter, et al., 1998). Da tale considerazione è possibile dedurre una giustificazione sulla mancanza di eventuali scenari incentrati sul *Rossllynne Reservoir*, come ad esempio oscillazioni del livello di invaso. Scenari di questo tipo, se pure verosimili, sarebbero probabilmente poco interessanti giacché riguarderebbero solo una piccola parte dell'intero bacino idrografico allontanando la possibilità di ottenere evidenti variazioni, ossia il tipo di risultato che si vorrebbe ottenere da questo genere di indagine multi-scenario.

2.3.1 Caso generale (scenario di riferimento)

Nella **sezione 2.2.3** lo scenario di riferimento è stato già sufficientemente trattato per cui in questa sede ci si limita a raccoglierne le caratteristiche per facilitare il confronto con i successivi. In **Tabella 2.2**, sono riportate tutte le caratteristiche appartenenti al modello in questione. La distribuzione spaziale della ricarica della falda è indicata in **Figura 2.12b**.

Caratteristica	Descrizione	
Acquifero	Eterogeneo	
Stratigrafia	Completa, formata da 4 strati	
Topografia	Come estratta dal DEM	
Reticolo idrografico	Tirante:	0,5 m - asta principale 0,1 m - aste secondarie
	Spessore dei sedimenti:	0,5 m - asta principale 0,5 m - aste secondarie
	Ampiezza:	5 m - asta principale 1 m - aste secondarie
	K _z :	1,16 · 10 ⁻⁶ m/s - Uniforme
Ricarica della falda	Basata sulle precipitazioni connesse all'intervallo temporale 1958 - 2005, $\mu = 92,13$ m/s, $\sigma = 27,27$ m/s (ricarica media)	

Tabella 2.2 Caratteristiche del “caso generale”

2.3.2 Caso secco

In condizioni naturali le falde acquifere si trovano in uno stato di equilibrio dinamico, e nel corso dei millenni gli anni piovosi vengono bilanciati dagli anni secchi (Bouwer & Maddock III., 1997). Tuttavia, al cambiamento delle condizioni meteorologiche seguono delle variazioni sui modelli di infiltrazione all'interno dell'alveo dei corpi idrici di superficie e parallelamente la configurazione della falda si presenta in continuo mutamento in risposta alla variazione degli schemi di *recharge/discharge* (United States Environmental Protection Agency EPA, 2000).

Il “caso secco” è il primo tra gli scenari considerati che riguarda una variazione concernente la ricarica della falda, a sua volta diretta conseguenza di una variazione sulle precipitazioni. Si è preso in considerazione un intervallo temporale che spazia dal 1997 al 2005, la distribuzione spaziale della ricarica media della falda è presentata in **Figura 2.12c** mentre, si lasciano invariati tutti gli altri parametri come evidenziato in **Tabella 2.3**.

Il “Millennium Drought” è un periodo di siccità ritenuto, secondo alcuni, il peggiore tra quelli avvenuti sin dall'insediamento europeo del continente. In realtà, è composto da distinti periodi di siccità relativi ad altrettanti eventi *El Niño* che si sono presentati in rapida successione dal 1997 al 2010, come si evince dai rapporti dettagliati degli eventi *El Niño* disponibili sul sito

web del Bureau of Meteorology. Quindi, l'intervallo preso in considerazione (1997-2005) si posiziona all'interno di un contesto di forte siccità, non solo per la zona considerata, ma per quasi tutto il paese.

Caratteristica	Descrizione	
Acquifero	Eterogeneo	
Stratigrafia	Completa, formata da 4 strati	
Topografia	Come estratta dal DEM	
Reticolo idrografico	Tirante:	0,5 m - asta principale 0,1 m - aste secondarie
	Spessore dei sedimenti:	0,5 m - asta principale 0,5 m - aste secondarie
	Ampiezza:	5 m - asta principale 1 m - aste secondarie
	Kz:	$1,16 \cdot 10^{-6}$ m/s - Uniforme
Ricarica della falda	Basata sulle precipitazioni connesse all'intervallo temporale 1997 - 2005, $\mu = 46,47$ m/s, $\sigma = 20,19$ m/s (ricarica secca)	

Tabella 2.3 Caratteristiche del “caso secco”.

Le differenze rispetto allo scenario generale sono evidenziate in rosso mentre restano invariate tutti gli ulteriori parametri al fine di consentirne il confronto

Nell'arco dei 12 mesi che sono occorsi dall'aprile 1997 al marzo 1998, nello stato di Victoria, Tasmania orientale e settentrionale, Nuovo Galles del sud, centrale e orientale, Queensland orientale, subtropicale e a sud-ovest dell'Australia Occidentale sono stati registrati totali mensili inferiori alla media. Tuttavia, l'impatto nel complesso è stato classificato debole anche se il sud e l'est dello stato di Victoria sono stati i più colpiti. L'*El Niño* seguente, classificato tra il debole e il moderato, ha avuto invece un impatto molto forte in Australia. La grave siccità del 2002-03 relativa alla carenza di precipitazioni nel periodo compreso tra marzo 2002 e gennaio 2003, si è classificata tra le più severe mai registrate. Tutte le parti del paese sono state colpite ma, nell'Australia del sud ha incrementato le conseguenze dei precedenti anni aridi. Il maggiore degli effetti è stato sicuramente la diffusa penuria d'acqua ad uso domestico e agricolo, tralasciando l'innalzamento delle temperature e gli ampi incendi boschivi. Anche se nel 2003 si è registrato un leggero miglioramento in buona parte del paese, non si può dire lo stesso per il sud-est dello stato di Victoria.

2.3.3 Caso umido

In contrasto al precedente scenario, adesso ci si concentra in un periodo di formidabile abbondanza di precipitazioni che si estende dal 1973 alla fine del 1975, lasciando invariati tutti

i rimanenti parametri. I valori di ricarica sono mostrati in **Figura 2.12a**. Come ulteriore conferma dell'affidabilità dei dati utilizzati, si noti come in corrispondenza degli affioramenti del basamento roccioso (la porzione di bacino più ad ovest) la ricarica assuma valori inferiori.

Caratteristica	Descrizione	
Acquifero	Eterogeneo	
Stratigrafia	Completa, formata da 4 strati	
Topografia	Come estratta dal DEM	
Reticolo idrografico	Tirante:	0,5 m - asta principale 0,1 m - aste secondarie
	Spessore dei sedimenti:	0,5 m - asta principale 0,5 m - aste secondarie
	Ampiezza:	5 m - asta principale 1 m - aste secondarie
	K _z :	1,16 · 10 ⁻⁶ m/s - Uniforme
Ricarica della falda	Basata sulle precipitazioni connesse all'intervallo temporale 1973 - 1975, $\mu = 128,47 \text{ m/s}$, $\sigma = 38,18 \text{ m/s}$ (ricarica umida)	

Tabella 2.4 Caratteristiche del “caso umido”.

Le differenze rispetto allo scenario generale sono evidenziate in rosso mentre restano invariati tutti gli ulteriori parametri al fine di consentirne il confronto

Secondo il report del BoM, l'evento *La Niña* avvenuto tra giugno del 1973 e marzo del 1976 è il più lungo evento di questo genere mai registrato, con precipitazioni eccessive ed effetti su tutto il paese. La caratteristica importante di questo evento è la quasi totale assenza di periodi di siccità per circa 34 mesi consecutivi.

2.3.4 Caso con conducibilità altamente eterogenea

Come sottolineato da Naganna et al (2017), quando si ha a che fare con l'interazione tra acque di superficie, iporeiche e sotterranee esiste un'ampia variabilità spaziale e temporale a causa della morfologia e delle scabrosità dell'alveo, degli strati geologici più antichi e profondi, dei processi geo-idrologici e delle proprietà idrauliche dei materiali (come la conducibilità idraulica). La conducibilità del materiale di fondo è un parametro fisico fondamentale nel controllo dei flussi attraverso l'interfaccia acquifero-fiume. Infatti, sia quella orizzontale che quella verticale possono variare per differenti ordini di grandezza a seconda delle proprietà idrologiche delle diverse formazioni. Naganna et al (2017) hanno esposto e analizzato tutti i fattori che influenzano la conducibilità idraulica. A quelli più ovvi già citati si accompagnano fattori idrologici (velocità e altezza della corrente, viscosità dell'acqua e densità dei sedimenti sospesi), antropologici (uso del suolo e opere ingegneria fluviale) e biologici che la rendono

una funzione fortemente non lineare. Infatti, in generale le proprietà idrauliche del suolo sono funzioni altamente non lineari spesso associate a distribuzioni di valori ampiamente variabili e caratterizzate da irregolarità importanti (Naganna, et al., 2017).

Anche avendo a disposizione risultati di prove sul campo, assegnare un valore rappresentativo ad un intero tratto contenuto all'interno di una cella del modello non sarebbe affatto un'impresa semplice. Molte ricerche a scala locale ipotizzano distribuzioni omogenee dei sedimenti del fondo, per semplicità o per isolare gli effetti di altri elementi quali morfologia o condizioni idrauliche (Laube, et al., 2018). Al contrario, determinati studi mirano proprio a comprendere il ruolo che l'eterogeneità gioca all'interno delle dinamiche di scambio. Ad esempio, Bardini (2013) ha analizzato l'effetto di 2 campi di eterogeneità dei sedimenti con differente varianza in un alveo dotato di *ripples*, tenendo conto di processi sia idraulici che biochimici. Oppure, Laube et al. (2018), i quali hanno prodotto 10 000 differenti realizzazioni di conducibilità al fine di ricavare un valore omogeneo equivalente in termini di flussi iporeici e tempo di residenza. Un'eterogeneità dell'ordine del metro (scala locale) è stata invece presa in carico da Kalbus et al. (2009), da Cardenas et al. (2004) e anche da Storey et al. (2003). I primi hanno osservato l'effetto dell'eterogeneità di alveo e acquifero costruendo 4 scenari differenti e riscontrando che una situazione in cui un alveo omogeneo sovrasta un acquifero eterogeneo può causare una notevole omogeneizzazione dei flussi di scambio. Mentre gli ultimi, sfruttando un modello 3D implementato su MODFLOW con acquifero stratificato e spessore minimo di 25 cm, hanno ricavato che la conducibilità idraulica dei sedimenti fa parte delle 3 proprietà fondamentali atte a definire le dimensioni della zona iporeica. Tali studi adottano tutti una prospettiva su scala locale (o meno ancora), concentrandosi principalmente su piccoli tratti di corsi d'acqua. In letteratura è disponibile un notevole ventaglio di studi a scala ridotta ma lo stesso non può essere detto quando si parla di grandi scale per le quali solamente poche ricerche sono state condotte. Lackey et al. (2015) hanno studiato l'effetto dell'eterogeneità dei sedimenti sull'esaurimento del flusso fluviale all'interno di un dominio rettangolare di 1280 km², dovuto all'utilizzo di pozzi di emungimento. Di conseguenza, nonostante il crescente interesse per le interazioni tra alveo e acquifero (Sophocleous, 2002), ad oggi vi è ancora una premente necessità di studi su scale superiori.

Lo scenario che si intende analizzare è inizialmente uno scenario in cui è prevista un'elevata incertezza nella stima della conducibilità attorno ad un valore medio posto pari a quello dei depositi alluvionali ($1,16 \cdot 10^{-6}$ m/s) considerato come valore costante nello scenario di riferimento "caso generale" (valore riferito all'intero reticolo). Analogamente a quanto fatto da Laube et al. (2018), si prende in considerazione una varianza del logaritmo dei valori pari a

6,76, inteso come massimo valore solitamente riscontrabile. Per ogni cella del reticolo idrografico, tramite un processo di estrazione random, è stato assegnato un valore casuale di conducibilità idraulica considerandola distribuita secondo una distribuzione lognormale. Invece, tutti gli altri parametri sono gli stessi del “caso generale” (Tabella 2.5).

Caratteristica	Descrizione	
Acquifero	Eterogeneo	
Stratigrafia	Completa, formata da 4 strati	
Topografia	Come estratta dal DEM	
Reticolo idrografico	Tirante:	0,5 m - asta principale 0,1 m - aste secondarie
	Spessore dei sedimenti:	0,5 m - asta principale 0,5 m - aste secondarie
	Ampiezza:	5 m - asta principale 1 m - aste secondarie
	Kz:	$\mu = 1,16 \cdot 10^{-6} \text{ m/s} - \sigma_{ln}^2 = 6,76$ Estratta da distribuzione log-normale
Ricarica della falda	Basata sulle precipitazioni connesse all'intervallo temporale 1958 - 2005, $\mu = 92,13 \text{ m/s}, \sigma = 27,27 \text{ m/s}$ (ricarica media)	

Tabella 2.5 Caratteristiche del “caso con conducibilità altamente eterogenea”.

Le differenze rispetto allo scenario generale sono evidenziate in rosso mentre restano invariati tutti gli ulteriori parametri al fine di consentirne il confronto

La natura casuale del metodo instaura la necessità di effettuare simulazioni multiple associate ad altrettante realizzazioni di conducibilità e osservando come una differente distribuzione influenzi gli scambi. È necessario sottolineare che la porzione di reticolo sottostante l'invaso artificiale non è stata interessata da una distribuzione eterogenea, per cui in tal caso il valore permane costante ($1,16 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$). La motivazione di tale scelta è da imputare principalmente a motivi computazionali.

2.3.5 Caso con conducibilità debolmente eterogenea

Mentre il caso precedente rappresenta una situazione estrema, uno scenario più plausibile è certamente descritto da una varianza del logaritmo della conducibilità unitaria. Restano comunque valide tutte le precedenti asserzioni.

La **Tabella 2.6** fornisce uno specchio riepilogativo delle caratteristiche appartenenti al modello dello scenario in questione.

Caratteristica	Descrizione	
Acquifero	Eterogeneo	
Stratigrafia	Completa, formata da 4 strati	
Topografia	Come estratta dal DEM	
Reticolo idrografico	Tirante:	0,5 m - asta principale 0,1 m - aste secondarie
	Spessore dei sedimenti:	0,5 m - asta principale 0,5 m - aste secondarie
	Ampiezza:	5 m - asta principale 1 m - aste secondarie
	Kz:	$\mu = 1,16 \cdot 10^{-6} \text{ m/s} - \sigma_{ln}^2 = 1$ Estratta da distribuzione log-normale
Ricarica della falda	Basata sulle precipitazioni connesse all'intervallo temporale 1958 - 2005, $\mu = 92,13 \text{ m/s}$, $\sigma = 27,27 \text{ m/s}$ (ricarica media)	

Tabella 2.6 Caratteristiche del “caso con conducibilità debolmente eterogenea”.
Le differenze rispetto allo scenario generale sono evidenziate in rosso mentre restano invariati tutti gli ulteriori parametri al fine di consentirne il confronto

Capitolo III: Analisi dei risultati

3.1 Confronto e discussione dei risultati

In questo capitolo viene discusso e analizzato l'ampio spettro di risultati ottenuti in seguito all'elaborazione dei dati di *output* del modello. Lo scenario di riferimento ("caso generale"), il "caso secco" ed il "caso umido" sono univocamente definiti, ovvero non vi è alcuna proprietà per la quale sono stati presi in conto dei valori estratti casualmente. Al contrario, il "caso con conducibilità altamente eterogenea" ed il "caso con conducibilità debolmente eterogenea" sono caratterizzati da valori di conducibilità verticale del reticolo idrografico estratti in maniera casuale da una distribuzione lognormale. Ciò impone la necessità di portare a termine differenti realizzazioni, al fine di fornire una buona base statistica sui risultati. Per essere certi che il numero fosse abbastanza elevato è stato preso in analisi il valore di portata complessiva uscente dal reticolo idrografico (la colonna relativa al Q_{LOS} dell' **Allegato A**). Cominciando dalla prima realizzazione è stato calcolato il valore medio tra tutte le realizzazioni precedenti valutandone la differenza con l'ultima. Analizzando il caso maggiormente variabile ("caso con conducibilità altamente eterogenea"), la **Figura 3.1a** mostra come l'andamento delle medie progressive oscilli debolmente già dalle 30 realizzazioni in poi. Ciò significa che queste sarebbero già sufficienti per ottenere valori statisticamente rappresentativi sia per il "caso con conducibilità altamente eterogenea" che per il "caso con conducibilità debolmente eterogenea". Nonostante ciò, sono state portate a termine 60 realizzazioni per entrambi i casi garantendo uno scarto tra le medie progressive e la media totale minore del 2% anche per il caso a varianza superiore ("caso con conducibilità altamente eterogenea"). Media, scarto quadratico e coefficiente di variazione dei valori in colonna in **Allegato A** possono pertanto considerarsi statisticamente affidabili, così come le ulteriori analisi condotte. Qualora si aumentasse ulteriormente il numero di realizzazioni, i valori progressivi continuerebbero ad oscillare attorno ad un valore asintotico, ovvero relativo ad un infinito numero di realizzazioni.

Un elevato numero di realizzazioni implica anche un'importante mole di dati da analizzare, per tale ragione risulta indispensabile inquadrare delle specifiche realizzazioni chiave che siano rappresentative dell'intero insieme. Si è presa nuovamente in considerazione la portata complessiva uscente (Q_{LOS}). Per ognuna delle 60 realizzazioni dei due scenari a conducibilità dell'alveo variabile ("caso con conducibilità altamente eterogenea" e "caso con conducibilità debolmente eterogenea") si sono estratte le tre realizzazioni caratterizzate rispettivamente dal valore minimo, massimo e medio di Q_{LOS} (**Allegato A**). Nel caso del valore medio si è

considerata la realizzazione con il Q_{LOS} che più si avvicinava al reale valore medio. Il dettaglio delle realizzazioni estratte è riportato in **Tabella 3.1**.

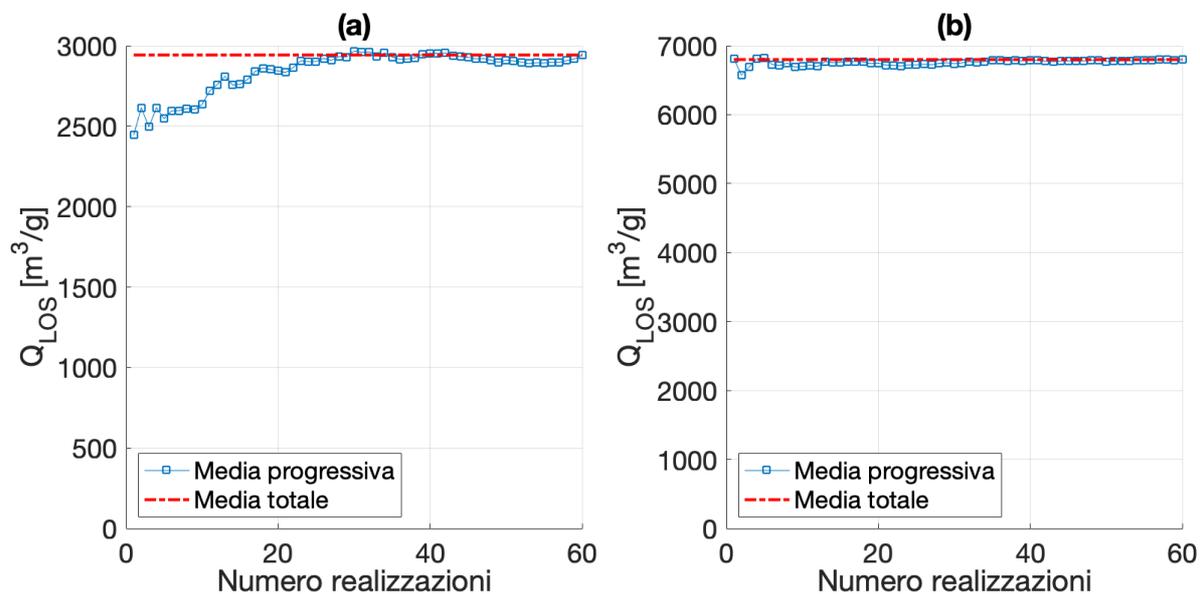


Figura 3.1 Verifica sul numero minimo di realizzazioni.
 (a) “Caso con conducibilità altamente eterogenea”,
 (b) “caso con conducibilità debolmente eterogenea”

Caso con conducibilità altamente eterogenea			
Realizzazione con:	$Q_{LOS, MIN}$	$Q_{LOS, MEDIA}$	$Q_{LOS, MAX}$
Valore di Q_{LOS} [m^3/d]	2041,42	2938,54	4424,48
N. realizzazione	33	25	60

Caso con conducibilità debolmente eterogenea			
Realizzazione con:	$Q_{LOS, MIN}$	$Q_{LOS, MEDIA}$	$Q_{LOS, MAX}$
Valore di Q_{LOS} [m^3/d]	6124,96	6809,58	7616,42
N. realizzazione	50	1	13

Tabella 3.1 Scelta delle realizzazioni rappresentative tra tutte quelle prodotte, in base al valore di Q_{LOS} . Il numero della realizzazione ed il relativo valore di portata complessivamente uscente dal reticolo (Q_{LOS}) sono corrispondenti alla numerazione indicata in **Allegato A**

3.1.1 Distribuzione delle condizioni di *gaining/losing* lungo il reticolo

Il primo dei risultati ottenuti riguarda uno studio qualitativo del comportamento del reticolo soffermandosi solamente sulla condizione *gaining/losing* che può assumere ogni cella del reticolo in base al segno dei flussi (flussi negativi indicano una condizione *losing* mentre flussi positivi indicano una condizione *gaining*). L'attribuzione della condizione *gaining* ad un determinato punto del fiume indica che in quel punto l'acquifero ricarica il fiume, ossia i flussi di scambio procedono dall'acquifero verso la rete fluviale. Mentre, in condizione *losing* accade l'esatto contrario. In questa fase preliminare si analizza la disposizione spaziale delle due condizioni (*gaining/losing*) e la si confronta tra i differenti scenari (e/o realizzazioni), senza tener conto dell'entità (ovvero del modulo) dei flussi stessi.

La **Figura 3.2** mette a confronto lo scenario di riferimento (“caso generale”) con i due casi in cui è stata introdotta una variazione di ricarica della falda, “caso secco” e “caso umido” (nei quali, si ricorda, sono stati presi in considerazione periodi di abbondanza e penuria d'acqua). In **Figura 3.2a** lo scenario di riferimento (“caso generale”) mostra la presenza di entrambe le condizioni su tutto il reticolo in maniera ben distribuita. In particolare, il ramo principale gode di un'alternanza continua tra *gaining* e *losing*, mentre alcune delle aste secondarie sono quasi interamente caratterizzate da una o l'altra. L' **Allegato A** contiene le percentuali di celle in cui il tratto fluviale è in *gaining* (%_{GAIN}) o *losing condition* (%_{LOS}) per ogni scenario. Le percentuali per il “caso generale” sono del 54,1% e 45,9% rispettivamente per le condizioni *gaining* e *losing*. Nel “caso secco” la percentuale di celle in condizione *losing* aumenta dell'8% mentre nel “caso umido” diminuisce del 6,5%. Ciò è evidente anche osservando la **Figura 3.2b** e la **Figura 3.2c** in cui sono indicate in rosso le celle la cui condizione è diventata *losing* e in blu quelle in cui è diventata *gaining*. La variazione di comportamento delle celle è uniforme sia nel “caso secco” che in quello “umido”. Infatti, i cambiamenti riscontrati sono tutti dello stesso genere e ciò è dovuto al modo in cui il livello di falda è influenzato dalla ricarica verticale.

Si focalizzi adesso l'attenzione sugli scenari a conducibilità variabile, “caso con conducibilità altamente eterogenea” e “caso con conducibilità debolmente eterogenea” (**Figura 3.3**). La **Figura 3.3a** mostra nuovamente il “caso generale” come termine di paragone. Per entrambi gli scenari sono state analizzate le tre realizzazioni considerate maggiormente rappresentative, ovvero caratterizzate da un valore minimo, medio e massimo di portata complessivamente uscente dal reticolo idrografico (**Tabella 3.1**). Le figure nella colonna sinistra (**Figura 3.3b, d, f**) riguardano le tre realizzazioni del “caso con conducibilità altamente eterogenea”. Al contrario, le figure nella colonna destra (**Figura 3.3c, e, g**) riguardano quelle del “caso con

conducibilità debolmente eterogenea”. In tutte le realizzazioni a conducibilità maggiore (“caso con conducibilità altamente eterogenea”) è evidente una forte tendenza alla condizione *gaining*, ovvero molti tratti del fiume tendono a variare il loro comportamento passando da una condizione *losing* ad una *gaining*, rispetto al caso di riferimento. D’altra parte, osservando la colonna destra (“caso con conducibilità debolmente eterogenea”) si nota che in maniera diffusa su tutto il reticolo, vi è una maggiore eterogeneità nelle variazioni di comportamento. Ossia, sono presenti sia di tratti il cui comportamento varia dalla condizione *losing* a quella *gaining*, che viceversa. Confrontando tra loro le realizzazioni del medesimo scenario non si notano importanti differenze, ciò è confermato anche dai valori in **Allegato A**, in cui le percentuali di celle condizione *gaining/losing* risultano sufficientemente stabili.

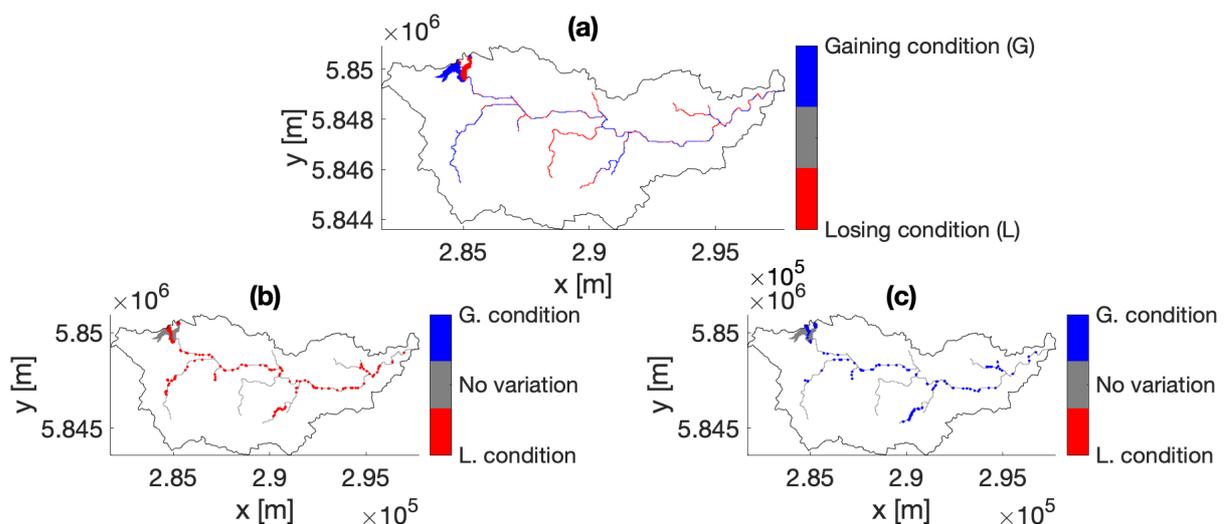


Figura 3.2 (a) Distribuzione delle condizioni *gaining* o *losing* lungo il reticolo idrografico per lo scenario di riferimento (“caso generale”), (b) variazioni riscontrate per il “caso secco” rispetto al “caso generale”, (c) variazioni riscontrate per il “caso umido” rispetto al “caso generale”

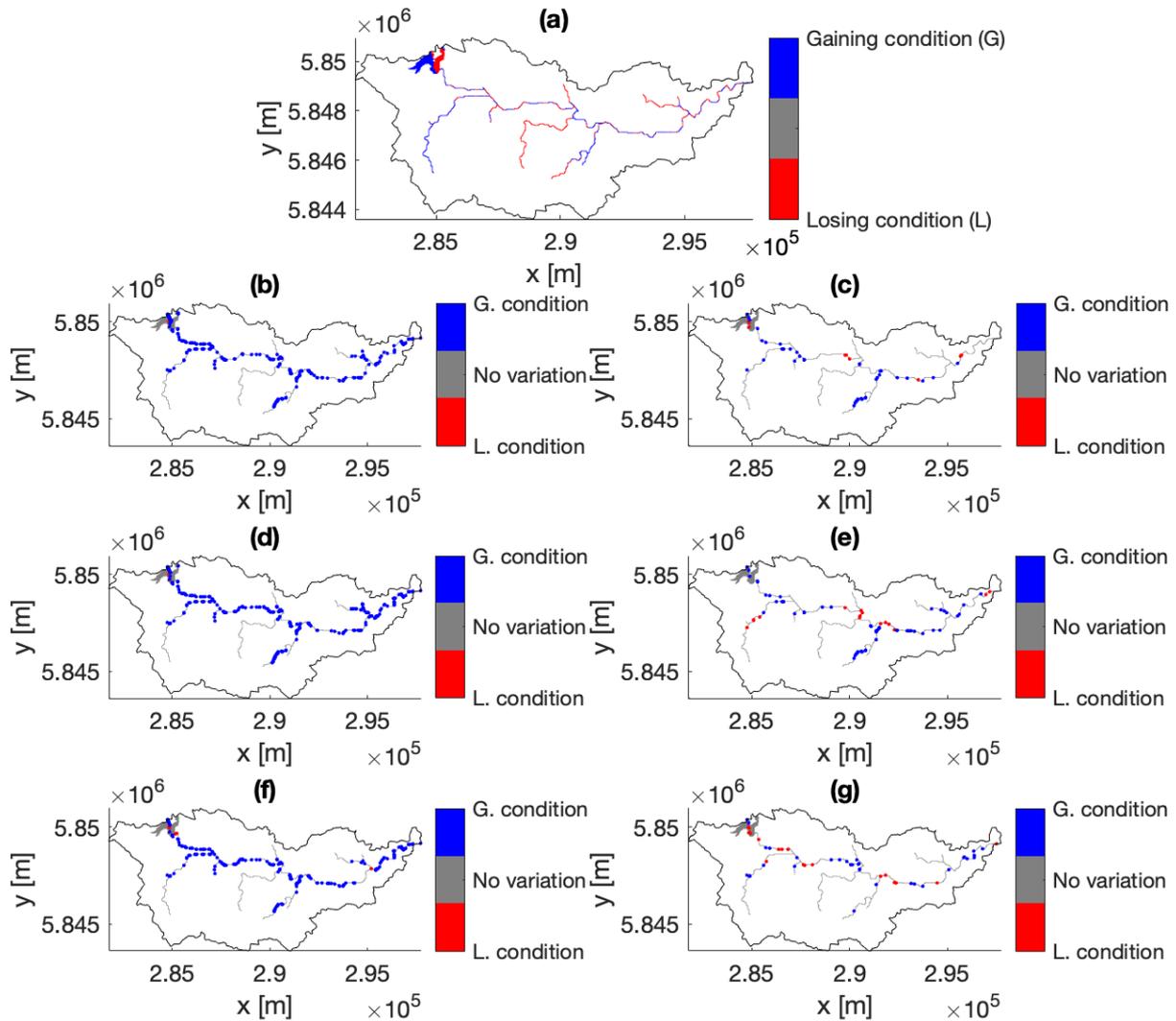


Figura 3.3 (a) Distribuzione delle condizioni *gaining/losing* lungo il reticolo per il “caso generale”, (b) variazioni per il “caso con conducibilità altamente eterogenea” - realizzazione n. 33 ($Q_{LOS, MIN}$), (c) variazioni per il “caso con conducibilità debolmente eterogenea” - realizzazione n. 50 ($Q_{LOS, MIN}$), (d) variazioni per il “caso con conducibilità altamente eterogenea” - realizzazione n. 25 ($Q_{LOS, MEDIA}$), (e) variazioni per il “caso con conducibilità debolmente eterogenea” - realizzazione n. 1 ($Q_{LOS, MEDIA}$), (f) variazioni per il “caso con conducibilità altamente eterogenea” - realizzazione n. 60 ($Q_{LOS, MAX}$), (g) variazioni per il “caso con conducibilità debolmente eterogenea” - realizzazione n. 13 ($Q_{LOS, MAX}$)

3.1.2 Flussi di scambio lungo il ramo principale

Inquadrato il comportamento qualitativo si procede adesso allo studio di quello quantitativo. Si analizzano i flussi di scambio lungo la progressiva dell'asta principale del reticolo idrografico. Si ricorda che con il termine "flusso" si intende la "velocità apparente" così come espressa dall'equazione (3).

Si inizia l'analisi dagli scenari in cui la differenza è espressa da una diversa ricarica della falda acquifera. La **Figura 3.4a** presenta il valore dei flussi di scambio lungo il ramo principale rispettivamente per "caso generale", "caso secco" e "caso umido". Ciò che salta subito all'occhio è un comportamento apparentemente regolare della disposizione dei flussi appartenenti ai tre casi. Infatti, si nota come i tre sembrano disporsi sempre nel medesimo ordine, a partire dall'alto "caso umido", "caso generale" e "caso secco". Di fatto, eseguendo la differenza tra il "caso umido" e i rimanenti non si ottengono mai valori negativi, ossia anche in condizioni *losing* (flussi negativi) l'ordine dei risultati rimane invariato (**Figura 3.4b**). La **Tabella 3.2** contiene una sintesi dei valori dei flussi in **Figura 3.4a** sotto forma di grandezze statistiche fondamentali.

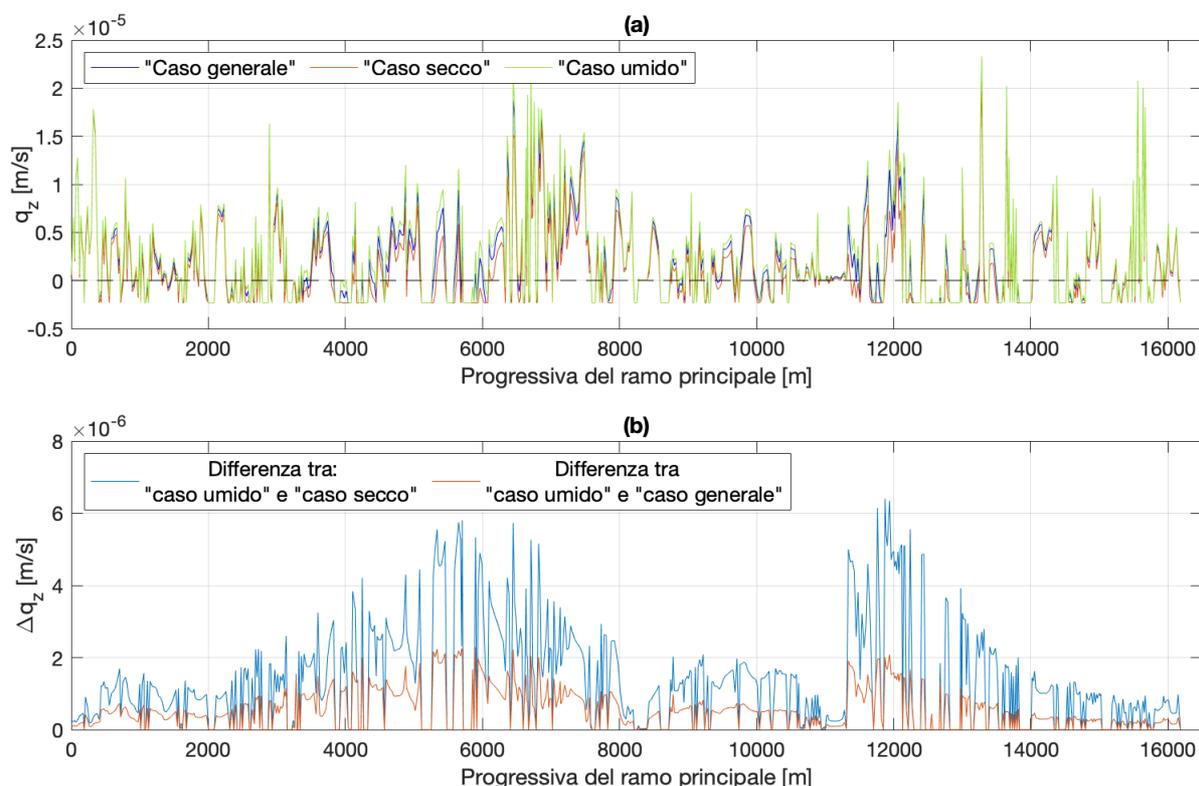


Figura 3.4 Flussi di scambio lungo il ramo principale.

(a) Flussi sovrapposti per "caso generale", "caso secco" e "caso umido".

(b) Differenze calcolate tra i flussi relativi al "caso umido" e quelli di "caso secco" e "caso generale"

Statistiche dei flussi di scambio lungo l'asta principale				
	μ	Me	σ (s.q.m.)	C.V.
	[m/s]	[m/s]	[m/s]	[-]
“Caso generale”	1.86e-06	6.86e-07	4.56e-06	2.45
“Caso secco”	1.08e-06 (-41,9%)	-1.11e-08 (-101,6%)	4.13e-06 (-9,4%)	3.81 (+55,5%)
“Caso umido”	2.39e-06 (+28,5%)	1.19e-06 (+73,5%)	4.82e-06 (+5,7%)	2.02 (-17,5%)

Tabella 3.2 Statistiche dei valori di flusso lungo l'asta principale del reticolo idrografico, in riferimento agli scenari in **Figura 3.4a**. Media (μ), mediana (Me), scarto quadratico medio (σ) e coefficiente di variazione (C.V.). Tra parentesi le variazioni percentuali rispetto al “caso generale”

In **Figura 3.5** sono invece riportati i valori (portate, flussi e conducibilità) relativi ai due casi a conducibilità dei sedimenti del fondo variabile (“caso con conducibilità altamente eterogenea” e “caso con conducibilità debolmente eterogenea”) sovrapposti a quello di riferimento. Alcuni dei picchi di flusso e conducibilità sono stati volutamente tagliati per consentire una visualizzazione a scala maggiore. Visto l'ingente numero di realizzazioni è necessario basare l'analisi su quella più rappresentativa, ossia la realizzazione caratterizzata da un valore medio di portata complessivamente uscente dal reticolo idrografico ($Q_{LOS, MEDIA}$) per ognuno dei due scenari. Si osserva che anche introducendo la variabilità di k_z (**Figura 3.5c, d**) la distribuzione delle zone di *gaining* e *losing* rimane simile, seppure l'ampiezza e il numero dei picchi varia notevolmente, per entrambi i casi. I flussi dell'asta principale sembrano raggiungere massimi e minimi più elevati in valore assoluto, rispetto al “caso generale”. Prendendo in considerazione i flussi del “caso con conducibilità altamente eterogenea”, si nota come alcune zone siano maggiormente interessate dalla presenza di picchi sui flussi pur non godendo sempre di massimi altrettanto importanti in termini di conducibilità (ad esempio tra i valori di progressiva di 6,5 e 7,5 km in **Figura 3.5**). Tale comportamento induce al pensiero che la presenza di valori di conducibilità medio-alti in particolari posizioni (come il valore di progressiva 6819,3369 m) giochino un ruolo più influente di valori maggiori in altre (ad esempio il valore di progressiva 9199,3404 m). A corredo di quanto presentato in **Figura 3.5b** in **Tabella 3.3** sono state esplicitate le statistiche dei valori di flusso indicati.

Statistiche dei flussi di scambio lungo l'asta principale				
	μ	Me	σ (s.q.m.)	C.V.
	[m/s]	[m/s]	[m/s]	[-]
“Caso generale”	1.86e-06	6.86e-07	4.56e-06	2.45
“Caso con conducibilità altamente eterogenea”	1.25e-06 (-32,8%)	1.37e-07 (-80,0%)	2.33e-05 (+410,9%)	18.74 (+665%)
“Caso con conducibilità debolmente eterogenea”	2.03e-06 (+9,1%)	4.81e-07 (-29,9%)	7.22e-06 (+58,3%)	3.55 (+44,9%)

Tabella 3.3 Statistiche dei valori di flusso lungo l'asta principale del reticolo, in riferimento ai casi e alle realizzazioni mostrate in **Figura 3.5b**. Media (μ), mediana (Me), scarto quadratico medio (σ) e coefficiente di variazione (C.V.). Tra parentesi le variazioni percentuali rispetto al “caso generale”

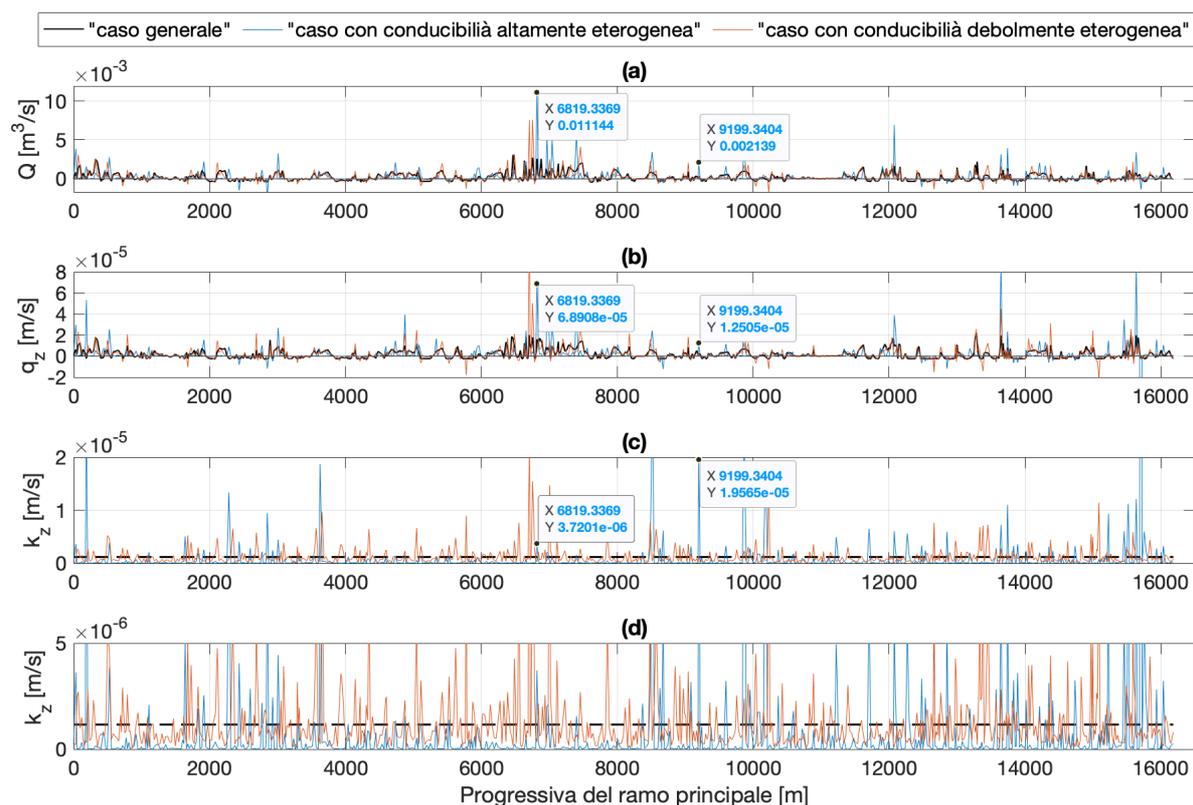


Figura 3.5 Confronto lungo il ramo principale del reticolo idrografico. I valori presentati sono relativi alle realizzazioni medie del “caso con conducibilità altamente eterogenea” e del “caso con conducibilità debolmente eterogenea”. Ossia le realizzazioni caratterizzate da un valore medio di portata complessiva uscente dal reticolo idrografico - $Q_{LOS, MEDIA}$ (**Tabella 3.1**).

(a) Portate, (b) flussi, (c) conducibilità verticale - k_z , (d) ulteriore ingrandimento sui valori di k_z

Per comprenderne meglio la distribuzione, in **Figura 3.6a** è stata calcolata la funzione di autocorrelazione dei flussi lungo l’asta principale del “caso generale”. I flussi sono stati precedentemente ri-campionati linearmente con passo di campionamento pari all’ampiezza di una cella del modello. Ciò che perviene dalla **Figura 3.6a** è che il valore assunto indica una correlazione elevata per i primi 100 metri ($R_{q_1 q_1} > 0,4$) e media fino a 600-700 metri circa ($0,4 > R_{q_1 q_1} > 0,2$).

Se invece la (11) viene applicata a due funzioni differenti si parla di *funzione di cross-correlazione*. In **Figura 3.6b** è stata calcolata la cross-correlazione tra i flussi lungo il ramo principale del “caso generale” e quelli del “caso con conducibilità altamente eterogenea”, mentre la **Figura 3.6c** riguarda la cross correlazione tra lo scenario di riferimento e il “caso con conducibilità debolmente eterogenea”. Per i due casi a conducibilità variabile si sceglie nuovamente di prendere in considerazione le realizzazioni più rappresentative, ovvero quelle caratterizzate da una portata complessiva uscente media. Il massimo si ottiene in tutti i casi per valori di scostamento pari a zero quindi la distribuzione dei picchi è sempre simile e non

fortemente influenzata dalla conducibilità, in altre parole il reticolo tende a mantenere globalmente il medesimo comportamento anche con conducibilità variabile. Si osserva che mentre il “caso con conducibilità altamente eterogenea” gode di una correlazione media ($0,4 > R_{q_1 q_2} > 0,2$) fino a circa 50 m e debole ($R_{q_1 q_2} < 0,1$) sino ancora a 600-700 m, diminuendo la varianza (“caso con conducibilità debolmente eterogenea”) la correlazione torna ad essere elevata per i primi 50-60 m e media per i 600-700 m. Gli elevati valori di auto-correlazione mostrano come i flussi restano simili a loro stessi se pure traslati di tre o quattro celle (circa 90-120 m). Con lo scenario a varianza minore si ha ancora una certa correlazione nelle brevi distanze, circa una o due celle, mentre tale effetto si riduce notevolmente nel caso di maggiore varianza. Questo sottolinea la natura puntuale dei picchi di flusso presenti in **Figura 3.5b**, i quali non presentano una costanza spaziale ma sono spesso limitati ad un'unica cella.

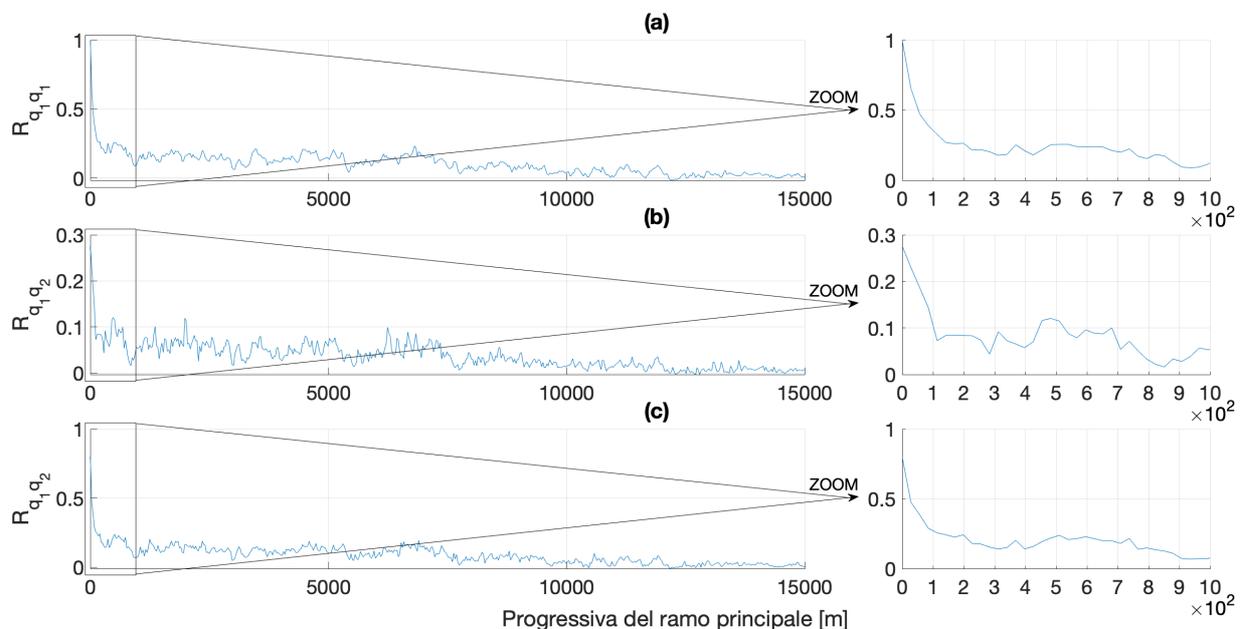


Figura 3.6 (a) Auto-correlazione dei flussi lungo il ramo principale del “caso generale”.
 (b) Cross-correlazione dei flussi tra il “caso generale” e il “caso con conducibilità altamente eterogenea”, la realizzazione considerata è caratterizzata da un valore medio di portata complessiva uscente.
 (c) Cross-correlazione dei flussi tra “caso generale” e il “caso con conducibilità debolmente eterogenea”, la realizzazione considerata è caratterizzata da un valore medio di portata complessiva uscente.

È necessario indagare ulteriormente sul modo in cui i flussi lungo l’asta principale reagiscono alle variazioni introdotte nei differenti scenari. Pertanto, si è costruito un grafico in cui a partire dal valore dei flussi del caso di riferimento si evidenzia la massima variazione per ogni punto della progressiva (**Figura 3.7**). La fascia di variazione (in blu) è stata valutata tenendo conto di tutti gli scenari presi in carico nell’analisi e di tutte le realizzazioni, ottenendo così una

rappresentazione che presenti la variabilità dei valori di flusso in relazione alla loro posizione lungo l'asta principale. È possibile distinguere chiaramente delle zone di concentrazione dei picchi di flusso, come il tratto iniziale da 0 a 1 km circa, quello centrale tra 6 e 8 km e uno finale intorno ai 12 km di progressiva. Da un'analisi più attenta è possibile notare anche come il segno (e quindi la direzione) dei flussi scambiati presenti una certa stabilità rispetto al caso di riferimento. Si osservi che se pure il “caso secco” ed il “caso umido” siano inclusi nella rappresentazione, i relativi valori di flusso emergono poco poiché surclassati da quelli relativi ai casi con conducibilità variabile.

La **Figura 3.7c** così come la **d** e la **e**, mostrano gli istogrammi in frequenze relative dei valori di flusso in alcuni punti interessanti lungo la progressiva. Nelle tre figure sono rappresentati rispettivamente: un punto non caratterizzato da picchi ma con flussi sia positivi (*gaining*) che negativi (*losing*), un punto caratterizzato da un picco positivo di flusso ed un punto caratterizzato da un picco negativo. I valori di flusso contenuti nelle distribuzioni sono i medesimi contenuti all'interno della fascia di variazione (**Figura 3.7a, b**) per quella specifica progressiva. Il numero di intervalli utilizzato è stato calcolato con la formula di Freedman–Diaconis (l'unica che sembrava permettere una discreta visualizzazione dei valori), la quale impone un differente numero di intervalli per ogni diagramma (Freedman & Diaconis, 1981). Dal confronto dei tre punti emerge nuovamente come i valori di flusso spazino su differenti ordini di grandezza. Sia per il caso di picco positivo (**Figura 3.7d**) che per quello negativo (**Figura 3.7e**) il valore di punta occupa solamente la coda della distribuzione, mentre quasi tutti gli altri valori sono disposti su un intervallo molto più raccolto. La presenza di un unico valore di picco nella distribuzione indica nuovamente che quel valore scaturisce da una specifica realizzazione in cui proprio in tal punto è presente un particolare valore di conducibilità, atto a provocare proprio quel picco. Si osservi che qualora si costruissero i medesimi istogrammi prendendo in considerazione picchi di maggiore entità tale effetto risulterebbe solamente più accentuato, ottenendo distribuzioni con la medesima forma ma su intervalli più ampi.

In sintesi, la **Figura 3.7** sembra sottolineare la presenza di altri elementi, o proprietà, dotati della capacità di delimitare alcune zone rendendole maggiormente suscettibili alle variazioni di conducibilità. Vi è la possibilità che la concentrazione dei flussi nei tratti di maggiore affluenza sia imputabile ad elementi il cui contributo è difficilmente quantificabile, ad esempio la topografia o la stratigrafia del bacino idrografico. Tali elementi potrebbero avere l'abilità di suddividere il reticolo in settori più o meno soggetti all'effetto della variazione delle proprietà idrauliche.

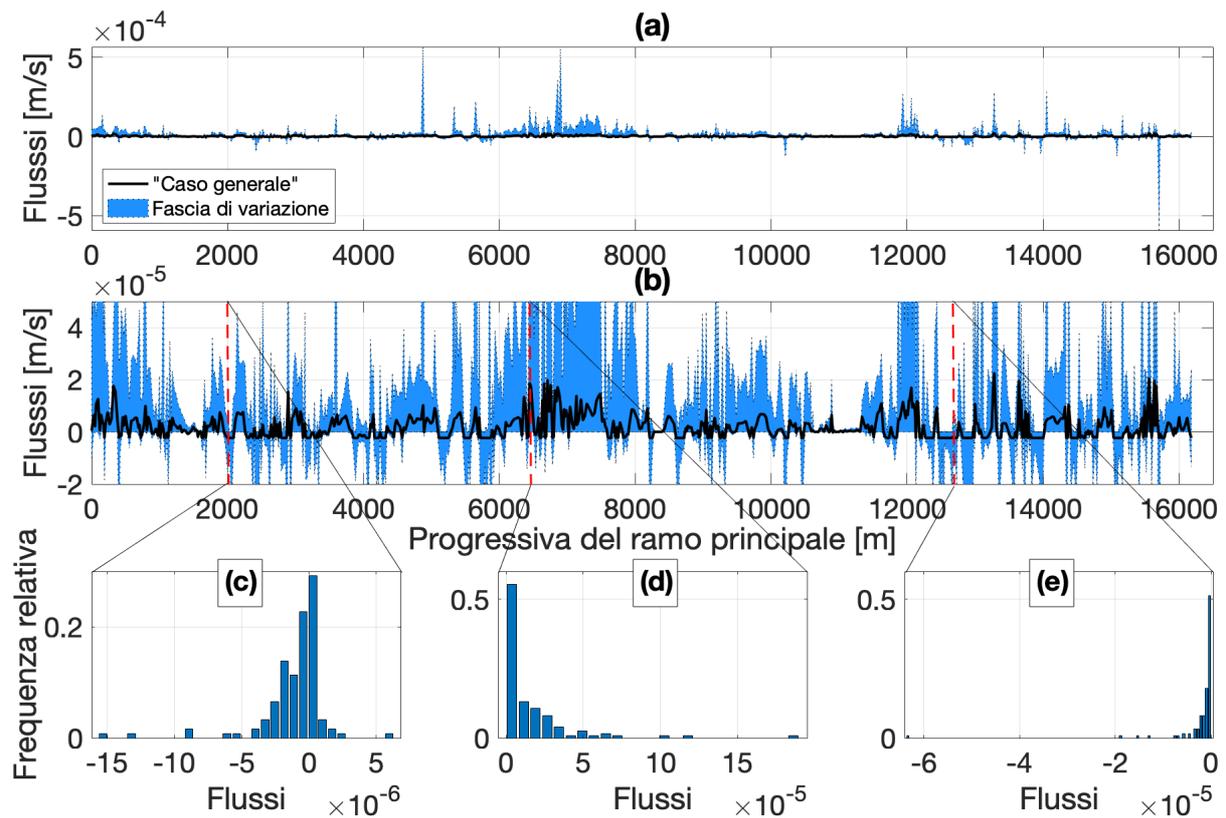


Figura 3.7 Fascia di variazione dei flussi lungo il ramo principale del reticolo idrografico, rispetto al caso di riferimento (“caso generale”) in (a) scala originale, (b) ingrandimento di dettaglio. (c) Istogramma dei valori di flusso alla progressiva di 2000 m, (d) istogramma dei valori di flusso alla progressiva di circa 6450 m, (e) istogramma dei valori di flusso alla progressiva di circa 12663 m

Un’analisi statistica dei flussi di scambio può essere eseguita a mezzo dei box plots. La **Figura 3.8** contiene i *box plots* dei flussi attraverso il ramo principale del reticolo idrografico in cui si confrontano “caso secco” e “caso umido” con quello di riferimento. L’estensione massima dei *whiskers* è posta pari a 1,5 volte la distanza interquartile ma assume comunque il valore dell’osservazione più prossima a tale distanza purché non sia un *outlier*. Il valore mediano (ovvero il secondo quartile) è contrassegnato da una linea rossa, il valore medio è invece indicato un punto nero tondo. Dal confronto dei tre casi emerge una risposta regolare alla variazione di ricarica della falda. Infatti, sia media che mediana seguono il medesimo *trend* diminuendo “caso secco” e aumentando in quello “umido”, così come la distanza interquartile. Tale comportamento è il medesimo di quello riscontrato in **Figura 3.5**, per cui la risposta è la stessa sia che si guardi il valore medio che quelli di dettaglio.

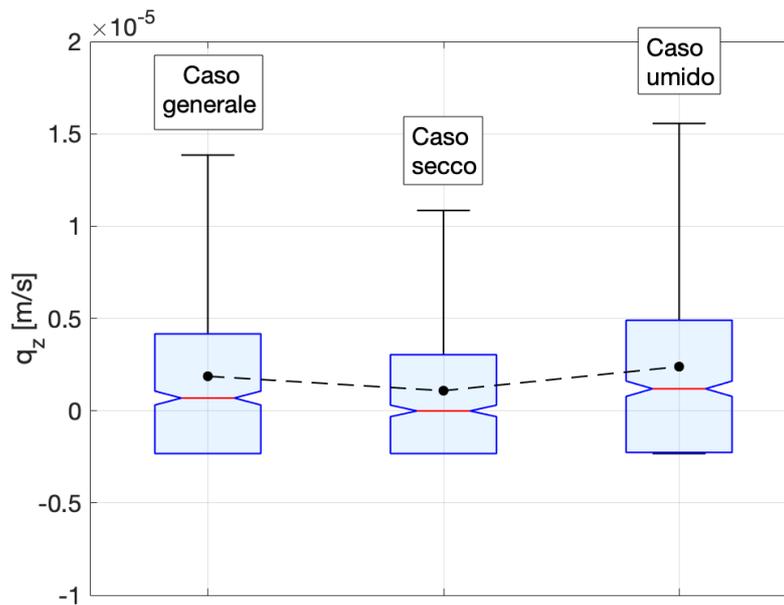


Figura 3.8 Box plot dei valori di flusso attraverso l’asta principale del reticolo idrografico, i punti neri indicano il valore medio, mentre la barra rossa quello mediano. Gli outliers sono stati omessi dalla rappresentazione.

La **Figura 3.9** comprende invece i *box plots* di tutte le realizzazioni portate a termine per gli scenari a conducibilità variabile (“caso con conducibilità altamente eterogenea” e “caso con conducibilità debolmente eterogenea”), ciò significa che i valori di flusso di ogni tratto fluviale per tutte le 60 realizzazioni sono compresi all’interno del medesimo *box plot*. Osservando il “caso con conducibilità altamente eterogenea” si nota immediatamente come esso presenti una distanza interquartile notevolmente ridotta. Questa caratteristica potrebbe indurre al pensiero che vi sia una modesta dispersione dei valori di flusso, in realtà la situazione è totalmente opposta. Per evidenziare questo aspetto in **Figura 3.10** si propone una versione con *outliers* (rappresentati da quadrati rossi) dei medesimi *box plots* già mostrati nella **Figura 3.9**, dalla quale si nota chiaramente la notevole dispersione dei valori di flusso nel “caso con conducibilità altamente eterogenea”. In tale scenario la maggiore dispersione dei valori (come sottolineato anche dalla σ pari a $9.98e-06$ m/s in **Tabella 3.4**) e la ridotta distanza interquartile indicano che metà dei valori risiede all’interno di un *range* molto ridotto mentre la restante parte assume valori estremi per lo più positivi (poiché in **Figura 3.9** la media è superiore alla mediana).

Nel “caso con conducibilità debolmente eterogenea” il *box* tende ad assumere una forma più regolare (e meno schiacciata) indicando una distribuzione più uniforme dei valori. Per entrambi i casi sembra che la media rimanga prossima al valore del caso di riferimento, ciò è evidenziato anche in **Tabella 3.4**, in cui sono state raccolte le statistiche inerenti la **Figura 3.9**.

Si intuisce quindi come la presenza di una variabilità nella conducibilità possa giocare un effetto importante sulla distribuzione dei valori di velocità ma non sulla loro media.

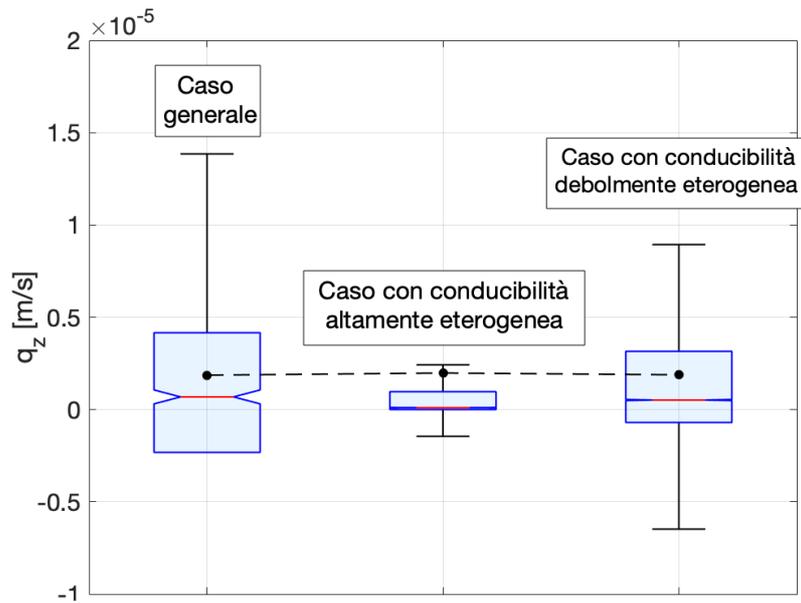


Figura 3.9 Box plot dei valori di flusso attraverso l'asta principale del reticolo idrografico. “Caso con conducibilità altamente eterogenea” e “Caso con conducibilità debolmente eterogenea” comprendono tutti i valori appartenenti alle 60 realizzazioni portate a termine per entrambi. I punti neri indicano il valore medio, mentre la barra rossa quello mediano. Gli outliers sono stati omessi dalla rappresentazione

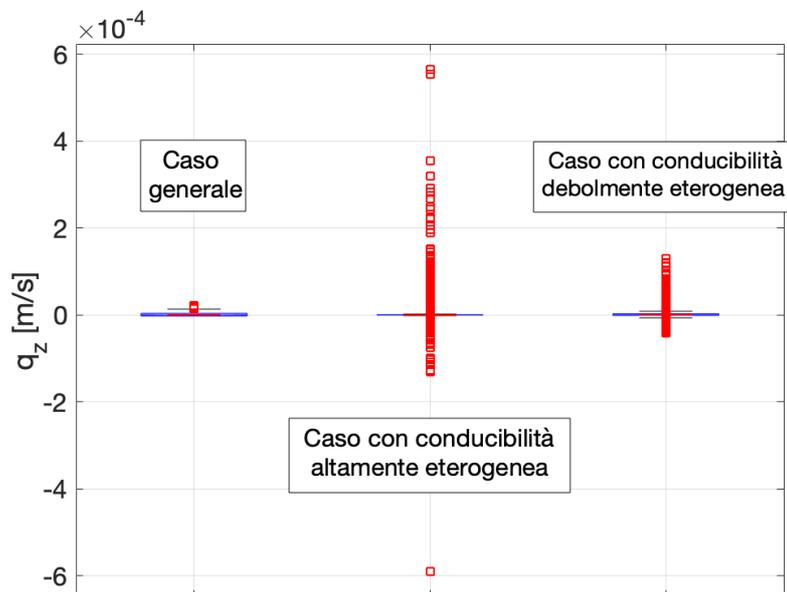


Figura 3.10 Box plot dei valori di flusso attraverso l'asta principale del reticolo idrografico, comprensivi di outliers. “Caso con conducibilità altamente eterogenea” e “Caso con conducibilità debolmente eterogenea” comprendono tutti i valori appartenenti alle 60 realizzazioni portate a termine per entrambi. Gli outliers sono rappresentati dai quadrati rossi

Statistiche dei flussi di scambio lungo l'asta principale				
	μ	Me	σ (s.q.m.)	C.V.
	[m/s]	[m/s]	[m/s]	[-]
“Caso generale”	1.86e-06	6.86e-07	4.56e-06	2.45
“Caso con conducibilità altamente eterogenea”	1.98e-06 (+6,4%)	1.03e-07 (-85%)	9.98e-06 (+119,1%)	5.04 (+105,7%)
“Caso con conducibilità debolmente eterogenea”	1.88e-06 (+1,1%)	5.17e-07 (-24,6%)	5.71e-06 (+25,2%)	3.03 (+23,7%)

Tabella 3.4 Statistiche dei valori di flusso lungo l'asta principale del reticolo idrografico, in riferimento a tutte le realizzazioni degli scenari mostrati in **Figura 3.9**.

Media (μ), mediana (Me), scarto quadratico medio (σ) e coefficiente di variazione (C.V.).

Tra parentesi le variazioni percentuali rispetto al “caso generale”

Con la volontà di paragonare le differenti realizzazioni dei due casi a conducibilità variabile, in **Figura 3.11** è presentata una forma estesa dei *box plots* discussi in **Figura 3.9**. In particolare, nella **Figura 3.11** ogni elemento rappresenta una differente realizzazione dei suddetti scenari. La **Figura 3.11a** riguarda il “caso con conducibilità altamente eterogenea” mentre la **Figura 3.11b** il “caso con conducibilità debolmente eterogenea”. Ciò che emerge chiaramente è l'evidente stabilità dei risultati, ad esempio osservando la **Figura 3.11a** la ridotta distanza interquartile è presente in tutte le realizzazioni. Il comportamento abbastanza costante in entrambi gli scenari sfocia nell'idea che una qualsiasi realizzazione (anche se caratterizzata da valori elevati di conducibilità) non si allontani molto dal comportamento globale delle altre. Per cui, la forma del *box plot*, così come il valore mediano non variano in maniera significativa.

In **Figura 3.12**, per completezza, sono stati illustrati anche i *box plots* dei valori di conducibilità idraulica assegnata alle celle dell'asta principale del reticolo. Si osservi come la ridotta distanza interquartile è nuovamente un elemento distintivo del “caso con conducibilità altamente eterogenea”.

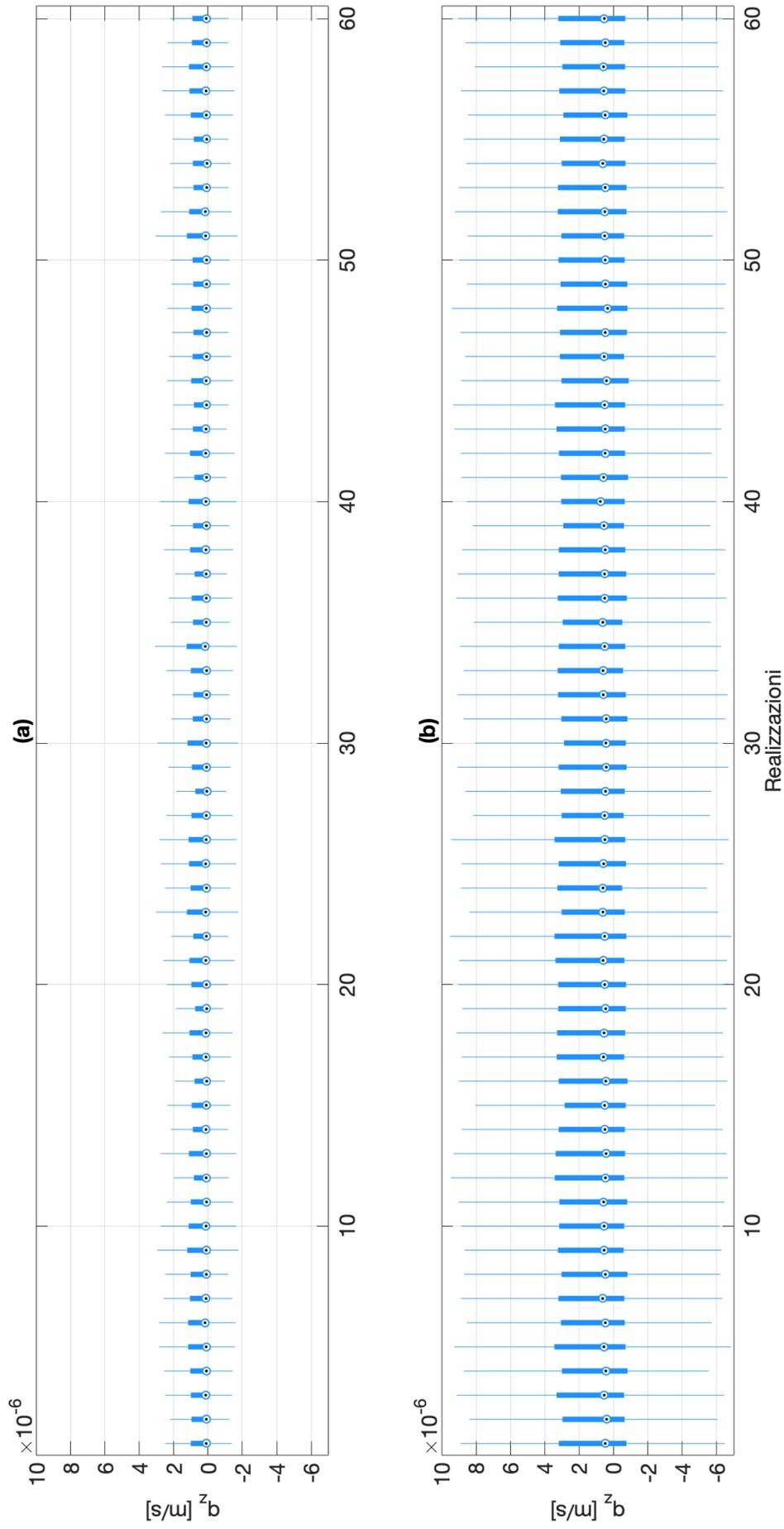


Figura 3.11 Box plots dei valori di flusso attraverso l'asta principale del reticolo idrografico. Ogni elemento è rappresentativo di una sola realizzazione del medesimo scenario. Il cerchio puntato rappresenta il valore mediano. Gli outliers sono stati omessi dalla rappresentazione.

(a) "Caso con conducibilità altamente eterogenea", (b) "Caso con conducibilità debolmente eterogenea"

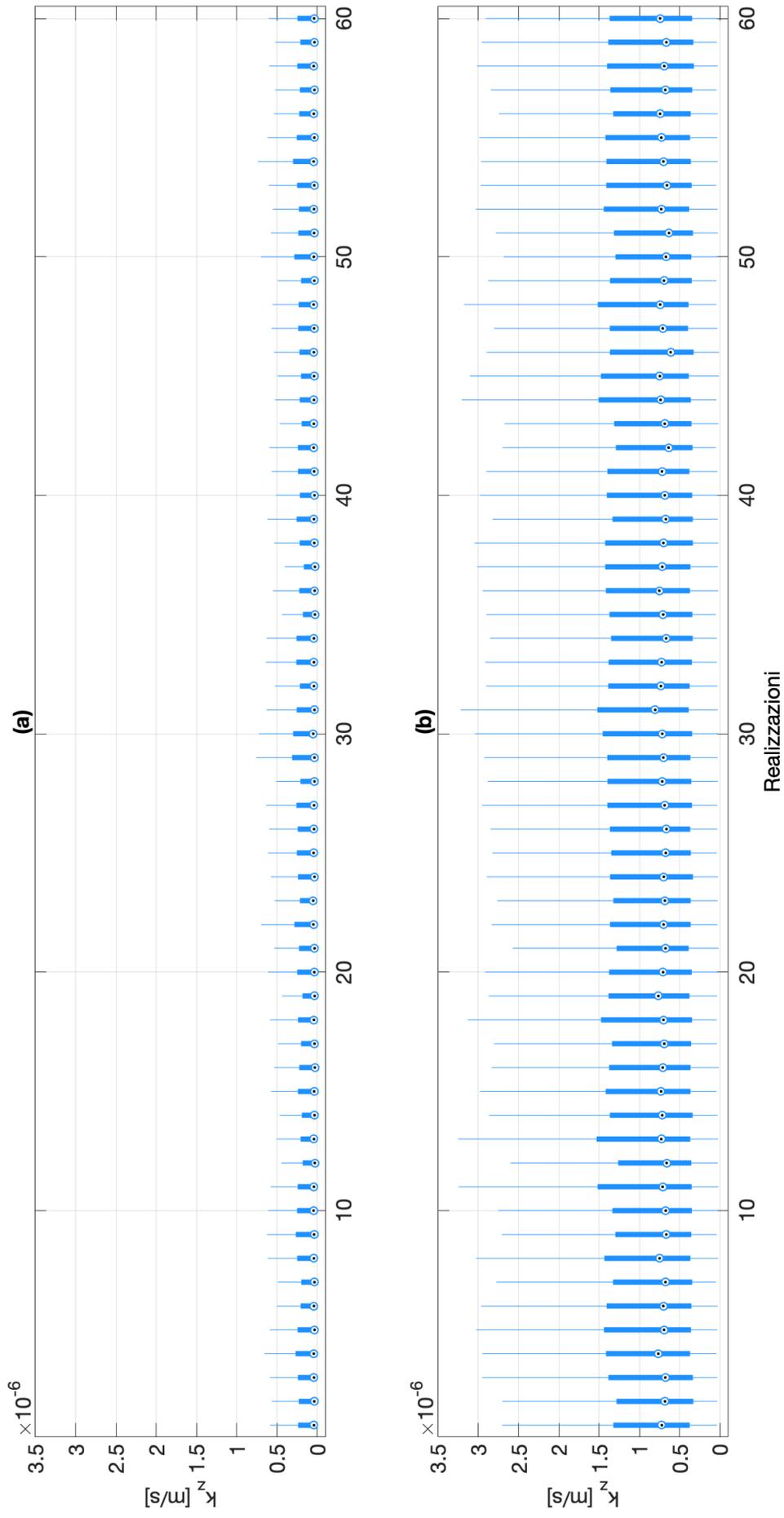


Figura 3.12 *Box plots* dei valori di conducibilità lungo l'asta principale del reticolo idrografico. Ogni elemento è rappresentativo di una sola realizzazione del medesimo caso. Il cerchio puntato rappresenta il valore mediano. Gli *outliers* sono stati omessi dalla rappresentazione.

(a) “Caso con conducibilità altamente eterogenea”, (b) “caso con conducibilità debolmente eterogenea”

3.1.3 Correlazione tra flussi e conducibilità

Il metodo con cui è stata introdotta la variazione di conducibilità verticale dei sedimenti nei relativi scenari (ossia un valore per ogni cella del reticolo idrografico), suggerisce la possibilità che vi sia una correlazione diretta tra il valore del flusso di scambio e quello della conducibilità. Risulta oltremodo ovvio sottolineare che tale considerazione risulta valida solamente per i casi dotati di una conducibilità dei sedimenti variabile. In **Figura 3.13** è rappresentato il diagramma a dispersione di punti tra i valori di conducibilità e quelli dei flussi dell'intero reticolo idrografico, sia per il “caso con conducibilità altamente eterogenea” (**Figura 3.13a**) che per quello con “conducibilità debolmente eterogenea” (**Figura 3.13b**). Nel caso in questione si è fatto riferimento a tutte le 60 realizzazioni costruite per entrambi gli scenari. I flussi sono stati mantenuti con segno così da delimitare la correlazione separatamente per le due condizioni (positivi=“gaining condition”, negativi=“losing condition”).

Analizzando i flussi positivi il “caso con conducibilità altamente eterogenea” (**Figura 3.13a**) presenta una correlazione lineare debole ($r_{k,q} = 0,15$), mentre con “conducibilità debolmente eterogenea” (**Figura 3.13b**) la correlazione può già dirsi moderata ($r_{k,q} = 0,42$). Ciò lascia intendere che con la varianza unitaria ragionevolmente plausibile del “caso con conducibilità debolmente eterogenea” in **Figura 3.13b** flussi e conducibilità siano parzialmente correlati. La correlazione in campo negativo non può essere considerata con lo stesso peso poiché molto

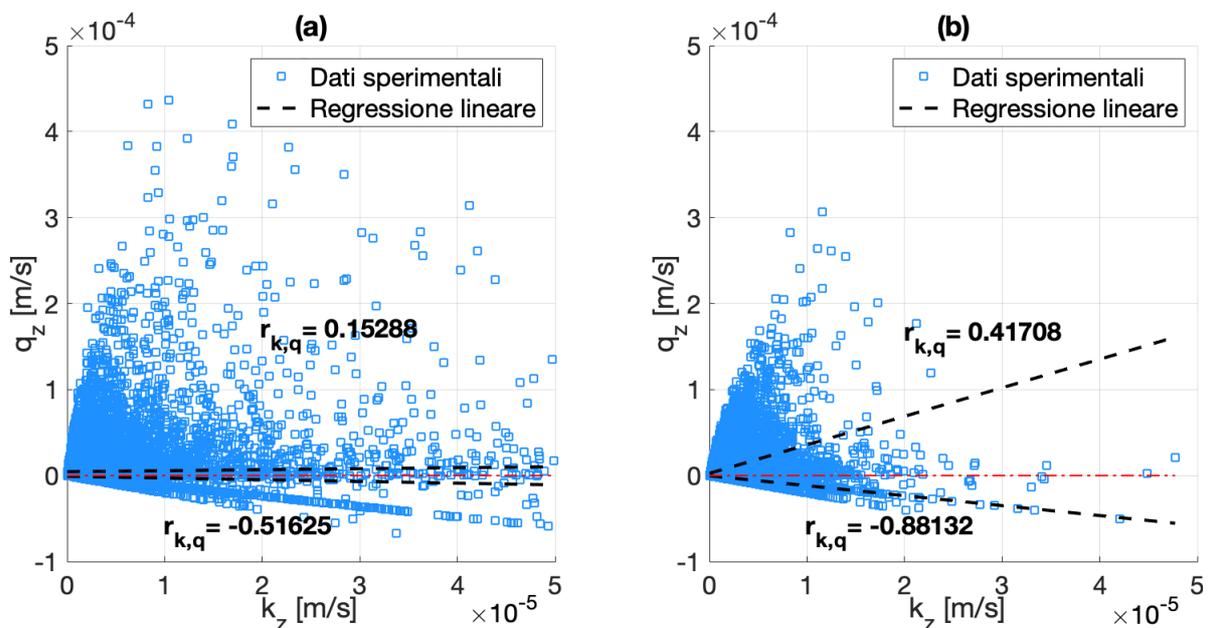


Figura 3.13 Grafico a dispersione ($q_z - k_z$) valutato sull'intero reticolo idrografico fatta esclusione per le celle che riguardano l'invaso artificiale. I quadrati blu indicano le coppie di valori ($q_z - k_z$), la linea nera è una regressione lineare tra le due variabili. (a) “Caso con conducibilità altamente eterogenea”, (b) “caso con conducibilità debolmente eterogenea”.

influenzata dal modello di calcolo (condizione “soglia” del pacchetto RIV di MODFLOW, equazione (9)), il quale emerge dal netto ed evidente allineamento di una parte dei punti per entrambi gli scenari. Nonostante ciò anche nel caso di flussi negativi la correlazione lineare è più accentuata nello scenario dotato di una conducibilità dei sedimenti del fondo con varianza minore (“caso con conducibilità debolmente eterogenea”).

È necessario osservare che dall’analisi della correlazione, così come appena esposta, non possono emergere eventuali legami non lineari tra le due quantità. Inoltre, non si può certamente escludere la possibilità che altre grandezze caratteristiche siano in qualche modo correlate ai flussi. Nel tentativo di comprendere meglio da cosa ed in che modo essi siano influenzati si è tentato un approccio differente. Traendo spunto da quanto fatto da Mojarrad et al. (2019) si è ipotizzata una legge di potenza tipo

$$|q_z| = \alpha_1 C_1^{\alpha_2} C_2^{\alpha_3} C_3^{\alpha_3} \dots \quad (13)$$

come legame tra il valore assoluto dei flussi ($|q_z|$) ed altri parametri indipendenti (C_i), per mezzo di coefficienti (α_i) costanti. In particolare, conducibilità dei sedimenti, quota media del tratto e spessore dell’acquifero (al di sopra del *bedrock*) sono stati scelti come predittori indipendenti per la regressione non lineare, la cui affidabilità è stata valutata con il *coefficiente di determinazione* (R^2). Si sono inizialmente presi in analisi tutti i predittori per poi progressivamente ridurli in numero. In **Allegato B** sono raccolti i valori di R^2 computati per le prime 10 realizzazioni di entrambi scenari. Tale analisi ha rivelato un legame interessante tra il logaritmo dei flussi e quello della conducibilità, pertanto in **Figura 3.14** è stata indagata la correlazione in scala bilogarithmica tra le due quantità. Flussi positivi e negativi sono stati nuovamente analizzati separatamente e per quelli negativi è stato considerato il valore assoluto. Le due figure a sinistra (**Figura 3.14a, c**) contengono i valori di tutte le realizzazioni del “caso con conducibilità altamente eterogenea” per flussi positivi e negativi rispettivamente. Invece, le due a destra (**Figura 3.14b, d**) contengono i valori dello scenario con “conducibilità debolmente eterogenea”, per flussi positivi e negativi separatamente.

Si preferisce ancora focalizzare il confronto sul comportamento relativo ai flussi positivi. Per cui, comparando la **Figura 3.14a** e la **Figura 3.14b** è possibile notare come l’indice di correlazione diminuisca procedendo dallo scenario in cui la variazione di conducibilità dei sedimenti è elevata a quello in cui è inferiore (“caso con conducibilità debolmente eterogenea”).

Ossia, l'opposto di quanto succedeva nel caso lineare. Una possibile interpretazione di tali risultati chiama in causa il criterio statistico secondo la quale non si includono ulteriori variabili indipendenti in un'equazione se si è spiegata una frazione abbastanza elevata di varianza della variabile dipendente di interesse (Fabbris, 1997). Pertanto, osservando i risultati dal suddetto punto di vista sembrerebbe che qualora la conducibilità dei sedimenti fosse contraddistinta una varianza (e quindi una variabilità) molto elevata allora questa rappresenterebbe un'importante percentuale della varianza dei flussi. Ebbene, in tal caso la conducibilità potrebbe mostrarsi come fattore fondamentale nella definizione dei flussi di scambio, anche se tramite un legame di tipo bilogarithmico. D'altra parte, in uno scenario più realistico con distribuzioni di conducibilità caratterizzate da minore variabilità ("caso con conducibilità debolmente eterogenea") tale legame perde rilievo. In tale circostanza l'aliquota di varianza dei flussi spiegata dalla sola conducibilità sembra diminuire, favorendo l'influenza di altri elementi.

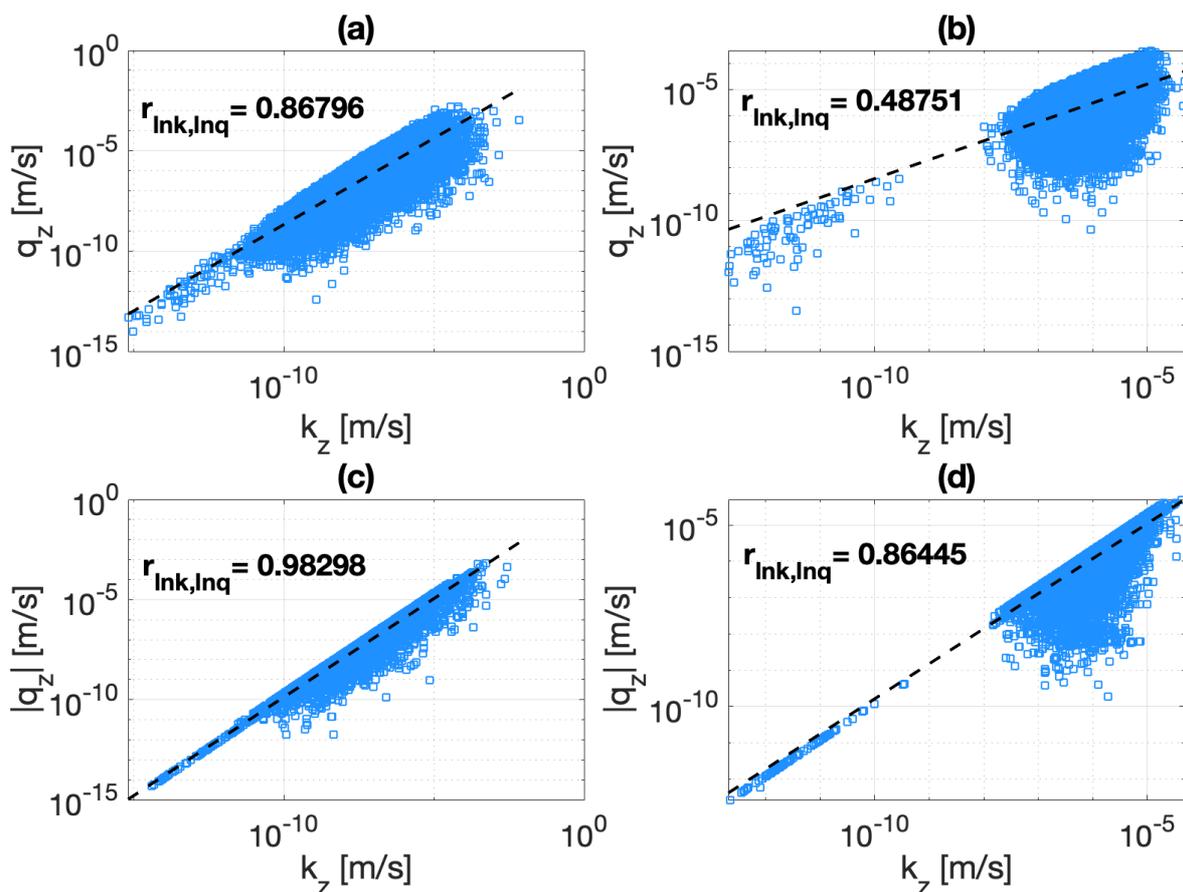


Figura 3.14 Grafico a dispersione ($|q_z| - k_z$) in scala bilogarithmica valutato sull'intero reticolo idrografico fatta esclusione per le celle che riguardano l'invaso artificiale. I quadrati blu indicano le coppie di valori ($|q_z| - k_z$), la linea nera è una regressione lineare tra il logaritmo delle due variabili.

- (a) Flussi (q_z) positivi relativi al "caso con conducibilità altamente eterogenea",
- (b) flussi (q_z) positivi relativi al "caso con conducibilità debolmente eterogenea",
- (c) valore assoluto dei flussi negativi ($|q_z|$) relativi al "caso con conducibilità altamente eterogenea",
- (d) valore assoluto dei flussi negativi ($|q_z|$) relativi al "caso con conducibilità debolmente eterogenea"

È importante sottolineare che per quanto i valori di correlazione in **Figura 3.14** siano elevati non va assolutamente trascurata la forma. Nel caso in questione il legame che si è evidenziato non è altro che una legge di potenza del tipo $|q_z| \propto k_z^\alpha$ con $\alpha \approx 1$. Tuttavia, questo genere di legame emerge probabilmente a causa della forma stessa del logaritmo, per mezzo del quale i bassi valori di conducibilità risultano maggiormente influenti a discapito di quelli superiori. Ciò potrebbe suggerire che nell'eventualità in cui la conducibilità sia particolarmente bassa la sua influenza sui flussi sia prevalente rispetto a quella di altri elementi, ad esempio il gradiente idraulico.

3.1.4 Forma e distribuzione dei sottobacini di drenaggio

Un'ulteriore analisi esplicativa è quella dei sottobacini di drenaggio, ossia la definizione delle aree che all'interno del bacino “riforniscono” le differenti sezioni fluviali contenute nel reticolo idrografico (i dettagli metodologici sono stati discussi nella **sezione 2.2.4**). Nuovamente si preferisce mantenere separati gli scenari in cui si considera una variazione di ricarica della falda da quelli in cui è la conducibilità dei sedimenti a variare, pertanto l'analisi viene condotta separatamente.

In **Figura 3.15** è presentato il confronto tra i sottobacini dello scenario di riferimento (**Figura 3.15a**) e quelli di “caso secco” e “caso umido” (**Figura 3.15c** e **Figura 3.15d**). Si nota subito come alcuni tratti del reticolo non sembrano associati ad alcun bacino (ad esempio: bacino 2, 12 e 13). Questo evidenzia la tipologia di condizione (*gaining/losing*) relativa a tali tratti, infatti in condizione *losing* i flussi di scambio fuoriescono dal reticolo e procedono verso la falda. Pertanto, i tratti caratterizzati dalla sola condizione *losing* non possono essere associati a nessun sottobacino. Qualitativamente i tre casi non sembrano evidenziare differenze significative se non delle minime variazioni dovute al cambiamento dei livelli di falda. Bacini adiacenti hanno la tendenza a scambiare tra loro piccole porzioni di superficie, anche se in linea globale la distribuzione generale rimane la medesima. In **Figura 3.15b** il diagramma a barre colorate indica la percentuale di area di competenza ad ogni sottobacino del “caso generale”, mentre le aste nere ne indicano la massima variazione prendendo in conto sia “caso secco” che “caso umido”. La maggiore variazione si riscontra sul bacino 6, il quale tende ad aumentare in presenza una scarsa ricarica della falda a discapito di una diminuzione dell'area del bacino 4, dalla quale è principalmente compensato. A supporto di quanto affermato, la **Tabella 3.5** contiene i valori della percentuale di superficie di pertinenza ad ogni sottobacino di drenaggio per gli scenari in **Figura 3.15**.

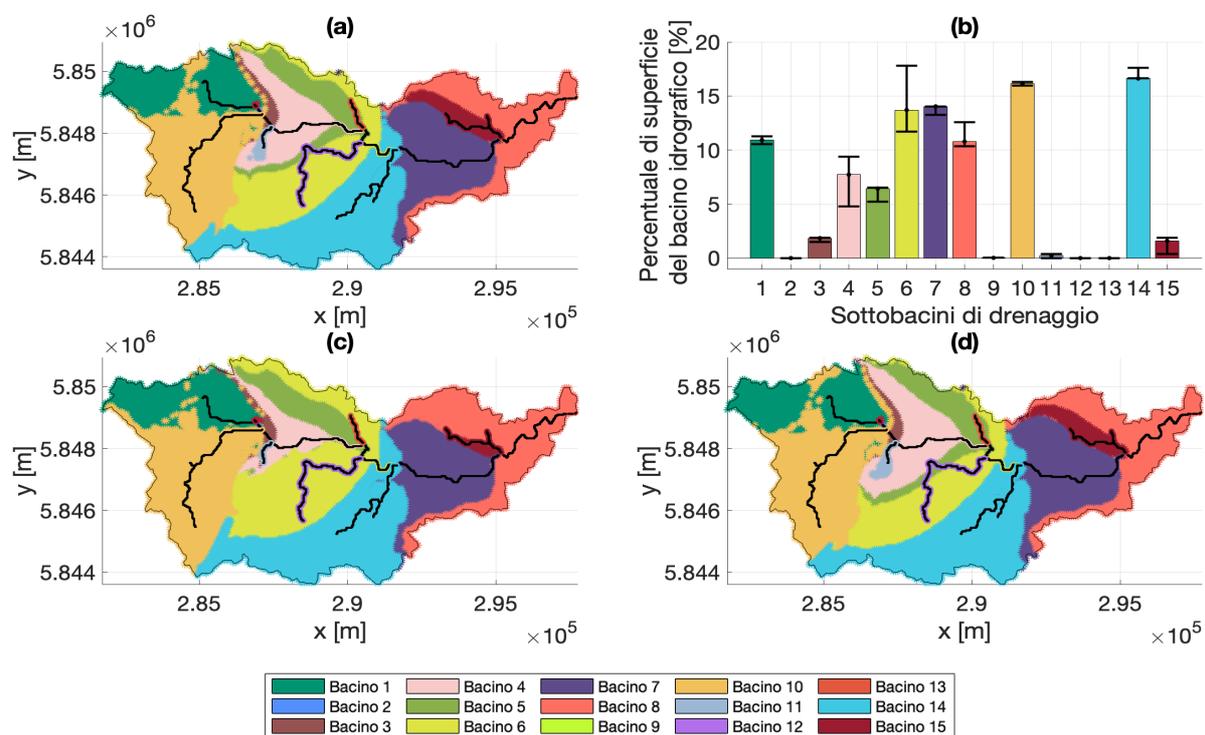


Figura 3.15 Distribuzione e forma dei sottobacini di drenaggio di

(a) “caso generale”, (c) “caso secco” e (d) “caso umido”.

(b) Istogramma della percentuale di area relativa ad ogni bacino di drenaggio del “caso generale”, con indicazione del *range* di massima variazione su “caso secco” e “caso umido” (aste nere)

	Bacino 1	Bacino 2	Bacino 3	Bacino 4	Bacino 5
	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]
“Caso generale”	10,92	0,00	1,85	7,71	6,43
“Caso secco”	10,54 (-0,38)	0,00 (+0,00)	1,5 (-0,35)	4,8 (-2,91)	5,2 (-1,23)
“Caso umido”	11,26 (+0,34)	0,00 (+0,00)	1,85 (+0,00)	9,37 (1,66)	6,54 (+0,11)
	Bacino 6	Bacino 7	Bacino 8	Bacino 9	Bacino 10
“Caso generale”	13,70	14,03	10,78	0,02	16,14
“Caso secco”	17,78 (+4,08)	13,25 (-0,78)	12,59 (+1,81)	0,03 (+0,01)	16,32 (+0,18)
“Caso umido”	11,68 (-2,02)	13,95 (-0,08)	10,37 (-0,41)	0,02 (+0,00)	15,98 (-0,16)
	Bacino 11	Bacino 12	Bacino 13	Bacino 14	Bacino 15
“Caso generale”	0,23	0,00	0,00	16,61	1,58
“Caso secco”	0,01 (-0,22)	0,00 (+0,00)	0,00 (+0,00)	17,6 (+0,99)	0,37 (-1,21)
“Caso umido”	0,36 (+0,13)	0,00 (+0,00)	0,00 (+0,00)	16,72 (+0,11)	1,88 (+0,3)

Tabella 3.5 Percentuale di superficie di pertinenza ad ogni sottobacino di drenaggio rispetto all’area totale del bacino idrografico. I valori tra parentesi indicano la variazione percentuale con segno rispetto “caso generale”. La numerazione dei sottobacini è la medesima della **Figura 3.15**

La medesima analisi è stata concretizzata anche per i casi a conducibilità variabile (“caso con conducibilità altamente eterogenea” e “caso con conducibilità debolmente eterogenea”). In particolare, per ognuno dei due scenari sono state analizzate le 3 realizzazioni rappresentative indicate in **Tabella 3.1**. Si ricorda che tali realizzazioni sono state scelte poiché caratterizzate rispettivamente da un valore minimo, medio e massimo di Q_{LOS} . Ovvero, la portata dei flussi di scambio complessivamente uscente dal reticolo idrografico. In **Figura 3.16** sono quindi rappresentati i sottobacini dei casi e delle realizzazioni sopracitate. Nuovamente il primo quadrante a sinistra, **Figura 3.16a**, è occupato dallo scenario di riferimento, mentre l’istogramma nella **Figura 3.16b** ne mostra le percentuali di area rispetto al totale. Le aste nere tengono conto della massima variazione percentuale riscontrata nelle tre realizzazioni rappresentative (minima, media e massima) per entrambi gli scenari. In **Figura 3.16c**, **e e g** sono presenti rispettivamente le realizzazioni caratterizzate da Q_{LOS} minima, media e massima relative al “caso con conducibilità altamente eterogenea”. All’opposto, in **Figura 3.16d**, **f e h** quelle relative al “caso con conducibilità debolmente eterogenea”. A supporto della **Figura 3.16** e delle successive considerazioni, in **Tabella 3.6** sono esposti i valori della percentuale di superficie di pertinenza ad ogni sottobacino. Infine, in **Allegato C** sono riportate ulteriori realizzazioni analizzate ricercando eventuali variazioni.

La distribuzione dei bacini varia sia tra i due scenari che tra le varie realizzazioni, anche se globalmente la disposizione rimane più o meno la medesima. Si nota però come la zona centrale del bacino sia quella maggiormente interessata dalle variazioni (Bacini 5, 6 e 14). La casualità della posizione dei picchi indotta dalla variazione di k_z (già evidenziata in **Figura 3.5**) conduce talvolta al convogliamento dei flussi in una cella del reticolo piuttosto che in un’altra. Ciò, in corrispondenza dei punti in cui i rami secondari si innestano sull’asta principale, può provocare variazioni più o meno importanti sulla superficie dei sottobacini.

Qualitativamente ciò che si evidenzia è una sorta di compartimentazione del bacino idrografico. La superficie del suolo, la morfologia, la stratigrafia ed altre proprietà insite nel bacino stesso occupano probabilmente un posto privilegiato nella definizione della forma e della distribuzione dei sottobacini. In tal caso introdurre delle variazioni su caratteristiche meno influenti conduce solamente a dei sottobacini caratterizzati da forma e dimensione non dissimili dal “caso generale”.

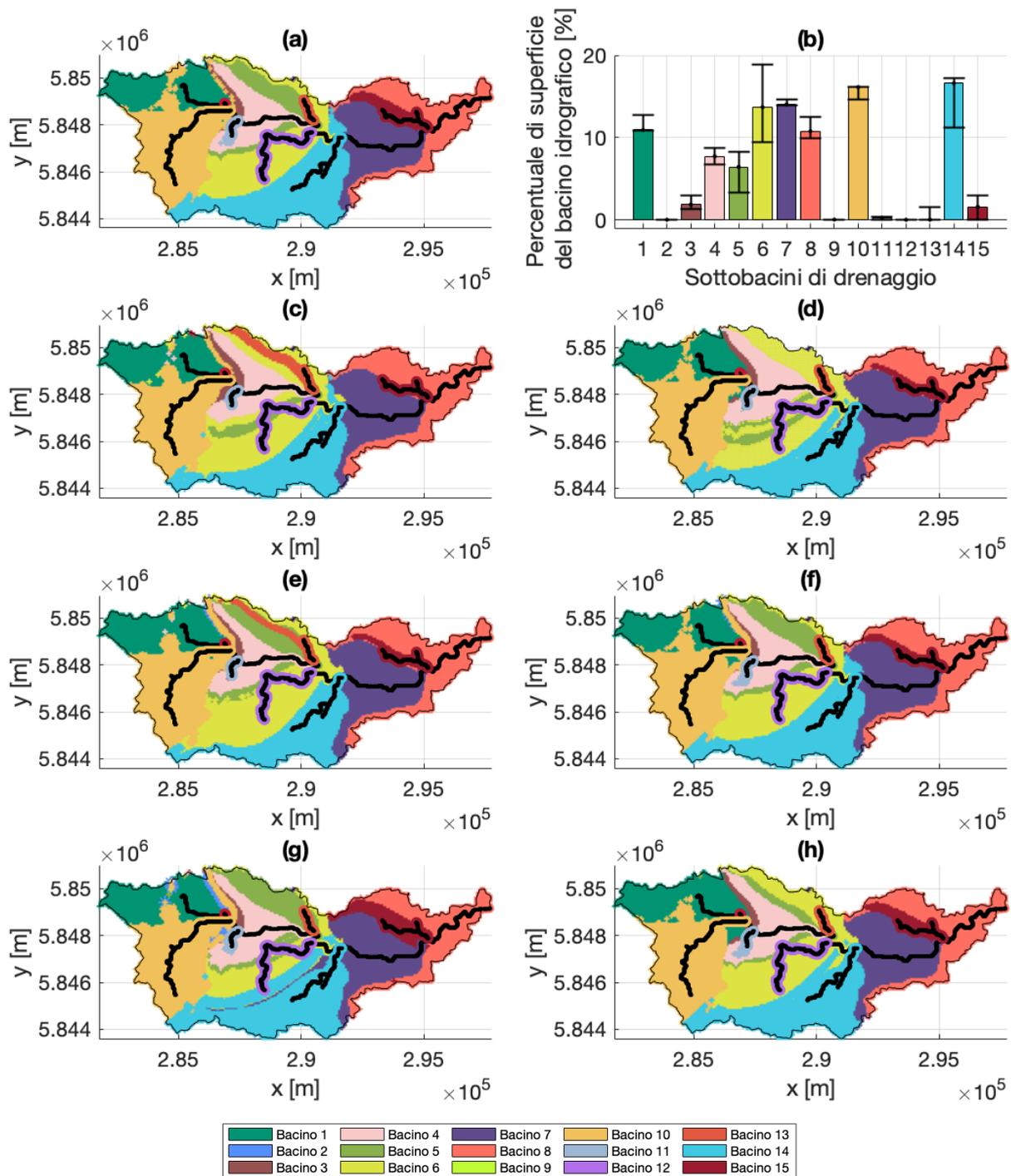


Figura 3.16 Distribuzione e forma dei sottobacini di drenaggio di (a) “caso generale”, (c) “caso con conducibilità altamente eterogenea” - realizzazione n. 33 ($Q_{LOS, MIN}$), (d) “caso con conducibilità debolmente eterogenea” - realizzazione n. 50 ($Q_{LOS, MIN}$), (e) “caso con conducibilità altamente eterogenea” - realizzazione n. 25 ($Q_{LOS, MEDIA}$), (f) “caso con conducibilità debolmente eterogenea” - realizzazione n. 1 ($Q_{LOS, MEDIA}$), (g) “caso con conducibilità altamente eterogenea” - realizzazione n. 60 ($Q_{LOS, MAX}$), (h) “caso con conducibilità debolmente eterogenea” - realizzazione n. 13 ($Q_{LOS, MAX}$). (b) Istogramma della percentuale di area di ogni sottobacino di drenaggio del “caso generale”, con indicazione del *range* di massima variazione sui casi e le realizzazioni sopracitate (aste nere)

	Bacino 1	Bacino 2	Bacino 3	Bacino 4	Bacino 5
	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]
“Caso generale”	10,92	0,00	1,85	7,71	6,43
“Caso con conducibilità altamente eterogena” Real. n.33 (Q _{LOS, MIN})	10,87 (-0,05)	0,00 (0,00)	2,91 (+1,07)	7,85 (+0,14)	3,73 (-2,70)
“Caso con conducibilità debolmente eterogena” Real. n.50 (Q _{LOS, MIN})	11,19 (+0,27)	0,00 (0,00)	1,95 (+0,10)	6,72 (-0,99)	7,87 (+1,45)
“Caso con conducibilità altamente eterogena” Real. n.25 (Q _{LOS, MEDIA})	11,82 (+0,90)	0,00 (0,00)	1,59 (-0,26)	8,74 (+1,02)	8,27 (+1,83)
“Caso con conducibilità debolmente eterogena” Real. n.1 (Q _{LOS, MEDIA})	12,25 (+1,33)	0,00 (0,00)	1,35 (-0,50)	8,32 (+0,61)	3,36 (-3,07)
“Caso con conducibilità altamente eterogena” Real. n.60 (Q _{LOS, MAX})	11,36 (+0,44)	0,00 (0,00)	1,64 (-0,21)	7,87 (+0,16)	6,90 (+0,47)
“Caso con conducibilità debolmente eterogena” Real. n.13 (Q _{LOS, MAX})	12,70 (+1,77)	0,00 (0,00)	1,51 (-0,34)	7,63 (-0,08)	3,39 (-3,04)
	Bacino 6	Bacino 7	Bacino 8	Bacino 9	Bacino 10
“Caso generale”	13,70	14,03	10,78	0,02	16,14
“Caso con conducibilità altamente eterogena” Real. n.33 (Q _{LOS, MIN})	18,92 (+5,22)	13,95 (-0,08)	12,56 (+1,78)	0,02 (+0,00)	14,64 (-1,50)
“Caso con conducibilità debolmente eterogena” Real. n.50 (Q _{LOS, MIN})	17,69 (+3,99)	14,66 (+0,63)	11,81 (+1,03)	0,00 (-0,02)	15,58 (-0,56)
“Caso con conducibilità altamente eterogena” Real. n.25 (Q _{LOS, MEDIA})	9,44 (-4,26)	14,50 (+0,47)	9,93 (-0,85)	0,00 (-0,02)	15,26 (-0,88)
“Caso con conducibilità debolmente eterogena” Real. n.1 (Q _{LOS, MEDIA})	18,83 (+5,13)	14,41 (+0,38)	11,44 (+0,66)	0,03 (+0,01)	15,25 (-0,88)
“Caso con conducibilità altamente eterogena” Real. n.60 (Q _{LOS, MAX})	15,93 (+2,23)	14,03 (-0,01)	11,47 (+0,69)	0,01 (+0,01)	15,71 (-0,42)
“Caso con conducibilità debolmente eterogena” Real. n.13 (Q _{LOS, MAX})	18,91 (+5,21)	13,96 (-0,07)	10,87 (+0,09)	0,02 (0,00)	14,59 (-1,55)
	Bacino 11	Bacino 12	Bacino 13	Bacino 14	Bacino 15
“Caso generale”	0,23	0,00	0,00	16,61	1,58
“Caso con conducibilità altamente eterogena” Real. n.33 (Q _{LOS, MIN})	0,02 (-0,20)	0,00 (0,00)	1,57 (1,57)	12,95 (-3,67)	0,00 (-1,58)
“Caso con conducibilità debolmente eterogena” Real. n.50 (Q _{LOS, MIN})	0,00 (-0,23)	0,00 (0,00)	0,72 (+0,72)	11,26 (-5,35)	0,54 (-1,03)
“Caso con conducibilità altamente eterogena” Real. n.25 (Q _{LOS, MEDIA})	0,20 (-0,02)	0,00 (0,00)	0,00 (0,00)	17,24 (+0,63)	3,01 (+1,43)
“Caso con conducibilità debolmente eterogena” Real. n.1 (Q _{LOS, MEDIA})	0,00 (-0,22)	0,00 (0,00)	0,00 (0,00)	14,11 (-2,50)	0,62 (-0,96)
“Caso con conducibilità altamente eterogena” Real. n.60 (Q _{LOS, MAX})	0,28 (+0,06)	0,00 (0,00)	0,00 (0,00)	13,81 (+2,80)	0,96 (-0,61)
“Caso con conducibilità debolmente eterogena” Real. n.13 (Q _{LOS, MAX})	0,30 (+0,07)	0,00 (0,00)	0,00 (0,00)	14,70 (-1,91)	1,40 (-0,17)

Tabella 3.6 Percentuale di superficie di pertinenza ad ogni sottobacino di drenaggio rispetto all’area totale del bacino idrografico. Sono state analizzate le realizzazioni rappresentative, caratterizzate rispettivamente da un valore minimo, medio e massimo di portata complessivamente uscente dal reticolo idrografico (Q_{LOS}). I valori tra parentesi indicano la variazione percentuale con segno rispetto “caso generale”. La numerazione dei sottobacini è la medesima della **Figura 3.16**

In conclusione, lo studio dei sottobacini ha evidenziato che sia ricarica della falda che conducibilità idraulica dei sedimenti possiedono l'abilità di influenzare la forma dei sottobacini, benché la struttura generale si mantenga stabile. La distribuzione dei bacini di pertinenza a ciascun tronco fluviale è la medesima su tutti gli scenari, ossia in nessun caso si assiste ad una modifica radicale dello schema. D'altra parte, esiste un certo legame tra la distribuzione della conducibilità e quella dei flussi, il quale conduce al convogliamento delle particelle in punti differenti variando debolmente la compartimentazione. Inoltre, l'influenza che la ricarica esercita sulla *water table* si ripercuote anche sui sottobacini che variano di conseguenza.

Capitolo IV: Conclusioni e considerazioni finali

Nel presente lavoro di tesi è stata condotta un'analisi a scala bacino sul medesimo caso studio preso in carico da Caruso (2018). Seguendo la stessa metodologia, è stato realizzato un modello numerico tridimensionale del bacino sulla quale sono state introdotte delle variazioni a partire da un caso di riferimento, al fine di osservarne gli effetti in termini di flussi scambiati tra acquifero e rete fluviale. Caruso (2018) ha già indagato l'effetto di: ricarica uniforme della falda, parametri geometrici uniformi per l'intero reticolo idrografico, topografia "smussata", geologia semplificata e acquifero omogeneo. A completamento del quadro posto in essere, si focalizza l'attenzione sulla comprensione del ruolo che altri due elementi peculiari del sistema idrologico occupano nella modulazione dei flussi di scambio. La ricarica verticale della falda causata dalle precipitazioni è il primo dei fattori indagati. Le importanti variazioni indotte dalla naturale alternanza di periodi aridi e piovosi e la forte influenza che essa esercita sul livello della *water table* la rende un possibile fattore chiave all'interno delle dinamiche di scambio. Il secondo dei fattori attenzionati è invece la conducibilità verticale (k_z) dei sedimenti del fondo alveo. È noto come tale grandezza per sua natura goda di un'elevata variabilità spaziale, anche su differenti ordini di grandezza. Ebbene, tale variabilità è stata simulata all'interno del reticolo del modello numerico, al fine di osservarne gli effetti.

Complessivamente sembra che variazioni di *recharge* sortiscano un effetto regolare sugli scambi tra acquifero e reticolo idrografico. Infatti, scenari relativi a minori o maggiori valori di *recharge* implicano un diretto abbassamento o innalzamento dei valori dei flussi scambiati lungo l'asta principale. Ciò, può dirsi comunque valido sia sui singoli valori lungo il reticolo che sulla loro media. La medesima considerazione resta valida anche osservando come varia il comportamento (*gaining/losing*) dei singoli tratti lungo la rete. In un bacino soggetto ad una ricarica di minore intensità solo le porzioni di rete fluviale in condizione *gaining* tendono a mutare il loro comportamento, al contrario di quelle in condizione *losing*. D'altra parte, nel caso di maggiore ricarica il comportamento è esattamente opposto, sottolineando il *modus* regolare con cui la ricarica della falda influenza gli scambi. La posizione di tali variazioni lungo il reticolo è generalmente ben distribuita, anche se si nota che le zone già caratterizzate da un'alternanza spaziale tra condizione *gaining* e *losing* siano naturalmente predisposte ai cambiamenti. Questo genere di predisposizione è sicuramente imputabile alla conformazione del reticolo stesso e alla sua posizione all'interno del bacino.

D'altro canto, gli effetti conseguenti l'introduzione di un'eterogeneità nei sedimenti sono tutt'altro che regolari. Innanzi tutto, con un'elevata eterogeneità il reticolo intero partecipa meno

al bilancio idrico del bacino, ovvero la portata complessivamente scambiata diminuisce, nonostante il numero di tratti in condizione *gaining* aumenti notevolmente. A prescindere dall'entità dell'eterogeneità di k_z , la distribuzione dei flussi lungo l'asta principale diventa fortemente variabile e irregolare. La collocazione dei picchi di flusso sembra spesso associata a quella dei picchi di conducibilità anche se valori medio-alti in particolari posizioni sembrano sortire effetti più importanti di valori maggiori in altre. Tali picchi sono però caratterizzati da una scarsa continuità, ossia sono spesso localizzati in singoli tratti, quindi se pure l'entità dei singoli flussi possa aumentare notevolmente l'effetto globale non rispecchia tale comportamento. La variazione di conducibilità tra una realizzazione e un'altra influenza il flusso nei singoli tratti fluviali ma non il comportamento del bacino nella sua interezza. Il modo in cui un singolo valore di conducibilità influenzi lo scambio in tale tratto sembra certamente influenzato dalla conducibilità, anche se altri elementi (ad esempio la topografia o la stratigrafia) potrebbero contribuire a determinare una suddivisione del reticolo in settori più o meno soggetti all'effetto della variazione delle proprietà idrauliche.

In ultima analisi, sia una variazione ricarica della falda che una relativa alle proprietà idrauliche dei sedimenti, sembrano avere un ruolo secondario sulla suddivisione del reticolo in sottobacini di drenaggio. Il bacino sembra caratterizzato da una compartimentazione insita nel bacino stesso, probabilmente regolata da proprietà quali stratigrafia e morfologia. Per cui, l'introduzione delle variazioni sulle caratteristiche indagate non può che produrre un risultato che si presenta come una semplice "variazione sul tema". Indagando il medesimo caso studio, Caruso (2018) ha infatti concluso che la stratigrafia dell'acquifero e le relative proprietà idrauliche sono proprio i fattori che danno forma e stabilità alla compartimentazione.

I risultati fin qui enunciati sono stati ottenuti col supporto di un modello numerico che in quanto tale, comprende delle semplificazioni ed è soggetto ad errori. Nella **sezione 2.1.3** è stato sottolineato come l'assenza di una zona insatura possa condurre ad errori sulla stima dei flussi scambiati o anche come la medesima discretizzazione tra reticolo e bacino imponga che ogni tratto sia interamente in *gaining* o *losing condition*. Inoltre, la posizione del reticolo fluviale all'interno di ogni cella non gioca alcun ruolo e ciò può comportare errori sulla *water table*. Oltre a queste considerazioni è necessario ricordare che qualsiasi proprietà assume valori uniformi all'interno di ogni cella (Snowdon & Craig, 2015) e purtroppo questa semplificazione si posiziona come un limite insito in qualunque modello numerico di questo genere. Nei bacini reali la ricarica della falda proviene principalmente dalle precipitazioni, dalle infiltrazioni e dai flussi laterali provenienti da bacini confinanti. MODFLOW non considera la possibilità di computare scambi laterali con altri bacini, isolando completamente il sistema (Bouwer &

Maddock III., 1997). Nonostante tali semplificazioni i modelli numerici rimangono tuttora lo strumento che meglio si presta allo studio di problemi a grande scala, per cui è semplicemente necessario ricordare che anch'essi hanno dei limiti.

In conclusione, si è dimostrato come ricarica e conducibilità dei sedimenti siano certamente delle quantità da attenzionare qualora si voglia ottenere un modello che rappresenti fedelmente una situazione reale. Le variazioni naturalmente insite all'interno di queste proprietà comportano anche effetti sugli scambi, per cui una buona definizione è certamente necessaria al fine di migliorare e rendere più affidabili eventuali modelli predittivi. I singoli valori dei flussi di scambio sono gli elementi maggiormente influenzati, al contrario la distribuzione delle condizioni *gaining/losing* e ancora di più quella dei sottobacini, mostrano una certa compartimentazione probabilmente dovuta alla conformazione stessa del bacino idrografico. L'influenza che tali fattori esercitano sui flussi nei singoli tratti della rete fluviale, può risultare rilevante nei confronti dei meccanismi di scambio alle scale minori. Difatti, è stato già dimostrato come i flussi di scambio a scala ridotta siano influenzati da flussi relativi a scale superiori (Boano, et al., 2008). Ciò indica che i fattori indagati a scala di bacino potrebbero occupare un ruolo non trascurabile anche nell'ambito dei flussi iporeici.

Possibili ulteriori sviluppi di ricerca potrebbero riguardare l'effetto che l'utilizzo antropico delle risorse idriche dell'acquifero, causa sulle interazioni tra rete fluviale e acque sotterranee. Una conoscenza più approfondita delle dinamiche di interazione a scala di bacino non può che migliorare il modo in cui viene gestita ed utilizzata la risorsa idrica, un bene comune, da rispettare e tutelare.

Bibliografia

Australian Government Bureau of Meteorology, 2005. *Website of Australian Government Bureau of Meteorology*. [Online] Available at: <http://www.bom.gov.au/info/leaflets/nino-nina.pdf> [Consultato nel 2019].

Bailey, R. T. et al., 2016. Assessing regional-scale spatio-temporal patterns of groundwater–surface water interactions using a coupled SWAT-MODFLOW model. *Hydrol. Process*, 2 Agosto, Issue 30, pp. 4420-4433.

Bardini, L., 2013. *Impact of hyporheic zones on nutrient dynamics*, Torino

Barlow, P. M. & Harbaugh, A. W., 2006. USGS Directions in MODFLOW Development. *Ground Water*, Novembre-Dicembre, 44(6), pp. 771-774.

Barthel, R. & Banzhaf, S., 2015. Groundwater and Surface Water Interaction at the Regional-scale – A Review with Focus on Regional Integrated Models. *Water Resour Manage*, 4 Novembre, 2016(30), pp. 1-32.

Barthel, R. & Banzhaf, S., 2014. *Groundwater- Surface Water Interaction at the Regional Scale*. Vienna, EGU, p. 1.

Bear, J., H., A. & Cheng, D., 2010. *Modeling Groundwater Flow and Contaminant Transport*. s.l.:Springer Science+Business Media B.V..

Belciu, M. C., Nedeff, V., Chitimus, A. D. & Radu, C., 2014. Theoretical studies on liquid pollutants' transport in the soil and in the aquifer. *Journal of Engineering Studies and Research*, 20(1), pp. 23-32.

Boano, F., Revelli, R. & Ridolfi, L., 2008. Reduction of the hyporheic zone volume due to the stream-aquifer interaction. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, 3 Maggio. Volume 35.

Bouwer, H. & Maddock III., T., 1997. Making sense of the interactions between groundwater and streamflow: lessons for water masters and adjudicators. *Rivers*, Gennaio, 6(1), pp. 19-31.

Bredehoeft, J., 2012. Modeling Groundwater Flow - The Beginnings. *GROUND WATER*, Maggio - Giugno.50(3).

Brunner, P., Simmons, C. T., Cook, P. G. & Therrien, R., 2010. Modeling Surface Water-Groundwater Interaction with MODFLOW: Some Considerations. *Ground Water*, 25 Febbraio, 48(2), pp. 174-180.

Bureau of Meteorology, 2019. *Website of Bureau of Meteorology*. [Online] Available at: <http://www.bom.gov.au/climate/data/index.shtml> [Consultato nel 2019].

Bureau of Meteorology, 2019. *Website of Bureau of Meteorology*. [Online] Available at: <http://www.bom.gov.au/climate/enso/lnlist/> [Consultato nel 2019].

- Cantino, F., 2005. *Treccani*. [Online] Available at: <http://www.treccani.it>
- Cardenas, M. B., Wilson, J. L. & Zlotnik, V. A., 2004. Impact of heterogeneity, bed forms, and stream curvature on subchannel hyporheic exchange. *Water Resour. Res.*, 18 Agosto. Issue 40.
- Caruso, A., 2018. *Investigation of the factors controlling hyporheic exchange at multiple spatial scales*. Torino
- Citrini, D. & Nosedà, G., 1987. *IDRAULICA*. Seconda a cura di Milano(Milano): C.E.A. Casa Editrice Ambrosiana.
- Cook, P. G., 2015. Quantifying river gain and loss at regional scales. *Journal of Hydrology*, Issue 531, p. 749–758.
- Dahlhaus, P. G. et al., 2004. *Port Phillip and Westernport Groundwater Flow Systems*, Melbourne, Victoria
- Delleur, J. W., 1999. *The Handbook of Groundwater Engineering*. Prima edizione a cura di West Lafayette(Indiana): CRC Press LLC.
- Department of Water Resources - State of California, 2016. *Best Management Practices for the Sustainable Management of Groundwater*
- Di Molfetta, A. & Sethi, R., 2012. *Ingegneria degli acquiferi*. Torino(Torino): Springer-Verglag.
- Earth Tech, 2006. *Environmental Flow Determination for the Maribyrnong River - Final Recommendations*
- Ebrahim, G. Y., 2013. *MODELLING GROUNDWATER SYSTEM understanding and improving groundwater quantity and quality management*, Balkema: CRC Press.
- Esri - Environmental System Research Institute, 2018. *Flow Accumulation tool*. [Online] Available at: <https://pro.arcgis.com/en/pro-app/tool-reference/spatial-analyst/how-flow-accumulation-works.htm> [Consultato nel 2018].
- Esri - Environmental System Research Institute, 2018. *Flow Direction tool*. [Online] Available at: https://pro.arcgis.com/en/pro-app/tool-reference/spatial-analyst/how-flow-direction-works.htm#ESRI_SECTION1_2A42BFCB9D6440D2970535F396CED22B [Consultato nel 2018].
- Fabbris, L., 1997. *Statistica multivariata, analisi esplorativa dei dati*. Milano(MI): McGraw-Hill.
- Flipo, N. et al., 2014. Continental hydrosystem modelling: the concept of nested stream–aquifer interfaces. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 21 agosto, Issue 18, pp. 3121-3149.

- Freedman, D. & Diaconis, P., 1981. On the histogram as a density estimator:L2 theory. *P. Z. Wahrscheinlichkeitstheorie verw Gebiete*, Issue 57, pp. 453-476.
- Freeze, R. A. & Cherry, J. A., 1979. *GROUNDWATER*. Englewood Cliffs(New Jersey): Prentice-Hall Inc..
- Gretchen, D. C., 1997. *Nature's Services*. Washington, D.C.: ISLAND PRESS.
- Ha, J., Eigenraam, M., Chua, J. & Lewis, W., 2010. *A Programmer's Guide for BioSym - the Biophysical Modelling Toolbox of EnSym*
- Harbaugh, A. W., 2005. *MODFLOW-2005, The U.S. Geological Survey Modular Ground-Water Model--the Ground -Water Flow Process*. 1 a cura di Reston(Virginia): U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey.
- Igor, S. A., 1998. *World water resources: a new appraisal and assessment for the 21st century*. Paris, United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization, pp. 4-19.
- Kalbus, E. et al., 2009. Influence of aquifer and streambed heterogeneity on the distribution of groundwater discharge. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2 Febbraio, 2019(13), p. 69–77.
- Karatzas, G. P., 2017. Developments on Modeling of Groundwater Flow and Contaminant Transport. *Water Resour Manage*, 9 Giugno, Issue 31, pp. 3235-3244.
- Lackey, G., Neupauer, R. M. & Pitlick, J., 2015. Effects of Streambed Conductance on Stream Depletion. *Water*, 12 Gennaio, Issue 7, pp. 271-287.
- Laube, G., Schmidt, C. & Fleckenstein, J. H., 2018. The systematic effect of streambed conductivity heterogeneity on hyporheic flux and residence time. *Advances in Water Resources*, 18 Settembre, Issue 122, pp. 60-69.
- Leaf, A. T., Fienen, M. N., Hunt, R. J. & Buchwald, C., 2015. *Groundwater/Surface-Water Interactions in the Bad River Watershed, Wisconsin*, Reston, Virginia: U.S. Geological Survey.
- Lo Presti, L. & Neri, F., 1992. *L'analisi dei segnali*. Seconda edizione a cura di Torino(Torino): CLUT.
- Lo Presti, L. & Neri, F., 1993. *Introduzione ai processi casuali*. Prima edizione a cura di Torino(Torino): CLUT.
- Marchi, E. & Rubatta, A., 20014. *Meccanica dei fluidi, principi e applicazioni idrauliche*. Torino(Torino): Unione Tipografico-Editrice Torinese.
- McDonald, M. G. & Harbaugh, A. W., 1988. *A Modular Three-Dimensional Finite-Difference Ground-Water Flow Model*, s.l.: U.S. Geological Survey, Department of interior.

Mojarrad, B. B., Riml, J., Wörman, A. & Laudon, H., 2019. Fragmentation of the Hyporheic Zone Due to Regional Groundwater Circulation. *Water Resources Research*, 7 Gennaio. Issue 55.

Naganna, S. R., Deka, P. C., Ch, S. & Hansen, W. F., 2017. Factors influencing streambed hydraulic conductivity and their implications on stream–aquifer interaction: a conceptual review. *Environmental Science and Pollution Research*, 7 Ottobre, Issue 2017, p. 24765–24789.

Niswonger, R. G., Panday, S. & Ibaraki, M., 2011. MODFLOW-NWT, A Newton Formulation for MODFLOW-2005. In: *U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6–A37*. Reston(Virginia): U.S. Geological Survey, p. 44.

Pisinaras, V., Petalas, C., Tsihrintzis, V. A. & Karatzas, G. P., 2013. Integrated modeling as a decision aiding tool for groundwater management in a Mediterranean agricultural watershed. *Hydrol. Process.*, Issue 27, pp. 1973-1987.

Pollock, D. W., 2016. *User Guide for MODPATH Version 7—A Particle- Tracking Model for MODFLOW*, Reston

Ross, S. M., 2004. *Introduction to probability and statistics for engineers and scientists*. Third Edition a cura di Berkeley(Caifornia): Elsevier Academic Press.

Rushton, K. & Kruseman, G., 2004. *Groundwater studies*, Paris: United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization.

Saegusa, H. et al., 2010. *Technical know-how for modeling of geological environment (1) overview and groundwater flow modeling*. Tsukuba, Japan, ASME - The American Society of Mechanical Engineers.

Snowdon, A. P. & Craig, J. R., 2015. Effective groundwater–surface water exchange at watershed scales. *Hydrol. Process.*, 29 Dicembre, Issue 30, pp. 1849-1861.

Sophocleous, M., 2002. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeology Journal*, 11 Gennaio, Issue 10, pp. 53-67.

Southern Rural Water, 2019. *Southern Rural Water: Managing Water, Serving Communities*. [Online] Available at: <http://www.srw.com.au/water-systems/rosslynne-reservoir/> [Consultato nel 2019].

Storey, R. G., Howard, K. W. & Williams, D. D., 2003. Factors controlling riffle-scale hyporheic exchange flows and their seasonal changes in a gaining stream: A three-dimensional groundwater flow model. *Water Resour. Res.*, 18 Febbraio.2(39).

Tanner, J. L. & Hughes, D. A., 2015. Surface water–groundwater interactions in catchment scale water resources assessments—understanding and hypothesis testing with a hydrological model. *Hydrological Sciences Journal*, 23 Settembre, 15(60), pp. 1880-1895.

Thangarajan, M., 2007. *GROUNDWATER Resource Evaluation, Augmentation, Contamination, Restoracion, Modeling and Management*. Hyderabad(Hyderabad): Capital Publishing Company, Springer.

Townsend, K., Kellar, C., Hassell, K. & Pettigrove, V., 2015. *A review of aquatic ecosystem health in the upper Jacksons Creek catchment*.

Tòth, J., 1963. A theoretical Analysis of Groundwater Flow in Small Drainage Basins. *Journal Of Geophysical Research*, 15 Agosto, 68(16), pp. 4795-4812.

U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, 2017. *MODPATH Version 7: Description of Model Input and Output*, Reston.

U.S. Geological Survey, Department Of Interior, 1988. *REGIONAL AQUIFER SYSTEM ANALYSIS - RASA*, s.l.: U.S. GEOLOGICAL SURVEY - DEPARTMENT OF INTERIOR.

United States Environmental Protection Agency EPA, 2000. *Proceedings of the Ground-Water/Surface-Water Interactions Workshop*. Washington, United States Environmental Protection Agency EPA, pp. 15-17.

Victoria State Government, Department of Jobs, Precincts and Regions, 2019. *Earth Resources*. [Online] Available at: earthresources.vic.gov.au/geology-exploration/maps-reports-data/geovic [Consultato nel 2019].

Waterloo Hydrogeologic, Inc., 2019. *Visual MODFLOW Flex 6.0 - User's Manual*, Waterloo.

Wilson, M. A. & Carpenter, S. R., 1999. ECONOMIC VALUATION OF FRESHWATER ECOSYSTEM SERVICES IN THE UNITED STATES: 1971–1997. *Ecological Application*, 4 Gennaio, 9(3), pp. 772-783.

Winter, T. C., Harvey, J. W., Franke, O. L. & Alley, W. M., 1998. *Ground Water and Surface Water U.S. Geological Survey Circular 1139*, Denver, Colorado: U.S. GOVERNMENT PRINTING OFFICE.

World Water Assessment Programme, 2017. *Acque reflue, La risorsa inesplorata*, Colombella, Perugia: United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization.

Zektser, I. S. & Everett, L. G., 2004. *Groundwater Resources of the World and their Use*, Paris: United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization.

Zhou, Y. & Li, W., 2011. A review of regional groundwater flow modeling. *Geoscience frontiers*, 21 02, 2(2), pp. 205-214.

Ringraziamenti

Giunti a conclusione di un percorso così lungo risulta quasi impossibile non ritornare un po' sui propri passi e ripensare agli anni trascorsi. Ricordo benissimo le molte notti in bianco, il terrore di non essere all'altezza, la voglia di abbandonare e le centinaia giornate interminabili trascorse al Poli, tra studio e lezioni. Non posso certo dire di aver condotto una vera e propria "vita da studente". Infatti, sono sempre stato troppo dedito allo studio e non mi sono mai concesso del tempo per godere di tutto quello che questa splendida città ha da offrire. Nonostante ciò (e fortunatamente oserei dire) sono comunque riuscito ad incontrare persone stupende che hanno arricchito la mia vita e che accompagneranno per sempre il ricordo di questo periodo universitario.

Ringrazio gli amici di tutti i giorni, Gianni, con cui non ci si annoia mai, Linda, buona, schietta e sincera e Daria, autentica e di buon cuore. « Siete stati la parte migliore di questi ultimi sei anni, avete trasformato le mie giornate e la mia vita qui a Torino rendendola davvero una vita degna di questo nome. Grazie. »

Se alla fine sono riuscito ad arrivare a questo punto non posso che ringraziare il Prof. Fulvio Boano e la Ph.D. Alice Caruso grazie ai quali ho compreso cosa significa davvero sviluppare una propria ricerca. La passione e l'impegno che dimostrano nel loro lavoro mi sono stati di grande ispirazione e sono onorato aver avuto la possibilità di imparare così tanto da loro.

Anche se conosciuti quasi al termine di questo percorso non posso non ringraziare i ragazzi dell'ufficio. Angelo, pronto a spendere una buona parola su tutti, Domenico, che sa sempre come tirarti su e Martin, sempre il primo a fare festa. « Mi avete insegnato molto, mi avete spinto a credere in me e a non mollare. Spero, un giorno, di potervi restituire almeno parte di quello che mi avete regalato. Grazie. »

Per tutti questi anni una persona in particolare ha sofferto quanto me la mia lontananza da casa. Lei che mi ha dato la forza di superare tante sessioni con la volontà di tornare presto a casa, Lei che mi ha supportato e sopportato a distanza per mesi interi e che adesso è tanto folle da voler vivere con me. Ringrazio Lei, Federica, che a suo modo mi ha sempre spinto a fare di più ma al contempo accetta sempre e comunque tutte le mie manie e paranoie. « So che per te è stato difficile quanto lo è stato per me e sono felice di essere riuscito a condividere con te questo momento perché insieme abbiamo dimostrato essere più forti. »

Ringrazio mia madre, mio padre e mio fratello che sono stati certamente i primi a credere in me. Mi hanno sempre aiutato e non hanno mai dubitato delle mie capacità, soprattutto quando ero io stesso a farlo. « Avete sempre assecondato tutte le mie passioni e i miei hobby e mi piace

pensare che senza tutto ciò in qualche modo non sarei arrivato dove sono adesso. Siete stati semplicemente perfetti, so di non avervelo mai detto, ma non avrei mai potuto desiderare una famiglia migliore di voi. Ho sempre voluto rendervi fieri di me e spero di esserci riuscito. »

Ringrazio mia nonna perché mi ha sempre donato tutto il bene che aveva senza mai pretendere nulla in cambio. Questo mi ha reso più forte e mi ha fatto capire che nonostante tutto, anche nei momenti più brutti e tristi, la vita è sempre bella se abbiamo qualcuno che ci vuole bene.

Infine, questo mio traguardo lo dedico a mio nonno. Infatti, « non c'è stato giorno in cui non ti abbia dedicato un piccolo pensiero e oggi ho deciso di dedicarti quello più grande. Sono stati anni lunghi e difficili e ti avrei voluto con me. Quando avrei potuto ero forse troppo piccolo per capire quanto fosse preziosa la tua presenza, ma puoi star certo che ho sempre fatto tesoro di tutti i tuoi consigli. So che se fosse stato per te saresti stato in prima fila a qualunque costo, quindi immagino che nonostante tutto ci sarai comunque. »

Allegato A

Valori globali risultati da tutti casi analizzati e da tutte le realizzazioni.

N.	%GAIN	Q _{GAIN}	%LOS	Q _{LOS}	R.	K _{z,mean}	Var _{ln(k_z)}	q _{z,mean}	σ _{qz}
	[%]	[m ³ /g]	[%]	[m ³ /g]	[m ³ /g]	[m/s]	[-]	[m/s]	[m/s]
“Caso generale”									
1	54,1	24948,96	45,9	7654,8	17294,07	1,16E-06	0	2,64E-06	6,79E-06
“Caso secco”									
1	46,1	17679,23	53,9	9058,43	8620,8	1,16E-06	0	1,32E-06	5,07E-06
“Caso umido”									
1	60,6	30667,35	39,4	6808,14	23859,18	1,16E-06	0	3,69E-06	8,05E-06
“Caso con conducibilità altamente eterogenea”: K_{z,media} = 1,16E-06 m/s, Var_{ln(k_z)} = 6,76									
1	66,5	19738,7	33,5	2444,55	17294,07	1,37E-06	7,03	2,13E-06	1,17E-05
2	64,8	20077,07	35,2	2782,93	17294,07	7,43E-07	6,24	2,70E-06	1,54E-05
3	65,1	19551,21	34,9	2257,3	17294,07	1,07E-06	6,21	2,44E-06	1,28E-05
4	62,8	20268,64	37,2	2974,46	17294,07	7,68E-07	6,54	2,23E-06	1,17E-05
5	64,3	19563,88	35,7	2269,99	17294,07	1,21E-06	6,81	2,52E-06	1,63E-05
6	68,1	20140,11	31,9	2846,21	17294,07	1,72E-06	6,71	3,07E-06	3,07E-05
7	65,3	19893,93	34,7	2600,02	17294,07	1,03E-06	6,36	3,15E-06	2,30E-05
8	63,3	19999,19	36,7	2705,27	17294,07	1,70E-06	6,82	2,36E-06	2,01E-05
9	63,9	19831,34	36,1	2537,4	17294,07	6,36E-07	6,56	2,44E-06	1,00E-05
10	63,7	20222,49	36,3	2928,57	17294,07	1,12E-06	6,27	2,12E-06	1,40E-05
11	64,2	20849,64	35,8	3555,71	17294,07	2,95E-06	7,11	2,20E-06	1,92E-05
12	65,4	20480,24	34,6	3186,23	17294,07	1,69E-06	6,81	2,65E-06	2,16E-05
13	64,3	20728,65	35,7	3434,71	17294,07	1,21E-06	7,13	2,99E-06	2,39E-05
14	66,2	19357,83	33,8	2063,89	17294,07	8,18E-07	6,82	2,44E-06	1,48E-05
15	64,5	20095,93	35,5	2801,99	17294,07	9,29E-07	6,45	2,43E-06	1,47E-05
16	64	20546,68	36	3252,67	17294,07	1,01E-06	7,07	2,40E-06	1,43E-05
17	66,3	20935,66	33,7	3641,77	17294,07	9,65E-07	7,11	2,47E-06	1,30E-05
18	65,8	20499,45	34,2	3205,53	17294,07	9,41E-07	6,70	2,89E-06	3,29E-05
19	63,6	20005,3	36,4	2711,39	17294,07	1,35E-06	6,98	3,14E-06	2,13E-05
20	63,9	19942,28	36,1	2648,32	17294,07	1,11E-06	6,93	2,66E-06	1,52E-05
21	64,5	19959,88	35,5	2665,9	17294,07	8,75E-07	6,94	2,74E-06	1,44E-05
22	63,6	20789,18	36,4	3494,96	17294,07	1,93E-06	6,84	2,53E-06	1,57E-05
23	67	21140,91	33	3846,88	17294,07	9,49E-07	6,39	2,68E-06	2,11E-05
24	63,5	20056,37	36,5	2762,45	17294,07	1,05E-06	6,85	2,48E-06	1,33E-05
25	64,8	20232,45	35,2	2938,54	17294,07	8,96E-07	7,03	2,32E-06	2,30E-05
26	64,2	20678,13	35,8	3384,14	17294,07	8,53E-07	6,67	2,65E-06	1,67E-05
27	64,5	19888,69	35,5	2594,75	17294,07	8,16E-07	6,26	2,74E-06	1,48E-05
28	63,3	20843,11	36,7	3549,02	17294,07	9,50E-07	6,86	2,68E-06	1,81E-05
29	63,6	20182,65	36,4	2888,75	17294,07	1,19E-06	6,55	2,69E-06	1,84E-05
30	65,4	21310,68	34,6	4016,75	17294,07	1,45E-06	6,86	2,74E-06	1,61E-05
31	64,6	20064,63	35,4	2770,70	17294,07	8,33E-07	6,82	2,39E-06	1,24E-05
32	62,9	20306,96	37,1	3013,06	17294,07	1,48E-06	6,73	2,52E-06	1,43E-05
33	63,7	19335,36	36,3	2041,42	17294,07	8,49E-07	6,80	3,11E-06	2,38E-05
34	66,7	20913,32	33,3	3619,29	17294,07	1,22E-06	6,99	2,46E-06	2,16E-05
35	66,8	19417,55	33,2	2123,62	17294,07	5,64E-07	6,45	2,44E-06	1,20E-05
36	65,6	19694,82	34,4	2400,86	17294,07	7,68E-07	6,67	2,50E-06	1,18E-05
37	65,8	20258,37	34,2	2964,41	17294,07	9,95E-07	6,57	2,72E-06	1,91E-05
38	64,9	20481,66	35,1	3187,73	17294,07	8,32E-07	6,68	3,40E-06	2,23E-05
39	63	21093,32	37	3799,4	17294,07	1,54E-06	7,20	3,31E-06	3,30E-05
40	65,7	20515,04	34,3	3221,11	17294,07	1,02E-06	6,82	2,57E-06	1,47E-05
41	63,9	20190,97	36,1	2897,04	17294,07	1,20E-06	6,71	2,29E-06	1,55E-05
42	64,5	20367,53	35,5	3073,62	17294,07	9,34E-07	6,88	2,75E-06	1,42E-05
43	65	19592,67	35	2298,72	17294,07	9,95E-07	6,37	2,83E-06	1,73E-05
44	63,3	19877,4	36,7	2583,48	17294,07	1,26E-06	7,04	4,08E-06	5,66E-05

45	65	20048,85	35	2754,96	17294,07	1,28E-06	6,88	2,61E-06	3,01E-05
46	63,3	19762,26	36,7	2468,35	17294,07	1,04E-06	6,66	2,52E-06	1,37E-05
47	64,8	20334,99	35,2	3040,91	17294,07	1,12E-06	6,89	2,63E-06	1,42E-05
48	64,4	19722,56	35,6	2428,62	17294,07	8,90E-07	6,42	2,12E-06	9,98E-06
49	64,7	19523,59	35,3	2229,68	17294,07	1,60E-06	6,74	2,71E-06	1,92E-05
50	63,7	20900,81	36,3	3606,87	17294,07	1,09E-06	6,31	2,28E-06	1,77E-05
51	65,7	19980,15	34,3	2686,23	17294,07	9,32E-07	6,34	2,37E-06	1,07E-05
52	66,4	19778,3	33,6	2484,36	17294,07	8,36E-07	6,39	2,44E-06	1,35E-05
53	64,3	19716,2	35,7	2422,27	17294,07	7,83E-07	6,82	2,36E-06	1,12E-05
54	62,3	20434,05	37,7	3140,11	17294,07	1,09E-06	6,94	2,79E-06	2,18E-05
55	64	20159,13	36	2865,17	17294,07	2,45E-06	6,89	2,34E-06	1,28E-05
56	63,7	20380,47	36,3	3086,53	17294,07	8,98E-07	6,57	2,98E-06	2,16E-05
57	65,6	20176,65	34,4	2882,71	17294,07	5,80E-06	6,89	3,15E-06	2,68E-05
58	64,89	20872,12	35,11	3577,87	17294,07	1,05E-06	6,57	2,27E-06	1,31E-05
59	64,55	20743,56	35,45	3449,33	17294,07	9,20E-07	7,01	2,88E-06	1,67E-05
60	62,62	21718,7	37,38	4424,48	17294,07	1,19E-06	6,86	2,78E-06	2,05E-05
μ	64,61	20236,20	35,39	2942,23	17294,07	1,21E-06	6,73	2,64E-06	1,82E-05
σ	1,20	513,24	1,20	513,20	17294,07	7,267E-07	0,26	3,51E-07	7,46E-06
CV	0,019	0,025	0,034	0,174	17294,07	0,5991801	0,038	0,133	0,411

“Caso con conducibilità debolmente eterogenea”: $K_{z,media} = 1,16E-06$ m/s, $Var_{ln(k_z)} = 1$

1	55,8	24103,74	44,2	6809,58	17294,07	1,14E-06	0,98	2,87E-06	1,03E-05
2	54,6	23626,74	45,4	6332,58	17294,07	1,13E-06	0,97	2,61E-06	8,49E-06
3	55,7	24217,67	44,3	6923,45	17294,07	1,23E-06	1,05	2,77E-06	1,07E-05
4	55,1	24460,34	44,9	7166,18	17294,07	1,16E-06	1,03	2,68E-06	1,02E-05
5	55,6	24170,57	44,4	6876,44	17294,07	1,25E-06	1,04	2,65E-06	1,07E-05
6	55,5	23559,04	44,5	6264,87	17294,07	1,12E-06	0,97	2,52E-06	8,76E-06
7	56	23896,97	44	6602,82	17294,07	1,14E-06	1,01	2,66E-06	1,00E-05
8	55,4	24291,06	44,6	6996,86	17294,07	1,14E-06	0,97	2,67E-06	8,83E-06
9	55,7	23543,57	44,3	6249,43	17294,07	1,07E-06	0,88	2,51E-06	7,80E-06
10	55,4	24058,13	44,6	6763,96	17294,07	1,11E-06	0,98	2,80E-06	9,64E-06
11	55,5	24178,31	44,5	6884,16	17294,07	1,17E-06	1,06	2,61E-06	8,86E-06
12	56,2	23799,07	43,8	6504,94	17294,07	1,11E-06	0,99	2,51E-06	8,22E-06
13	54,7	24910,56	45,3	7616,42	17294,07	1,24E-06	1,06	2,55E-06	9,40E-06
14	55,5	23834,2	44,5	6540,08	17294,07	1,20E-06	1,01	2,74E-06	1,03E-05
15	55,1	24168,55	44,9	6874,43	17294,07	1,16E-06	1,00	2,72E-06	9,66E-06
16	55,8	24206,32	44,2	6912,15	17294,07	1,14E-06	0,98	2,79E-06	1,01E-05
17	56,5	24075,94	43,5	6781,81	17294,07	1,15E-06	0,98	2,76E-06	9,28E-06
18	55,5	23920,09	44,5	6625,91	17294,07	1,14E-06	1,02	2,73E-06	9,48E-06
19	55,5	23648,32	44,5	6354,16	17294,07	1,09E-06	0,96	2,52E-06	7,98E-06
20	55,3	24159,77	44,7	6865,64	17294,07	1,18E-06	0,97	2,72E-06	1,07E-05
21	56,3	23434,18	43,7	6140	17294,07	1,11E-06	0,94	2,75E-06	8,91E-06
22	55	23866,01	45	6571,88	17294,07	1,15E-06	0,96	2,63E-06	8,32E-06
23	55,8	23885,88	44,2	6591,75	17294,07	1,10E-06	0,94	2,72E-06	8,90E-06
24	55,9	24337,8	44,1	7043,67	17294,07	1,13E-06	0,99	2,83E-06	9,46E-06
25	55,7	24010,19	44,3	6715,97	17294,07	1,14E-06	0,99	2,64E-06	8,85E-06
26	55,2	24271,3	44,8	6977,1	17294,07	1,15E-06	0,98	2,69E-06	9,43E-06
27	56,1	23819,09	43,9	6524,97	17294,07	1,19E-06	1,04	2,71E-06	9,06E-06
28	56	24608,13	44	7313,98	17294,07	1,20E-06	1,02	2,68E-06	9,10E-06
29	54,7	24268,26	45,3	6.974	17294,07	1,22E-06	1,05	2,77E-06	1,10E-05
30	55,2	23691,44	44,8	6397,3	17294,07	1,17E-06	1,03	2,62E-06	9,59E-06
31	54,4	24372,88	45,6	7078,72	17294,07	1,23E-06	1,04	2,74E-06	1,10E-05
32	55,8	24607,22	44,2	7313,04	17294,07	1,25E-06	1,05	2,70E-06	1,04E-05
33	55,9	23777,4	44,1	6483,21	17294,07	1,14E-06	0,98	2,60E-06	8,76E-06
34	55,4	24456,42	44,6	7162,27	17294,07	1,20E-06	1,05	2,56E-06	8,85E-06
35	55,9	24553,29	44,1	7259,13	17294,07	1,18E-06	1,00	2,67E-06	8,60E-06
36	55,8	24110,75	44,2	6816,6	17294,07	1,15E-06	0,99	2,90E-06	1,09E-05
37	55,3	23928,77	44,7	6634,61	17294,07	1,16E-06	1,06	2,84E-06	1,12E-05
38	55,5	24327,16	44,5	7032,96	17294,07	1,20E-06	1,10	2,55E-06	8,50E-06

39	56	23796,28	44	6502,12	17294,07	1,10E-06	1,03	2,62E-06	8,70E-06
40	56,2	24528,27	43,8	7234,12	17294,07	1,17E-06	1,00	2,51E-06	8,53E-06
41	55,9	23787,41	44,1	6493,28	17294,07	1,17E-06	0,98	2,81E-06	1,02E-05
42	56,1	23679,2	43,9	6385,04	17294,07	1,13E-06	0,98	2,70E-06	9,36E-06
43	55,6	23706,53	44,4	6412,37	17294,07	1,10E-06	1,03	2,62E-06	9,11E-06
44	55,6	24469,69	44,4	7175,53	17294,07	1,13E-06	1,00	2,79E-06	9,92E-06
45	55,5	24197,19	44,5	6903,02	17294,07	1,15E-06	0,97	2,88E-06	1,06E-05
46	56,2	23878,88	43,8	6584,68	17294,07	1,18E-06	1,05	2,77E-06	1,02E-05
47	55,2	24302,71	44,8	7008,56	17294,07	1,21E-06	1,02	2,75E-06	1,07E-05
48	54,2	24365,76	45,8	7071,59	17294,07	1,21E-06	0,96	2,64E-06	9,92E-06
49	55,2	24026,85	44,8	6732,68	17294,07	1,12E-06	1,01	2,76E-06	1,05E-05
50	55,5	23419,15	44,5	6124,96	17294,07	1,14E-06	1,01	2,73E-06	1,07E-05
51	55,8	24159,44	44,2	6865,27	17294,07	1,15E-06	1,02	2,71E-06	9,47E-06
52	55,6	24361,12	44,4	7066,97	17294,07	1,17E-06	0,97	2,41E-06	7,34E-06
53	55,1	24056,24	44,9	6762,08	17294,07	1,09E-06	1,03	2,69E-06	9,99E-06
54	56	24526,18	44	7232,05	17294,07	1,17E-06	0,97	2,65E-06	1,10E-05
55	56,4	24014,61	43,6	6720,42	17294,07	1,14E-06	1,02	2,78E-06	9,64E-06
56	55,8	24292,98	44,2	6998,78	17294,07	1,14E-06	1,03	2,62E-06	9,16E-06
57	55,5	24364,36	44,5	7070,2	17294,07	1,16E-06	0,98	2,60E-06	9,88E-06
58	56,02	24252,65	43,98	6958,47	17294,07	1,23E-06	1,08	2,55E-06	8,83E-06
59	55,2	23699,2	44,8	6405,06	17294,07	1,13E-06	0,98	2,74E-06	1,02E-05
60	55,76	24501,57	44,24	7207,42	17294,07	1,10E-06	0,98	2,64E-06	7,94E-06
μ	55,58	24092,36	44,422	6798,20	17294,07	1,16E-06	1,00	2,68E-06	9,54E-06
σ	0,48	327,99	0,475	327,99	17294,07	4,14E-08	0,04	1,03E-07	9,30E-07
CV	0,0086	0,0136	0,0107	0,0482	17294,07	3,58E-02	0,04	0,04	0,10

Legenda dei parametri:

- **N.** = numero della realizzazione;
- **%_{GAIN}** = percentuale di reticolo in *gaining condition*;
- **Q_{GAIN}** = portata totale entrante nel reticolo idrografico;
- **%_{LOS}** = percentuale di reticolo in *losing condition*;
- **Q_{LOS}** = portata totale uscente dal reticolo idrografico;
- **R.** = ricarica della falda acquifera;
- **K_{z,mean}** = conducibilità idraulica verticale mediata sull'intero reticolo idrografico, escluse le celle relative all'invaso artificiale;
- **Var_{ln(kz)}** = varianza del logaritmo naturale della conducibilità idraulica verticale dell'intero reticolo idrografico, escluse le celle relative all'invaso artificiale;
- **q_{z,mean}** = valore medio dei flussi lungo l'intero reticolo idrografico, escludendo le celle relative all'invaso artificiale. (I flussi sono stati considerati con il segno, flussi positivi = *gaining condition*, flussi negativi = *losing condition*);
- **σ_{qz}** = scarto quadratico medio dei valori di flusso lungo l'intero reticolo idrografico, escludendo le celle relative all'invaso artificiale. (I flussi sono stati considerati con il segno, flussi positivi = *gaining condition*, flussi negativi = *losing condition*).

Allegato B

Valori del coefficiente di determinazione (R^2) risultanti dalla valutazione della regressione (lineare e non) con differente numero di predittori indipendenti.

"Caso con conducibilità altamente eterogenea": $K_{z,media} = 1,16E-06$ m/s, $Var_{ln(k_z)} = 6,76$								
3 PREDITTORI			2 PREDITTORI			1 PREDITTORE		
	$k_z - H - T$		$k_z - H$	$k_z - T$	$H - T$	k_z	H	T
Forma:	Lineare	Potenza	Potenza	Potenza	Potenza	Potenza	Potenza	Potenza
N.	Coefficiente di determinazione (R^2)							
1	0,0677	0,781	0,742	0,78	0,047	0,742	0,0175	0,0278
2	0,0313	0,779	0,717	0,779	0,0505	0,717	-0,000621	0,051
3	0,0291	0,748	0,69	0,747	0,0595	0,689	-0,000201	0,0592
4	0,0822	0,798	0,754	0,798	0,0485	0,754	0,00206	0,0455
5	0,0152	0,764	0,717	0,763	0,0537	0,717	-0,000435	0,0538
6	0,00604	0,723	0,675	0,722	0,0547	0,674	0,00193	0,0518
7	0,0259	0,768	0,707	0,767	0,0603	0,707	0,00112	0,0583
8	0,0807	0,778	0,724	0,777	0,045	0,724	6,80E-05	0,0445
9	0,0985	0,757	0,712	0,757	0,0552	0,712	-0,00622	0,0557
10	0,0422	0,762	0,715	0,761	0,0482	0,714	0,00285	0,0444

"Caso con conducibilità debolmente eterogenea": $K_{z,media} = 1,16E-06$ m/s, $Var_{ln(k_z)} = 1$								
3 PREDITTORI			2 PREDITTORI			1 PREDITTORE		
	$k_z - H - T$		$k_z - H$	$k_z - T$	$H - T$	k_z	H	T
Forma:	Lineare	Potenza	Potenza	Potenza	Potenza	Potenza	Potenza	Potenza
N.	Coefficiente di determinazione (R^2)							
1	0,142	0,305	0,293	0,305	0,0301	0,293	0,023	0,00613
2	0,0941	0,327	0,312	0,326	0,0116	0,312	0,000653	0,0107
3	0,0801	0,301	0,293	0,299	0,0115	0,292	0,000355	0,0109
4	0,144	0,344	0,328	0,344	0,0181	0,328	-5,84E-05	0,0179
5	0,0918	0,312	0,296	0,309	0,0153	0,293	0,00197	0,0129
6	0,0853	0,269	0,256	0,269	0,0205	0,256	0,00138	0,0186
7	0,0954	0,289	0,274	0,288	0,0143	0,273	0,000462	0,0135
8	0,104	0,28	0,266	0,279	0,0162	0,266	0,000225	0,0157
9	0,122	0,305	0,288	0,298	0,0182	0,281	0,00214	0,0155
10	0,132	0,328	0,309	0,327	0,0194	0,308	0,00076	0,0182

Legenda dei parametri:

- N. = numero della realizzazione;
- k_z = conducibilità idraulica verticale dell'intero reticolo idrografico, escluse le celle relative all'invaso artificiale [m/s];
- H = quota media del tratto di reticolo [m];
- T = spessore dell'acquifero dalla superficie del suolo sino a quella del *bedrock* [m];
- R^2 = coefficiente di determinazione.

Allegato C

Analisi dei sottobacini di drenaggio per ulteriori realizzazioni.

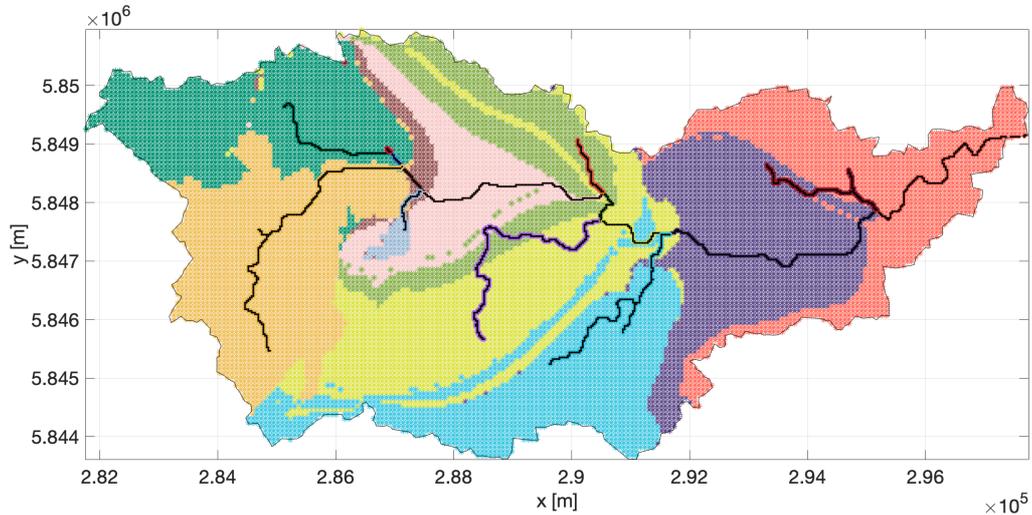


Figura C.1 “Caso con conducibilità altamente eterogenea”, realizzazione n. 44.
Realizzazione caratterizzata dal valore massimo sia della media ($q_{z,mean}$) che della deviazione standard (σ_{qz}) dei flussi di scambio lungo il reticolo idrografico

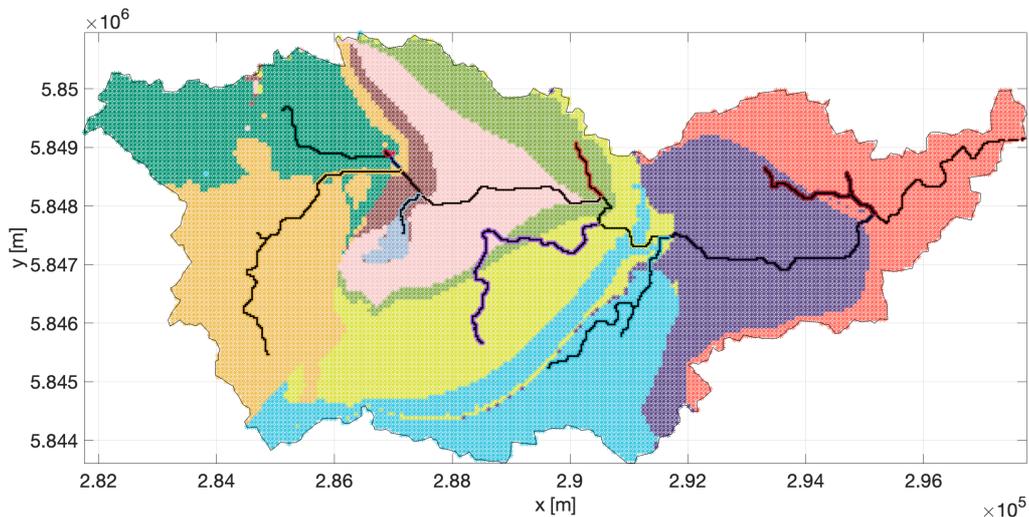


Figura C.2 “Caso con conducibilità altamente eterogenea”, realizzazione n. 48.
Realizzazione caratterizzata dal valore minimo sia della media ($q_{z,mean}$) che della deviazione standard (σ_{qz}) dei flussi di scambio lungo il reticolo idrografico

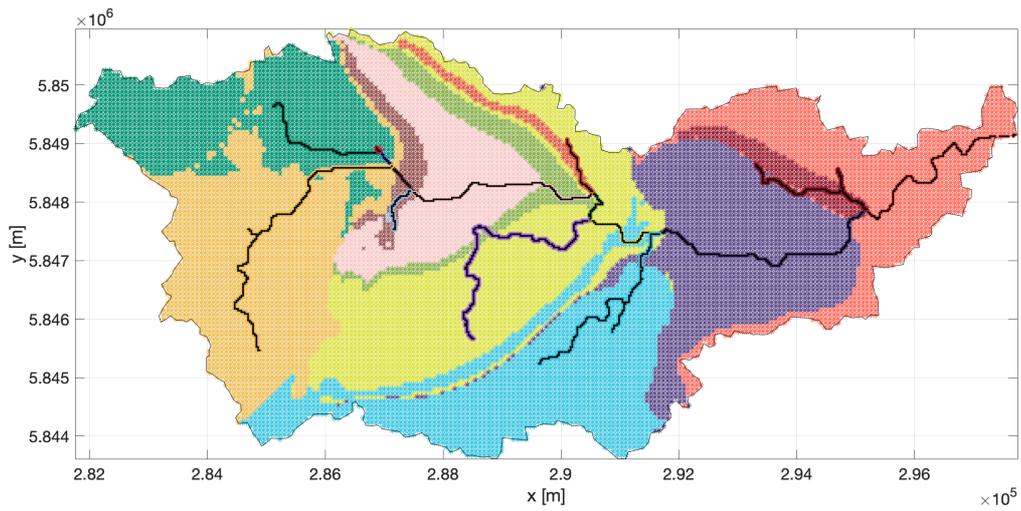


Figura C.3 “Caso con conducibilità debolmente eterogenea”, realizzazione n. 36.
 Realizzazione caratterizzata dal valore minimo della media ($q_{z,\text{mean}}$) dei flussi di scambio lungo il reticolo idrografico

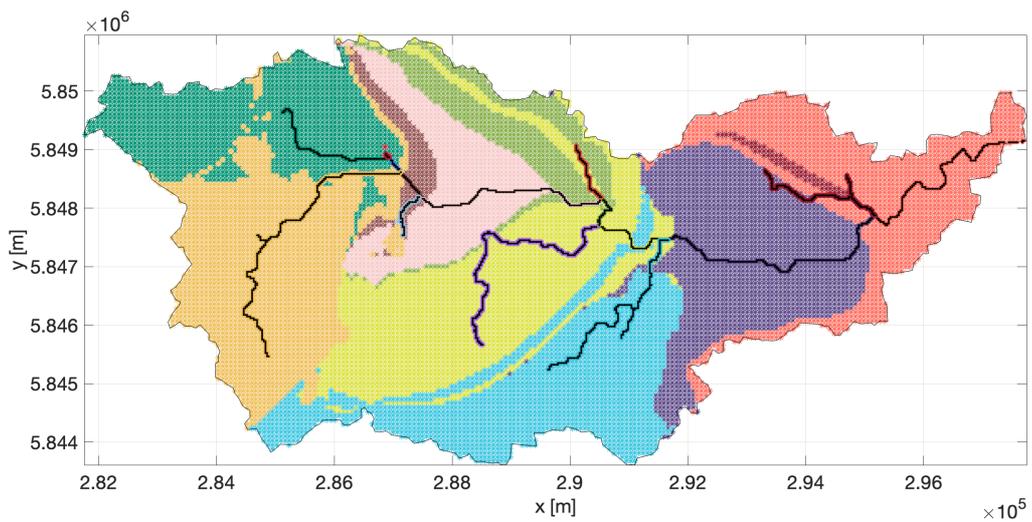


Figura C.4 “Caso con conducibilità debolmente eterogenea”, realizzazione n. 37.
 Realizzazione caratterizzata dal valore massimo della deviazione standard (σ_{qz}) dei flussi di scambio lungo il reticolo idrografico

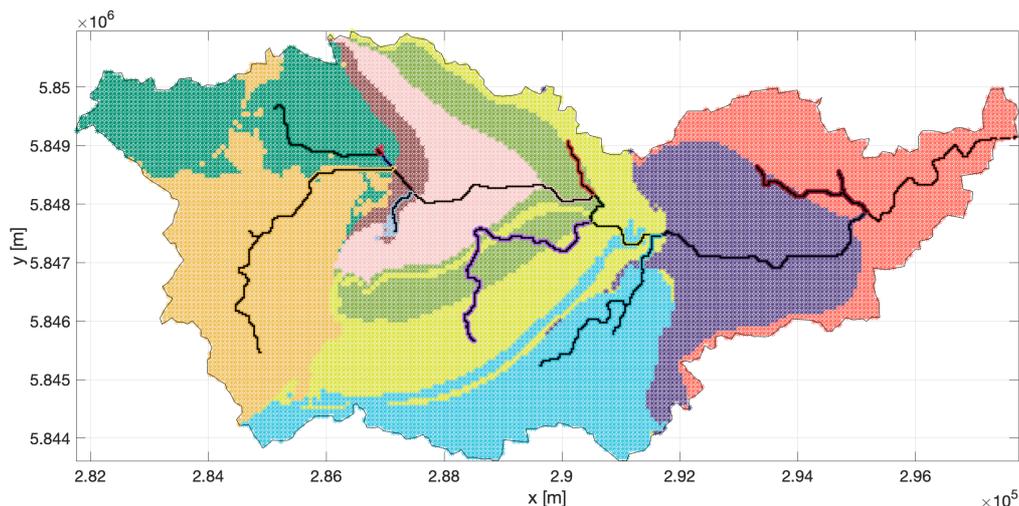


Figura C.5 “Caso con conducibilità debolmente eterogenea”, realizzazione n. 52.
Realizzazione caratterizzata dal valore minimo sia della media ($q_{z,mean}$) che della deviazione standard (σ_{qz}) dei flussi di scambio lungo il reticolo idrografico

	Bacino 1	Bacino 2	Bacino 3	Bacino 4	Bacino 5
	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]
“Caso generale”	10,92	0,00	1,85	7,71	6,43
Caso in figura C.1	11,87 (+0,95)	0,00 (0,00)	1,44 (-0,41)	7,26 (-0,45)	8,17 (+1,74)
Caso in figura C.2	11,53 (+0,61)	0,00 (0,00)	2,19 (+0,34)	9,57 (+1,86)	6,75 (+0,32)
Caso in figura C.3	11,43 (+0,51)	0,00 (0,00)	1,80 (-0,05)	7,91 (+0,20)	3,33 (-3,31)
Caso in figura C.4	11,18 (+0,26)	0,00 (0,00)	1,80 (-0,05)	7,22 (-0,49)	5,26 (-1,17)
Caso in figura C.5	11,05 (-0,13)	0,00 (0,00)	2,04 (+0,19)	7,79 (+0,08)	8,66 (+2,23)
	Bacino 6	Bacino 7	Bacino 8	Bacino 9	Bacino 10
“Caso generale”	13,70	14,03	10,78	0,02	16,14
Caso in figura C.1	16,20 (+2,50)	14,67 (+0,64)	12,03 (+1,25)	0,02 (0,00)	14,94 (-1,20)
Caso in figura C.2	14,19 (+0,49)	15,30 (+1,27)	11,84 (+1,06)	0,02 (0,00)	14,60 (-1,54)
Caso in figura C.3	17,28 (+3,58)	14,49 (+0,46)	10,70 (-0,08)	0,01 (-0,01)	15,72 (-0,42)
Caso in figura C.4	17,39 (+3,69)	14,37 (+0,34)	11,62 (+0,84)	0,02 (0,00)	16,12 (-0,02)
Caso in figura C.5	14,36 (+0,66)	14,28 (+0,25)	12,20 (+1,42)	0,02 (0,00)	15,83 (-0,31)
	Bacino 11	Bacino 12	Bacino 13	Bacino 14	Bacino 15
“Caso generale”	0,23	0,00	0,00	16,61	1,58
Caso in figura C.1	0,43 (+0,20)	0,00 (0,00)	0,00 (0,00)	12,97 (-3,64)	0,00 (-1,58)
Caso in figura C.2	0,47 (+0,24)	0,00 (0,00)	0,00 (0,00)	13,52 (+3,09)	0,00 (-1,58)
Caso in figura C.3	0,03 (-0,20)	0,00 (0,00)	0,81 (+0,81)	14,84 (-1,77)	1,64 (+0,06)
Caso in figura C.4	0,01 (-0,22)	0,00 (0,00)	0,00 (0,00)	14,46 (-2,15)	0,53 (-1,05)
Caso in figura C.5	0,09 (-0,14)	0,00 (0,00)	0,00 (0,00)	13,65 (-2,96)	0,00 (-1,58)

Tabella C.1 Percentuale di superficie di pertinenza ad ogni sottobacino di drenaggio rispetto all’area totale del bacino idrografico.