

**MODELLO IDROGEOLOGICO DI UN'AREA CAMPIONE
DEL TERRITORIO ITALIANO IN RELAZIONE AI
DATI RACCOLTI CON LA L.464/84**

Ing. Silvestro Furnari

Tutor: Dr. Lucio Martarelli

Indice

Prefazione	I
Sintesi	II
Abstract	VII
Introduzione	1
Metodologia - La teoria del moto delle acque sotterranee nella zona satura e in quella insatura	
I.I Il moto dell'acqua sotterranea nella zona satura	5
I.I.I Il modello matematico	5
I.I.II La legge di Darcy	6
I.I.III L'equazione generale del moto delle acque sotterranee	9
I.I.IV Le condizioni al contorno e le condizioni iniziali	12
I.I.IV.I Le condizioni al contorno del primo tipo	14
I.I.IV.II Le condizioni al contorno del secondo tipo	16
I.I.IV.III Le condizioni al contorno del terzo tipo	16
I.I.IV.IV Le condizioni iniziali	17
I.II Il moto delle acque sotterranee nella zona insatura	19
I.II.I Premessa	19
I.II.II Le relazioni funzionali	19
I.II.III Il processo di infiltrazione	21
I.II.IV La modellazione dell'infiltrazione	28
I.II.IV.I I modelli empirici	28
I.II.IV.II Il modello di Green-Ampt	29
I.II.IV.III L'equazione di Richards	31

Capitolo 1 - La caratterizzazione e il monitoraggio del distretto vulcanico dei Colli Albani

1.1	Inquadramento geologico dell'area dei Colli Albani	35
1.2	Circolazione delle acque sotterranee nella regione dei Colli Albani	42
1.2.1	L'area di studio	47
1.2.1.1	Circolazione delle acque superficiali	49
1.2.1.2	Piezometria	56
1.2.1.3	Stratigrafia	66
1.2.1.4	Permeabilità	70
1.2.1.5	Regime di precipitazioni	78

Capitolo 2 - La modellazione del distretto vulcanico dei Colli Albani

2.1	La modellazione delle acque sotterranee	80
2.1.1	Le diverse tecniche di modellazione	81
2.1.2	I modelli numerici	83
2.2	La modellazione del moto nel saturo	87
2.2.1	Il programma <i>Visual Modflow</i>	87
2.2.1.1	Scelta della griglia del modello	88
2.2.1.2	Assegnazione delle condizioni al contorno	90
2.2.1.3	Introduzione dei pozzi di osservazione e pompaggio	94
2.2.1.4	Assegnazione dei parametri	94
2.2.1.5	<i>Zone Budget</i>	96
2.2.1.6	<i>Pest</i>	97
2.2.1.7	Alcune caratteristiche del <i>Modflow 2000</i>	99
2.2.2	L'applicazione del <i>Visual Modflow</i> all'acquifero vulcanico dei Colli Albani	101
2.2.2.1	Impostazione e costruzione del modello monostrato	102
2.2.2.1.1	Scelta della griglia del modello	102
2.2.2.1.2	Ricostruzione dei contatti	104
2.2.2.1.3	Assegnazione delle condizioni al contorno	105

2.2.2.1.4	Assegnazione della ricarica	110
2.2.2.1.5	Introduzione dei pozzi di estrazione e di osservazione	112
2.2.2.1.6	Assegnazione dei parametri	113
2.2.2.1.7	Applicazione del <i>Zone Budget</i>	114
2.2.2.1.8	Risultati	116
2.2.2.1.9	Applicazione di <i>Pest</i> risultati della calibrazione	118
2.2.2.2	Impostazione e costruzione del modello multistrato	120
2.2.2.2.1	Ricostruzione dei contatti	120
2.2.2.2.2	Introduzione dei pozzi di estrazione e di osservazione	126
2.2.2.2.3	Assegnazione dei parametri	126
2.2.2.2.4	Risultati	129
2.2.2.2.5	Applicazione di <i>Pest</i> risultati della calibrazione	131
2.3	La modellazione del moto nell'insaturo	133
2.3.1	Il programma <i>UnsatSuite</i>	133
2.3.2	Applicazione di <i>UnsatSuite</i> all'acquifero vulcanico dei Colli Albani	139
2.3.3	Applicazione al modello monostrato saturo dei risultati ottenuti con <i>UnsatSuite</i>	148
	Conclusioni	152
	Bibliografia	155

Prefazione

La definizione di modelli concettuali è uno degli obiettivi più rilevanti delle indagini idrogeologiche. Per tale motivo il Servizio Geologia Applicata e Idrogeologia del Dipartimento Difesa del Suolo/Servizio Geologico d'Italia (APAT), su sollecitazione del Settore Idrogeologia istituito nel suo ambito, ha richiesto l'attivazione di uno stage interno di formazione ambientale per effettuare sperimentazioni in aree campione. L'area prescelta per il presente stage ricade nel Comune di Ciampino e s'inquadra nel distretto vulcanico dei Colli Albani. La forte densità d'informazioni stratigrafiche derivante dai numerosi pozzi e perforazioni di profondità superiore ai trenta metri disponibile presso APAT in seguito all'applicazione della Legge n. 464/84, nonché la presenza di sufficienti informazioni di riferimento nella letteratura scientifica (cartografie geologiche, pubblicazioni tecnico-scientifiche, rapporti tecnici di vari enti), ha suggerito quest'area per la conduzione di uno studio con carattere di dettaglio.

La caratterizzazione di modelli concettuali deve essere preceduta da un'accurata definizione della struttura idrogeologica e dall'acquisizione d'informazioni sull'andamento della superficie piezometrica dell'area di studio. A tale proposito questo stage interno di formazione ambientale ha avuto come supporto i risultati di un precedente stage che ha evidenziato la ricostruzione stratigrafica della zona e la distinzione delle unità acquifere locali. Quindi, sulla base di questi risultati e di apposite campagne di monitoraggio del livello piezometrico locale è stato avviato il lavoro di modellazione idrogeologica. Le informazioni dell'archivio pozzi della Legge n.464/84, di cui si parlerà nel presente lavoro, è stato utilizzato tramite software GIS per elaborare i dati di base utili allo svolgimento dello studio. Le varie fasi di questo studio, che hanno richiesto un elevato grado di accuratezza, saranno illustrate nel dettaglio nella presente tesi di stage.

La realizzazione di questo stage è stata resa possibile grazie alla collaborazione della Ing. Monica Moroni, che si ringrazia vivamente, assistente alla cattedra di Meccanica dei Fluidi del Corso di Laurea in Ingegneria per l'Ambiente ed il Territorio della Facoltà di Ingegneria dell'Università degli Studi di Roma "La Sapienza", che ha seguito in particolare la parte di applicazione dei software di modellazione idrogeologica.

Sintesi

L'argomento affrontato in questo studio è relativo al monitoraggio e alla modellazione di una porzione dell'acquifero vulcanico dei Colli Albani. Si è scelto di focalizzare l'attenzione su questa zona poiché nell'ultimo ventennio gli acquiferi vulcanici laziali sono stati caratterizzati da fenomeni di marcata riduzione delle portate sorgive e di progressivo abbattimento dei livelli piezometrici. Tali fenomeni sono causa della perdita di beni e risorse ambientali e, nel caso di persistenza o incremento incontrollato dei prelievi, della crisi dei sistemi socio-economici da essi dipendenti. Proprio la grandissima densità di perforazioni e il timore dell'instaurarsi di scenari irreversibili di sovrasfruttamento della falda sotterranea hanno influenzato la scelta della zona di studio, una superficie di circa 15 km² prevalentemente compresa all'interno del comune di Ciampino (e in parte in quello di Roma, zona di Morena), in cui le perforazioni denunciate alle autorità competenti ai sensi della Legge 464/84 sono più di 700. Questa Legge stabilisce che il Servizio Geologico (ora APAT, Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e per i servizi Tecnici – Dipartimento per la difesa del suolo) si occupi di raccogliere e organizzare tutte le informazioni ottenute a seguito dell'esecuzione di pozzi, scavi e indagini geofisiche (spinti a profondità maggiori di 30 metri) condotte sul territorio italiano per la ricerca di acqua. La raccolta di tutte queste informazioni ha permesso di creare una banca dati in cui sono registrate tutte le grandezze caratteristiche (ubicazione, piezometria, quota, prove di portata, stratigrafia, profondità massima, data di rilevamento, proprietario, ecc.) delle perforazioni denunciate. La suddetta banca dati ha rappresentato un punto di partenza fondamentale per tutta la fase di caratterizzazione della zona in esame oltre che per una prima valutazione delle caratteristiche del deflusso delle acque sotterranee. Per quanto concerne la fase di caratterizzazione, infatti, i dati contenuti all'interno dell'archivio della Legge 464/84 corredati dalle informazioni tratte da letteratura hanno permesso di avere un quadro abbastanza dettagliato della morfologia e della geologia del distretto vulcanico dei Colli Albani, da cui, grazie alle informazioni relative alla piezometria pregressa e alle caratteristiche di permeabilità delle vulcaniti albane, si sono potute trarre delle prime

valutazioni sul deflusso delle acque di falda. Ovviamente queste valutazioni sono state sfruttate per un inquadramento iniziale della zona a seguito del quale si sono messi in atto una serie di indagini di campo e di studi teorici più approfonditi che hanno consentito di avere una conoscenza più dettagliata della zona in esame. L'acquisizione di tutte queste informazioni è stata di vitale importanza per l'impostazione del modello concettuale, fase iniziale della modellazione vera e propria, in cui a partire dalla comprensione dei fenomeni che regolano il comportamento del sistema idrico sotterraneo in questione, è possibile iniziare la schematizzazione e la semplificazione della struttura del sistema stesso e del rapporto che questo ha con i sistemi idrici circostanti. Fra le indagini condotte sono senz'altro da menzionare quelle di raccolta e di elaborazione dei dati della piezometria attuale ottenuta grazie a due campagne di monitoraggio condotte fra il Settembre del 2005 e il Marzo del 2006. Queste campagne hanno permesso di fare un primo confronto fra lo scenario piezometrico attuale e quello rilevato da uno studio che il Ventriglia ("Idrogeologia della provincia di Roma", Volume III - Regione vulcanica dei Colli Albani) ha condotto nella zona alla fine degli anni '70 e hanno consentito di avere una buona quantità di dati per la fase di calibrazione del modello di deflusso delle acque sotterranee. Tutta la fase di caratterizzazione, infatti, è stata fondamentale per la costruzione del modello concettuale; questo rappresenta la fase preliminare del modello di deflusso delle acque sotterranee ed è una rappresentazione mentale della geologia e dell'idrogeologia del sito in esame. In questo modo è stato possibile costruire il modello che, essendo una rappresentazione semplificata della realtà fisica, finalizzata a riprodurre i processi che si verificano nei sistemi idrogeologici, necessita di un'approfondita conoscenza dei principali aspetti che regolano la distribuzione e il deflusso delle acque sotterranee. Il programma utilizzato per modellare la porzione dell'acquifero dei Colli Albani in questione è il *Visual Modflow*, un programma alle differenze finite che permette di risolvere nei nodi di una griglia definita dall'utente le equazioni che governano il flusso e la conservazione della massa per simulare il moto delle acque sotterranee e il trasporto dei soluti. Questo programma consente, dopo una prima fase di definizione e di discretizzazione del dominio del modello, di schematizzare la successione stratigrafica della geologia della zona e di inserire tutta una serie di grandezze che servono da input per il modello stesso.

Le informazioni più importanti da fornire al programma per costruire il modello del campo di moto delle acque sotterranee sono:

- le condizioni al contorno e la ricarica;
- le proprietà dei materiali (conducibilità idraulica, immagazzinamento e porosità);
- le condizioni iniziali;
- le osservazioni di campo.

Queste ultime, in particolare, rivestono un ruolo chiave nella fase di calibrazione del modello in cui si confrontano i risultati ottenuti come output con *Modflow* con quelli osservati durante le campagne di raccolta dati. Il processo di calibrazione, infatti, consiste nell'aggiustare il valore dei parametri (ossia delle proprietà dei materiali), nel rispetto di un principio di minimizzazione di una funzione obiettivo, in modo da ridurre al minimo possibile lo scarto fra i valori simulati dal modello e quelli osservati sul campo.

Per quanto riguarda i dati relativi all'entità della ricarica dell'acquifero si è scelto di calcolare il valore dell'infiltrazione efficace piuttosto che assumerlo da studi pregressi. Oltre alla teoria del moto nei mezzi saturi, si presenta, pertanto, un approfondimento teorico relativo alle caratteristiche e alle leggi che descrivono il campo di moto nell'insaturo. Il valore dell'infiltrazione viene così ottenuto per via diretta in contrasto a quanto viene di solito fatto con gli studi sul bilancio idrologico, in cui la componente di infiltrazione viene quantificata come differenza fra le altre componenti ($I=P-R-ET$ dove I =infiltrazione, R =ruscellamento e ET =evapotraspirazione). Per ottenere il valore di ricarica da inserire in *Modflow* è, quindi, necessario modellare anche l'insaturo. A tale scopo si è utilizzato il programma *UnSatSuite Plus* con il quale a partire dai dati di precipitazione e considerando le proprietà dei terreni che caratterizzano l'insaturo è possibile risalire all'infiltrazione efficace e quindi alla ricarica dell'acquifero.

In termini di risultati, il monitoraggio ha evidenziato una sostanziale stabilità del livello di falda fra la campagna di Settembre 2005 e quella di Marzo 2006, in cui, a causa delle precipitazioni occorse durante l'inverno, si è registrato un innalzamento della piezometrica variabile fra i 50 cm e i 2 m. Anche il confronto fra i valori storici contenuti nella banca dati della Legge 464/84 e i valori registrati con le suddette campagne di misura ha rivelato

delle variazioni della piezometrica, sia in positivo, sia in negativo, piuttosto modeste, e solitamente contenute fra le poche decine di centimetri e i 3/4 m. Questo risultato ha dimostrato come, nonostante la grandissima concentrazione di pozzi, negli ultimi 20 anni, nella zona studiata, non si siano verificati degli abbassamenti tali da far temere l'insorgere di un regime di sovrasfruttamento della falda sotterranea. Probabilmente la ragione che ha impedito che ciò avvenisse è la recente realizzazione di impianti pubblici di fornitura d'acqua potabile che, allacciando all'acquedotto molte zone prima non servite, ha reso superflui i pozzi o, quantomeno, ha ridotto gli emungimenti dagli stessi. Questa riduzione dell'estrazione di acqua dai pozzi privati, utilizzati adesso solamente per l'irrigazione di vigne e giardini, ha, infatti, limitato il numero di utenze che gravano direttamente e senza alcun controllo sul sistema idrico sotterraneo, lasciando come unici punti di pompaggio significativi (in termini di portata di esercizio estratta), i pozzi del comune, impiegati per la fornitura d'acqua di parchi e ville pubbliche. Tutte queste informazioni, propedeutiche alla costruzione del modello, hanno consentito di tracciare un quadro generale dell'andamento del deflusso delle acque sotterranee e, accompagnate alla fase di caratterizzazione geologica e idrogeologica della zona, basata su studi di letteratura, hanno permesso di avere una base solida su cui costruire il modello concettuale della zona oggetto di studio.

La modellazione che ne è derivata, sia con il modello monostrato sia con quello multistrato, ha evidenziato le principali caratteristiche del deflusso delle acque sotterranee. Si è, pertanto, identificato in maniera piuttosto netta l'andamento centrifugo radiale delle acque di falda dalle zone più alte del distretto vulcanico dei Colli Albani verso le periferie e, tramite calibrazione, si è valutata l'ottima corrispondenza emersa fra i valori calcolati dal modello e quelli misurati con le campagne di monitoraggio. La modellazione monostrato, in virtù dell'applicazione di un valore di ricarica ottenuto a seguito di un processo di modellazione dell'insaturo, è stata condotta in regime transitorio, mentre per quella multistrato, più complessa ma più aderente alla realtà, si è lavorato ipotizzando un regime stazionario. Valutando i risultati e la loro calibrazione è possibile affermare che sia il modello monostrato, sia quello multistrato, hanno dato, in termini di simulazione del campo di moto della falda, dei risultati molto soddisfacenti. Tali risultati hanno, quindi, dimostrato la validità del modello concettuale e l'applicabilità della modellazione anche ad

aree che, come quella dei Colli Albani, presentano, da un punto di vista geologico e idrogeologico, molte caratteristiche difficili da simulare. Tali difficoltà, superate con le semplificazioni adottate durante la costruzione del modello concettuale, non precludono l'utilizzo del modello a fini previsionali.

In conclusione, il modello proposto, data l'accortezza e il rigore con i quali sono stati inseriti tutti i dati di input e simulate le forzanti del sistema, può sicuramente essere utilizzato come strumento di gestione e di pianificazione dell'utilizzo e della distribuzione delle acque sotterranee, ma, al momento della sua applicazione come strumento previsionale, necessita di una fase di calibrazione e validazione che confermi l'attendibilità dei risultati ottenuti con la simulazione e di una dettagliata fase di raccolta e analisi dei dati di input, sia in termini di proprietà idrauliche, sia di condizioni al contorno del sistema.

Abstract

The subject of this thesis is the monitoring and the modeling of a part of the volcanic aquifer of the Alban Hills. The attention was focused on this area because in the last decades latian volcanic aquifers have shown strong phenomena of spring flow reduction as well as piezometric level depression. These phenomena cause the loss of environmental resources and, in case of an uncontrolled exploitation of aquifers, they lead to the crisis of socio-economic systems connected to them.

The part of the Alban Hills aquifer studied with more detail is 15 km² wide and it is included in the town of Ciampino and in the district of Morena (in the southern part of the city of Rome). The choice of this area is due to the huge concentration of wells (more than 700) weighing on the groundwater system.

The first step of this study consisted in collecting all the available data relating to the geology and hydrogeology of the Alban Hills. For this purpose scientific books and essays were consulted. Another source of information came from pre-existing data stored in a specific database developed, in compliance with italian law 464/84, and managed by the Italian Environmental Protection Agency – Soil Protection department (APAT – Servizio Difesa del Suolo). This database, containing information relating to: position of wells, stratigraphy, piezometric levels, extraction flows, etc., represented the starting point for deeper analyses. In particular, in this first step, it helped in assessing the groundwater flow direction of the area.

A deeper knowledge of the aquifer features was obtained with two monitoring campaigns. These campaigns, done in September 2005 and March 2006 , involved some 60 wells already recorded in the database mentioned above. Thus, the monitoring represented a quantitative control of piezometric levels and it was very useful as an updating of the pre-existing data.

The following step of the study consisted in the construction of the conceptual model. This model, the preliminary phase of a groundwater model, is a simplified schematization of the geology and the hydrogeology of the real system. After the construction of the conceptual model it was possible to develop the groundwater model.

Visual Modflow is the software used for the modeling; it is a finite-difference program which solves, at the junctions of a defined grid, the differential equations that describe groundwater flow and transport. The construction of a groundwater model passes through different phases. The first phase is relating to the definition and the discretization of the model domain, whereas the following implies the introduction of input data. Information requested as input data are:

- geological stratigraphy;
- boundary conditions and recharge;
- material parameters, such as hydraulic conductivity, storage coefficient and porosity;
- initial conditions;
- field observations (derived from monitoring).

These last input data have a fundamental role in the calibration phase, the phase when model results are compared to the piezometric levels observed during the monitoring stage.

Recharge data were not assumed from literature, but they are the result of the modeling of the infiltration process in the unsaturated zone. Thus infiltration is calculated in a direct way, in opposition to the usual proceeding, where the recharge attaining the aquifer is obtained as the difference between the other components of the hydraulic mass balance: $I = P - R - ET$ (where I represents the infiltration, P the precipitation, R the run-off and ET the evapotranspiration). In order to assess the recharge value to insert into *Visual Modflow* an unsaturated model was developed. *UnsatSuite Plus* was the program used for this purpose.

In terms of results this study can be divided in two different parts: the monitoring and the modeling. The monitoring showed a substantial stability between the piezometric levels observed in September 2005 and those observed in March 2006, even if the latter resulted everywhere higher than the ones of September. This increase of the piezometric levels (variable from 50 cm to 2 m) was certainly due to the precipitations occurred during the winter. At the same time the monitoring was used in order to compare present piezometric levels with pre-existing data. This assessment showed that over the last 20

years there has not been that feared exploitation of the aquifer. Changes in piezometric levels, indeed, were always included, both in positive and in negative, between 3 and 4 m.

The modeling, both with the one-layer model and with the multi-layer model, confirmed the main features of groundwater flow, underlining its radial centrifugal movement from higher parts of the Alban Hills volcanic district towards the outer zones.. The calibration process gave, with both models, very good results pointing out the appropriateness of the simulated flow field. These results showed the validity of the conceptual model and extended the application field of the modeling process to those areas, such as the Alban Hills district, which present very difficult geological and hydrogeological situations. These difficulties, solved with the simplified scheme of the conceptual model, do not prevent from a provisional use of the model.

In conclusion, the model thus constructed, can surely be used as a management tool for a rational utilization of groundwaters, but if applied in a provisional way it needs to be accompanied with a detailed phase of field data collection and input data analysis (referred to both hydraulic and boundary conditions). Eventually the model has to be verified with a results calibration and validation process.

Introduzione

L'argomento affrontato in questo studio è relativo al monitoraggio e alla modellazione di una porzione dell'acquifero vulcanico dei Colli Albani. Si è scelto di focalizzare l'attenzione su questa zona poiché nell'ultimo ventennio gli acquiferi vulcanici laziali sono stati caratterizzati da fenomeni di marcata riduzione delle portate sorgive e di progressivo abbattimento dei livelli piezometrici. Tali fenomeni sono causa della perdita di beni e risorse ambientali e, nel caso di persistenza o incremento incontrollato dei prelievi, della crisi dei sistemi socio-economici da essi dipendenti. Proprio la grandissima densità di perforazioni e il timore dell'instaurarsi di scenari irreversibili di sovrasfruttamento della falda sotterranea hanno influenzato la scelta della zona di studio, una superficie di circa 15 km² prevalentemente compresa all'interno del comune di Ciampino (e in parte in quello di Roma, zona di Morena), in cui le perforazioni denunciate alle autorità competenti ai sensi della Legge 464/84 sono più di 700. Questa Legge stabilisce che il Servizio Geologico (ora APAT, Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e per i servizi Tecnici – Dipartimento per la difesa del suolo) si occupi di raccogliere e organizzare tutte le informazioni ottenute a seguito dell'esecuzione di pozzi, scavi e indagini geofisiche (spinti a profondità maggiori di 30 metri) condotte sul territorio italiano per la ricerca di acqua. La raccolta di tutte queste informazioni ha permesso di creare una banca dati in cui sono registrate tutte le grandezze caratteristiche (ubicazione, piezometria, quota, prove di portata, stratigrafia, profondità massima, data di rilevamento, proprietario, ecc.) delle perforazioni denunciate. La suddetta banca dati ha rappresentato un punto di partenza fondamentale per tutta la fase di caratterizzazione della zona in esame oltre che per una prima valutazione delle caratteristiche del deflusso delle acque sotterranee. Per quanto concerne la fase di caratterizzazione, infatti, i dati contenuti all'interno dell'archivio della Legge 464/84 corredati dalle informazioni tratte da letteratura hanno permesso di avere un quadro abbastanza dettagliato della morfologia e della geologia del distretto vulcanico dei Colli Albani, da cui, grazie alle informazioni relative alla piezometria pregressa e alle caratteristiche di permeabilità delle vulcaniti albane, si sono potute trarre delle prime valutazioni sul deflusso delle acque di falda. Ovviamente queste valutazioni sono state

sfruttate per un inquadramento iniziale della zona a seguito del quale si sono messi in atto una serie di indagini di campo e di studi teorici più approfonditi che hanno consentito di avere una conoscenza più dettagliata della zona in esame. L'acquisizione di tutte queste informazioni è stata di vitale importanza per l'impostazione del modello concettuale, fase iniziale della modellazione vera e propria, in cui a partire dalla comprensione dei fenomeni che regolano il comportamento del sistema idrico sotterraneo in questione, è possibile iniziare la schematizzazione e la semplificazione della struttura del sistema stesso e del rapporto che questo ha con i sistemi idrici circostanti. Fra le indagini condotte sono senz'altro da menzionare quelle di raccolta e di elaborazione dei dati della piezometria attuale ottenuta grazie a due campagne di monitoraggio condotte fra il Settembre del 2005 e il Marzo del 2006. Queste campagne hanno permesso di fare un primo confronto fra lo scenario piezometrico attuale e quello rilevato da uno studio che il Ventriglia ("Idrogeologia della provincia di Roma", Volume III - Regione vulcanica dei Colli Albani) ha condotto nella zona alla fine degli anni '70 e hanno consentito di avere una buona quantità di dati per la fase di calibrazione del modello di deflusso delle acque sotterranee. Tutta la fase di caratterizzazione, infatti, è stata fondamentale per la costruzione del modello concettuale; questo rappresenta la fase preliminare del modello di deflusso delle acque sotterranee ed è una rappresentazione mentale della geologia e dell'idrogeologia del sito in esame. In questo modo è stato possibile costruire il modello che, essendo una rappresentazione semplificata della realtà fisica, finalizzata a riprodurre i processi che si verificano nei sistemi idrogeologici, necessita di un'approfondita conoscenza dei principali aspetti che regolano la distribuzione e il deflusso delle acque sotterranee. Il programma utilizzato per modellare la porzione dell'acquifero dei Colli Albani in questione è il *Visual Modflow*, un programma alle differenze finite che permette di risolvere nei nodi di una griglia definita dall'utente le equazioni che governano il flusso e la conservazione della massa per simulare il moto delle acque sotterranee e il trasporto dei soluti. Questo programma, che verrà descritto più nel dettaglio nel prosieguo di questo lavoro, consente, dopo una prima fase di definizione e di discretizzazione del dominio del modello, di schematizzare la successione stratigrafica della geologia della zona e di inserire tutta una serie di grandezze che servono da input per il modello stesso. Le informazioni più

importanti da fornire al programma per costruire il modello del campo di moto delle acque sotterranee sono:

- le condizioni al contorno e la ricarica;
- le proprietà dei materiali (conducibilità idraulica, immagazzinamento e porosità);
- le condizioni iniziali;
- le osservazioni di campo.

Queste ultime, in particolare, rivestono un ruolo chiave nella fase di calibrazione del modello in cui si confrontano i risultati ottenuti come output con *Modflow* con quelli osservati durante le campagne di raccolta dati. Il processo di calibrazione, infatti, consiste nell'aggiustare il valore dei parametri (ossia delle proprietà dei materiali), nel rispetto di un principio di minimizzazione di una funzione obiettivo, in modo da ridurre al minimo possibile lo scarto fra i valori simulati dal modello e quelli osservati sul campo.

Per quanto riguarda i dati relativi all'entità della ricarica dell'acquifero si è scelto di calcolare il valore dell'infiltrazione efficace piuttosto che assumerlo da studi pregressi. Oltre alla teoria del moto nei mezzi saturi, si presenta, pertanto, un approfondimento teorico relativo alle caratteristiche e alle leggi che descrivono il campo di moto nell'insaturo. Il valore dell'infiltrazione viene così ottenuto per via diretta in contrasto a quanto viene di solito fatto con gli studi sul bilancio idrologico, in cui la componente di infiltrazione viene quantificata come differenza fra le altre componenti ($I=P-R-ET$ dove I =infiltrazione, R =ruscellamento e ET =evapotraspirazione). Per ottenere il valore di ricarica da inserire in *Modflow* è, quindi, necessario modellare anche l'insaturo. A tale scopo si è utilizzato il programma *UnSatSuite Plus* con il quale a partire dai dati di precipitazione e considerando le proprietà dei terreni che caratterizzano l'insaturo è possibile risalire all'infiltrazione efficace e quindi alla ricarica dell'acquifero.

I risultati ottenuti con il presente studio consistono in, valutazioni quantitative dello stato della risorsa idrica sotterranea, sulla base sia dell'elaborazione dei dati raccolti in campagna e del loro confronto con i dati storici registrati nella zona, sia da quanto emerso con la modellazione. Questa risulta essere particolarmente significativa poiché permette di valutare la possibilità di riprodurre adeguatamente, con uno strumento di gestione e di

controllo dello stato e del comportamento delle acque sotterranee, una realtà geologica e idrogeologica molto complessa come quella dell'area vulcanica dei Colli Albani. Infatti, nell'ipotesi in cui il modello costruito per l'acquifero in questione fosse sufficientemente rappresentativo della reale condizione di deflusso delle acque di falda, indicando così la bontà del modello concettuale proposto, il modello stesso potrebbe divenire un prezioso strumento di previsione e di gestione di possibili scenari di inquinamento o sovrasfruttamento che potrebbero minacciare lo stato di salute delle acque sotterranee. La modellazione come strumento di progettazione potrebbe, quindi, essere utilizzata anche per determinare l'estensione di un eventuale fenomeno di inquinamento e potrebbe fornire delle importanti indicazioni sulle quali valutare la migliore fra le diverse tecnologie di intervento.

Metodologia - La teoria del moto delle acque sotterranee nella zona satura e in quella insatura

I.I Il moto dell'acqua sotterranea nella zona satura

Al fine di comprendere meglio il comportamento delle acque sotterranee nella zona satura si riportano brevemente, nei paragrafi successivi, gli aspetti teorici e le relazioni matematiche che ne regolano il deflusso.

I.I.I Il modello matematico

Il deflusso delle acque sotterranee è riconducibile al moto di un fluido in un mezzo poroso ed è, dunque, governato dalle leggi della fisica e in particolare da quelle della meccanica dei fluidi, i cui principi fondamentali sono la legge di conservazione della massa e la seconda legge della dinamica. Queste leggi sono sufficienti per ricavare le equazioni differenziali alle derivate parziali che descrivono il movimento dell'acqua di falda sia in due che in tre dimensioni. Con le equazioni così ottenute, è possibile, poi, calcolare le variabili di stato dell'acqua sotterranea in ogni punto del dominio oggetto di studio e, se necessario, anche in ogni istante di tempo. In queste equazioni le coordinate spaziali e il tempo compaiono come variabili indipendenti, mentre le variabili di stato del sistema, come l'altezza piezometrica h , sono funzioni esplicite di queste, $h=h(x,y,z,t)$.

Un approccio alternativo alla risoluzione dei complessi sistemi di equazioni differenziali alle derivate parziali che si ottengono dalle leggi di conservazione di massa e quantità di moto, è fornito da relazioni ottenute sperimentalmente, studiando il comportamento dei mezzi porosi in prefissate condizioni di laboratorio. Proprio una di queste sperimentazioni ha consentito, nel 1856, all'ingegnere francese Henry Darcy, di sviluppare una delle più importanti relazioni che descrivono il moto dei fluidi all'interno dei mezzi porosi granulari. L'approccio utilizzato da Darcy è stato quello di sostituire il mezzo poroso reale con un mezzo continuo e di applicare le leggi che regolano il moto a scala macroscopica per descrivere le caratteristiche del deflusso a scala microscopica. Così facendo, il mezzo diventa uno spazio continuo, le cui proprietà e variabili hanno la particolarità di essere delle grandezze medie che descrivono, quindi, il comportamento medio del sistema,

piuttosto che la sorte della singola particella fluida che si muove attraverso i vuoti del mezzo poroso. Il moto delle acque sotterranee è, pertanto, espresso tramite semplici relazioni che trascurano la complessa configurazione del deflusso alla scala dei pori. D'altronde, a questa scala, non avrebbe alcun senso parlare di grandezze quali la conducibilità idraulica o la permeabilità. Introdotto l'approccio macroscopico resta da spiegare qual'è la tecnica più utilizzata per calcolare, a scala macroscopica, le grandezze in questione. Questa tecnica, sviluppata da Bear nel 1972, si basa sul concetto di volume elementare rappresentativo (REV) e prevede che le grandezze macroscopiche siano mediate su un REV, e attribuite al centro del REV stesso. L'esatta dimensione di questo volume rappresentativo non è nota, ma si assume che sia maggiore della scala dei pori e minore della scala del mezzo poroso.

E', infine, da sottolineare come, tradizionalmente, i modelli matematici e numerici si siano concentrati sulla descrizione del moto e del trasporto delle acque sotterranee all'interno di mezzi porosi a matrice granulare, quali sabbie e ghiaie, e, come, frequentemente, si sia cercato di applicare le soluzioni ottenute con questi sistemi, a mezzi con caratteristiche differenti. Questo genere di approssimazione deve essere valutato caso per caso con molta attenzione, poiché l'assunzione di un comportamento assimilabile a quello di un mezzo poroso granulare può essere giustificato solo in presenza di sistemi di fratture ben connesse e in assenza di discontinuità a grande scala.

I.I.II La legge di Darcy

La legge di Darcy, come accennato brevemente nel paragrafo precedente, è il risultato di una serie di esperimenti di laboratorio condotti dall'ingegnere idraulico francese Henry Darcy nel 1856. Questi esperimenti, che possono essere considerati come il primo esempio di modellazione di un sistema idrico sotterraneo, mostrarono che, nel caso di un fluido che attraversa un mezzo poroso granulare sotto l'azione di un gradiente idraulico, esiste una relazione fra la velocità, il gradiente idraulico stesso e un coefficiente empirico detto conducibilità idraulica (figura 1).

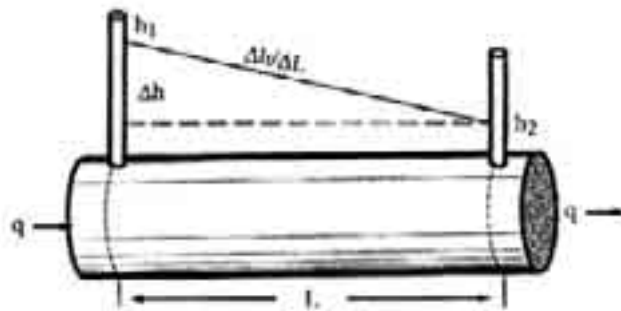


Figura 1 – Schematizzazione dell'apparato sperimentale di Darcy (fonte Leap, 1999).

La formulazione matematica della relazione di Darcy è la seguente:

$$v = -K \frac{\Delta h}{\Delta s} = -Ki$$

in cui:

- v è la velocità “darciana”, espressa in [L/T];
- K è la conducibilità idraulica, espressa in [L/T];
- Δh è la perdita di carico, espressa in [L];
- Δs è la lunghezza, espressa in [L];
- i pari a $\Delta h/\Delta s$, è il gradiente idraulico (adimensionale).

La conducibilità idraulica dipende dalle proprietà della matrice solida e del mezzo filtrante, ha le dimensioni di una velocità e descrive, da un punto di vista fisico, la capacità di un mezzo poroso di essere attraversato da un determinato fluido. La velocità “darciana”, invece, è una grandezza la cui definizione può risultare fuorviante poiché, tale velocità non descrive l'effettiva velocità delle particelle di fluido nel sottosuolo. L'effettiva velocità è, infatti, espressa dalla velocità media lineare, definita come:

$$v_e = v / n_e$$

in cui n_e è la porosità efficace; con questa relazione si tiene conto della sezione effettivamente disponibile al passaggio del fluido.

In generale, in termini di isotropia e omogeneità, il comportamento di un mezzo poroso, in relazione a una qualsiasi delle sue proprietà, può essere descritto da una delle quattro combinazioni riportate in figura 2.

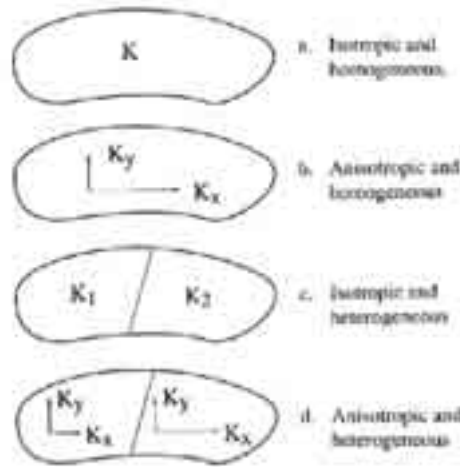


Figura 2 – Schema delle possibili combinazioni che descrivono, in termini di omogeneità, eterogeneità, isotropia e anisotropia, il comportamento di un mezzo poroso (fonte Leap, 1999).

La conducibilità idraulica K , che compare nella relazione di Darcy, dipende dalla permeabilità del mezzo poroso k e dalle proprietà fisiche del fluido: la densità ρ e, o la viscosità dinamica μ , o la viscosità cinematica ν . La relazione che ne deriva è la seguente:

$$K = \frac{\rho g}{\mu} k = \frac{g}{\nu} k$$

in cui K è espresso in $[L/T]$, k in $[L^2]$, ρ in $[M/L^3]$, μ in $[M/LT]$, ν in $[L^2/T]$ e g , che rappresenta l'accelerazione di gravità, è espressa in $[L/T^2]$. La permeabilità k , definita anche permeabilità intrinseca, è l'unica grandezza che compare nella relazione precedente che esprime la dipendenza di K dalle proprietà della matrice solida. k , infatti, può essere espressa dalla seguente relazione:

$$k = Cd^2$$

in cui d è il diametro medio dei pori e C è una costante empirica che dipende dall'assortimento e dalla disposizione dei grani.

Sostituendo la relazione della conducibilità idraulica sopra riportata nella legge di Darcy ed esprimendo il gradiente idraulico in termini di quota e altezza di pressione, si ottiene la cosiddetta la legge di Darcy generalizzata:

$$v = -\frac{k_{ij}}{\mu} \left(\frac{\partial p}{\partial x_j} + \rho g \delta_j \right)$$

in cui:

- i, j direzioni principali, pari a 1, 2 o 3;
- v velocità “darciana”, espressa in [L/T];
- p pressione, espressa in [M/LT²];
- x coordinata spaziale, espressa in [L];
- δ_j delta di Kronecker, pari a 0 per la direzione orizzontale e pari a 1 per la direzione verticale.

In tutti gli studi di modellazione in cui le proprietà del fluido variano nello spazio o nel tempo (intrusione marina, migrazione di acque sotterranee inquinate, etc.), la formulazione numerica delle equazioni che regolano il moto delle acque sotterranee deve, necessariamente, essere condotta sulla base della legge di Darcy generalizzata.

I.I.III L’equazione generale del moto delle acque sotterranee

La legge di Darcy da sola non è sufficiente a descrivere il moto delle acque sotterranee, a meno che non sia nota la distribuzione delle altezze piezometriche all’interno del sistema in questione. Tuttavia questa situazione è piuttosto rara poiché, solitamente, l’obiettivo della modellazione delle acque sotterranee è proprio quello di definire la distribuzione delle altezze piezometriche sotto diverse condizioni di stress. La distribuzione delle altezze piezometriche deve, invece, essere necessariamente nota almeno in un istante di tempo nei casi di modellazione di sistemi idrici sotterranei in regime transitorio, in cui serve come condizione iniziale.

L’equazione generale del moto delle acque sotterranee viene formulata applicando la legge di conservazione della massa a un volume di controllo situato all’interno del campo di moto (figura 3).

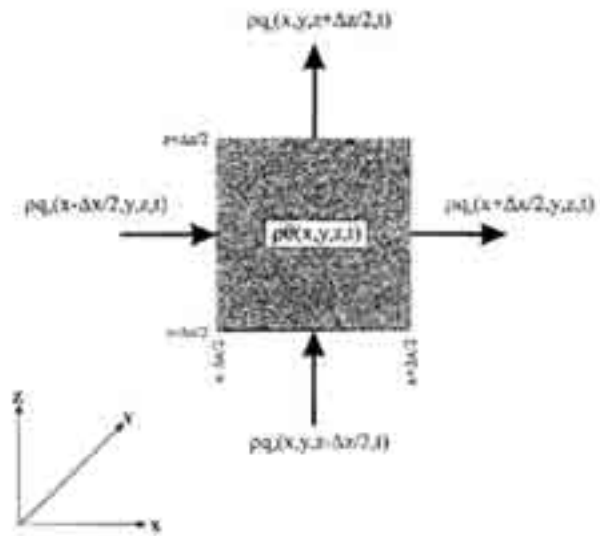


Figura 3 - Schema della conservazione della massa applicata a un generico volume di controllo, il volume è tridimensionale, ma per chiarezza è rappresentato in due dimensioni (fonte Leap, 1999).

Ipotizzando, allora, che il fluido sia incompressibile e combinando la legge di conservazione della massa con la relazione di Darcy, si arriva all'equazione alle derivate parziali che descrive il campo di moto di una falda acquifera:

$$\frac{\partial}{\partial x_i} \left(K_{ij} \frac{\partial h}{\partial x_j} \right) = S \frac{\partial h}{\partial t} + Q$$

in cui:

- i, j direzioni principali, pari a 1, 2 o 3;
- K conducibilità idraulica, espressa in [L/T];
- h altezza piezometrica, espressa in [L];
- S immagazzinamento specifico, espresso in [L⁻¹];
- Q portata locale per unità di volume, espressa in [1/T];
- x coordinata spaziale, espressa in [L];
- t variabile tempo, espressa in [T].

Il principio di conservazione della massa implica, pertanto, che la portata massica netta, differenza fra quella entrante e quella uscente dal volume di controllo, venga bilanciata dalla variazione della capacità di immagazzinamento nel tempo.

L'immagazzinamento specifico che compare nella relazione precedente è posto pari allo “*specific storage*”, nel caso di acquiferi confinati, e pari allo “*specific yield*”, nel caso di quelli non confinati. Il primo, che dipende solo dalla compressibilità del mezzo poroso e del fluido, è definito come la quantità d'acqua rilasciata o immagazzinata da un volume unitario di acquifero confinato, a seguito di un abbassamento o un innalzamento unitario dell'altezza piezometrica e viene espresso come:

$$S = \rho g(\alpha + n\beta)$$

in cui α e β rappresentano, rispettivamente, la compressibilità dell'acquifero e quella dell'acqua. Il secondo è, invece, definito come il rapporto tra il volume di acqua che percola da una matrice porosa satura, per effetto della gravità, e il volume totale della matrice, per unità di abbassamento dell'altezza piezometrica. Lo “*specific yield*” è di norma tre o quattro ordini di grandezza più grande del coefficiente di immagazzinamento.

Nel termine Q dell'equazione del moto sono considerate tutte le possibili sorgenti ed estrazioni che determinano una variazione locale della quantità d'acqua all'interno del volume di controllo. Classico esempio di tali variazioni possono essere le variazioni locali dovute alla presenza di pozzi di iniezione o di emungimento, e quelle areali legate alla ricarica a seguito di precipitazioni o alla perdita d'acqua a seguito di evaporazione.

La legge di Darcy fornisce tre equazioni per la velocità, una per ogni direzione, mentre l'equazione generale del campo di moto di una falda fornisce una quarta relazione con la quale è possibile risalire alle quattro incognite: le tre componenti della velocità e l'altezza piezometrica. Tuttavia, solo in un numero molto limitato di configurazioni è effettivamente necessario risolvere l'equazione generale del moto, poiché, in relazione al tipo di problema, è possibile semplificare tale equazione in modo da risolvere i casi di moto mono o bi-dimensionale, in regime stazionario o transitorio. Considerando, ad esempio, un regime di deflusso in cui la componente orizzontale domina quella verticale, trascurando le componenti verticali ed esprimendo le velocità come valori mediati sullo spessore dell'acquifero, si ricava un campo di moto sotterraneo bi-dimensionale e orizzontale la cui equazione caratteristica sarà:

$$\frac{\partial}{\partial x_i} \left(T_{ij} \frac{\partial h}{\partial x_j} \right) = S \frac{\partial h}{\partial t} + Q$$

in cui T_{ij} , espressa in $[L^2/T]$, rappresenta una componente del tensore della trasmissività dell'acquifero. Questa grandezza è definita come il prodotto fra conducibilità idraulica e spessore saturo dell'acquifero (figura 4):

$$T_{ij} = K_{ij}b$$

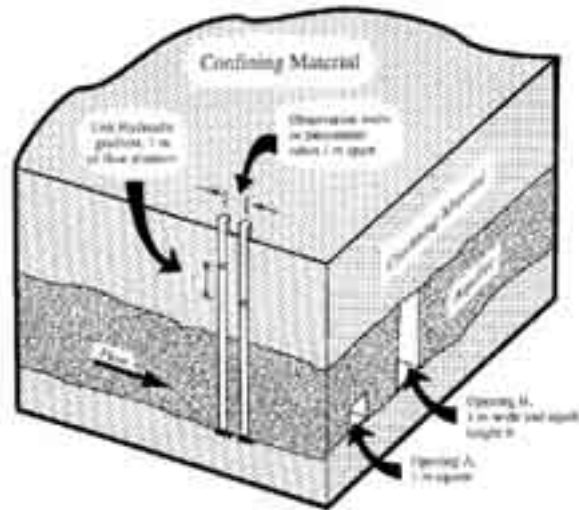


Figura 4 – Illustrazione del concetto di trasmissività per un acquifero confinato (fonte Leap, 1999).

I.I.IV Le condizioni al contorno e le condizioni iniziali

Per ottenere la soluzione dell'equazione generale del moto è necessario definire delle informazioni aggiuntive che vengono ottenute studiando nel dettaglio il dominio del sistema, individuando delle condizioni al contorno e delle condizioni iniziali (benché queste ultime siano effettivamente necessarie solo nel caso di analisi in regime transitorio) e fissando dei valori realistici per la distribuzione spaziale dei parametri idrogeologici. Il compito più gravoso per chi modella un sistema idrico sotterraneo è, quindi, quello di rendere il generico codice di calcolo un modello specifico per il sito in esame. Uno degli aspetti più importanti di tale operazione è sicuramente rappresentato dall'identificazione del dominio del sistema e la definizione dei suoi confini.

Chi modella, infatti, identificando il dominio, distingue l'area di studio dal sistema idrico sotterraneo adiacente, creando un'interfaccia fra il modello e le zone a esso esterne. Questa interfaccia, che rappresenta il rapporto fra il dominio del modello e il resto del sistema idrico sotterraneo, è definita a mezzo delle, cosiddette, condizioni al contorno.

Tali condizioni vengono fissate sulla scorta di un'approfondita analisi della topografia, della geologia e dell'idrografia della zona in questione. La geologia e la topografia possono evidenziare, ad esempio, la presenza di eventuali strati impermeabili o di spartiacque superficiali e sotterranei, che, indirizzando le acque sotterranee in una direzione piuttosto che in un'altra, finiscono sicuramente per influenzare il moto della falda. Le condizioni al contorno possono essere classificate, da un punto di vista matematico, in tre diverse famiglie (figura 5):

- altezza assegnata, è la condizione con cui si fissa il valore che la piezometrica assume in una determinata cella o lungo un determinato confine del dominio del modello (figura 5a);
- flusso assegnato, è la condizione con cui si fissa un valore di portata in ingresso o in uscita dal dominio del modello; un caso particolare di tale tipo di condizione (e che ricorre piuttosto di frequente nei problemi di modellazione) è la condizione di assenza di flusso (figura 5b);
- flusso dipendente dall'altezza, è una condizione mista fra le due precedenti (figura 5c).

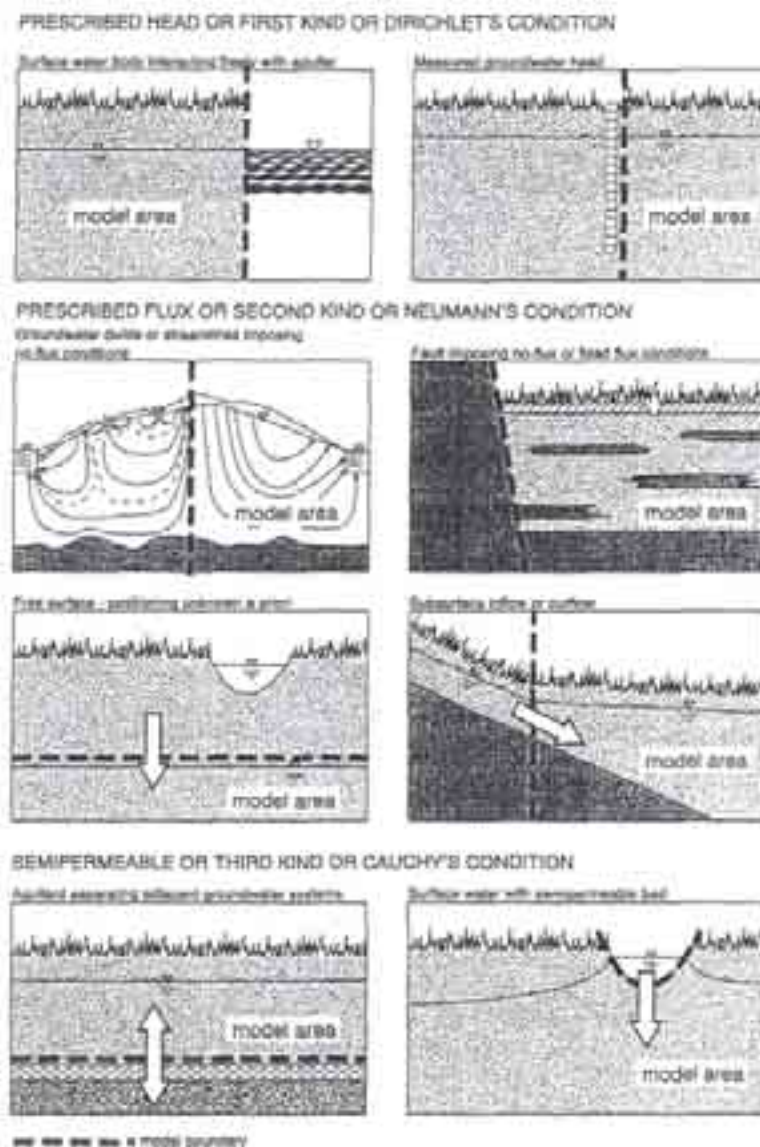


Figura 5 – Schematizzazione di possibili scenari per le condizioni al contorno di: a) altezza assegnata, b) flusso assegnato, c) flusso dipendente dall'altezza (fonte Leap, 1999).

I.I.IV.I Le condizioni al contorno del primo tipo

La più comune fra le condizioni al contorno è quella in cui l'altezza risulta assegnata. Questo genere di condizione, che è anche definita “di primo tipo” o “alla Dirichlet”, si applica quando il valore della variabile dipendente è noto ai confini del modello:

$$h(x_b, y_b, z_b, t) = h_b(t)$$

Nella suddetta relazione (x_b, y_b, z_b) rappresentano le coordinate di un punto sul confine del dominio e h_b è una funzione nota del tempo; l'altezza piezometrica è una funzione del tempo e può, dunque, essere soggetta a delle variazioni che possono verificarsi, ad esempio, a causa di fluttuazioni del livello dei corpi idrici superficiali. Condizioni al contorno del primo tipo si possono utilizzare ogni qual volta le acque sotterranee sono a contatto con un corpo idrico il cui valore di potenziale h_b è noto; questo è il caso di fiumi, laghi, canali, acque marine e stagni. In tutte queste circostanze si assume che il livello del pelo libero sia pari a quello del corpo idrico. Tuttavia, si deve fare attenzione al fatto che, nella realtà, risulta molto complicato rappresentare accuratamente le effettive condizioni al contorno di primo tipo, poiché capita molto di rado che l'ipotesi di una libera connessione idraulica sia realmente rispettata. Molto più frequentemente, infatti, i corpi idrici superficiali non attraversano l'intero spessore dell'acquifero ma sono in contatto solamente con una piccola parte dello stesso, riducendo così il libero scambio fra acque superficiali e sotterranee. Talvolta, se le condizioni al contorno naturali non sono adeguate per rappresentare in modo esauriente l'acquifero in questione, è possibile utilizzare come condizione di altezza assegnata delle estrapolazioni ottenute da altezze piezometriche misurate. Questo tipo di condizione, definita "condizione innaturale" o "condizione artificiale", può essere scelta purché durante la simulazione non si verifichino (all'interno o all'esterno del dominio del modello) condizioni di stress tali da influenzare il valore di altezza piezometrica assegnato. Nell'interpretazione dei risultati del modello può essere utile tenere a mente che, in un mezzo omogeneo e isotropo, le linee di flusso e quelle equipotenziali risultano, fra loro, perpendicolari. Di conseguenza, le linee di flusso generate dal modello, risulteranno ortogonali ai confini del dominio sui quali sono state assegnate condizioni al contorno del primo tipo (altezza costante). Si ricorda, infine, che durante la modellazione di un acquifero in regime stazionario è necessario specificare il valore della piezometrica almeno in un punto del dominio del modello, altrimenti il modello stesso potrebbe dare come risultato una quantità infinita di distribuzioni delle altezze piezometriche, con soluzioni che differiscono l'una dall'altra di un valore costante. Questo sta a significare che per ottenere una soluzione univoca in regime stazionario è d'obbligo fornire al modello una sorta di "punto di riferimento".

I.I.IV.II Le condizioni al contorno del secondo tipo

La condizione al contorno di flusso assegnato viene anche detta condizione al contorno “di secondo tipo” o “alla Neumann”. Questo genere di condizione, che si verifica quando si ipotizza nota la portata scambiata attraverso i bordi, può essere espressa tramite la seguente relazione:

$$q_n(x_b, y_b, z_b, t) = q_b(t)$$

in cui con q_n si indica la componente del flusso perpendicolare ai confini del modello e con $q_b(t)$ una funzione nota del tempo, oppure mediante:

$$q_n = -K \frac{\partial h}{\partial n} = q_b(t)$$

in cui, utilizzando la legge di Darcy, si è espressa la velocità in funzione dell'altezza piezometrica. Il termine $\partial h / \partial n$ che compare nell'ultima relazione rappresenta la derivata dell'altezza piezometrica nella direzione perpendicolare ai confini del modello. Tipici esempi di una tale condizione al contorno sono rappresentati da pozzi, ricarica delle acque sotterranee, infiltrazioni e tutte le altre situazioni in cui la portata può essere considerata nota. Un caso particolare di condizione di flusso assegnato è rappresentato dai confini in cui si verifica la totale assenza di flusso; tali confini, piuttosto frequenti nella definizione delle condizioni al contorno dei modelli, si hanno quando l'acquifero si trova a contatto con una formazione impermeabile o con uno spartiacque sotterraneo. Questi, infatti, comportandosi come una barriera idraulica impediscono il passaggio delle acque sotterranee (figura 5b). I risultati della modellazione, in questo caso, mostrano che le acque sotterranee si muovono parallelamente al confine in cui si ha la condizione di assenza di flusso.

I.I.IV.III Le condizioni al contorno del terzo tipo

Le condizioni al contorno in cui il flusso è dipendente dall'altezza sono dette condizioni al contorno “di terzo tipo”, “miste”, o “alla Cauchy”. Questo tipo di condizione, che rappresenta un insieme dei due casi già descritti, si ha quando il flusso delle acque sotterranee e l'altezza piezometrica dei corpi idrici superficiali sono legati l'uno all'altra. Tale circostanza generalmente si verifica quando gli acquiferi sono in contatto con corpi

idrici superficiali ad altezza piezometrica costante, ma gli scambi fra i due sistemi risultano limitati a causa della presenza di materiale semipermeabile fra i due. Un tipico esempio di questo genere di situazione si ha in tutti quei casi in cui il letto di un fiume si comporta come un mezzo semipermeabile che divide il fiume stesso dall'acquifero.

Una condizione al contorno di terzo tipo può essere espressa, da un punto di vista matematico, tramite la seguente relazione:

$$K \frac{\partial h}{\partial x} = c(h - H)$$

in cui:

- $K \frac{\partial h}{\partial x}$ rappresenta la velocità "darciana", espressa in [L/T];
- h è l'altezza piezometrica dell'acquifero, espressa in [L];
- H è il pelo libero del corpo idrico superficiale, espresso in [L];
- $c = K^\circ/d$ è la conduttanza idraulica [T⁻¹], rapporto fra la conducibilità idraulica del letto del corpo idrico superficiale e lo spessore dello strato semipermeabile che separa il fiume dall'acquifero.

Dalla relazione sopra riportata si evince che, se la resistenza dello strato semipermeabile tende a zero (c molto grande), per avere un flusso finito, la differenza fra h e H dovrà tendere a zero, il che corrisponderà a imporre una condizione al contorno di tipo altezza assegnata (primo tipo). Viceversa, per valori di c tendenti all'infinito, per avere un flusso finito, la differenza fra h e H dovrà essere molto grande, identificando, così, due sistemi completamente separati fra i quali non è presente alcuna interazione.

I.I.IV.IV Le condizioni iniziali

L'assegnazione delle condizioni iniziali, fondamentali per la modellazione di problemi in regime transitorio, consiste nella definizione della distribuzione spaziale delle altezze piezometriche all'interno del dominio del modello. Una volta nota la distribuzione della variabile dipendente per $t=0$ è possibile determinare la sua successiva evoluzione nel tempo. Solitamente, si utilizzano come condizioni iniziali, delle altezze piezometriche misurate, ma in zone in cui non sono disponibili dati misurati ci si può basare anche su delle stime.

Anche nella soluzione di problemi in regime stazionario è necessario disporre di una distribuzione iniziale delle altezze piezometriche, ma qui la condizione iniziale serve soltanto per avviare il processo numerico e non è, come nel caso del regime transitorio, un requisito fisico.

I.II Il moto delle acque sotterranee nella zona insatura

Analogamente a quanto fatto per la zona satura, al fine di comprendere meglio il comportamento delle acque sotterranee nella zona insatura, si riportano brevemente, nei paragrafi successivi, gli aspetti teorici e le relazioni matematiche che ne regolano il deflusso.

I.II.I Premessa

La zona insatura riveste un ruolo molto importante all'interno del ciclo idrologico poiché influenza l'infiltrazione, il ruscellamento, l'evapotraspirazione e la ricarica degli acquiferi. Comprendere e quantificare la natura del movimento dell'acqua nella zona vadosa è, quindi, essenziale per risolvere diversi tipi di problemi, quali:

- la previsione del ruscellamento per il controllo dell'erosione superficiale;
- il controllo del trasporto dei sedimenti e delle piene;
- la valutazione dell'inquinamento potenziale dovuto alla migrazione di contaminanti presenti nella zona insatura;
- la stima della ricarica che alimenta gli acquiferi.

Proprio quest'ultimo è l'aspetto che interessa analizzare più nel dettaglio, in modo da approfondire la conoscenza dell'acquifero oggetto di studio e rendere la modellazione ancora più realistica.

I.II.II Le relazioni funzionali

Le proprietà idrauliche che condizionano maggiormente il deflusso dell'acqua nel terreno insaturo sono inglobate in due relazioni fondamentali: quella fra contenuto d'acqua e potenziale (curva di ritenzione) e quella fra contenuto d'acqua e conducibilità idraulica. In passato, per descrivere empiricamente la curva di ritenzione, sono state proposte molte relazioni funzionali ottenute dalla combinazione delle variabili dipendenti θ , ψ e K con coefficienti e altre grandezze.

Le espressioni più usate per descrivere l'andamento del contenuto d'acqua in funzione della suzione sono quelle di Brooks-Corey (1964), di Simmons (1979) e di van Genuchten (1980).

Nel modello di Brooks-Corey la curva di ritenzione è espressa come:

$$\theta(\psi) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{(\psi/\psi_b)^\lambda} \quad \text{per} \quad \psi < \psi_b$$

$$\theta(\psi) = \theta_s \quad \text{per} \quad \psi \geq \psi_b$$

in cui θ_r è il contenuto volumetrico residuo, θ_s è il contenuto volumetrico a saturazione, ψ è il potenziale di matrice, ψ_b è “air entry suction” o “bubbling pressure” e λ è la porosità di Brooks-Corey. Questa equazione fornisce risultati piuttosto accurati se applicata a terreni con una distribuzione granulometrica relativamente ristretta (corrispondente a grandi valori di λ), mentre in terreni a grana fine, in cui la conoscenza dei valori che assume ψ_b è scarsa, dà risultati meno attendibili.

Nel modello di Simmons, invece, la curva di ritenzione vale:

$$\theta(\psi) = \varepsilon \theta_s - \ln[(-\psi)^l] \quad \text{per} \quad \psi < 0 \quad e \quad \theta_r < \theta(\psi)$$

$$\theta(\psi) = \theta_s \quad \text{per} \quad \psi \geq 0$$

dove ε ed l sono coefficienti empirici.

Nel modello di Van Genuchten, infine, la curva di ritenzione viene espressa come:

$$\theta(\psi) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + (\psi/\psi_b)^n\right]^m} \quad \text{per} \quad \psi < 0$$

$$\theta(\psi) = \theta_s \quad \text{per} \quad \psi \geq 0$$

e m ed n sono costanti empiriche legate fra loro dalla relazione: $m = 1 - 1/n$. Si noti come l'espressione di Van Genuchten, trascurando il termine unitario a denominatore e ponendo $\lambda = mn$, possa essere ricondotta a quella di Brooks-Corey, così facendo, λ sarebbe pari a $n-1$. In modo del tutto analogo esistono espressioni che definiscono la relazione fra conducibilità idraulica e potenziale. Le più note fra queste sono quelle di Brooks-Corey, Gardner e Van Genuchten.

La prima, di Brooks-Corey afferma che:

$$K(\psi) = \frac{K_s}{(\psi/\psi_b)^{\lambda_c}} \quad \text{per} \quad \psi < \psi_b$$

$$K(\psi) = K_s \quad \text{per} \quad \psi \geq \psi_b$$

qui $K(\psi)$ è la conducibilità idraulica in funzione di ψ , mentre K_s è la conducibilità a saturazione e c è un coefficiente pari a $c = 5/2 + 2/\lambda$.

L'espressione di Gardner, invece, è la seguente:

$$K(\psi) = \frac{K_s}{1 + (\psi/\psi_c)^f} \quad \text{per} \quad \psi < 0$$

$$K(\psi) = K_s \quad \text{per} \quad \psi \geq 0$$

in cui ψ_c è un potenziale di matrice costante ed f è una costante empirica.

Secondo il modello di Van Genuchten, infine:

$$K(\psi) = K_s \frac{\left\{ 1 - (\alpha|\psi_b|)^{n-1} \left[1 + (\alpha|\psi_b|)^n \right]^{-m} \right\}^2}{\left[1 + (\alpha|\psi_b|)^n \right]^{m/2}} \quad \text{per} \quad \psi < 0$$

$$K(\psi) = K_s \quad \text{per} \quad \psi \geq 0$$

con $\alpha = -1/\psi_b$ e n ed m legate dalla relazione riportata per il modello di Van Genuchten relativo alla curva di ritenzione.

I.II.III Il processo di infiltrazione

L'infiltrazione è quel processo attraverso il quale l'acqua che giunge al suolo tramite le precipitazioni o l'irrigazione comincia il suo viaggio nella zona vadosa. La comprensione di tale processo risulta particolarmente importante in tutta una serie di problemi ambientali che vanno dalla valutazione della migrazione dei contaminanti, alla gestione dei terreni agricoli, alla protezione delle risorse naturali.

Il movimento dell'acqua nel terreno, come illustrato in figura 6, può essere schematizzato in funzione del tempo in tre diverse fasi: l'infiltrazione, la redistribuzione e la percolazione profonda (o ricarica).

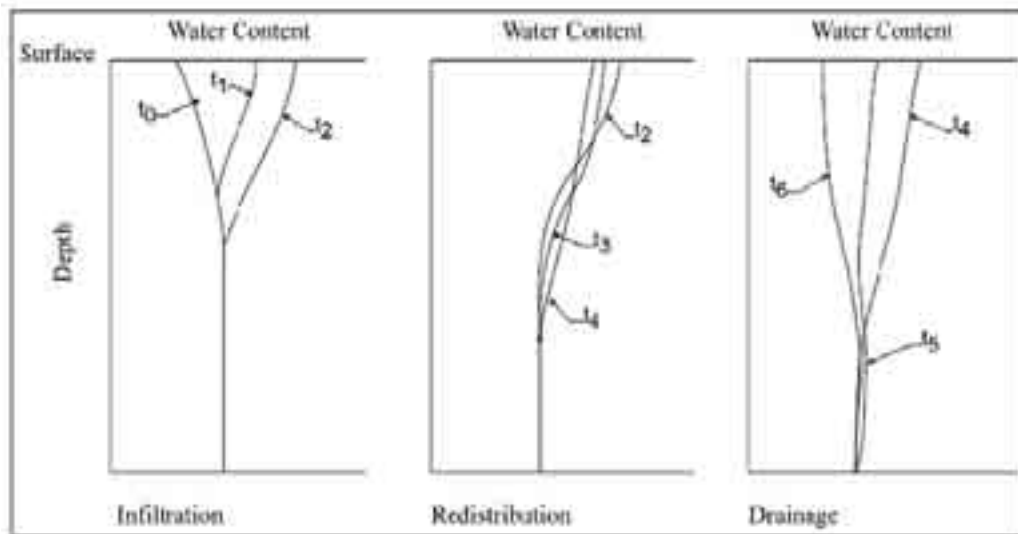


Figura 6 – Andamento del contenuto d’acqua nelle fasi di infiltrazione, redistribuzione e drenaggio (fonte Usepa).

Con questa schematizzazione, per infiltrazione si è intesa soltanto la parte iniziale del processo, quella in cui cioè l’acqua di precipitazione (o di irrigazione), entra per la prima volta in contatto con il suolo; in questa fase le forze dominanti sono quelle capillari. La fase successiva è quella in cui, dopo la fine dell’evento piovoso, si ha la redistribuzione dell’acqua precedentemente infiltrata. Durante la redistribuzione sono importanti sia gli effetti capillari sia quelli gravitazionali e si risente in modo particolare dell’effetto dell’evapotraspirazione. L’evapotraspirazione influenza il quantitativo d’acqua disponibile per la fase di percolazione profonda, fase che si verifica quando il fronte d’acqua raggiunge il pelo libero. La percolazione profonda, che rappresenta la ricarica che effettivamente alimenta gli acquiferi, è influenzata da diversi fattori:

- la quantità d’acqua piovana persa a causa del ruscellamento e dell’evapotraspirazione;
- il contenuto iniziale d’acqua del terreno;
- la struttura del suolo, poiché la possibilità di infiltrazione risulta essere molto più accentuata nei terreni sabbiosi che non in quelli argillosi;
- la conducibilità idraulica orizzontale e il gradiente idraulico dell’acquifero ricaricato;
- la conducibilità idraulica del suolo attraversato;

- la presenza di alterazioni antropiche della superficie topografica che determinano o incrementano il deflusso superficiale, quali canali o altri sistemi di drenaggio.

La ricarica è, inoltre, influenzata dalla “capacità di infiltrazione del suolo”, grandezza con la quale si definisce la massima capacità di un suolo di assorbire le acque di irrigazione o di precipitazione e, quindi, di permettere l’ingresso d’acqua nel sistema. La capacità di infiltrazione, o “velocità potenziale di infiltrazione” (o ancora “infiltrabilità”), rappresenta il valore massimo che la velocità di infiltrazione può assumere e determina, pertanto, la quantità d’acqua che penetrerà nel suolo e, quindi, sarà disponibile per la ricarica degli acquiferi e quella che, invece, andrà ad alimentare i corsi d’acqua superficiali. Se la quantità d’acqua che arriva al suolo supera la sua capacità di trasmetterla, l’acqua in eccesso si accumulerà in superficie o attiverà il ruscellamento. La velocità di infiltrazione può essere maggiore della capacità di infiltrazione soltanto quando si verifica che l’acqua in superficie ristagna con un’altezza tale da creare una sorta di moto in pressione, a causa del fatto che la pressione in superficie è significativamente maggiore della pressione atmosferica. D’altra parte, immaginando di immettere acqua lentamente o comunque a una pressione inferiore di quella atmosferica, la velocità di infiltrazione risulterà inferiore della capacità di infiltrazione. In altre parole, fin quando la velocità di immissione dell’acqua sulla superficie è inferiore al valore della capacità di infiltrazione, l’acqua si infila alla velocità alla quale arriva (velocità di infiltrazione = tasso di precipitazione) e il processo è detto “*flux controlled*”. Quando la velocità di immissione eccede la capacità di infiltrazione, invece, è quest’ultima che determina la velocità di infiltrazione e il processo diventa “*soil controlled*” (velocità di infiltrazione = capacità di infiltrazione). La velocità di infiltrazione del suolo è un parametro dipendente dal tempo e dal contenuto iniziale d’acqua (figura 7).

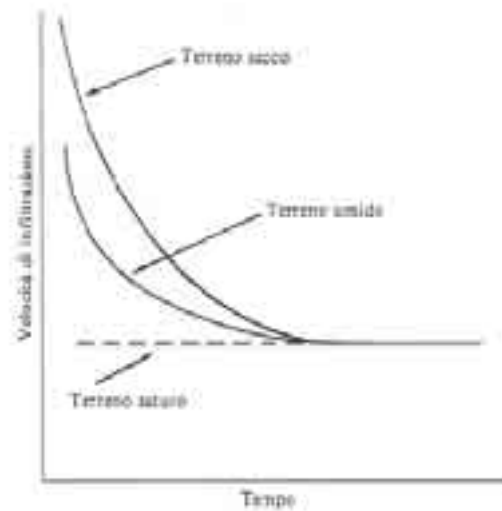


Figura 7 – Variazione della velocità di infiltrazione nel tempo in relazione al contenuto iniziale d’acqua (fonte De Smedt, 1998).

In figura 7 si nota, infatti, che la quantità d’acqua che si infila è massima all’inizio del processo e tende via via a diminuire sino a divenire costante quando si instaurano condizioni di stato stazionario, per le quali le acque entrano nel sistema alla stessa velocità alla quale le stesse fluiscono verso il basso nel mezzo poroso. La velocità di infiltrazione in condizioni stazionarie si avvicina alla conducibilità idraulica del terreno saturo. A una progressiva diminuzione della velocità di infiltrazione nel tempo fa contro, ovviamente, il progressivo aumento dell’infiltrazione cumulata; l’andamento delle due curve è posto a confronto nelle serie temporali riportate in figura 8, in cui i due grafici fanno riferimento a condizioni di accumulo di acqua in superficie (“*ponding*”, figura 8a) e assenza di tale accumulo (figura 8b).

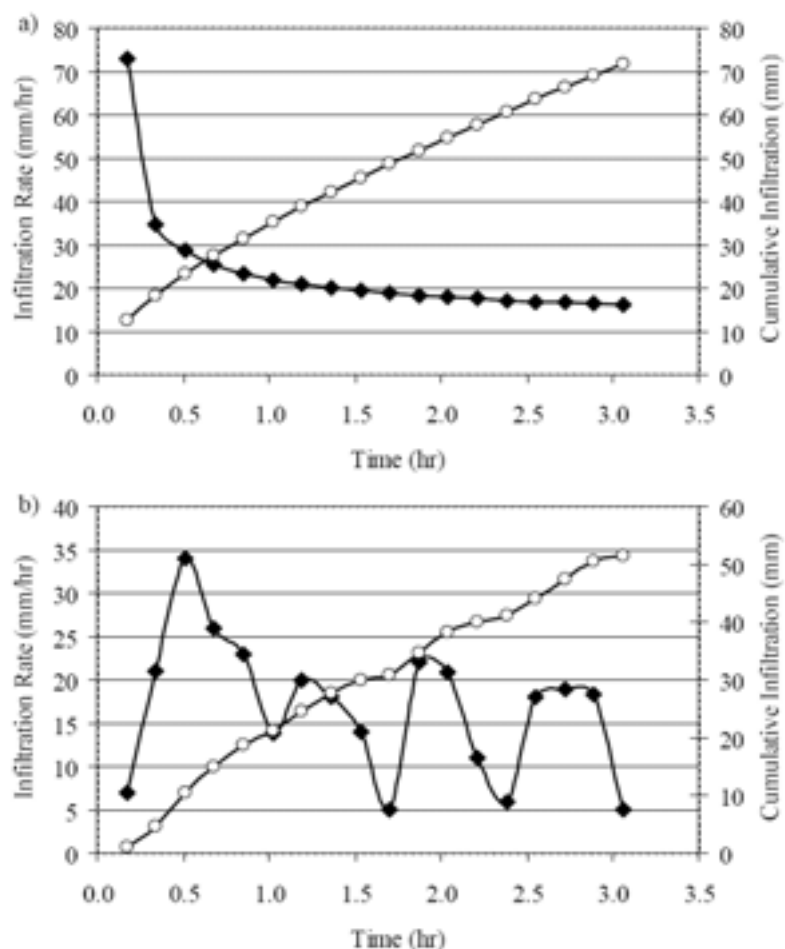


Figura 8 – Andamento della velocità di infiltrazione (a tratto pieno) e dell’infiltrazione cumulata (a tratto vuoto) nel caso: a) di accumulo di acqua in superficie (“*ponding*”), b) di assenza di “*ponding*” (fonte Usepa).

Se nei pori del terreno è già presente acqua, l’infiltrazione risulta limitata poiché il gradiente di pressione fra l’acqua e la matrice del terreno è minore di quella che si stabilirebbe se il terreno fosse secco. Quanto maggiore sarà lo spessore di terreno bagnato, tanto più limitata risulterà l’entità dei processi di infiltrazione. Ipotizzando di bagnare un suolo inizialmente secco con una quantità d’acqua costante si osserverà che, dapprima, l’infiltrazione sarà rapida e i pori cominceranno a riempirsi, ma poi, con la progressiva saturazione, i pori perderanno la loro capacità di trasmettere acqua. Quando, infine, la velocità di infiltrazione sarà diventata minore della precipitazione, la quantità d’acqua in eccesso determinerà il ruscellamento (figura 9).

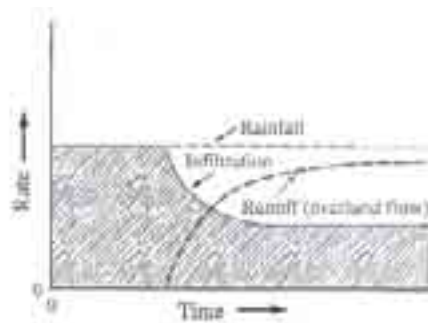


Figura 9 – Variazione della capacità d’infiltrazione e del ruscellamento durante un evento meteorico costante (fonte De Smedt, 1998).

Da queste considerazioni è ovvio concludere che le piogge più efficaci per la ricarica degli acquiferi sono quelle con tassi di precipitazione costanti e non quelle più intense che, provocando una saturazione immediata, tendono a provocare il ruscellamento piuttosto che alimentare l’infiltrazione.

Dopo aver valutato le caratteristiche del processo di infiltrazione e le sue variazioni nel tempo si passa allo studio del processo lungo un profilo ideale di sottosuolo. Durante l’infiltrazione, infatti, considerando un mezzo omogeneo cui viene fornita con continuità acqua, si possono riconoscere cinque zone a differente contenuto d’acqua (figura 10):

- una zona satura che solitamente si estende per pochi millimetri in prossimità della superficie;
- una zona di transizione dello spessore di qualche centimetro caratterizzata da una rapida diminuzione del contenuto d’acqua con la profondità;
- una zona di trasmissione, non satura, nella quale il contenuto d’acqua nel suolo resta pressoché costante. In questa zona, in cui il contenuto d’acqua ha un andamento uniforme, il gradiente idraulico è condizionato prevalentemente dalle forze gravitazionali;
- una zona di inumidimento in cui l’umidità decresce bruscamente con la profondità passando dai valori caratteristici della zona di trasmissione a valori prossimi al contenuto d’acqua iniziale del suolo;
- un fronte di inumidimento al quale corrisponde un brusco cambiamento del contenuto di umidità del suolo poiché si ha il confine fra terreno asciutto e bagnato.

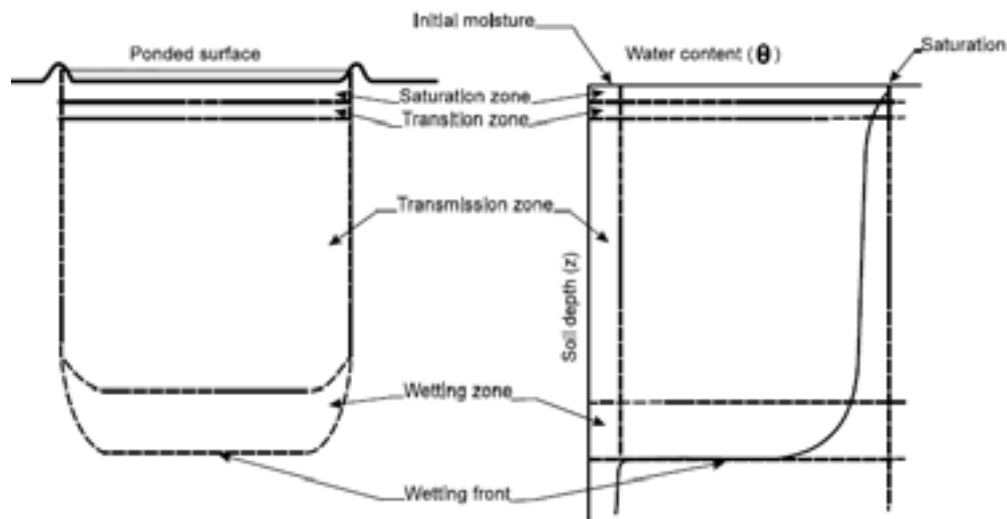


Figura 10 – Andamento del contenuto d’acqua nelle varie zone che si riconoscono lungo un profilo ideale di suolo cui viene fornita acqua con continuità (fonte Usepa).

A dispetto di quanto mostrato con il profilo di figura 10, si deve ricordare che solitamente i profili naturali non sono omogenei con la profondità, ma piuttosto contengono degli strati distinti e degli orizzonti con specifiche caratteristiche idrauliche e fisiche. La presenza di questi spessori generalmente ritarda il movimento delle acque durante il processo di infiltrazione; gli straterelli di argilla, ad esempio, a causa della loro bassa conducibilità idraulica tendono a rallentare il deflusso. Anche la superficie topografica agisce come una sorta di barriera idraulica all’infiltrazione a causa della bassa conducibilità idraulica che si registra in prossimità del piano campagna e che riduce il tasso di infiltrazione iniziale. Le precipitazioni, infatti, agiscono sui terreni disaggregandoli in particelle di dimensioni minute che, in assenza di ruscellamento, vanno a intasare i pori, riducendone la conducibilità idraulica. La pendenza del rilievo, inoltre, influenza la quantità d’acqua disponibile per il processo di infiltrazione poiché con terreni molto scoscesi è favorito il ruscellamento, mentre con terreni più pianeggianti l’infiltrazione è più spinta. La presenza della vegetazione, infine, fa aumentare l’infiltrazione poiché, se confrontato con un suolo nudo, un suolo vegetato ritarda il deflusso superficiale favorendo l’infiltrazione in virtù dei maggiori tempi di contatto che si instaurano fra acqua e suolo. Le radici delle piante, inoltre, favoriscono l’infiltrazione accrescendo la conducibilità idraulica dei suoli.

Tutti questi aspetti mettono in evidenza le enormi difficoltà e la quantità di variabili che entrano in gioco quando si cerca di modellare il processo di infiltrazione.

I.II.IV La modellazione dell'infiltrazione

Negli ultimi anni la modellazione matematica è diventata una metodologia molto importante per supportare le strategie di gestione e pianificazione delle risorse idriche. In questo ambito i modelli che simulano il processo di infiltrazione hanno avuto un ruolo primario, poiché forniscono indicazioni sui meccanismi che controllano il movimento delle acque sotterranee nella zona vadosa e le caratteristiche del loro deflusso. I risultati ottenuti con i modelli di infiltrazione possono, inoltre, essere utilizzati come input in altri processi di modellazione. Un classico esempio di questo genere di utilizzo è quello di inserire, nella modellazione del flusso e del trasporto di un acquifero, come valore di ricarica, il risultato della modellazione dell'infiltrazione nell'insaturo.

Sono molte le tecniche disponibili per stimare l'infiltrazione delle acque sotterranee nella zona vadosa, tuttavia, l'insieme dei metodi esistenti può essere ricondotto a tre grandi famiglie: 1) modelli empirici, 2) modello di Green-Ampt, 3) modelli che si basano sull'equazione di Richards. A partire da queste tre famiglie di modelli sono state sviluppate una serie di formulazioni specifiche che consentono di estenderne l'applicabilità a qualsiasi tipo di sito e di condizioni al contorno.

I.II.IV.I I modelli empirici

Come indicato dal termine "empirico", questi modelli di infiltrazione sono sviluppati interamente a partire da dati di campagna e hanno soltanto una minima base teorica. L'approccio empirico per sviluppare un'equazione dell'infiltrazione consiste, in primo luogo, nel trovare una funzione matematica la cui forma, in funzione del tempo, approssimi bene i valori di infiltrazione effettivamente misurati e, successivamente, nel cercare una spiegazione fisica del processo. La maggior parte dei processi fisici che rientrano nei modelli empirici sono rappresentati da semplici relazioni concettuali piuttosto che da equazioni derivate dai principi fondamentali della meccanica dei fluidi. I parametri che compaiono nei modelli empirici sono, pertanto, derivati dal confronto ("*fitting*") fra i valori

ottenuti con le equazioni e quelli effettivamente misurati. Questi modelli forniscono solamente delle stime della velocità di infiltrazione e dell'infiltrazione cumulata e non danno, invece, informazioni sulla distribuzione del contenuto d'acqua. La maggior parte di questi modelli si basa sull'assunzione di un contenuto d'acqua iniziale costante in superficie. Si presentano nel seguito alcuni dei modelli empirici più frequentemente utilizzati.

I.II.IV.II Il modello di Green-Ampt

Nel 1911 Green e Ampt proposero il primo modello fisicamente basato per la descrizione del processo di infiltrazione delle acque nel terreno. A differenza dei modelli empirici descritti in precedenza, quelli fisicamente basati sono modelli le cui equazioni descrivono in modo realistico il fenomeno da studiare. In virtù della propria semplicità e della bontà dei risultati cui porta, il modello di Green-Ampt è stato soggetto a una serie di sviluppi che ne hanno esteso l'applicabilità a una vastissima gamma di problemi idrogeologici.

Per molti problemi, infatti, l'utilizzo di approcci più sofisticati, quali i modelli che si basano sull'equazione di Richards (cfr. I.II.IV.III), diventa proibitivo a causa della maggiore quantità di informazioni necessarie. Utilizzando questi metodi, inoltre, si ottiene l'andamento dell'intero profilo del contenuto d'acqua con la profondità, anche se solitamente la quantità di interesse del processo di modellazione è semplicemente la portata in uscita dalla zona insatura (cioè quella che alimenta l'acquifero). Queste sono le ragioni che, in molti studi di infiltrazione, spingono a preferire il modello di Green-Ampt.

L'ipotesi più importante che sta alla base della teoria di infiltrazione di Green-Ampt è che la velocità di infiltrazione sia pari al tasso di precipitazione, p , fin quando non si ha accumulo d'acqua in superficie ("*ponding*") e sia pari alla capacità di infiltrazione (o infiltrazione potenziale) dopo che l'accumulo si è verificato. Questa condizione critica è determinata dal tempo d'inizio dell'accumulo, t_p ("*time to ponding*") ed è espressa dalle seguenti relazioni:

$$\begin{cases} i = p \rightarrow t < t_p \\ i = i_p \rightarrow t > t_p \end{cases}$$

in cui con i e i_p si sono indicate, rispettivamente, l'infiltrazione cumulata e l'infiltrazione potenziale. Si ricorda, inoltre, che l'accumulo di acqua in superficie inizia quando il tasso di precipitazione supera la capacità di infiltrazione.

Nel loro modello di infiltrazione Green e Ampt ipotizzarono un profilo del contenuto d'acqua a pistone con un fronte di inumidimento netto (figura 11).

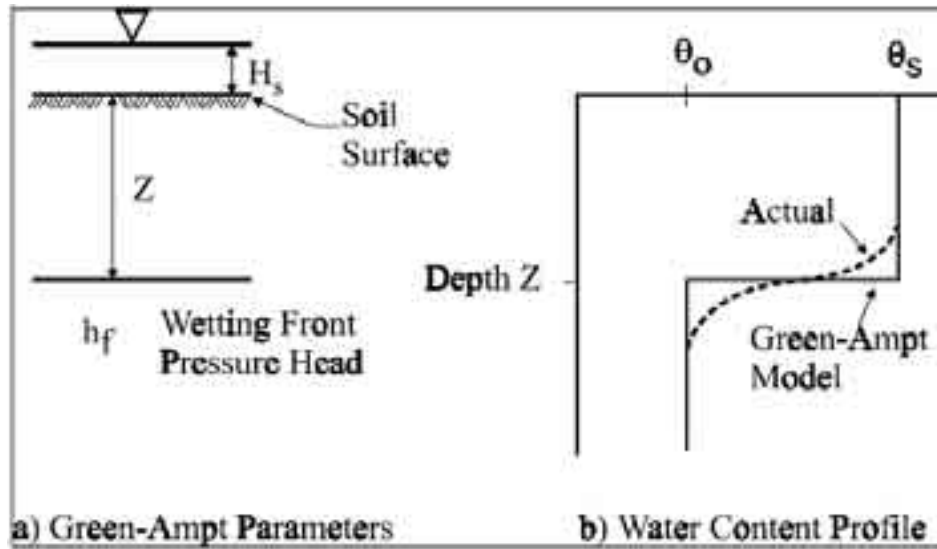


Figura 11 – a) Schematizzazione dei parametri presi in considerazione nel modello di Green-Ampt, b) Andamento del contenuto d'acqua con la profondità (fonte Usepa).

Con questo particolare profilo si assume che il suolo abbia un contenuto d'acqua pari a θ_s fino al fronte di inumidimento, in corrispondenza del quale si verifica un improvviso abbassamento del contenuto d'acqua fino al valore iniziale θ_0 . Il carico di pressione sul fronte di inumidimento è considerato negativo e pari ad h_f , quello in superficie, chiamato H_s , invece, è posto pari alla profondità del battente d'acqua sul terreno. A ogni istante di tempo, t , l'approfondimento del fronte di inumidimento sarà pari a Z . La legge di Darcy in funzione di questi parametri può allora essere espressa come:

$$v = \frac{dI}{dt} = -K_s \left(\frac{h_f - (H_s + Z)}{Z} \right)$$

in cui K_s è la conducibilità idraulica corrispondente al contenuto d'acqua che si ha in superficie, $I(t)$ è l'infiltrazione cumulata al tempo t ed è pari a $Z(\theta_s - \theta_0)$.

Utilizzando quest'ultima relazione per $I(t)$ in modo da eliminare la Z dall'equazione precedente e integrando fra 0 e t , si ottiene l'equazione caratteristica del modello di Green-Ampt:

$$I = K_s t - (h_f - H_s)(\theta_s - \theta_0) \log_e \left[1 - \frac{I}{(h_f - H_s)(\theta_s - \theta_0)} \right]$$

Nel caso di precipitazioni costanti il processo di infiltrazione secondo Green-Ampt deve essere diviso in due stadi. Il primo si verifica quando il tasso di precipitazione è inferiore alla capacità di infiltrazione e il secondo quando, invece, il tasso di precipitazione supera la capacità di infiltrazione. Per tenere conto dei due diversi stadi, nel 1973, Mein e Larson modificarono la relazione di Green-Ampt e introdussero la seguente espressione per il tempo di inizio dell'accumulo d'acqua in superficie, t_p :

$$t_p = \frac{F - h_f(\theta_s - \theta_0) \ln \left(1 + \frac{F}{h_f(\theta_s - \theta_0)} \right)}{K_s}$$

In questa relazione, in cui F rappresenta la profondità dell'infiltrazione cumulata al tempo t_p e $(\theta_s - \theta_0)$ il deficit di contenuto d'acqua iniziale, il tempo d'inizio dell'accumulo d'acqua in superficie dipende dalle proprietà del terreno e dal suo iniziale contenuto d'acqua. Il valore di t_p ottenuto tramite questa relazione è inserito nell'equazione caratteristica del modello di Green-Ampt ponendo $t = t_p - t_0$ laddove t_0 rappresenta l'istante di tempo in cui inizia il processo di infiltrazione.

Philips nel 1957 dimostrò che l'equazione del modello di Green-Ampt poteva essere ottenuta come soluzione analitica dell'equazione di Richards (cfr, I.II.IV.III), ponendo la diffusività pari a un Delta di Dirac con valore diverso da zero solo in corrispondenza del contenuto d'acqua a saturazione.

I.II.IV.III L'equazione di Richards

L'infiltrazione in un suolo inizialmente insaturo avviene generalmente sotto l'azione combinata della forza di gravità e della tensione capillare (suzione). Quando dell'acqua si infila in un terreno, lo strato superficiale si inumidisce e passa a un valore di tensione

maggiore rispetto al valore dello strato sottostante ancora secco (quindi a un valore sempre negativo, ma più piccolo in valore assoluto rispetto a quello dello strato sottostante). Inizialmente il gradiente di tensione è nettamente superiore alla componente gravitazionale.

Quando l'acqua penetra in profondità e la zona umida del terreno si espande, tuttavia, il gradiente medio di tensione diminuisce, perché tra uno strato e il successivo la differenza di contenuto d'acqua va riducendosi. Questa tendenza prosegue fin quando il gradiente di tensione tra due strati adiacenti non diventa trascurabile e da questo momento rimane come unica forzante la gravità. Questo fenomeno è spiegato quantitativamente dall'equazione di Darcy-Buckingham, che rappresenta l'estensione, nella zona vadosa, della legge di Darcy:

$$v = -K(\theta) \left(\frac{\partial h}{\partial z} \right)$$

In questa relazione $K(\theta)$ rappresenta la conducibilità idraulica in funzione del contenuto d'acqua, h è il carico piezometrico e z la profondità, considerata positiva in direzione verticale verso il basso. Combinando la legge di Darcy-Buckingham con l'equazione di continuità, che per un flusso monodimensionale verticale può essere scritta come:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial v}{\partial z}$$

si ottiene la forma la seguente espressione:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) \right]$$

in cui ψ è la suzione e t il tempo.

Esprimendo la relazione appena riportata solo in funzione del contenuto d'acqua si ottiene l'equazione di Fokker-Planck:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} - K(\theta) \right]$$

in cui $D(\theta)$ è la diffusività idraulica, definita come:

$$D = K(\theta) \frac{d\psi}{d\theta}$$

L'equazione di Fokker-Planck può essere riscritta nella forma seguente:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial K}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)$$

in cui il primo termine rappresenta il contributo della forza di gravità e il secondo il contributo della capillarità (o di pressione). La predominanza di uno dei due fattori, gravitazionale o di pressione, dipende essenzialmente dalle condizioni iniziali e al contorno, e dallo stadio del processo che consideriamo. Per esempio, se il terreno fosse inizialmente secco, il gradiente di pressione sarebbe molto maggiore del gradiente gravitazionale e il deflusso in direzione verticale risulterebbe rallentato, con velocità di infiltrazione in direzione orizzontale approssimativamente pari a quella in direzione verticale (infiltrazione omogenea in ogni direzione).

Se, invece, il terreno fosse sufficientemente umido sin dall'inizio, il gradiente di pressione iniziale risulterebbe piccolo rispetto a quello gravitazionale e il deflusso in direzione verticale sarebbe accelerato. Esprimendo, invece, la stessa equazione di partenza soltanto in funzione della suzione si otterrebbe l'equazione di Richards:

$$C(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) \right]$$

in cui compare la capacità specifica $C(\theta)$, definita come:

$$C(\theta) = \frac{d(\theta)}{d\psi}$$

Le equazioni di Fokker-Planck e di Richards non sono del tutto equivalenti, quella di Fokker-Planck, infatti, va incontro a delle limitazioni che quella di Richards non presenta. L'equazione di Fokker-Planck, ad esempio, non può essere utilizzata, né quando la pressione supera l'"*air entry suction*" poiché la diffusività idraulica $D(\theta)$ va a infinito per $\psi > \psi_b$, né in presenza di stratificazioni, dal momento che queste presenterebbero, in corrispondenza delle interfacce, delle discontinuità del contenuto d'acqua. La formulazione di queste due equazioni, inoltre, si basa sull'assunzione di biunivocità delle relazioni $\theta(\psi)$ e $K(\psi)$, poiché la presenza di un comportamento isteretico complicherebbe notevolmente la soluzione delle suddette equazioni.

Sono molte le limitazioni che riducono l'applicabilità generale delle equazioni di Richards e Fokker-Planck, le più importanti fra queste sono:

- la presenza di macropori e percorsi preferenziali che impediscono di identificare un volume elementare rappresentativo con caratteristiche di continuità;
- la presenza di particelle colloidali che possono alterare in modo significativo la permeabilità dei terreni;
- la difficoltà di modellare un flusso bifase generato dal movimento di aria nel sottosuolo;
- gli effetti della temperatura che influenza il processo di evaporazione durante le fasi di redistribuzione e infiltrazione;
- l'assenza di una definita relazione fra i gradienti di pressione e quelli del contenuto d'acqua (isteresi) e di un comportamento uniforme dei vari punti del sistema, punti differenti seguono curve $\psi - \theta$ differenti;
- la schematizzazione di moto monodimensionale.

Le soluzioni delle equazioni di Fokker-Planck e di Richards, con opportune condizioni iniziali e al contorno, descrivono l'evoluzione del profilo del contenuto d'acqua $\theta(z,t)$, come funzione della profondità e del tempo. Le condizioni iniziali sono date da:

$$\theta(z,0) = \theta_0(z)$$

con θ_0 contenuto d'acqua iniziale; è necessario, inoltre, conoscere il valore dei parametri idraulici del suolo $K(\theta)$ e $\psi(\theta)$.

La formulazione delle condizioni al contorno e delle condizioni iniziali dipende dalla natura del problema da risolvere, infatti, si richiedono condizioni differenti a secondo che si affrontino problemi di infiltrazione, evaporazione o redistribuzione.

Tuttavia le equazioni di Richards e Fokker-Planck sono state utilizzate, prevalentemente, per lo studio di problemi di infiltrazione e di assorbimento (movimento di acqua nel sottosuolo in assenza di gravità). In relazione alla qualità e alla quantità dei dati in ingresso le equazioni di Richards e Fokker-Planck possono essere risolte analiticamente o numericamente. Solitamente per predire i volumi che si infiltrano o ruscellano, si utilizzano dei modelli numerici, ma sono disponibili anche relazioni semi-empiriche e soluzioni analitiche in forma chiusa.

Capitolo 1 - La caratterizzazione e il monitoraggio del distretto vulcanico dei Colli alban

1.1 Inquadramento geologico dell'area dei Colli Albani

La regione dei Colli Albani è uno dei quattro distretti vulcanici presenti sul territorio laziale insieme con il distretto vulcanico Vulsino, quello Cimino-Vicano e quello Sabatino. La zona dei Colli Albani, ampia 1500 km², si estende a Sud di Roma a partire dalla riva sinistra dei fiumi Tevere e Aniene sino alle propaggini settentrionali della Pianura Pontina e alle pendici dei Monti Prenestini (figura 1).

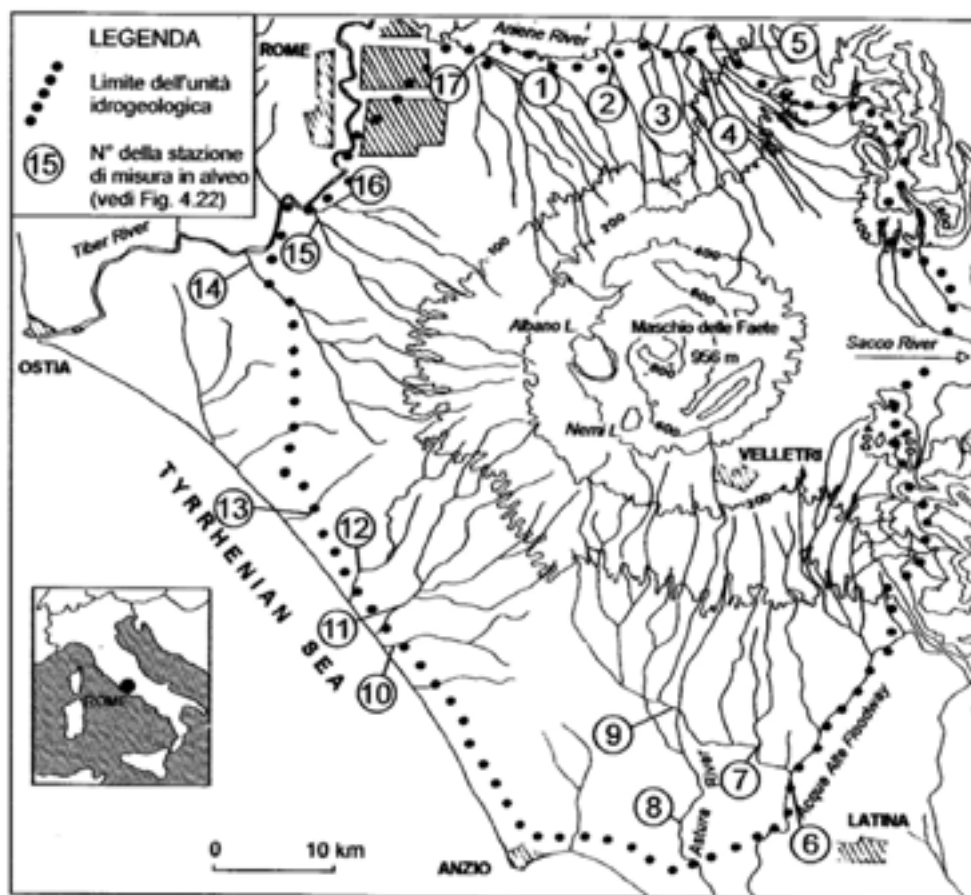


Figura 1 – Delimitazione geografica dell'unità idrogeologica dei Colli Albani (fonte Capelli e Mazza, 2005).

Il vulcano dei Colli Albani si individua come un rilievo, completamente isolato dalla pianeggiante Campagna Romana, con la tipica forma a cono troncato in sommità.

Il complesso, che non raggiunge i 1000 metri, è composto da tre strutture concentriche di forma circolare (figura 2).



Figura 2 – Struttura morfologica del complesso vulcanico dei Colli Albani (fonte Internet).

La prima, partendo dal basso, è praticamente pianeggiante e con le sue quote che non superano i 200 metri rappresenta l'affioramento vulcanico più antico. Nell'immagine riportata in figura 2 questa corrisponde alla zona più esterna del complesso vulcanico. La seconda (che in figura compare interrotta nella parte sud-occidentale, in corrispondenza dei laghi di Albano e Nemi), con i suoi 10 km circa di diametro e 800 metri di quota, rappresenta il recinto esterno dell'edificio "Tuscolano-Artemisio". La terza, infine, è composta da una pianura di circa 3 km di diametro che si attesta a un'altitudine di circa 750 metri, chiamata Campi di Annibale, e da un edificio conico centrale che sfiora i 1000 metri, detto recinto interno o Maschio delle Faete. Il recinto esterno presenta una spiccata asimmetria a forma di "ferro di cavallo", causata dai collassi avvenuti in seguito alla diffusa attività eccentrica del vulcano sul lato S-SO. In tutta la zona, sia nel recinto interno che in quello esterno, sono presenti numerosi coni di scorie, alcuni dei quali, ai giorni nostri, ospitano dei centri abitati (Monte Porzio Catone, Monte Compatri, Rocca Priora e Colonna); sono inoltre presenti delle depressioni che, nel caso di Albano e Nemi, sono sede di laghi.

La storia tettonica dell'area in cui si è sviluppato l'apparato vulcanico è stata fortemente influenzata dalla presenza di numerosi sistemi di faglie (dovute al fatto che la regione ricade al limite fra la facies umbro-marchigiana e quella abruzzese) che hanno determinato una suddivisione in zolle e un abbassamento del substrato (calcareo) rispetto alle vicine masse calcaree affioranti a Sud e a Est.

Questa grande zona ribassata (anche di migliaia di metri), comprendente l'attuale fossa pontina e l'attuale fossa romana, è stata ripetutamente soggetta a invasioni marine che, tramite la deposizione di potenti coltri di argilla, hanno provocato il parziale livellamento dei dislivelli esistenti. La zona a Sud di Roma, maggiormente interessata dal vulcano dei Colli Albani, tuttavia, risulta ancora ribassata rispetto alle zone a Nord e Nord Est della capitale.

La particolare struttura della zona, fortemente "fagliata" e ribassata rispetto alle circostanti, ha pertanto facilitato il sollevamento della massa magmatica che ha trovato nei complessi sistemi di fratture delle vie preferenziali per la propria fuoriuscita. Quanto detto spiega come l'attività dell'apparato vulcanico dei Colli Albani non sia mai stata concentrata a un singolo condotto vulcanico ma si sia sviluppata attraverso più camini indipendenti che hanno alimentato diverse bocche di esplosione. La presenza di queste bocche di esplosione eccentriche ha determinato, inoltre, una diffusione areale di prodotti piroclastici e lavici ben maggiore dell'effettiva estensione dei Colli Albani. L'individuazione e la delimitazione delle aree soggette a queste colate è, tuttavia, molto difficoltosa poiché spesso tali formazioni vulcaniche sono ricoperte da terreni più recenti o si sovrappongono a formazioni più antiche.

Nel substrato sedimentario su cui poggia la spessa coltre vulcanica si riconoscono almeno tre unità principali: la successione carbonatica basale, i sedimenti in facies marina di riempimento delle zone più depresse (cui si è accennato in precedenza) e i sedimenti in facies continentale (sedimenti argillosi e argilloso-sabbiosi). Le vulcaniti, invece, sono costituite da: prodotti piroclastici, colate laviche, scorie, livelli di cenere, di lapilli e di sabbie, che formano coltri di spessore variabile da pochi a oltre mille metri. La varietà di questi prodotti è indicativa di processi sia esplosivi (esplosioni magmatiche e idromagmatiche) che effusivi (colate), corrispondenti a diverse fasi dell'attività del

vulcano dei Colli Albani. La storia evolutiva dell'apparato vulcanico dei Colli Albani può essere, infatti, suddivisa, per stili e volumi di magma coinvolti, in tre epoche differenti:

- l'epoca del Tuscolano-Artemisio (0.7-0.3 milioni di anni fa), durante la quale la maggior parte dell'attività avvenne nella zona centrale dell'apparato vulcanico, che si trovò così a essere notevolmente ribassata a causa dello svuotamento del condotto. Tale svuotamento determinò il franamento delle pareti interne del recinto e l'ostruzione parziale o totale del condotto centrale dell'apparato stesso (attuale "recinto esterno"). Questa epoca fu senza dubbio la più importante nella vita del vulcano, poiché in questo periodo furono eruttati oltre il 90 % in volume (283 km^3) di tutti i materiali vulcanici prodotti nelle tre fasi eruttive e si succedettero ben quattro cicli di attività (uno ogni 100000 anni circa). Ognuno di questi cicli, che con il loro sovrapporsi hanno formato il vulcano-strato, iniziò con eruzioni esplosive (colate piroclastiche) e terminò con imponenti colate laviche;
- l'epoca delle Faete (0.3-0.2 milioni di anni fa), durante la quale fu prevalente l'attività di tipo stromboliano, specialmente concentrata nell'area più centrale del "recinto esterno", in cui la massa magmatica sotto la spinta dei gas si spinse verso l'alto aprendo un nuovo condotto vulcanico sul fondo del "recinto esterno", precedentemente ostruito dal collasso della caldera. Questo condotto formò un apparato (di dimensioni più ridotte rispetto al "recinto esterno") che oggi si eleva sul fondo del vecchio cratere per circa duecento metri e costituisce i monti delle Faete (attuale "recinto interno"). I volumi eruttati durante questa fase ammontano a circa 6 km^3 ;
- l'epoca idromagmatica (0.2 milioni di anni fa – 5000 anni fa), durante la quale l'attività, dovuta all'interazione fra il magma in risalita e le acque di falda, si sviluppò prevalentemente sui bordi occidentale e settentrionale del "recinto esterno", determinando la deposizione dei prodotti vulcanici nell'atrio fra i due recinti. Fra le esplosioni eccentriche provocate dall'attività idromagmatica sono sicuramente da menzionare quelle che hanno dato origine ai laghi di Albano e di Nemi (figura 3). I volumi eruttati durante questa fase ammontano a circa 1 km^3 .



Figura 3 – Il lago craterico di Nemi (fonte Internet).

Per concludere il discorso relativo alle diverse fasi di attività dell'apparato vulcanico dei Colli Albani si riporta in figura 4 una mappa geologica dell'area, con la quale è possibile visualizzare la copertura areale dei prodotti vulcanici eruttati durante le varie fasi.

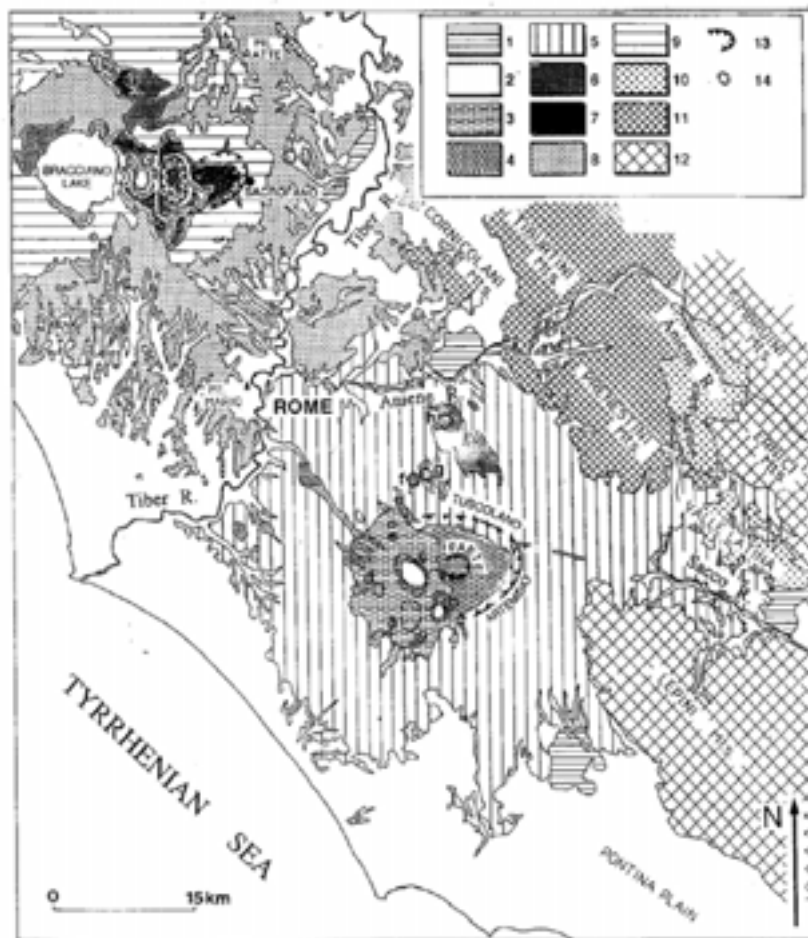


Figura 4 – Mappa geologica dei Colli Albani (fonte Trigila, 1995).

Legenda: 1) travertini; 2) unità sedimentarie del Plio-Pleistocene; 3) prodotti della fase finale idromagmatica; 4) prodotti dell'epoca delle Faete; 5) prodotti della fase del Tuscolano-Artemisio; 6) colate laviche; 7) unità idromagmatica Sabatina; 8) depositi di ricaduta Sabatini; 9) ignimbriti Sabatine; 10) flysh; 11) e 12) unità carbonatiche; 13) limiti delle caldere; 14) limiti dei crateri: a) Ariccia, b) Nemi, c) Albano, d) Giuturna, e) Valle Marciana, f) Pantano Secco, g) Prata Porci, h) Castiglione.

In figura 5, infine, è rappresentata una possibile schematizzazione della stratigrafia della zona, in cui si riconoscono le diverse fasi di attività dell'apparato vulcanico dei Colli Albani descritte in precedenza; si noti come quelli che in figura vengono indicati come “paleosuoli” derivano dai processi di alterazione delle vulcaniti sottostanti che avevano luogo nei periodi di quiescenza fra due cicli successivi.

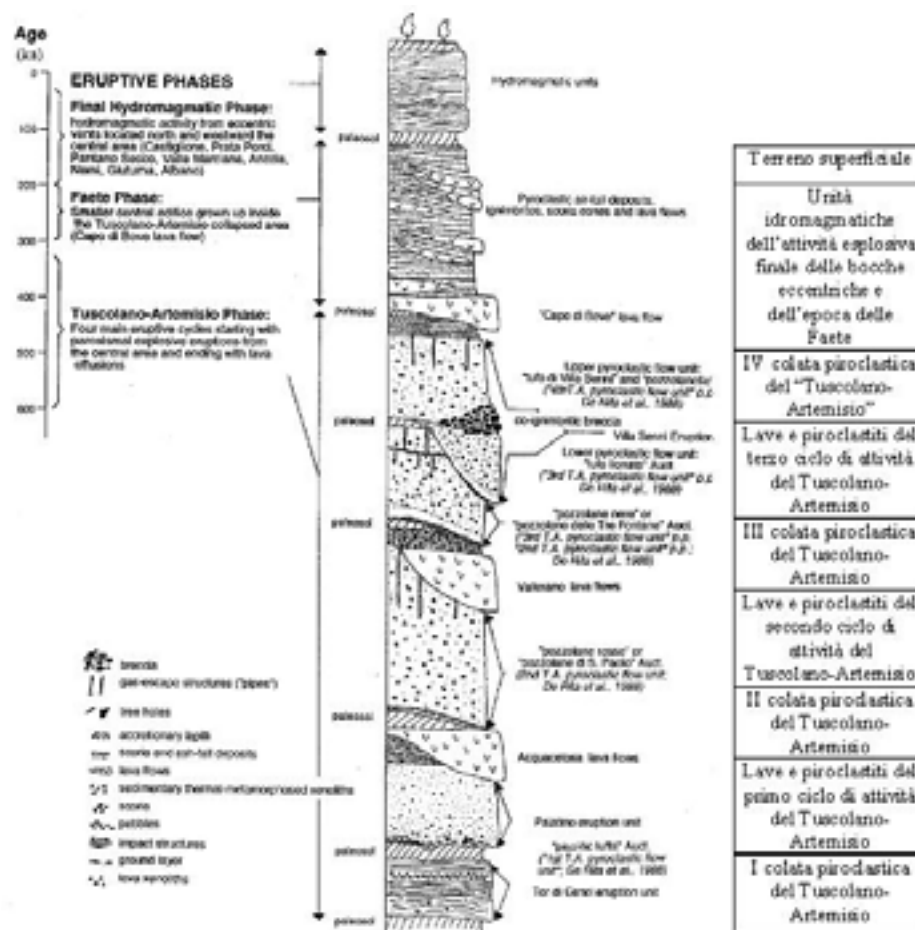


Figura 5 – Schematizzazione dell'ipotetica successione stratigrafica di un suolo del distretto vulcanico dei Colli Albani (al centro), (fonte Rosa, 1995) e semplificazione della successione stessa sulla base delle varie fasi di attività del vulcano (a destra).

1.2 Circolazione delle acque sotterranee nella regione dei Colli Albani

La raccolta dei dati necessari per valutare la circolazione idrica sotterranea nella zona dei Colli Albani ha previsto il censimento di tutti i punti d'acqua esistenti nella regione, tra cui figurano: sorgenti, pozzi alla romana e pozzi trivellati. Per ognuno di questi punti d'acqua sono stati rilevate l'ubicazione, la quota del pelo libero, la portata e, ove possibile, i valori di conducibilità elettrica, PH e temperatura. Al fine di monitorare eventuali variazioni naturali e artificiali questi censimenti sono stati ripetuti nel tempo. Per completare la conoscenza delle aree monitorate e per comprendere meglio il deflusso delle acque sotterranee e la tipologia dei terreni che lo ospitano, le campagne di raccolta dati sono state corredate, nei punti di maggior interesse, da rilievi e profili geologici e stratigrafici dei terreni sui quali i punti d'acqua, e soprattutto i pozzi trivellati, insistono.

Le rocce che caratterizzano la regione vulcanica dei Colli Albani, come accennato nel paragrafo 1.1, sono riconducibili ai seguenti complessi idrogeologici (dal basso in alto): complesso carbonatico, complesso sedimentario antico, complesso vulcanico e complesso sedimentario recente; tuttavia, diversi studi hanno dimostrato che la circolazione delle acque sotterranee è limitata al complesso vulcanico e a quello sedimentario recente. Le rocce che caratterizzano questi complessi, in termini di permeabilità, possono essere suddivise in:

- rocce sciolte permeabili per porosità (*Pp*);
- rocce lapidee permeabili per fessurazione (*Pf*);
- rocce lapidee e sciolte a permeabilità ridottissima o nulla (*Im*).

All'interno di ogni singola categoria è, inoltre, possibile suddividere i terreni in classi, in relazione al loro grado di permeabilità; così, ad esempio, tra le rocce permeabili per porosità ve ne saranno alcune molto permeabili, altre mediamente permeabili e altre ancora poco permeabili. Ovviamente, come mostrato nella mappa di figura 6, analoghe divisioni in sottoclassi possono essere fatte anche per le altre famiglie.

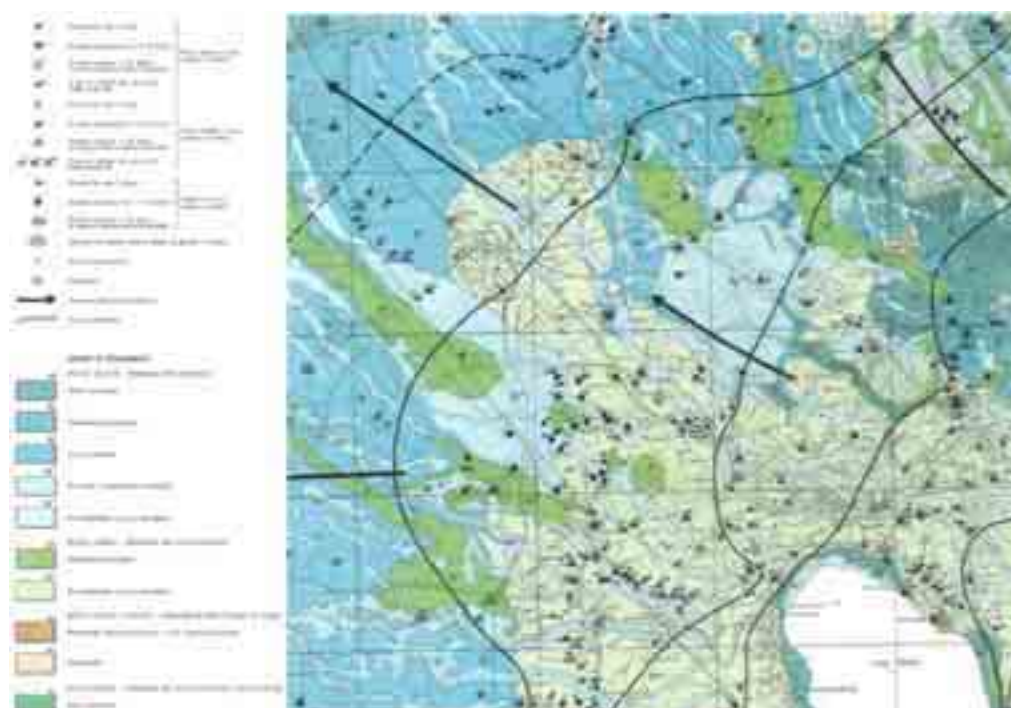


Figura 6 – Grado di permeabilità dei complessi idrogeologici presenti nel distretto vulcanico dei Colli Albani (fonte Ventriglia, 1990).

Il complesso vulcanico non ha un comportamento omogeneo da un punto di vista idrogeologico. I processi alla base della formazione delle varie vulcaniti, infatti, influenzano profondamente i valori di permeabilità di tali depositi (tabelle 1 e 2).

In generale, le lave e i con di scorie sono complessi caratterizzati da valori di permeabilità medio, medio-alta per la presenza o di un'estesa rete di fratture o per porosità; le pozzolane (depositi da colata piroclastica) hanno permeabilità da medio a medio-alta per porosità e secondariamente per fratturazione; i tufi stratificati e i livelli di pomici e lapilli di dimensioni molto fini sono, infine, caratterizzati da valori di permeabilità bassi o molto bassi.

Molto permeabili	Scorie
Da molto a mediamente permeabili	Pozzolane nere e rosse, lapilli scoriacei
Mediamente permeabili	Lapilli e pozzolane grigie
Da mediamente a poco permeabili	Tufi stratificati e cineriti
Poco permeabili	Tufi rimaneggiati e pedogenizzati

Tabella 1 – Riepilogo dei prodotti vulcanici dei Colli Albani permeabili per porosità.

Mediamente permeabili	Lave fratturate, brecce e conglomerati lavici
Da mediamente a poco permeabili	Tufi peperini neri e rossi, scorie nere
Poco permeabili	Lave compatte

Tabella 2 – Riepilogo dei prodotti vulcanici dei Colli Albani permeabili per discontinuità. Le vulcaniti albane sono solitamente sede del deflusso delle acque sotterranee che si accumulano in questi complessi come falde o si manifestano con una serie di sorgenti di strato, al contatto, o fra tufi a differente permeabilità o fra tufi e lave o, ancora, fra tufi e basamento sedimentario. Queste ultime due configurazioni danno luogo a venute d'acqua più consistenti.

Il complesso sedimentario recente comprende una vasta gamma di terreni permeabili per porosità (tabella 3), in cui solitamente si incontrano livelli acquiferi di importanza ridotta e spesso non collegati idraulicamente l'uno all'altro.

Molto permeabili	Terreni superficiali e depositi a matrice ghiaiosa
Mediamente permeabili	Sabbie costiere, depositi alluvionali e paleosuoli
Da mediam. a poco permeabili	Depositi lacustri e a matrice limo argillosa
Poco permeabili	Marne, sabbie con elementi tufacei

Tabella 3 – Riepilogo dei prodotti sedimentari recenti dei Colli Albani permeabili per porosità.

Dal punto di vista idrogeologico, il complesso sedimentario antico assume un'importanza fondamentale poiché le formazioni argillose che lo costituiscono rappresentano la base, pressoché continua, della falda acquifera principale che ha sede nei prodotti vulcanici. Talvolta, però, a causa di variazioni litologiche e quindi di permeabilità, può accadere che la circolazione delle acque sotterranee si distribuisca su più livelli, creando degli acquiferi sospesi la cui reciproca comunicazione idraulica risulta incerta. La presenza di questi acquiferi sospesi complica l'interpretazione dei dati piezometrici e l'identificazione delle principali vie di deflusso delle acque sotterranee. Per realizzare le carte idrogeologiche è quindi necessario fare riferimento ai dati rilevati nei pozzi di maggiore profondità.

Studi condotti su sorgenti e pozzi trivellati hanno così permesso di riconoscere che la piezometrica della falda freatica dell'apparato vulcanico dei Colli Albani presenta le quote massime (circa 600 msm) in corrispondenza dei recinti interno (delle Faete) ed esterno (Tuscolano-Artemisio).

Da qui la falda del recinto interno, cioè del Maschio delle Faete, decresce con un andamento radiale, nel sottosuolo del grande atrio compreso fra il recinto interno e quello esterno (zona della Molara, delle sorgenti della Doganella e del Vivaro). Le acque del recinto esterno, invece, in parte si dirigono verso il sottosuolo del cratere, riunendosi a quelle provenienti dal recinto interno e, in parte, si dirigono radialmente verso l'esterno.

Nella parte occidentale, dove il recinto craterico esterno è stato slabbrato dalle esplosioni dei crateri eccentrici di Albano, Nemi e Ariccia, la piezometrica della falda acquifera degrada gradualmente dal recinto interno verso Ovest. In questa zona la falda è intersecata dalla superficie esterna in corrispondenza delle depressioni dei laghi di Albano e di Nemi; pertanto questi due laghi sono alimentati dalla falda nella loro parte orientale e, al contrario, alimentano la falda nella loro parte occidentale. Nella zona Nord-Est le acque sono drenate dai fossi che le convogliano verso gli affluenti dell'Aniene, mentre, nella zona Sud-Est sono drenate da fossi che le convogliano o verso Sud, e quindi verso il mare, o verso il bacino del fiume Sacco. In generale si nota che la circolazione regionale ha un andamento centrifugo rispetto al settore centrale delle caldere (figura 7).

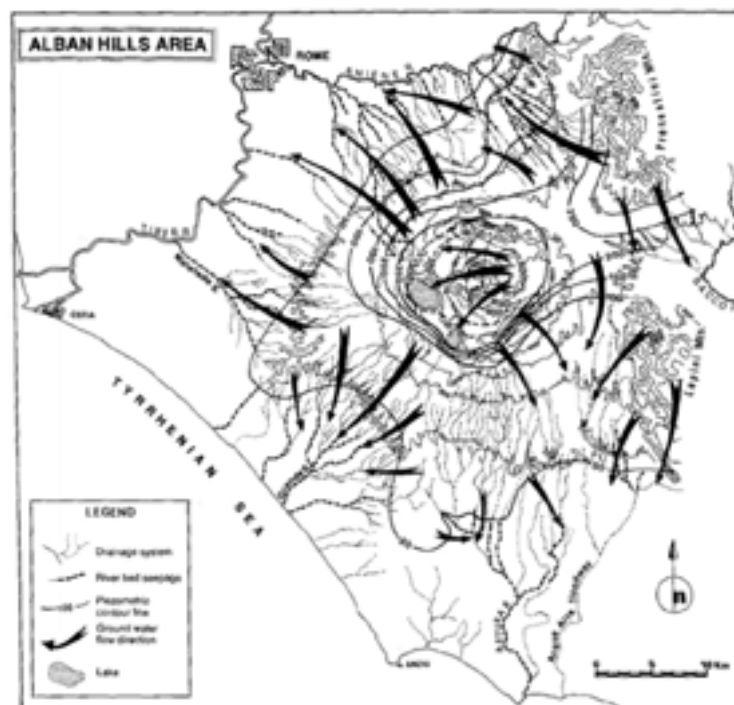


Figura 7 – Rappresentazione delle superfici isopieze e delle direzioni di deflusso delle acque sotterranee nella zona dei Colli Albani (fonte Trigila, 1995).

L'andamento delle isofreatiche mostra che la pendenza idraulica generale varia da un massimo prossimo al 20 %, in corrispondenza delle pendici orientali del recinto esterno, a valori dell'ordine dell'1-2% in tutte le zone più distanti dalla parte centrale dell'apparato vulcanico.

L'unità idrogeologica dei Colli Albani può essere suddivisa in quattro differenti bacini:

- il bacino idrogeologico dei corsi d'acqua del versante meridionale che comprende i Comuni di Artena, Valmontone, Lariano, Cisterna, Borgo Mantello e Nettuno;
- il bacino idrogeologico dei corsi d'acqua del versante occidentale che, a partire dai rilievi centrali dell'apparato vulcanico, si estende fino alla costa tirrenica;
- il bacino idrogeologico dei corsi d'acqua del versante nord-orientale che comprende i Comuni di Frascati, Montecompatri, Rocca Priora, Monteporzio, Pantano, Lunghezza, Palestrina e Galliciano;
- il bacino idrogeologico dei corsi d'acqua del versante nord-occidentale che, dai rilievi centrali delle Faete, si estende verso la città di Roma. Questo bacino comprende la depressione calderica del lago di Albano e si apre sui territori dei Comuni di Albano, Rocca di Papa, Grottaferrata, Ciampino, Castel Gandolfo, Marino, Roma, Pomezia.

1.2.1 L'area di studio

Fra i quattro bacini descritti al paragrafo precedente si è deciso di approfondire lo studio dell'ultimo, quello relativo ai corsi d'acqua del versante nord-occidentale, concentrando poi l'attenzione su una parte di questo. La zona del bacino idrogeologico studiata più nel dettaglio è quella che si estende lungo la direttrice che va dai laghi craterici di Albano e Nemi alla periferia di Roma (figura 8). Questa zona ricade nel Comune di Ciampino e nella parte Sud-Est di quello di Roma (zona di Morena).

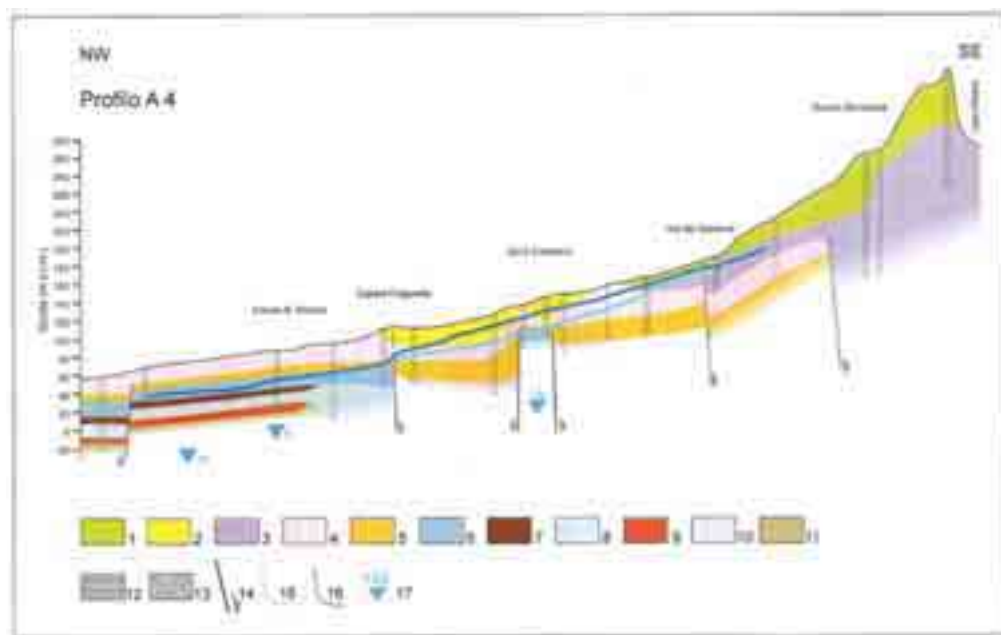


Figura 8 – Profilo idrogeologico della zona compresa fra il lago di Albano e la periferia di Roma. Legenda: 1) unità idromagnetiche dell'attività finale del cratere eccentrico di Albano; 2) deposito rimaneggiato; 3) depositi associati all'epoca delle "Faete"; 4), 5) e 11) tufi; 6) e 8) pozzolane nere e rosse; 7), 9) e 10) lave; 12) substrato argilloso; 13) substratoghiaioso; 14) faglia presunta; 15) livello piezometrico anni '70 (da Ventriglia 1990); 16) livello piezometrico attuale; 17) quota assoluta del substrato prevulcanico (fonte Capelli, 2005).

Dal punto di vista tettonico l'area è caratterizzata dalla presenza di faglie, deducibili da "salti" di quota fra unità correlabili, e da vaste zone interessate da emissioni di gas endogeni, perlopiù sulfurei, di origine vulcanica (Via del Sassone, Ciampino). Relativamente alla circolazione delle acque sotterranee si osserva che i livelli di saturazione sono contenuti quasi esclusivamente nei prodotti vulcanici associati alla fase di attività tuscolano-artemisiana.

La scelta è ricaduta su quest'area, poiché l'intera zona presenta un'altissima densità di perforazioni e si riscontrano nella piezometrica numerose depressioni dinamiche. Tali problematiche hanno fatto temere l'insorgere di un regime di sovrasfruttamento della falda sotterranea e hanno reso necessaria una campagna di raccolta dati volta ad aggiornare e monitorare i livelli piezometrici nella zona.

Con i dati piezometrici raccolti durante queste due campagne, effettuate nel Settembre del 2005 e nel Marzo del 2006 su circa 60 pozzi dislocati omogeneamente all'interno dell'area di studio (cfr, paragrafo 1.2.1.2), è stato possibile tracciare un bilancio dello stato quantitativo della risorsa idrica sotterranea. Dal momento che, per tutti i pozzi monitorati, esistevano, a norma della Legge 464/84, informazioni piezometriche pregresse, i dati provenienti dalle suddette campagne di monitoraggio sono stati utilizzati per un confronto puntuale delle eventuali variazioni di livello occorse nel tempo. La Legge 464/84 stabilisce, infatti, che il Servizio Geologico (ora APAT – Dipartimento per la difesa del suolo) si occupi di raccogliere e organizzare tutte le informazioni ottenute a seguito dell'esecuzione di pozzi, scavi e indagini geofisiche condotte sul territorio italiano per la ricerca di acqua. Nella banca dati di questa legge, pertanto, sono registrate tutte le grandezze caratteristiche (ubicazione, piezometria, quota, prove di portata, stratigrafia, profondità massima, data di rilevamento, proprietario, ecc.) dei pozzi trivellati che raggiungono profondità maggiori di 30 m. Tutte queste informazioni (riguardanti oltre 70000 pozzi) hanno permesso di costituire un database molto utile nell'ambito della ricerca, della modellazione e della pianificazione e gestione delle risorse idriche sotterranee. Attualmente si stanno trasferendo in veste informatica tutti i dati contenuti negli archivi cartacei in modo da consentire una maggiore rapidità nella gestione e nell'elaborazione dei dati disponibili, specie se trattati con un supporto GIS.

Nel caso della zona studiata i dati a disposizione erano già informatizzati e l'unico inconveniente è stato, allora, quello relativo alla non-isocronia delle informazioni registrate, che variano pozzo per pozzo in relazione al momento in cui lo stesso è stato trivellato o denunciato. La campagna condotta, pertanto, si prefissa anche lo scopo di uniformare dal punto di vista temporale i dati acquisiti.

1.2.1.1 Circolazione delle acque superficiali

Nell'ambito della regione idrogeologica dei Colli Albani esistono numerosi corsi d'acqua, alcuni di questi si versano direttamente nel Mar Tirreno, altri nel fiume Tevere e altri ancora nei Fiumi Sacco e Aniene. I bacini che alimentano questi corsi d'acqua e nei quali può essere suddiviso il territorio in esame, sono rappresentati in figura 9 e possono essere schematicamente riassunti in:

- bacini drenati da corsi d'acqua che si versano nel Mar Tirreno;
- bacini drenati da corsi d'acqua che si versano nel fiume Tevere;
- bacini le cui acque alimentano i laghi e
- bacini che rientrano solo parzialmente nell'ambito della provincia di Roma (bacino del fiume Aniene).



Figura 9 – Bacini che alimentano i corsi d'acqua della regione vulcanica dei Colli Albani (fonte Ventriglia, 1990).

La zona studiata e i corsi d'acqua che vi scorrono ricadono all'interno di alcuni dei sottobacini afferenti al fiume Aniene e al fiume Tevere.

Fra i sottobacini del fiume Aniene (rappresentati in figura 10), si nota che l'area di studio è interessata dai bacini del Fosso di Centocelle e del Fosso di Tor Sapienza (sottobacini 7 e 8), mentre fra quelli che ricadono nell'ambito del fiume Tevere è interessata dal bacino della Marrana della Caffarella e dal bacino del Fosso della Cecchignola.

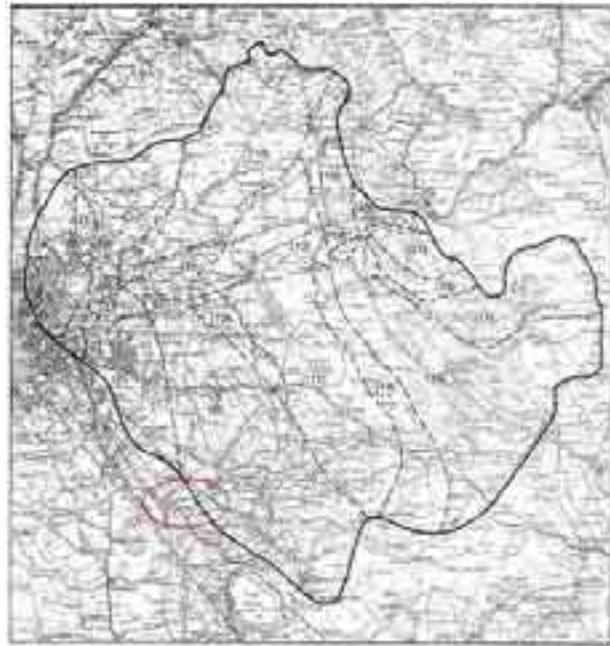


Figura 10 – Sottobacini del fiume Aniene che rientrano nella zona dei Colli Albani, in rosso è evidenziata la zona del bacino idrogeologico studiata più nel dettaglio (fonte Ventriglia, 1990)

Il bacino del Fosso di Centocelle (figura 11) tocca la zona studiata solo nella sua parte più meridionale in prossimità della borgata di Morena. Qui i terreni sono mediamente permeabili per porosità (pozzolane grigie) e la falda acquifera, che si trova a una profondità di circa 35 metri, ha sede nei prodotti piroclastici.



Figura 11 – Rappresentazione del bacino del Fosso di Centocelle, in rosso è evidenziata la zona del bacino che rientra nell'area di studio (fonte Ventriglia, 1990).

Il bacino del Fosso di Tor Sapienza (figura 12), invece, interessa tutta la parte orientale del Comune di Ciampino, una zona collinare con versanti mediamente acclivi. In questo bacino la falda si trova a una profondità variabile fra i 20 e i 30 metri in relazione alla morfologia del terreno e alla permeabilità delle vulcaniti attraversate. E' da sottolineare che qui le colate di lava, mediamente permeabili per fratturazione, e intercalate fra livelli di prodotti piroclastici meno permeabili (tufi e peperini), rappresentano degli energici dreni in grado di richiamare acqua dai terreni limitrofi.



Figura 12 – Rappresentazione del bacino del Fosso di Tor Sapienza , in rosso è evidenziata la parte del bacino che rientra nella zona di studio (fonte Ventriglia, 1990).

Il bacino della Marrana della Caffarella (figura 13) ha una forma molto allungata in direzione sud est-nord ovest e interessa la zona di Ciampino e di Morena nella sua parte centrale. In questa zona si alternano livelli di pozzolane più o meno cementate, tufi e colate laviche. Qui la falda si attesta a profondità dal piano campagna variabili fra i 15 metri (registrati nelle zone più collinari) e i 35/40 metri (registrati nel centro di Ciampino), con acque che spesso risultano mineralizzate acidule, carbonare o frizzanti per anidride carbonica libera.



Figura 13– Rappresentazione del bacino della Marrana della Caffarella, in rosso è evidenziata la parte del bacino che rientra nella zona di studio (fonte Ventriglia, 1990).

Il bacino del Fosso della Cecchignola, infine, tocca la parte più occidentale del comune di Ciampino nel proprio tratto medio-alto (figura 14). Anche in questa zona le vulcaniti più ricorrenti sono il peperino di Albano, il tufo di Villa Senni e alcuni livelli di lave. La falda è qui influenzata dalla presenza del lago di Albano, da cui si dirige verso nord-ovest alimentando alcune importanti sorgenti (sorgente della Cecchignola); la piezometrica rilevata nella zona di Ciampino che ricade all'interno di questo bacino si attesta a una profondità dal piano campagna molto ridotta, solitamente inferiore ai 10 metri. Questa zona è interessata dalla presenza di emanazioni gassose di idrogeno solforato e anidride carbonica che talvolta alterano la qualità delle acque in modo così profondo da pregiudicarne l'utilizzo a scopo potabile e irriguo.

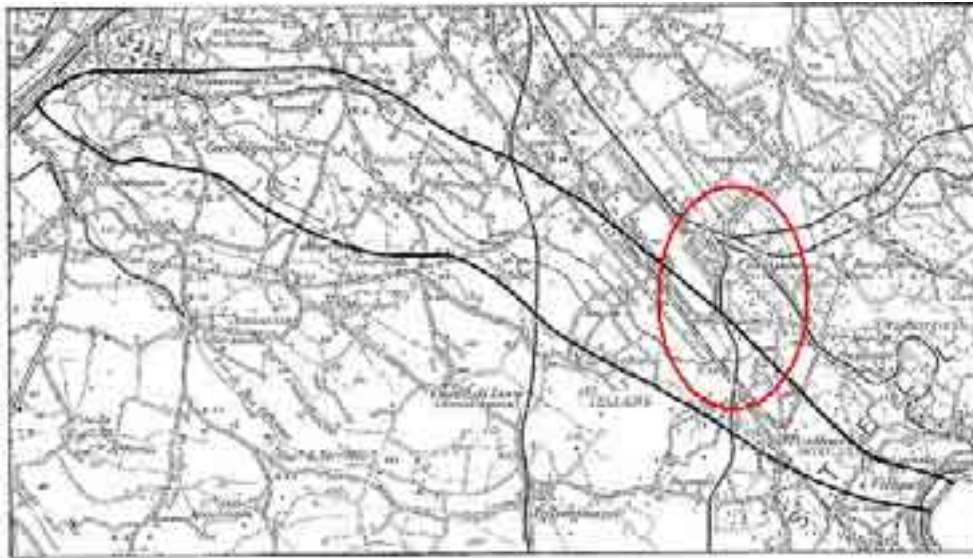


Figura 14 – Rappresentazione del bacino del Fosso della Cecchignola , in rosso è evidenziata la parte del bacino che rientra nella zona di studio (fonte Ventriglia, 1990).

In generale si nota che il deflusso delle acque superficiali nella zona centrale dell'area dei Colli Albani è fortemente influenzato dalla presenza dall'apparato vulcanico. Questo determina un andamento centrifugo radiale dei corsi d'acqua dall'edificio vulcanico verso l'esterno e un andamento centripeto dal recinto esterno verso quello interno. Allontanandosi dalla zona centrale, però, l'influenza esercitata dal rilievo vulcanico tende a ridursi, mentre le caratteristiche degli affioramenti, le direzioni tettoniche e le pendenze del terreno cominciano a esercitare un ruolo primario nel controllo della rete di drenaggio. Questo è proprio quello che avviene nella zona di Ciampino dove, sia il Fosso della Cecchignola sia la Marrana della Caffarella, data la presenza di una dislocazione tettonica, scorrono con un andamento quasi rettilineo in direzione Sud Est-Nord Ovest. Analizzando la figura 15 si nota come tutta la porzione Nord occidentale della regione dei Colli Albani sia influenzata da una serie di dislocazioni tettoniche SE-NO che forzano i corsi d'acqua a scorrere parallelamente alla linea di costa; analogamente si nota che nella parte meridionale queste dislocazioni assumono direzione NE-SO o N-S.

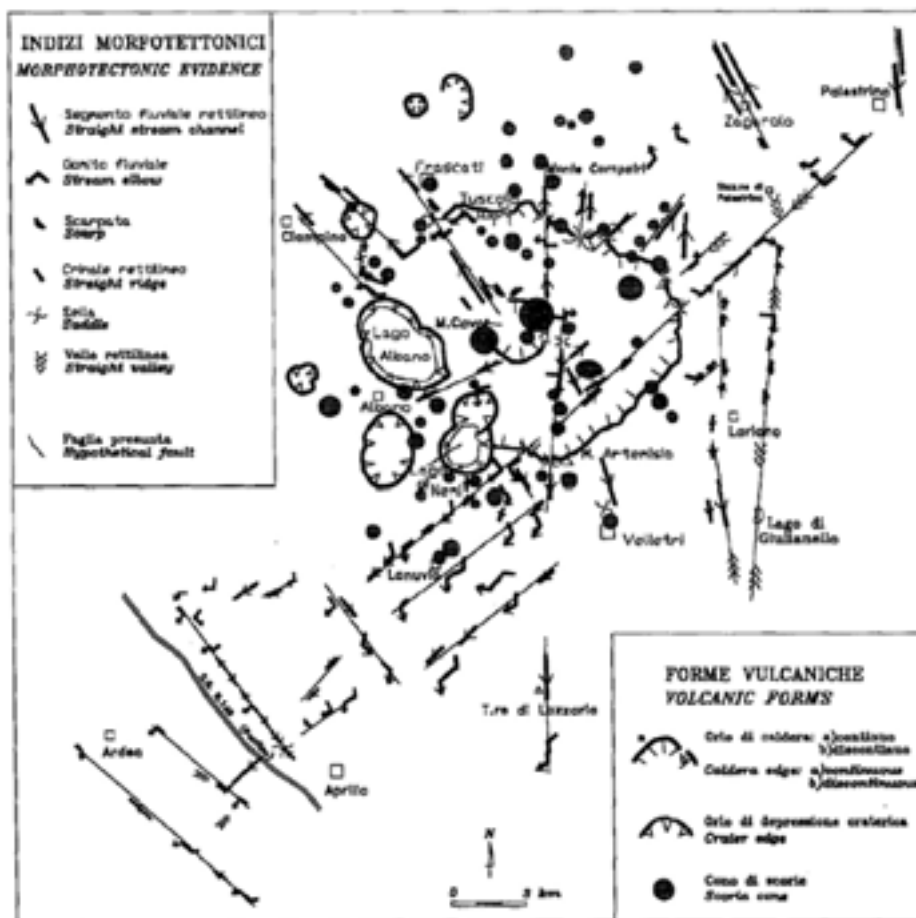


Figura 15 – Carta delle forme vulcaniche e degli indizi morfotettonici che influenzano la rete di drenaggio delle acque superficiali dei Colli Albani (fonte Trigila, 1995).

E' da precisare, infine, che proprio lungo questi allineamenti tettonici la risalita di emissioni gassose è facilitata; da qui derivano quindi tutte quelle manifestazioni di acque mineralizzate (bicarbonatate, sulfuree o solfatiche) cui si faceva riferimento in precedenza.

1.2.1.2 Piezometria

Come accennato nei paragrafi precedenti, la ricostruzione della piezometria attuale è stata ottenuta con una campagna di raccolta dati condotta nel Settembre del 2005. Questa campagna è stata corredata, nel Marzo del 2006, da una nuova osservazione dei pozzi già monitorati; la seconda campagna ha avuto lo scopo di individuare l'effetto che le variazioni stagionali provocano sulla piezometrica.

Con la campagna di Settembre sono stati raccolti dati piezometrici relativi a oltre 60 pozzi distribuiti in maniera abbastanza uniforme all'interno del comune di Ciampino e nella zona Sud del comune di Roma (Morena) (figura 16).

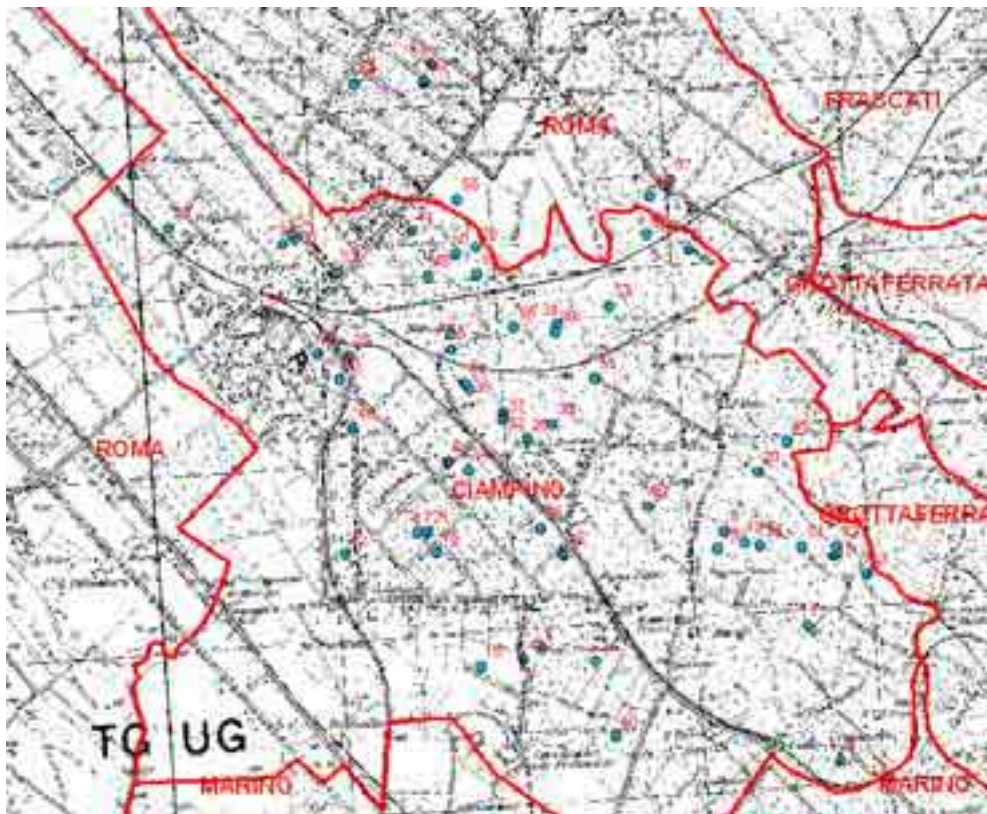


Figura 16 – Ubicazione e numerazione relativa dei pozzi monitorati durante la campagna di raccolta dati del Settembre del 2005.

La scelta è ricaduta sui pozzi che compaiono in figura 16 a seguito di successivi processi di selezione riconducibili a tre ordini di ragioni.

La prima è relativa alla qualità delle informazioni contenute negli archivi della Legge 464/84, la scelta, infatti, ha privilegiato tutti i pozzi per i quali la disponibilità di dati era maggiore (la presenza di prove di portata, ad esempio, ha consentito di risalire ai valori

della permeabilità sul singolo pozzo). La seconda, più sostanziale, è legata alla disposizione dei pozzi sul territorio e alla volontà di coprire in modo più uniforme possibile la zona da studiare.

La terza, di natura più pratica, è legata alla disponibilità (o meglio alla non-disponibilità) dei proprietari dei pozzi a consentire l'ingresso nei propri terreni per la misurazione. E' utile sottolineare come l'ultimo aspetto, in apparenza poco influente, sia stato in realtà il più decisivo nella selezione dei pozzi monitorati, infatti, dei circa 250 privati contattati, hanno dato la propria disponibilità circa 70. Inoltre, talvolta, anche se i proprietari avevano dato la propria disponibilità, è stato impossibile effettuare le misure a causa della configurazione dei pozzi. Infatti, in questi casi, la presenza di pozzi completamente flangiati per motivi di sicurezza o per le esalazioni sulfuree o interrati per motivi estetici non hanno materialmente permesso di calare lo strumento all'interno del pozzo stesso. Lo strumento cui si fa riferimento è una sonda piezometrica PASI BF100 come quella riportata in figura 17. Questo strumento è composto da una fettuccia graduata della lunghezza di 100 metri alla cui estremità si trova un sonda in grado di rilevare il contatto con l'acqua. Calando lo strumento nei pozzi si ottiene la profondità del livello di falda rispetto al piano campagna semplicemente leggendo sulla fettuccia la profondità alla quale lo strumento, con un segnale sonoro, indica la presenza d'acqua. Nell'ambito di una corretta valutazione dell'effettiva posizione della falda rispetto al piano campagna si deve tener conto della presenza di un eventuale boccapozzo.



Figura 17 – Sonda piezometrica utilizzata durante le campagne di raccolta dati di Settembre 2005 e Marzo 2006.

In tabella 4 si riporta una sorta di resoconto che riassume quanto detto relativamente alla campagna di rilevazione di Settembre, si noti che 12 fra i pozzi monitorati rientrano sotto la giurisdizione del Comune di Ciampino.

Proprietari contattati	Proprietari disponibili	Pozzi monitorati
250 circa	75	62

Tabella 4 – Riepilogo della campagna di Settembre 2005.

La campagna di misura della piezometrica condotta nel mese di Settembre del 2005 ha evidenziato delle discordanze preoccupanti fra la posizione effettiva di alcuni pozzi monitorati e la posizione che gli stessi occupavano in relazione alle coordinate registrate negli archivi della Legge 464/84. Per evitare, allora, di attribuire dei valori della piezometrica non corrispondenti alla reale posizione dei pozzi, è stata condotta, utilizzando un GPS, una campagna di verifica delle coordinate. Questa campagna ha consentito di controllare e, ove necessario, correggere le coordinate che comparivano negli archivi preesistenti. Al fine di confrontare le coordinate misurate con il GPS e quelle registrate negli archivi della Legge 464/84 è stato, però, necessario uniformare il sistema di riferimento di valori osservati e valori registrati. Il GPS, infatti, restituisce la posizione di un punto in termini di coordinate geografiche nel sistema di riferimento WGS84, mentre i dati della Legge 464/84 sono espressi rispetto al sistema di riferimento ED50.

Il programma GIS utilizzato, inoltre, visualizza la posizione dei pozzi in termini di coordinate metriche riferite al sistema ED50. Per poter utilizzare i dati acquisiti con il GPS è stato pertanto necessario effettuare una doppia trasformazione: la prima dalle coordinate geografiche del sistema WGS84 a quelle geografiche dell'ED50 e la seconda dalle geografiche alle metriche del sistema ED50.

Utilizzando le informazioni ricavate e inserendole in un programma di trattamento dati di tipo GIS, è stato possibile inquadrare il comportamento delle acque sotterranee nella zona studiata e trarre delle prime conclusioni sulla temuta presenza di un regime di sovrasfruttamento.

A partire dalla piezometrica attuale, i cui valori puntuali sono riportati in figura 18, con un semplice processo di interpolazione (figura 19), è stato possibile risalire, anche se solo qualitativamente, alle principali direzioni di deflusso delle acque sotterranee.



Figura 18 – Valori puntuali delle quote piezometriche (esprese in m.s.m.) dei pozzi monitorati.

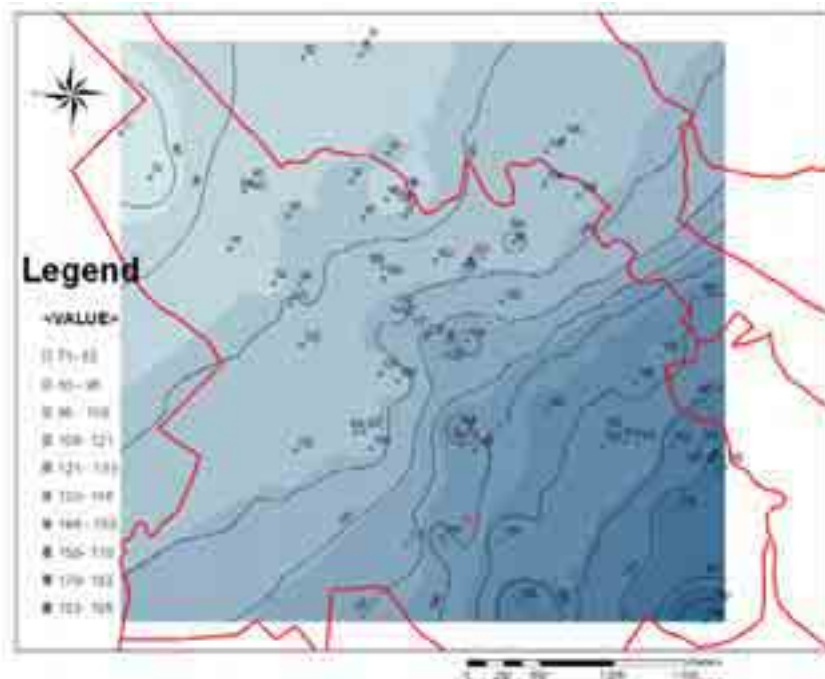


Figura 19 – Rappresentazione per toni di blu della mappa delle isopieze (espresse in m.s.m.) ottenute dai dati misurati durante la campagna di Settembre del 2005.

Queste, in accordo con lo studio che il Ventriglia ha condotto nella zona negli anni '70, seguono in maniera piuttosto marcata un andamento radiale rispetto alle zone più alte del complesso vulcanico dei Colli Albani (figura 6). Dal punto di vista quantitativo, inoltre, si può notare come il confronto fra le due mappe evidenzia una sostanziale stabilità della posizione della superficie piezometrica. Assumendo, infatti, come punto di riferimento la linea isopieza dei 100 m.s.m., che passa nella parte sud-orientale del centro del comune di Ciampino e confrontando la sua posizione attuale (figura 19) con quella relativa agli anni '70 (figura 6) è immediato rilevare come negli ultimi 30 anni non vi siano state variazioni di rilievo.

Si riporta, inoltre, in figura 20, una sezione tridimensionale della zona studiata in cui compaiono sia la superficie piezometrica, con le relative linee isopieze, che il profilo del terreno (le cui quote sono state ricavate dal DEM).



Figura 20 – Rappresentazione tridimensionale della superficie topografica (in marrone) e di quella piezometrica (in blu) della zona in esame.

Per valutare lo stato quantitativo attuale delle acque sotterranee nella zona di Ciampino, si è provveduto alla ricostruzione della superficie piezometrica passata, sulla base dei dati registrati nel database della Legge 464/84. L'utilizzo di questo set di informazioni è, però, da trattare con cura a causa della non-isocronia dei valori registrati; tali valori, infatti, come già accennato nei paragrafi precedenti, variano pozzo per pozzo in relazione al momento in cui lo stesso è stato trivellato o denunciato. In linea del tutto generale, comunque, l'andamento della piezometrica così ottenuta è piuttosto in sincronia con quello della piezometrica attuale (figura 21).

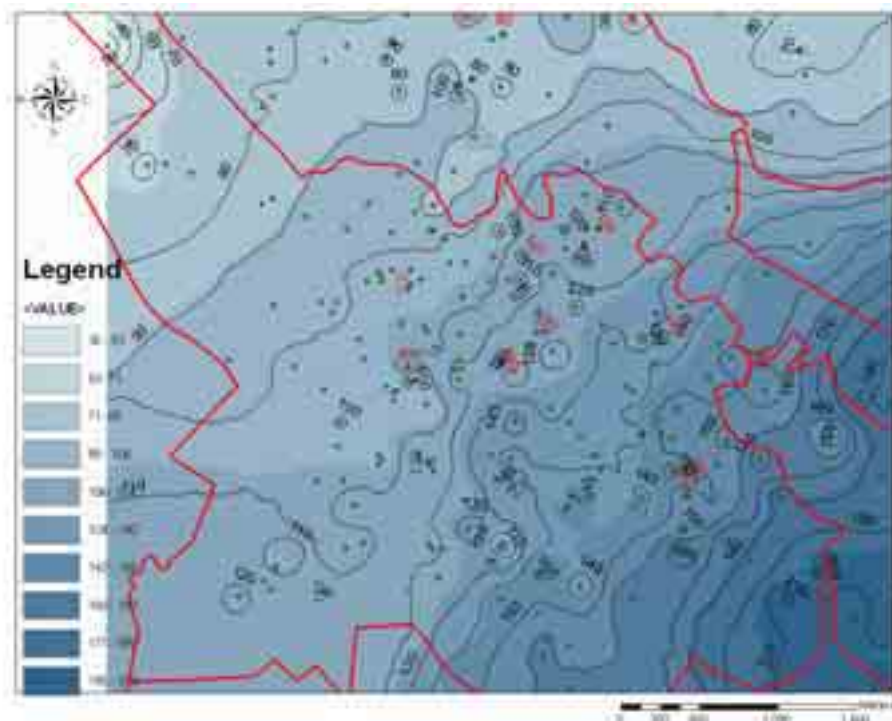


Figura 21 - Rappresentazione per toni di blu della mappa delle isopieze (esprese in m.s.m.) ottenute dai dati contenuti nell'archivio della Legge 464/84.

Il confronto puntuale delle variazioni del livello piezometrico occorse fra la data di trivellazione (o di denuncia) del pozzo e la campagna di Settembre del 2005 hanno rivelato una sostanziale stabilità dei livelli di falda. Nella maggior parte dei casi, infatti, le variazioni, sia in positivo che in negativo, rientrano in un range molto limitato (0-3 metri). Va comunque messo in evidenza come, talvolta, è capitato di trovarsi di fronte a dei marcati innalzamenti (figura 22).

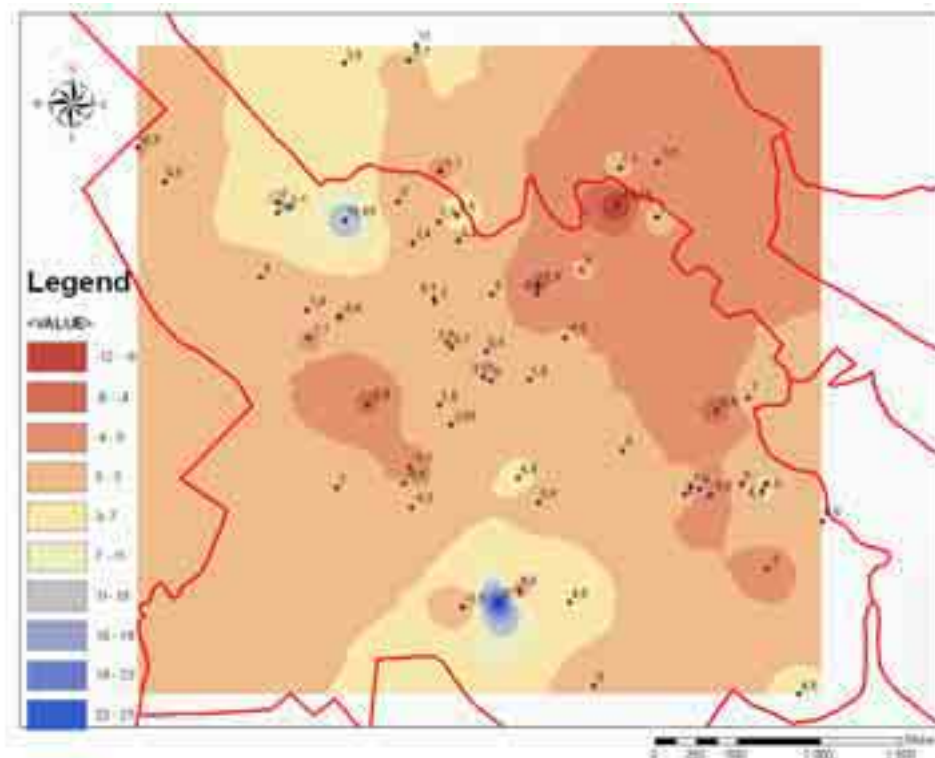


Figura 22 – Confronto fra i valori puntuali della piezometrica misurata durante la campagna di Settembre 2005 e i valori registrati per i medesimi pozzi nel database della legge 464/84.

Questi innalzamenti possono essere spiegati considerando due possibili fattori: il primo è dovuto alla recente realizzazione di impianti pubblici di fornitura d'acqua che, allacciando all'acquedotto molte zone prima non servite, hanno reso superflui i pozzi o, quantomeno, hanno ridotto gli emungimenti dagli stessi determinando un reinnalzamento della piezometrica; il secondo è dovuto all'approfondimento dei pozzi preesistenti (solitamente pozzi di grande diametro, "alla romana") fino al raggiungimento di falde in pressione, con conseguente risalita del livello dell'acqua.

Il primo dei fattori appena citati risulta particolarmente interessante ai fini dello studio condotto poiché un pozzo scarsamente o affatto utilizzato si comporta a tutti gli effetti come un piezometro.

La nuova campagna di raccolta dati, condotta all'inizio del mese di Marzo del 2006 su circa 50 dei 62 pozzi monitorati nel Settembre del 2005 ha, ovviamente, confermato l'andamento della piezometria rilevata con la campagna di Settembre (figura 23), evidenziando, però, un generale innalzamento del livello di falda.

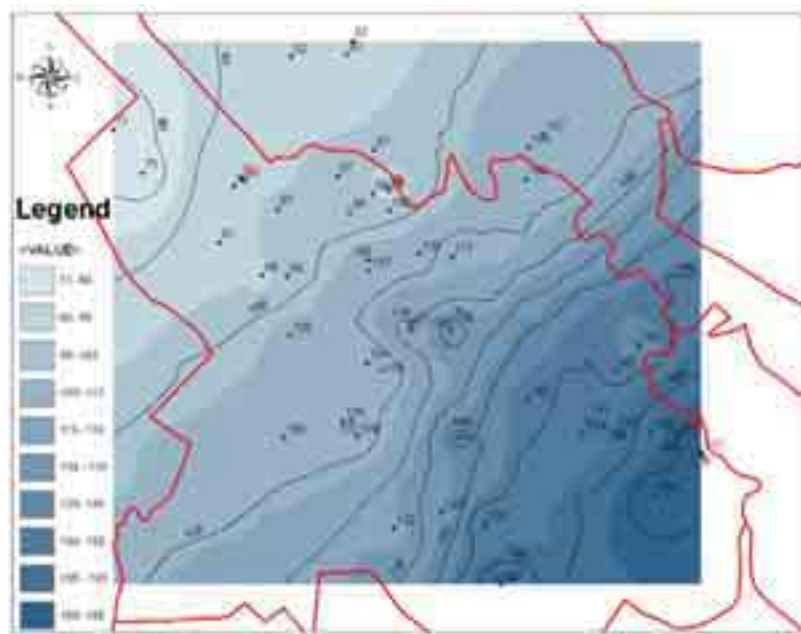


Figura 23 - Rappresentazione per toni di blu della mappa delle isopieze (espresse in m.s.m.) ottenute con la campagna di monitoraggio del Marzo del 2006.

Dal confronto puntuale fra i valori di Settembre e quelli di Marzo sono stati ricavati il diagramma a barre di figura 24 e la mappa di figura 25. L'istogramma di figura 24, in particolare, mostra, da un punto di vista statistico, come nella maggioranza dei casi (35 pozzi su 52), si sia verificato un aumento dell'altezza piezometrica variabile fra pochi centimetri e un metro; la figura 25, invece, rappresenta un'interpolazione della distribuzione spaziale delle variazioni di altezza piezometrica occorse fra le due campagne.

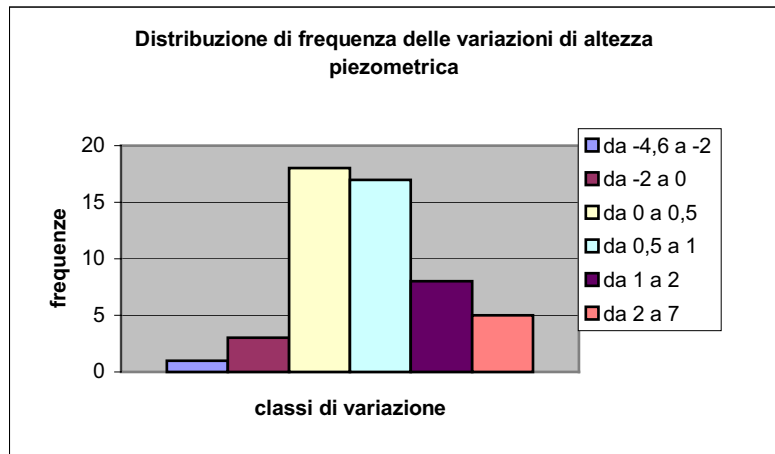


Figura 24 – Istogramma che riassume la frequenza delle diverse classi di variazione dell'altezza piezometrica, ottenute confrontando le campagne di Settembre e Marzo 2006.

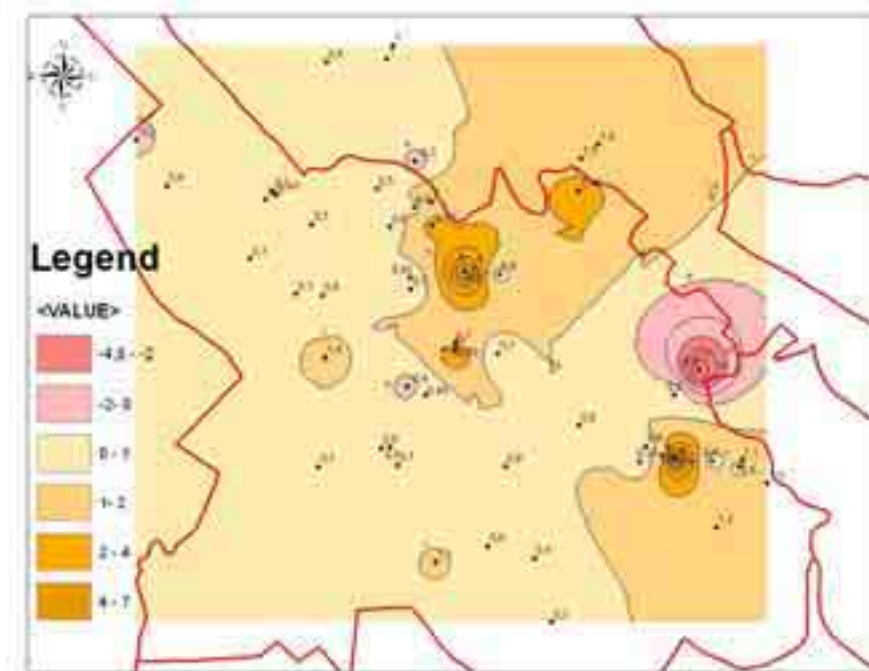


Figura 25 – Rappresentazione per toni di colore del confronto puntuale fra i valori di altezza piezometrica rilevati nel Settembre del 2005 e quelli rilevati nel Marzo del 2006.

In figura 25 si nota come, l'omogeneità del dato registrato con la campagna di Marzo sia alterata (anche graficamente) dalla presenza di alcune misurazioni che presentano dei valori completamente diversi dal comportamento generale dell'acquifero. Tali misurazioni determinano nel processo di interpolazione dei gradienti che difficilmente possono essere giustificabili in natura.

Escludendo, allora, i due forti innalzamenti (5,8 e 7 metri) e l'unico forte abbassamento (4,6 metri) si ottiene la mappa di figura 26 in cui si può valutare in modo migliore l'effettivo comportamento dell'acquifero e la presenza in esso di zone a comportamento omogeneo.

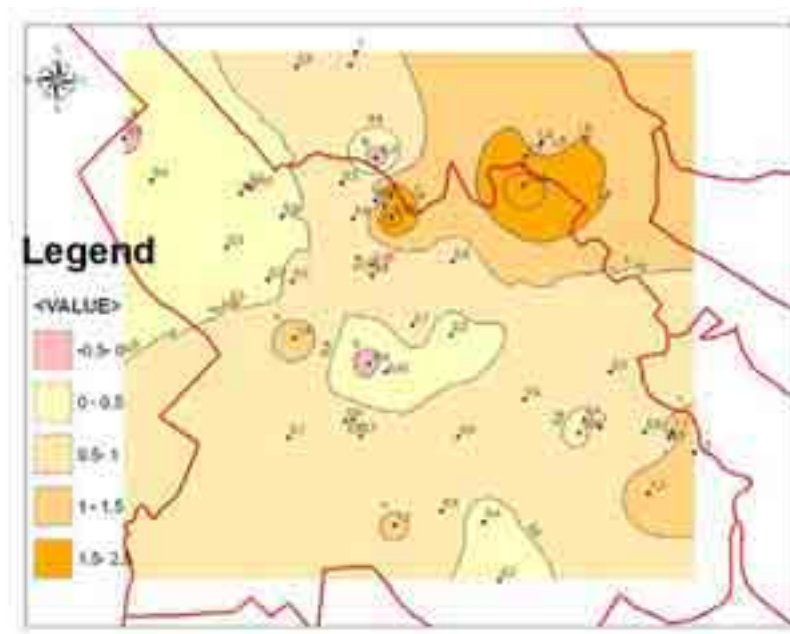


Figura 26 – Confronto puntuale fra i valori di altezza piezometrica rilevati nel Settembre del 2005 e alcuni di quelli rilevati nel Marzo del 2006

L'omogeneità di comportamento dell'acquifero può essere messa in evidenza anche tramite un semplice trattamento statistico dei dati. Infatti, calcolando il valore medio e la deviazione standard delle variazioni occorse fra le due campagne (tabella 5) e confrontando i risultati ottenuti, considerando, o trascurando, i valori estremi cui si accennava in precedenza, è immediato rilevare come in assenza di tali valori estremi la deviazione standard della distribuzione delle variazioni di altezza piezometrica, diminuisca in maniera sensibile, evidenziando così una forte omogeneità nel comportamento dell'acquifero.

	Tutti i pozzi	Esclusi i valori estremi
Media (m)	0,90	0,74
Deviazione Standard (m)	1,50	0,54

Tabella 5 – Media e deviazione standard delle variazioni di altezza piezometrica osservate fra le campagne di Settembre e Marzo, calcolate su tutti e su alcuni dei pozzi monitorati.

In conclusione, può essere interessante sottolineare come l'effetto delle precipitazioni occorse durante l'inverno si sia tradotto in un aumento generalizzato del livello di falda oscillante fra poche decine di centimetri e 2,5 metri e che gli aumenti più marcati, concentrati nella parte nord-orientale della mappa di figura 26, coincidano con una zona in cui valori di permeabilità (figura 37, paragrafo 1.2.1.4) risultano più elevati.

1.2.1.3 Stratigrafia

Fra i dati contenuti nel database della Legge 464/84 sono particolarmente interessanti quelli relativi alle stratigrafie. Oltre alla descrizione delle caratteristiche generali del pozzo, infatti, questo database contiene una descrizione abbastanza dettagliata di tutte le formazioni geologiche attraversate durante la trivellazione, corredata dalle quote del tetto e del letto dei singoli strati.

Analizzando i dati, si nota immediatamente come la totalità dei pozzi presenti nell'area studiata attraversi esclusivamente vulcaniti (se si eccettuano i primi metri, solitamente caratterizzati dalla presenza di terreno vegetale), e non superi, in termini di profondità massima, i 50 metri. La definizione di tale soglia è giustificata dal fatto che, approfondendo la trivellazione oltre i 50 metri, si andrebbe a spaccare uno strato di lave compatte provocando la risalita di gas vulcanici (in maggioranza solfurei). Questi gas inficerebbero la qualità delle acque e rappresenterebbero, inoltre, un pericolo per la salute pubblica. Molte testimonianze dirette hanno confermato come, per eliminare le suddette fuoriuscite, molti privati che avevano sfondato oltre i 50 metri, si siano visti costretti a dover tappare il proprio pozzo con colmate di cemento. Quanto detto dimostra come lo strato di lave sia talmente compatto (e impermeabile) da costituire una barriera al movimento dei gas.

Per poter utilizzare al meglio le descrizioni stratigrafiche del database si è proceduto ad accorpare le diverse vulcaniti presenti nelle descrizioni originarie in classi che, da un punto di vista geologico e idrogeologico, avessero un comportamento uniforme. La necessità di uniformare le descrizioni registrate nel database nasce dal fatto che, spesso, i professionisti incaricati di redigere le relazioni geologiche, indicano con espressioni eterogenee o in alcuni casi dialettali, formazioni geologiche in realtà uguali.

Così, ad esempio, con questa semplificazione dove nella descrizione originaria comparivano come distinte “pozzolane brune, brune terrose, brunastre, bruno nerastre, bruno rossastre, bruno violacee o marroni”, nella descrizione modificata si fa riferimento esclusivamente alla famiglia delle pozzolane. In tabella 6 si riportano a titolo esemplificativo le modifiche apportate alla descrizione geologica di uno dei pozzi della zona.

Q_pc	Liv.	Descrizione originale	Descr modificata	prof_da_a	Q_tetto	Q_letto	prof_max
135	1	TERRA VEGETALE	Terreno	da 0 a 3	135	132	48
135	2	POZZOLANA NERA +/- CEMENTATA	Pozzolana	da 3 a 15	132	120	48
135	3	POZZOLANAROSSA CEMENTATA CON ACQUA	Pozzolana	da 15 a 28	120	107	48
135	4	Tufo BRUNO LITOIDE	Tufo	da 28 a 33	107	102	48
135	5	Tufo BRUNO LITOIDE	Tufo	da 33 a 40	102	95	48
135	6	Tufo NERO LITOIDE CON PASSAGGI DI ACQUA	Tufo	da 40 a 46	95	89	48
135	7	LAVA BASALTICA	Lava basaltica	da 46 a 48	89	87	48

Tabella 6 – Modifiche apportate alla descrizione geologica del pozzo Ciampino-159424.

Dopo aver ricondotto le informazioni geologiche di partenza a un numero di famiglie molto più ridotto, si è cercato di accorpare in famiglie idrogeologiche tutte quelle formazioni geologiche che hanno, da un punto di vista idrogeologico, un comportamento analogo. In questo processo di omogeneizzazione si è tenuto conto della suddivisione in famiglie idrogeologiche fatta dal Ventriglia e riportata nelle tabelle 1-2-3 del paragrafo 1.2. E' stato così possibile attribuire ai singoli pozzi sia una descrizione idrogeologica che una classe di permeabilità (qualitativa); inoltre, così facendo, si è passati da una situazione iniziale in cui comparivano centinaia di formazioni geologiche differenti a una situazione finale in cui compaiono solamente una decina di famiglie idrogeologiche (cineriti, conglomerati lavici, lapilli, lave, peperini, pozzolane, tufi, argille, sabbie, ghiaie, paleosuoli e terreni superficiali). Ovviamente nell'attribuzione delle classi di permeabilità si è tenuto conto, ove presenti, delle informazioni aggiuntive contenute nelle descrizioni originarie e relative allo stato delle vulcaniti attraversate durante la trivellazione dei pozzi.

Rocce compatte piuttosto che fratturate, cementate piuttosto che porose, hanno influenzato la scelta delle classi di permeabilità da attribuire alle formazioni in questione.

La descrizione del pozzo già richiamato in tabella 6, in virtù di quanto detto, diventa, ad esempio:

Liv.	Descr originale	Descr modif.	Descr idrogeol.	classe permeabilità	prof
1	TERRA VEGETALE	Terreno	Terreno superficiale	Da molto a mediamente permeabili	da 0 a 3
2	POZZOLANA NERA +/- CEMENTATA	Pozzolana	Pozzolane	Da molto a mediamente permeabili	da 3 a 15
3	POZZOLANA ROSSA CON ACQUA	Pozzolana	Pozzolane	Da molto a mediamente permeabili	da 15 a 28
4	Tufo BRUNO LITOIDE	Tufo	Tufo	Da mediamente a poco permeabile	da 28 a 33
5	Tufo BRUNO LITOIDE	Tufo	Tufo	Da mediamente a poco permeabile	da 33 a 40
6	Tufo NERO LITOIDE CON ACQUA	Tufo	Tufo	Da mediamente a poco permeabile	da 40 a 46
7	LAVA BASALTICA	Lava basaltica	Lave	Poco permeabili	da 46 a 48

Tabella 7 – Trattamento in chiave idrogeologica delle informazioni geologiche relative al pozzo Ciampino-159424.

In aggiunta a quanto detto a proposito della stratigrafia, il database della Legge 464/84 contiene anche informazioni relative alla presenza di livelli di falda nelle formazioni attraversate durante la trivellazione dei singoli pozzi. Associando, quindi, i dati relativi alle profondità delle formazioni che ospitano le falde, a quelli che riguardano le famiglie idrogeologiche che si trovano alle stesse profondità, è possibile comprendere quali formazioni siano sede del deflusso sotterraneo, quali rappresentino un substrato impermeabile e quali siano, in generale, le caratteristiche del deflusso delle acque sotterranee. L'analisi evidenzia che, nella maggior parte dei casi, i livelli di falda sono contenuti o in vulcaniti dotate naturalmente di permeabilità alta o medio-alta quali conglomerati lavici, lapilli e pozzolane, o in vulcaniti che naturalmente avrebbero permeabilità bassa o medio-bassa ma che durante la propria vita hanno subito fenomeni di degradazione. In questa categoria rientrano i tufi porosi o poco coerenti e le lave fratturate. Talvolta capita che le informazioni relative alla presenza dei livelli di falda siano incomplete poiché, durante la trivellazione, chi effettua il sondaggio non è in grado di stabilire univocamente il letto della formazione nella quale si ha passaggio di acqua; in

questi casi, gli unici dati disponibili sono quelli relativi alla profondità del tetto della formazione in cui si inizia a rinvenire la falda.

L'integrazione dei dati geologici e idrogeologici con quelli relativi ai livelli di falda consente, pertanto, di avere una visione più dettagliata dei terreni attraversati dai singoli pozzi, delle loro caratteristiche idrogeologiche e di permeabilità e della loro capacità di essere sede di livelli di falda. Questa integrazione, nell'esempio del pozzo già richiamato con le tabelle 6 e 7, è descritta nella tabella 8 (per motivi di spazio, non compaiono le colonne relative alla descrizione modificata, alla descrizione idrogeologica e alle classi di permeabilità).

Liv	desc originale	prof	da metri	a metri	presenza falda	formaz con falda
1	TERRA VEGETALE	da 0 a 3	0,00	16,00	falda non presente	
2	POZZOLANA NERA +/- CEMENTATA	da 3 a 15	16,00	28,00	falda presente	Pozzolane rosse
3	POZZOLANA ROSSA CON ACQUA	da 15 a 28	28,00	40,00	falda non presente	
4	Tufo BRUNO LITOIDE	da 28 a 33	40,00	46,00	falda presente	Tufi litoidi (peperini)
5	Tufo BRUNO LITOIDE	da 33 a 40	46,00	48,00	falda non presente	
6	Tufo NERO LITOIDE CON ACQUA	da 40 a 46				
7	LAVA BASALTICA	da 46 a 48				

Tabella 8 – Integrazione delle informazioni geologiche e idrogeologiche con quelle relative alla presenza di livelli di falda per il pozzo Ciampino-159424.

Analizzando tutti i pozzi a disposizione (circa 250), nella zona di Ciampino risultano presenti due distinti livelli di falda (cfr. paragrafo 2.2.2.2.1). Il primo, a una profondità dal piano campagna variabile fra i 10 e i 15/20 metri, è un acquifero superficiale poco potente e con acque di scarsa qualità; il secondo, più profondo è, invece, molto più ricco e caratterizzato da acque di buona qualità (talvolta addirittura potabili). E' probabile che questo acquifero sia limitato inferiormente (a una profondità di circa 50 metri dal piano campagna) da uno strato di lave non fratturate praticamente impermeabili. La presenza dell'acquifero superficiale è confermata dal fatto che i pozzi più vecchi, quelli alla romana, si attestano tutti a una profondità variabile fra i 10-15/20 metri dal piano campagna; questi

pozzi, infatti, per le proprie modalità costruttive, non potevano più essere approfonditi non appena si avevano le prime venute d'acqua.

Data la natura dei terreni, infine, non è esclusa la presenza di falde sospese, le cui interazioni con il resto della circolazione idrica sotterranea restano, di fatto, molto difficili da identificare.

1.2.1.4 Permeabilità

Sfruttando i risultati ottenuti con le operazioni descritte al paragrafo precedente e applicandoli ai soli pozzi investigati durante la campagna di raccolta dati del Settembre del 2005, è stato possibile generare una serie di mappe tematiche relative alle diverse classi di permeabilità. Per ognuna di queste classi le mappe indicano quali sono i pozzi in cui sono presenti formazioni con tali valori di permeabilità e le quote alle quali queste formazioni appaiono. Nel caso dei terreni poco permeabili, ad esempio, le due mappe (figure 27 e 28) indicano quali sono i pozzi in cui compaiono formazioni con valori di permeabilità bassi e quali sono le quote del tetto (figura 27) e del letto (figura 28) di queste formazioni.



Figura 27 – Quote del tetto (esprese in m.s.m.) delle formazioni dotate di bassa permeabilità all'interno dei soli pozzi in cui tali formazioni compaiono.



Figura 28 – Quote del letto (esprese in m.s.m.) delle formazioni dotate di bassa permeabilità all'interno dei soli pozzi in cui tali formazioni compaiono.

Analogamente a quanto detto per i terreni poco permeabili, si riportano le mappe relative a tutte le altre classi di permeabilità: da poco a mediamente permeabili (figure 29 e 30), mediamente permeabili (figure 31 e 32), da mediamente a molto permeabili (figure 33 e 34), molto permeabili (figure 35 e 36). Si noti che in tutti i pozzi in cui la stessa classe di permeabilità compare più volte, nelle mappe sono state indicate le quote del tetto della formazione più in alto e del letto di quella più in basso.

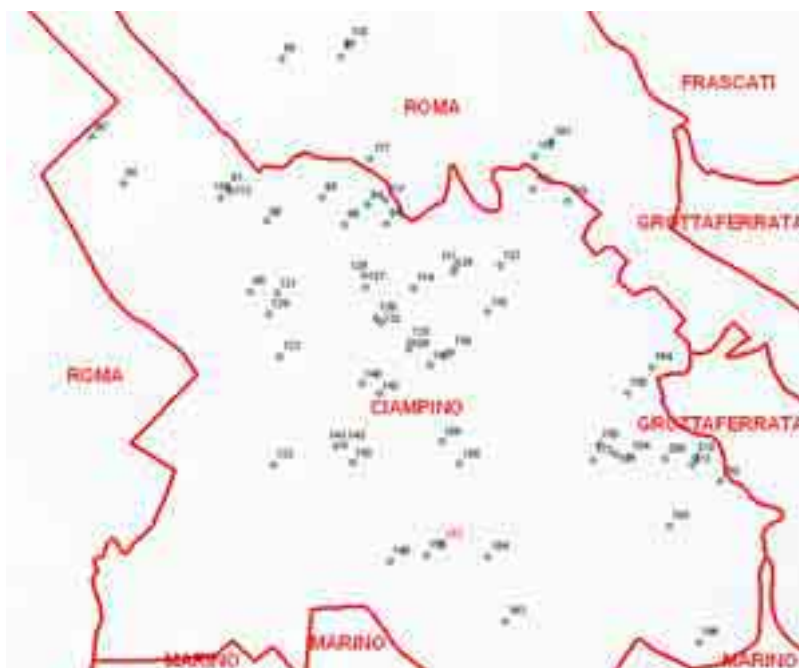


Figura 29 – Quote del tetto (esprese in m.s.m.) delle formazioni dotate di permeabilità medio-bassa all'interno dei soli pozzi in cui tali formazioni compaiono.



Figura 30 – Quote del letto (esprese in m.s.m.) delle formazioni dotate di permeabilità medio-bassa all'interno dei soli pozzi in cui tali formazioni compaiono.

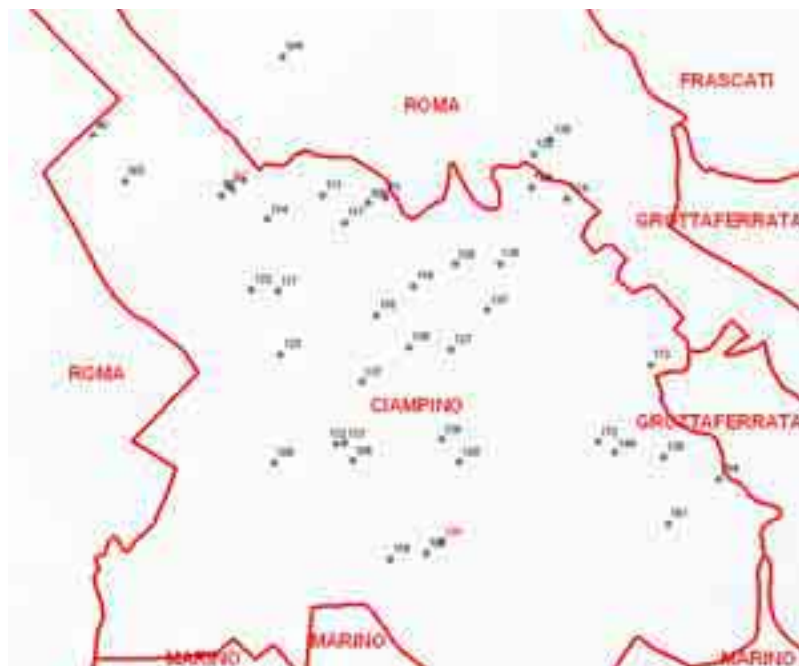


Figura 31 – Quote del tetto (esprese in m.s.m.) delle formazioni dotate di permeabilità media all'interno dei soli pozzi in cui tali formazioni compaiono.

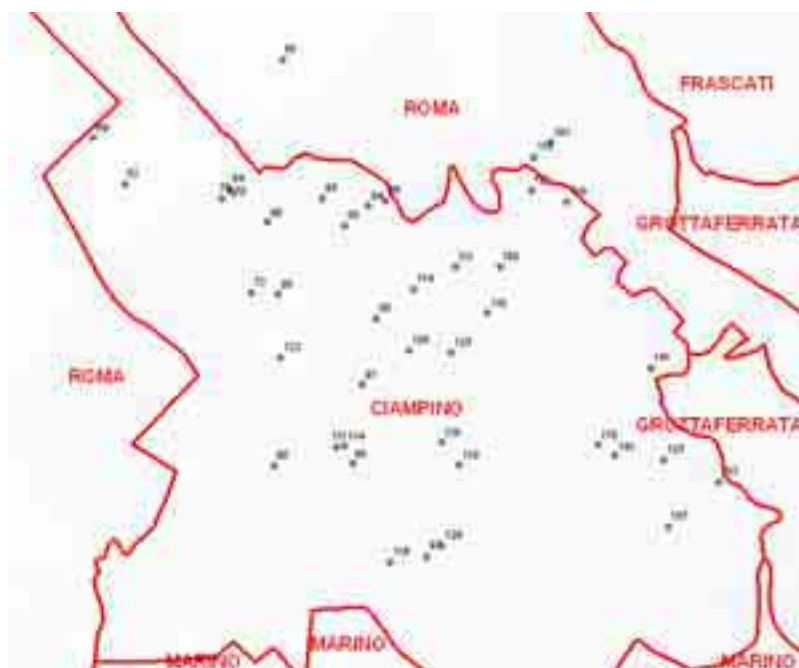


Figura 32 – Quote del letto(esprese in m.s.m.) delle formazioni dotate di permeabilità media all'interno dei soli pozzi in cui tali formazioni compaiono.

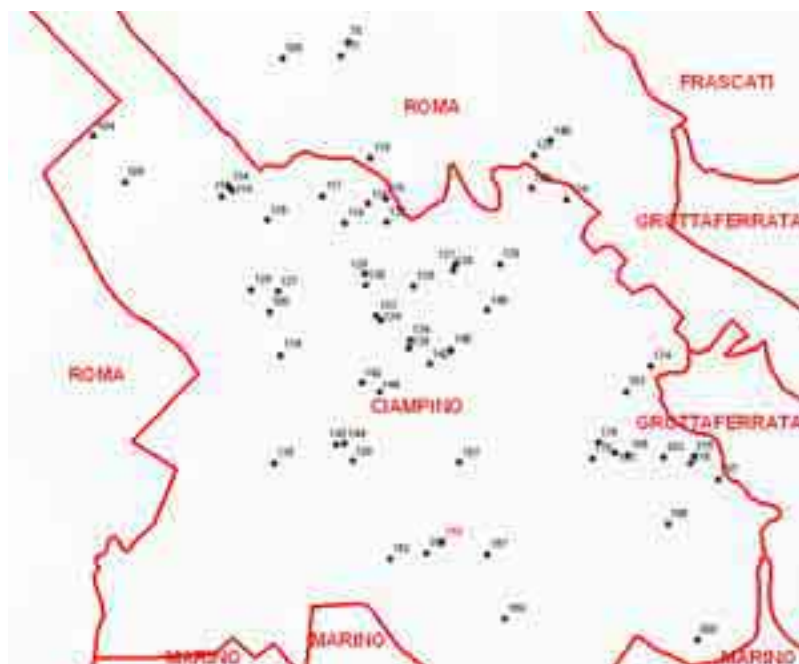


Figura 33 – Quote del tetto (esprese in m.s.m.) delle formazioni dotate di permeabilità medio-alta all'interno dei soli pozzi in cui tali formazioni compaiono.

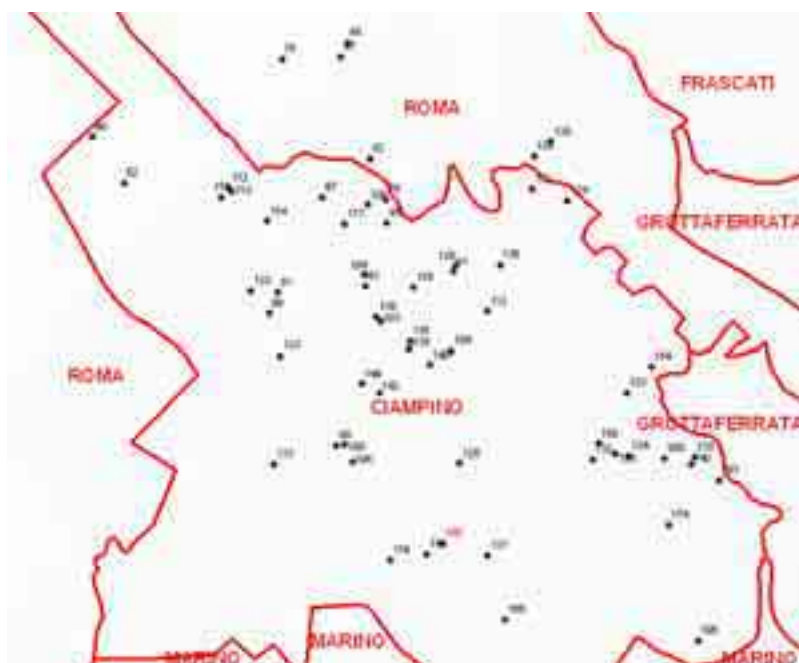


Figura 34 – Quote del letto (esprese in m.s.m.) delle formazioni dotate di permeabilità medio-alta all'interno dei soli pozzi in cui tali formazioni compaiono.



Figura 35 – Quote del tetto (esprese in m.s.m.) delle formazioni dotate di alta permeabilità all'interno dei soli pozzi in cui tali formazioni compaiono.

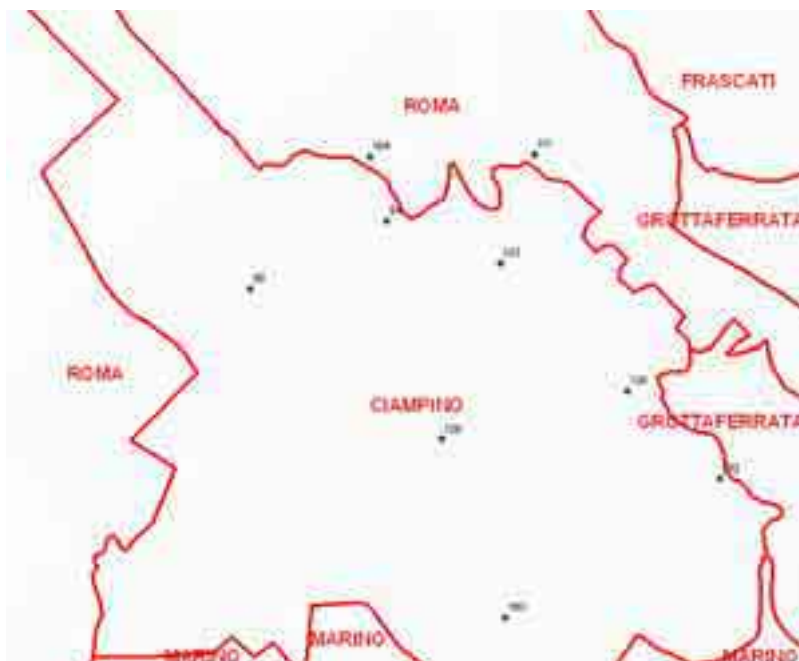


Figura 36 – Quote del letto (esprese in m.s.m.) delle formazioni dotate di alta permeabilità all'interno dei soli pozzi in cui tali formazioni compaiono.

Le informazioni relative alle classi di permeabilità delle formazioni incontrate durante la trivellazione dei pozzi non consentono di avere nessun tipo di indicazione quantitativa dei valori che la permeabilità assume. Per avere un'informazione di questo tipo è necessario trascurare le indicazioni relative alle successioni attraversate dai pozzi per concentrarsi sulle caratteristiche di emungimento e abbassamento registrate per i pozzi stessi. Proprio dai dati sulle portate di esercizio e sugli abbassamenti indotti dall'emungimento, note le dimensioni dei pozzi, è possibile, infatti, risalire ai valori di permeabilità dei terreni intercettati dai pozzi stessi, utilizzando la teoria di Dupuit per la falde non confinate. Ovviamente il valore di permeabilità così ottenuto sarà un valore puntuale riferito al singolo pozzo e non alle diverse formazioni attraversate.

Dalla teoria di Dupuit per falde non confinate si ha che:

$$Q = 1.366k \frac{H^2 - h^2}{\lg(R/r)} = 1.366k \frac{(2H - \Delta) \cdot \Delta}{\lg(R/r)}$$

in cui

- H è l'altezza dell'acqua dal substrato impermeabile all'altezza indisturbata;
- h è l'altezza dell'acqua dal substrato impermeabile all'altezza dinamica;
- R è il raggio d'influenza del pozzo;
- r è il raggio del pozzo;
- Q è la portata di esercizio del pozzo;
- k è la permeabilità e
- Δ è l'abbassamento causato dall'emungimento.

In questa relazione le uniche incognite sono la permeabilità e il raggio d'influenza del pozzo. Per ottenere la permeabilità del singolo pozzo, allora, si fa variare parametricamente il valore del raggio d'influenza (da 100 a 2000 metri) fin quando non si osserva una stabilizzazione del valore della permeabilità. Ripetendo lo stesso procedimento per tutti i pozzi della zona per i quali si dispone dei dati necessari per applicare la teoria di Dupuit si ottiene la mappa della permeabilità riportata in figura 37.

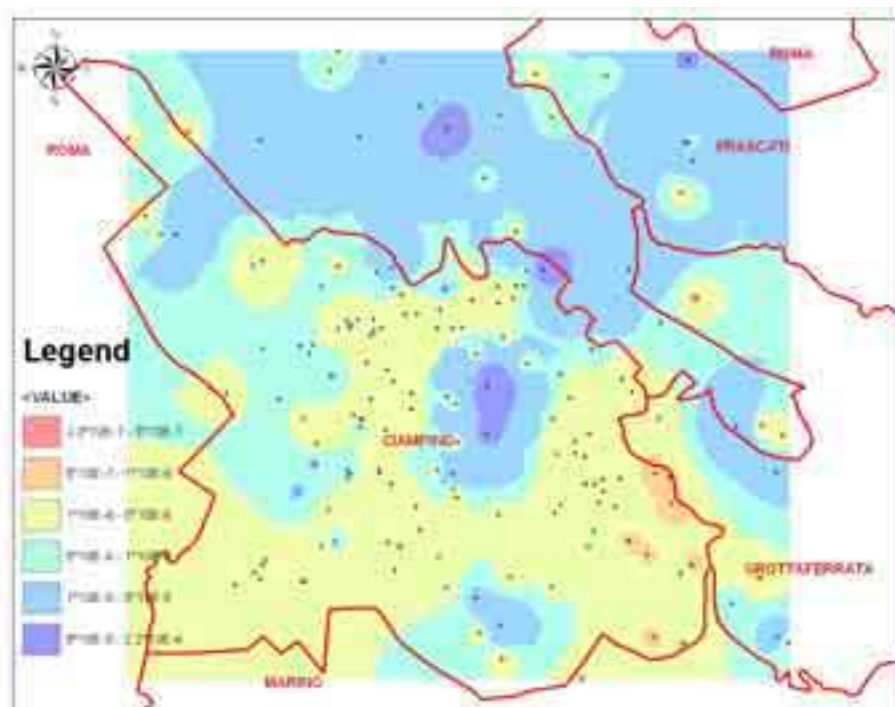


Figura 37 – Mappa dei valori di permeabilità (espressa in m/s) ottenuti dalla teoria di Dupuit.

In questa mappa si nota come la variabilità dei valori di permeabilità ottenuti tramite la teoria di Dupuit sia contenuta in un range compreso fra i $2.3 \cdot 10^{-7}$ m/s e i $2.2 \cdot 10^{-4}$ m/s. In particolare, nella fascia più settentrionale della zona studiata, si osserva la presenza di una zona a permeabilità maggiore, in cui, come detto nel paragrafo 1.2.1.2 (relativamente alla campagna di raccolta dati di Marzo 2006), si sono registrati, fra le due campagne di raccolta dati, i maggiori innalzamenti del livello di falda. Qui, infatti, la maggiore permeabilità dei terreni, ha facilitato la ricarica dell'acquifero. Il valore medio di permeabilità ottenuto con la procedura descritta in precedenza (applicata a un totale di 163 pozzi) è di $7.4 \cdot 10^{-6}$ m/s. Infine, è molto importante sottolineare come i valori di permeabilità ottenuti, per la zona in esame, a partire dalla legge di Dupuit, siano compatibili con valori tratti da letteratura. Studi condotti dalla Provincia di Viterbo (tratti dalla "Relazione sullo stato dell'ambiente" del 2002) sulle vulcaniti del distretto Cimino-Vicano mostrano, infatti, che la variabilità della permeabilità dei depositi vulcanici della zona, assimilabili come caratteristiche tessiturali a quelli del distretto vulcanico dei Colli Albani, rientra in un range compreso fra i $6.5 \cdot 10^{-7}$ m/s dei depositi piroclastici e delle

ignimbriti (permeabili per porosità) e i $2 \cdot 10^{-4}$ m/s dei peperini e delle lave fratturate (permeabili per fessurazione).

1.2.1.5 Regime di precipitazioni

Per definire nel modo più completo possibile le caratteristiche idrogeologiche della zona oggetto di studio occorre, infine, prendere in considerazione il regime di precipitazioni e la distribuzione degli afflussi meteorici che interessano il distretto vulcanico dei Colli Albani. L'area studiata più nel dettaglio, quella all'interno del comune di Ciampino e nella parte Sud di quello di Roma, ricade nella zona compresa fra tre stazioni pluviometriche: quelle di Frascati, Torrenova e Castel di Leva. Qui, dall'analisi dei dati storici contenuti negli Annali Idrologici, si evince che la piovosità mensile presenta, per tutte le stazioni, un massimo autunnale, identificabile con il mese di novembre, e un minimo estivo corrispondente al mese di luglio (figura 38). Si registra, inoltre la presenza di un massimo relativo primaverile (fra febbraio e maggio).

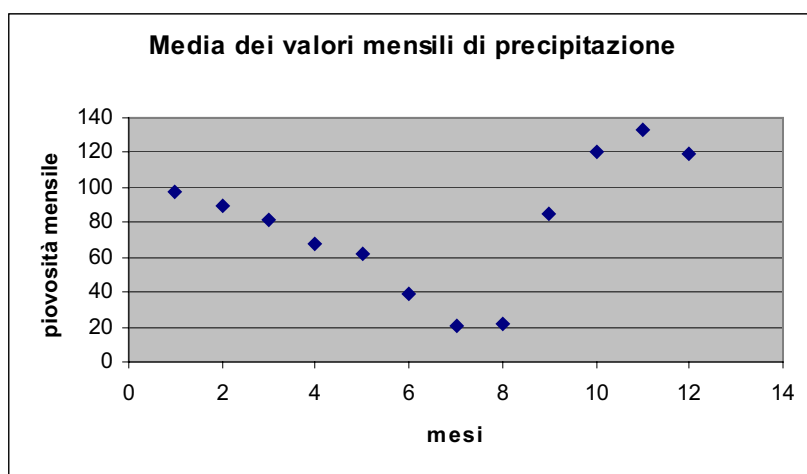


Figura 38 – Medie dei valori mensili di piovosità per l'area oggetto di studio.

Riassumendo, le piogge che cadono nella zona presentano, come mostrato in figura 38, una continua diminuzione da dicembre a luglio, un lieve aumento fra luglio e agosto, un costante forte aumento da agosto a novembre e una lieve diminuzione fra novembre e dicembre. Il mese più piovoso è, nel complesso, novembre in cui cadono in media circa 135 mm di pioggia, mentre quello meno piovoso è luglio con 20 mm circa di pioggia media mensile.

Complessivamente le piogge sono molto abbondanti nel semestre autunno-inverno, in cui si concentrano circa i 2/3 della piovosità totale, diminuiscono in primavera e sono molto scarse in estate. L'andamento del numero dei giorni piovosi (all'interno dei singoli mesi) segue lo stesso andamento delle medie mensili di piovosità riportate in figura 38. Come mostrato in figura 39 il valore medio delle precipitazioni per la zona in esame si aggira intorno agli 700 mm annui. In questa figura, in cui è rappresentato tutto il distretto vulcanico dei Colli Albani, si nota, inoltre, come la distribuzione degli afflussi meteorici segua in modo piuttosto fedele l'andamento dell'orografia della regione; i valori massimi di piovosità sono, infatti, concentrati nelle zone più alte dei Colli Albani, mentre quelli minimi si registrano a quote minori e avvicinandosi alla costa.

Sulla base delle caratteristiche appena descritte il regime pluviometrico della zona può essere definito sublitoraneo appenninico.

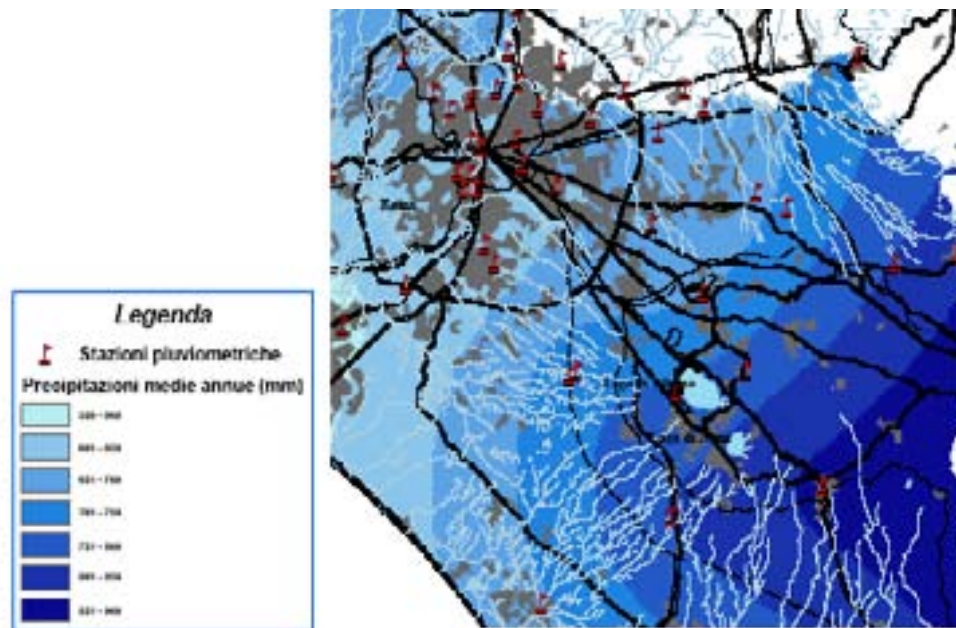


Figura 39 – Mappa delle stazioni pluviometriche e delle precipitazioni medie annue che cadono sul bacino idrogeologico dei Colli Albani (fonte Capelli, 2005).

Capitolo 2 - La modellazione del distretto vulcanico dei Colli Albani

2.1 La modellazione delle acque sotterranee

Il crescente sfruttamento di acqua registratosi negli ultimi decenni a seguito del continuo aumento demografico e del moltiplicarsi delle attività industriali ha posto all'attenzione dell'opinione pubblica il problema della salvaguardia della risorsa idrica, sia da un punto di vista quantitativo sia da un punto di vista qualitativo. In quest'ottica assumono un'importanza fondamentale le acque di falda in relazione al ruolo primario che rivestono nell'approvvigionamento idrico potabile. E' abbastanza evidente, allora, rendersi conto dell'importanza che può avere uno strumento con cui valutare lo stato (quantitativo e qualitativo) della risorsa idrica sotterranea e prevedere, fra l'altro, le variazioni cui questa può andare incontro nel tempo. Questo strumento, con cui ricostruire il moto e il trasporto delle acque di falda, può essere rappresentato da un modello, concettuale prima e matematico poi, capace di schematizzare il problema ai suoi soli tratti essenziali, senza per questo perdere le caratteristiche di rappresentatività e verosimiglianza con la realtà. Mediante l'adozione di un modello matematico, infatti, è possibile, con l'ausilio di strumenti numerici applicati ad appositi software, risolvere, in tutti i punti del dominio di interesse, le equazioni che governano il moto e il trasporto delle acque sotterranee all'interno degli acquiferi. Ovviamente un processo di modellazione presuppone una conoscenza approfondita di tutte le caratteristiche geologiche e idrogeologiche dell'acquifero oggetto di studio, senza le quali sarebbe impossibile ricostruire il deflusso dell'acqua sotterranea al suo interno e quindi poter analizzare le possibili fonti di inquinamento, le vie di trasporto del contaminante e gli eventuali scenari di rischio e risanamento. Questi presupposti fanno immaginare quali siano le difficoltà e le incertezze cui si va incontro nell'impostare e costruire un modello. Tuttavia, nonostante ciò la modellazione resta uno degli strumenti più efficaci e più innovativi nella gestione dei sistemi idrici sotterranei.

2.1.1 Le diverse tecniche di modellazione

Il forte progresso di nuove tecnologie accompagnato dall'evoluzione che si è registrata in campo informatico ha interessato anche l'ambito della modellazione dei sistemi idrici sotterranei. Al giorno d'oggi, infatti, al contrario di quanto avveniva fino a qualche decennio fa, parlando di modellazione ci si riferisce quasi esclusivamente all'utilizzo di metodi numerici applicati ad appositi software. Per completezza, tuttavia, si fa un breve accenno anche alle altre tecniche di modellazione dei sistemi idrici sotterranei.

- *Modelli analitici.* L'utilizzo delle tecniche analitiche per la risoluzione dei problemi di moto e trasporto delle acque sotterranee è solitamente molto limitata, a causa delle stringenti semplificazioni del mondo reale che si rendono necessarie per arrivare a una soluzione in forma chiusa delle equazioni che descrivono il sistema. Tuttavia, ogni qual volta esista, tale soluzione risulta più accurata di quella ottenibile con le altre tipologie di modello. Solitamente, nei problemi di trasporto, la risoluzione dei sistemi di equazioni che descrivono il sistema è talmente complessa da far preferire, a prescindere dalle possibili semplificazioni, l'impiego dei modelli numerici.
- *Modelli di laboratorio di mezzi porosi.* Con questa metodologia il sistema sotterraneo è rappresentato in scala ridotta con un materiale caratterizzato da proprietà idrauliche analoghe a quelle dell'acquifero reale e tali da fornire, in termini di moto delle acque sotterranee, risultati rappresentativi dell'effettivo comportamento del sistema. Attualmente questi modelli sono utilizzati esclusivamente per fini didattici poiché nella applicazioni pratiche sono stati rimpiazzati da quelli numerici.
- *Modelli che utilizzano fluidi viscosi.* Questi modelli, detti anche *modelli di Hele-Shaw*, sfruttano l'analogia esistente fra il movimento delle acque sotterranee nel sottosuolo e quello di un fluido viscoso, quale la glicerina, fra due piastre parallele. Benché siano validi sia per simulare il moto in direzione orizzontale, sia quello in direzione verticale, quest'ultimo ha sempre trovato maggiore impiego.

- *Modelli che utilizzano le membrane.* Questi modelli, che venivano adoperati in laboratorio prima che i computer diventassero così diffusi, sfruttano le analogie esistenti fra deformazioni e livelli di falda, utilizzando un'attrezzatura composta da una membrana, uno strumento che ne provoca l'abbassamento o l'innalzamento e un dispositivo che ne calcola con esattezza le deformazioni. Per rappresentare l'effetto di un pozzo, ad esempio, si provoca nella membrana una deformazione puntuale che sarà verso il basso, se il pozzo è di estrazione, e verso l'alto se, invece, è di iniezione. Nel caso di fonti lineari o areali, invece, si applicano sulla membrana carichi che riproducano quel particolare tipo di effetto. Valutando, poi, le deformazioni così generate, si riescono a risolvere le equazioni che regolano il moto delle acque sotterranee. Al giorno d'oggi l'utilità di questo tipo di modelli risiede, piuttosto che nella risoluzione di problemi pratici, nell'immediatezza con la quale consentono di visualizzare l'oscillazione del pelo libero in corrispondenza di pozzi o altre forzanti che alterano il sistema.
- *Modelli che utilizzano equivalenti elettrici.* Con questo tipo di schematizzazione ogni componente elettrica rappresenta una caratteristica del sistema idrico sotterraneo che, nel suo complesso, può essere immaginato come un sistema R-C (resistenza-capacità); utilizzando questa modellazione si possono riprodurre anche sistemi idrici tridimensionali complessi. In definitiva, l'andamento delle isopieze si ottiene a partire dai valori che il potenziale elettrico assume all'interno del sistema. La relazione che lega la conducibilità idraulica K alla conducibilità elettrica σ è la seguente:

$$\sigma = \frac{1}{R} = \frac{k_2}{k_3} K$$

in cui con R si è indicata la resistenza (espressa in ohm) e con k_2 e k_3 rispettivamente il rapporto fra carico idraulico (espresso in piedi) e voltaggio (espresso in volts) e quello fra portata (espressa in galloni al giorno) e intensità della corrente (espressa in ampère).

- *Modelli empirici.* I modelli empirici sono utilizzati per rappresentare processi chimici o fisici a mezzo di forti semplificazioni della realtà, solitamente si basano su relazioni desunte da risultati sperimentali e non su equazioni che hanno una base teorica rigorosa. Questi modelli possono rappresentare sia singoli processi all'interno di un sistema più grande, sia il comportamento generale del sistema stesso.
- *Modelli che utilizzano il bilancio di massa.* Questi modelli, detti anche modelli a scatola nera ("*black box models*"), si basano sulla valutazione delle differenze fra i flussi di massa in ingresso e in uscita da un sistema, sia in termini di acque sotterranee, sia in termini di singoli costituenti. Tali modelli possono essere visti come la versione più semplificata dei modelli numerici.

Come già accennato in precedenza, ad eccezione dei modelli analitici, tutti i modelli appena descritti, trovano scarsissima applicazione nella realtà poiché sono stati in gran parte soppiantati dai modelli numerici. Questi vengono descritti più nel dettaglio nel paragrafo successivo (cfr. paragrafo 2.1.2).

2.1.2 I modelli numerici

L'utilizzo dei modelli numerici per la simulazione del moto e del trasporto delle acque sotterranee ha avuto inizio dai primi anni '70, ma, pur essendo una procedura piuttosto recente, ormai si è affermata come metodologia standard nell'ambito della gestione e dello studio dei sistemi idrici sotterranei. Lo sviluppo delle tecnologie e le innovazioni che l'informatica ha vissuto in questi ultimi decenni hanno, inoltre, permesso un notevole miglioramento delle potenzialità di questo strumento e hanno allargato il numero di utenti potenzialmente in grado di accedere a tali software. La possibilità di utilizzare dei programmi predefiniti cui applicare le condizioni specifiche del sito in esame ha, infatti, consentito di superare le difficoltà associate alla necessità di scrivere, caso per caso, un particolare codice di calcolo numerico. Gli attuali modelli numerici, non imponendo alcuna restrizione relativamente a condizioni al contorno, condizioni iniziali, caratteristiche del sistema idrico sotterraneo e del soluto, permettono di risolvere qualsiasi tipologia di problema e, completato il modello, consentono di prevedere possibili scenari futuri.

Le varie fasi dell'impostazione e dell'utilizzo di un modello numerico possono essere riassunte come segue (figura 1):

- raccolta e interpretazione dei dati;
- analisi e comprensione del sistema naturale;
- schematizzazione del sistema idrico sotterraneo;
- scelta del modello numerico;
- calibrazione e validazione del modello;
- analisi e applicazione dei risultati.

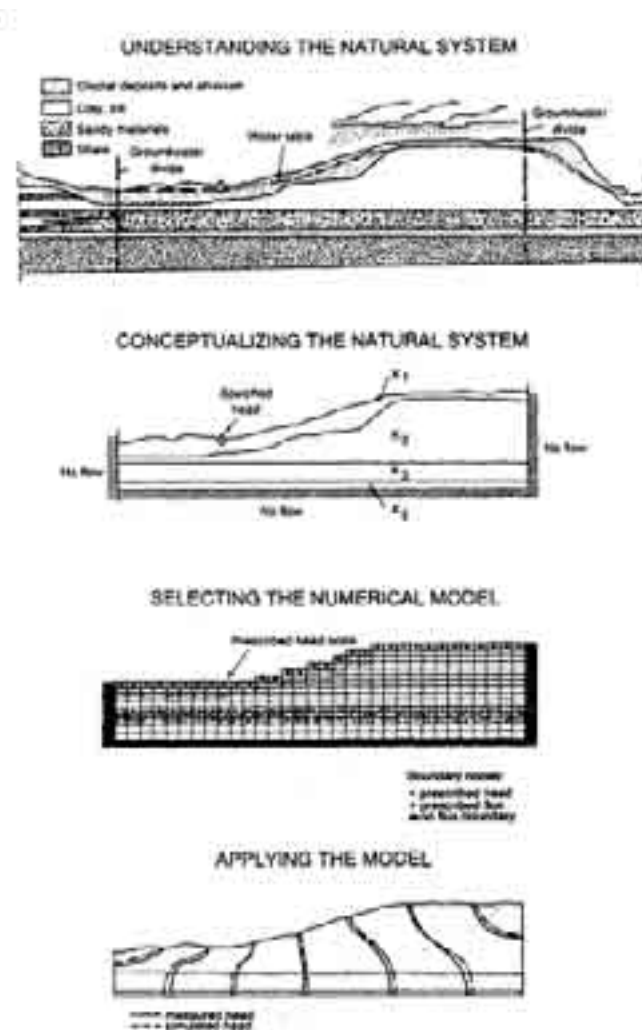


Figura 1 – Schematizzazione di alcune delle fasi dell'impostazione di un modello numerico: analisi e comprensione del sistema naturale, concettualizzazione del sistema idrico sotterraneo, scelta e applicazione del modello numerico (fonte Leap, 1999).

La prima fase, quella di raccolta e interpretazione dei dati, è la fase che permette di passare dal generico modello numerico al problema specifico del sistema in questione. Questa fase è, pertanto, insieme con l'impostazione del modello concettuale, la parte più importante del processo di simulazione. Generalmente i parametri da assegnare al modello non sono direttamente valutati in campagna ma sono grandezze derivate da quelle misurate; nel caso dei pozzi di pompaggio, ad esempio, le grandezze misurate in campagna sono le portate, il tempo e gli abbassamenti dinamici, mentre quelle calcolate e, successivamente, inserite nel modello, sono la conducibilità idraulica (o la trasmissività) e il coefficiente di immagazzinamento. La quantità di dati da conoscere non è definibile a priori ma dipende dalle caratteristiche del modello; in alcune circostanze, quindi, può diventare superfluo raccogliere una quantità di dati molto grande.

Le fasi successive, quelle di comprensione e concettualizzazione del sistema idrico sotterraneo, consentono di costruire il modello concettuale. Questo non è altro che una schematizzazione della realtà fisica con la quale è possibile simulare, con opportune semplificazioni, il comportamento delle acque sotterranee. E' importante sottolineare come, in generale, il modello migliore non sia quello più sofisticato ma anzi quello con il quale si riesce a riprodurre il comportamento del sistema con la più semplice schematizzazione possibile. Per ottenere tale semplificazione della realtà ovviamente è necessario avere una conoscenza dettagliata della geologia e dell'idrogeologia del sito e delle pressioni antropiche che vi gravano. Gli errori fatti nella costruzione del modello concettuale, infatti, non possono essere corretti in nessuna fase successiva e determinano delle forti discrepanze fra i risultati della modellazione e la realtà.

Ovviamente non esiste alcun tipo di modello universalmente applicabile, infatti, tutti i modelli forniscono risultati significativi soltanto in relazione allo specifico problema cui vengono associati. Uno dei tratti comuni a tutti i modelli numerici, a prescindere dalla scelta della specifica tecnica numerica con la quale avviene l'approssimazione delle equazioni del moto e del trasporto, consiste nella discretizzazione spaziale del dominio, in celle di forma regolare o irregolare. Fra tutti i modelli numerici conosciuti quelli alle differenze finite sono quelli che, in termini di applicabilità, risultano più versatili.

Fase successiva all'applicazione di un modello numerico è la calibrazione e la validazione dei risultati. La calibrazione è il processo di aggiustamento con il quale si varia il valore dei parametri di un modello, all'interno di un range predefinito, in modo che il risultato simulato sia il più vicino possibile a quello misurato. L'aggiustamento può avvenire con metodologie manuali ("*trial and error*") o automatiche; se si utilizzano quelle automatiche è necessario definire una funzione obiettivo che va ottimizzata. Un classico esempio di ottimizzazione della funzione obiettivo è la minimizzazione degli scarti quadratici. La fine del processo di calibrazione, fissata una tolleranza fra valore misurato e calcolato, si ha quando viene soddisfatto un criterio di arresto, quale la convergenza della funzione obiettivo, il numero massimo di iterazioni o il raggiungimento del criterio di stabilità. Dopo la calibrazione si passa alla validazione dei risultati, fase che ha lo scopo di dimostrare che il modello non è affetto da errori e può, quindi, essere utilizzato proficuamente come strumento di previsione.

La procedura di validazione solitamente consiste nel confrontare i risultati del modello con un set di dati diverso da quello usato per la calibrazione; questa metodologia, con la quale si dimostra la generale validità del modello, risulta più significativa quando il set di dati per la validazione differisce in modo significativo da quello per la calibrazione. I due processi appena descritti sono richiesti per apportare delle piccole correzioni ai dati di input; tuttavia, se il modello concettuale è affetto da errori la calibrazione e la validazione dei risultati diventano inutili.

Queste fasi della modellazione possono essere, in termini di tempo, molto dispendiose e richiedere dei tempi confrontabili a quelli necessari per tutto il resto della simulazione.

L'ultima fase della simulazione riguarda l'applicazione del modello come strumento di previsione e le incertezze che questo genere di impiego possono provocare. Estrapolazioni a lungo termine, infatti, risultano sufficientemente accurate soltanto quando si basano su osservazioni di serie storiche piuttosto prolungate; un altro genere di limitazione all'utilizzo dei risultati in termini predittivi, è legato alla possibile variazione delle condizioni di campo.

2.2 La modellazione del moto nel saturo

Ricavate nel capitolo relativo alla metodologia le equazioni che regolano il moto delle acque sotterranee nella zona satura (cfr. paragrafo I.I) e passate in rassegna le possibili tecniche con cui risolverle (cfr. paragrafo 2.1), si descrive adesso la metodologia utilizzata nel caso dell'acquifero oggetto di studio. Come nella maggior parte degli studi idrogeologici di modellazione, a causa della difficoltà di ottenere una soluzione analitica in forma chiusa alle equazioni del moto, si è preferito risolvere il problema mediante un approccio numerico. Tale approccio, con il quale si ottengono delle soluzioni approssimate delle equazioni del moto, prevede l'utilizzo di un metodo alle differenze finite implementato in un apposito software: il *Visual Modflow* (cfr. paragrafo 2.2.1).

2.2.1 Il programma Visual Modflow

Il *Visual Modflow* è un software con il quale si modella l'andamento delle acque di falda attraverso porzioni di terreno saturo, risolvendo l'equazione alle derivate parziali che descrive il moto 3D di un fluido attraverso una falda acquifera:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) + W = S_s \frac{\partial h}{\partial t}$$

Con questo programma l'equazione del moto viene risolta nei nodi della griglia in cui è discretizzato il dominio del modello, sostituendo alle derivate parziali le differenze che le grandezze in questione assumono nei nodi stessi della griglia (metodo delle differenze finite). Così facendo, ciascuna maglia del *Visual Modflow* finisce per rappresentare un volume elementare in cui ogni differenza infinitesima ∂x , è sostituita con la differenza finita (e misurabile) Δx e in cui il flusso attraverso l'interfaccia fra cella e cella è dato da:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) = \frac{1}{\Delta x} \left(K_{23} \frac{(h_3 - h_2)}{\Delta x} - K_{12} \frac{(h_2 - h_1)}{\Delta x} \right)$$

Il *Visual Modflow* è un programma che ha una struttura modulare, in virtù della quale è possibile integrare al blocco principale, detto “*main*”, dei pacchetti aggiuntivi, detti “*packages*”, capaci di simulare particolari caratteristiche del sistema. La costruzione di un modello con il *Visual Modflow*, passa attraverso una serie di stadi che, per chiarezza, vengono esposti separatamente l'uno dall'altro.

2.2.1.1 Scelta della griglia del modello

La prima fase della modellazione prevede la scelta della griglia del modello. Questa si ottiene sovrapponendo alla zona oggetto di studio, una griglia rettangolare in cui vengono scelti dall'utente sia il numero di righe, sia il numero di colonne e, di conseguenza, il passo di discretizzazione. Si ricorda che i nodi, punti discreti in cui viene cercata la soluzione dell'equazione del moto, non coincidono con le intersezioni del reticolato in cui viene suddiviso il dominio del modello, ma si trovano posizionati al centro di ogni cella.

Fra le opportunità che il programma fornisce c'è anche quella di georeferenziare il grigliato, attribuendo ai vertici del dominio, delle coordinate relative a un sistema di riferimento topografico; si ha, inoltre, la possibilità di importare mappe in formato raster o vettoriale già georeferenziate. La dimensione delle celle influenza la variabilità che le proprietà idrauliche possono avere all'interno del modello, potendo essere specificate cella per cella, infatti, queste proprietà, nel caso di modelli con una risoluzione molto spinta (molte celle), possono assumere un maggior numero di valori, coprendo così l'effettiva variabilità spaziale del parametro. Viceversa, nei casi in cui si utilizzano celle di dimensione troppo grande, si rischia di perdere alcune delle caratteristiche del sistema o di modellarle in maniera inadeguata. A titolo esemplificativo si riportano in figura 2 le differenze generate, nella modellazione di un acquifero confinato, dalla scelta di un passo di discretizzazione più o meno fitto. Come si nota in figura 2, la scelta del grigliato provoca delle differenze sostanziali che, per il caso in esame, nella valutazione delle zone in cui è presente del materiale argilloso, fanno preferire senza ombra di dubbio la schematizzazione con celle di dimensioni minori.

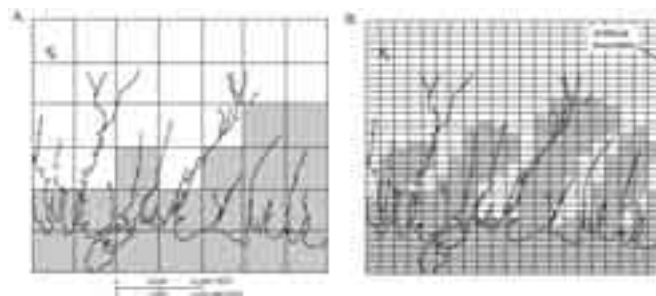


Figura 2 – Influenza che la scelta della griglia del modello ha sul processo di modellazione, lo stesso modello è discretizzato a scala regionale (celle grandi, figura A) e a scala sub-regionale (celle piccole, figura B), in grigio è indicato il materiale argilloso (fonte Buxton e Reilly, 1989).

L'utilizzo di celle di dimensioni troppo grandi potrebbe, inoltre, rendere impossibile modellare quelle aree del dominio in cui la presenza di discontinuità determina una variazione delle proprietà idrauliche del mezzo. Nell'esempio riportato in figura 3, solo la scelta di un adeguato passo di discretizzazione permette di simulare l'effetto del canale ad alta conducibilità idraulica.

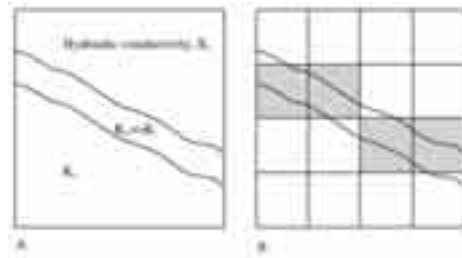


Figura 3 – Mappa della distribuzione della conducibilità idraulica che mostra un canale ad alta conducibilità (figura A) e schematizzazione della conducibilità utilizzando le differenze finite (figura B) (fonte Harbaugh e Reilly, 2004).

Le dimensioni del passo di discretizzazione hanno un'influenza molto forte anche sulla rappresentazione dei risultati; nelle vicinanze dei pozzi di estrazione, infatti, l'abbassamento dinamico provocato dal pompaggio potrà essere valutato in maniera dettagliata solo con un grigliato fitto. Proprio per questo motivo nella modellazione dell'acquifero vulcanico dei Colli Albani, in corrispondenza dei pozzi di osservazione e di pompaggio si è provveduto a infittire la maglia di discretizzazione (cfr. paragrafo 2.2.2.1.1). Tuttavia, queste indicazioni non implicano che il modello migliore sia sempre quello che presenta una discretizzazione più fitta, a meno che la scelta della griglia non influenzi in modo forte la buona riuscita della simulazione. Infine, si ricorda che un maggior numero di celle provoca, nella risoluzione numerica, dei costi computazionali maggiori.

Il dominio, oltre alla discretizzazione orizzontale, subisce anche una discretizzazione verticale, a seguito della quale viene suddiviso in strati che ricalcano le formazioni geologiche caratteristiche della zona studiata. Questi *layer*, i cui contatti possono anche essere importati come file *.txt* o ricostruiti con *Surfer* come file *.grd*, devono necessariamente avere uno spessore positivo e non devono intersecarsi fra loro. Si può scegliere, in relazione al problema da simulare, di utilizzare degli strati uniformi o degli strati deformati (figura 4).

Questi ultimi, seguendo l'andamento dei contatti, garantiscono una continuità in direzione orizzontale ma, in termini computazionali, risultano più onerosi.

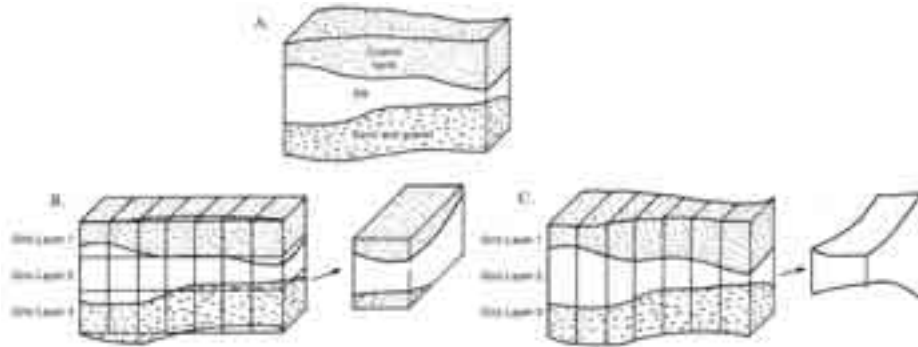


Figura 4 – Discretizzazione verticale di un ipotetico acquifero (figura A) con strati uniformi (figura B) o con strati deformati (figura C), a fianco alle due possibili schematizzazioni sono riportate delle celle tipo, nel caso uniforme queste sono rettangolari e contengono materiali provenienti dalle tre unità stratigrafiche, mentre nel caso deformato sono irregolari e contengono un solo materiale (fonte Harbaugh e Reilly, 2004).

2.2.1.2 Assegnazione delle condizioni al contorno

Le condizioni al contorno sono una componente chiave della simulazione dei sistemi idrici poichè in loro assenza sarebbe impossibile avere una soluzione unica dell'equazione del moto; la definizione di tali condizioni è, pertanto, un requisito fondamentale per la modellazione. Nel *Visual Modflow*, analogamente a quanto detto descrivendo la teoria del moto nel saturo (cfr. paragrafo I.I.V), si possono specificare tre tipi di condizioni al contorno: quelle di altezza assegnata (di primo tipo o alla “*Dirichlet*”), quelle di portata assegnata (di secondo tipo o alla “*Neumann*”) e quelle miste (di terzo tipo o alla “*Cauchy*”).

Un caso particolare di portata assegnata è la condizione di assenza di flusso, situazione che nella pratica si verifica piuttosto di frequente. Tutte le condizioni al contorno appena elencate vengono assegnate al modello in relazione a particolari condizioni geologiche e idrogeologiche che si verificano nella zona. Così, ad esempio, la presenza di corpi idrici superficiali in diretto contatto con la falda può rappresentare una condizione di altezza assegnata, mentre lo scambio di una determinata portata ai confini del dominio del modello può essere schematizzato con una condizione di portata assegnata.

La presenza di particolari confini geologici, di spartiacque superficiali o sotterranei può essere, invece, indicativa di una condizione di assenza di flusso (figura 5).

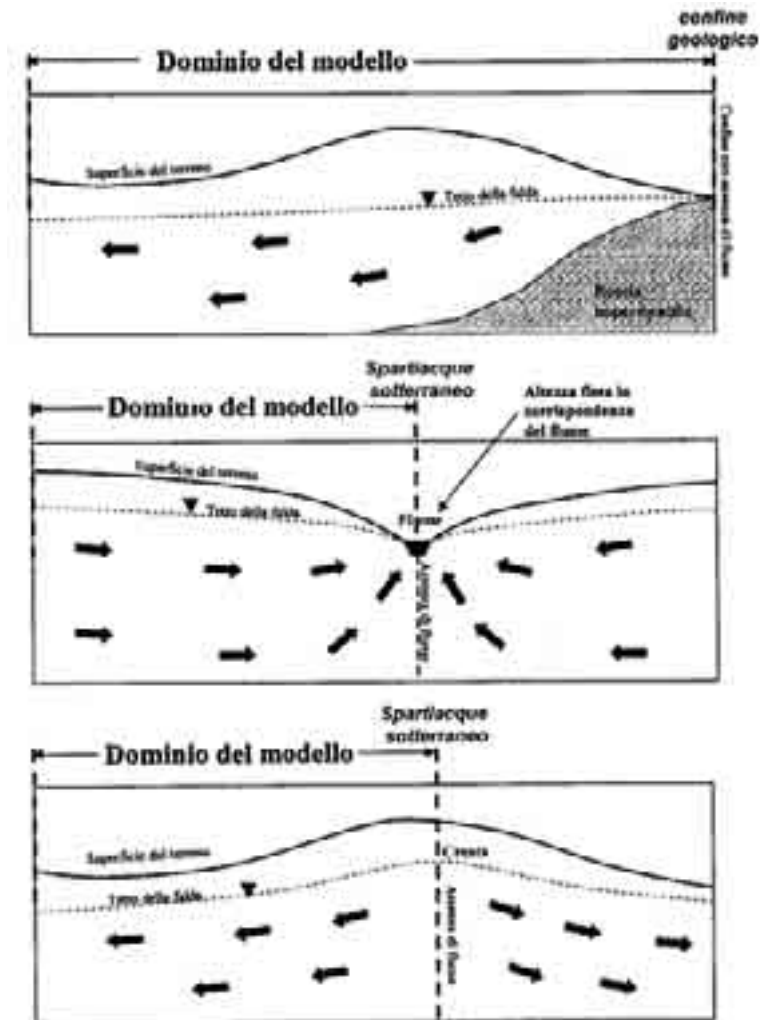


Figura 5 – Schematizzazione delle possibili condizioni geologiche e idrogeologiche che permettono di assegnare una condizione di assenza di flusso (fonte Manuale *Modflow*).

Spesso, nella ricerca delle caratteristiche geologiche e idrogeologiche che possono rappresentare delle condizioni al contorno, si tende ad ampliare il dominio del modello, tuttavia, quando queste caratteristiche si trovano troppo distanti dall'area di interesse si possono utilizzare delle condizioni al contorno artificiali. Quando ciò avviene si cerca di limitare l'influenza che queste hanno sulla zona di studio, ponendole a una distanza tale da impedire che il processo di simulazione (nell'area di interesse) risenta in maniera troppo evidente della loro presenza.

L'effetto che le condizioni artificiali rivestono nel processo di simulazione può essere valutato controllando il valore che la piezometrica assume in corrispondenza del confine del dominio cui sono state assegnate. Un andamento irregolare nelle vicinanze di tale confine indica che, se non fosse stata imposta questa condizione, ci sarebbe stato un importante scambio di portata attraverso quel confine.

Con il *Visual Modflow*, per condizioni al contorno, si intendono anche tutte quelle forzanti che, all'interno del dominio del modello, vincolano le portate o le altezze piezometriche; quindi, rientrano fra le condizioni al contorno sia la ricarica dovuta alle precipitazioni, sia le interazioni con i fiumi e gli altri corsi d'acqua. In tabella 1 si riporta l'elenco completo dei pacchetti che, in *Visual Modflow*, rientrano fra le condizioni al contorno, tuttavia nel seguito, per brevità, si descrivono più nel dettaglio solo quelli effettivamente utilizzati in questa applicazione.

Condizioni al contorno
Altezza assegnata (CHD)
Fiume (RIV)
Canale (STR)
General head (GHB)
Dreno (DRN)
Muro (HFB)
Ricarica (RCH)
Evapotraspirazione (EVT)

Tabella 1 – Elenco delle condizioni al contorno contenute in *Visual Modflow* per la modellazione del moto.

Nella modellazione dell'acquifero vulcanico dei Colli Albani sono stati utilizzati esclusivamente le condizioni: altezza assegnata, fiume e ricarica.

- *Altezza assegnata* (“constant head”). Questa condizione non richiede nessun tipo di informazione particolare ed è stata assegnata cella per cella semplicemente digitalizzando le zone cui deve essere attribuito un determinato valore.
- *Ricarica* (“recharge”). Con questa condizione si simula una ricarica distribuita assegnando al modello, cella per cella, il valore dell'infiltrazione efficace. Tale valore, applicato solo al primo *layer*, può essere anche importato da elaborazioni di altro tipo (cfr, paragrafo 2.3) sotto forma di file *.txt*.

- *Fiume (“river”)*. La condizione “river” si utilizza ogni qual volta fra un corpo idrico superficiale e la falda sotterranea esista una separazione fisica rappresentata da un materiale semipermeabile che costituisce il letto del corso d’acqua. I parametri da specificare per assegnare tale condizione sono: la conduttanza del letto del fiume (C_{riv}), la sua altezza idraulica (H_{riv}) e la quota del fondo del letto (R_{bot}). Le portate scambiate fra fiume e falda sono date dalle seguenti formule:

$$\begin{aligned} Q_{riv} &= C_{riv} (H_{riv} - h) & \text{per } h > R_{bot} \\ Q_{riv} &= C_{riv} (H_{riv} - R_{bot}) & \text{per } h < R_{bot} \end{aligned}$$

Nel primo caso sarà la falda ad alimentare il fiume, nel secondo il fiume ad alimentare la falda. La conduttanza idraulica del letto del fiume C_{riv} è data da:

$$C_{riv} = K_v L W / M$$

in cui K_v è la conducibilità idraulica verticale del letto, L e W sono, rispettivamente, la lunghezza e la larghezza del fiume nella cella ed M è lo spessore del letto (figura 6).

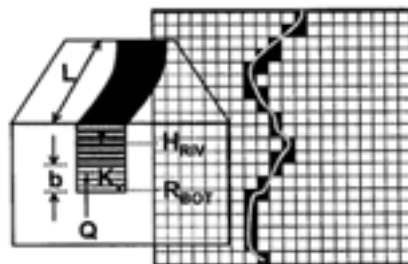


Figura 6 – Riepilogo dei parametri richiesti dal *Visual Modflow* per simulare una condizione al contorno “river” (fonte Manuale *Modflow*).

In generale, fra le condizioni al contorno relative alle altezze, la condizione di altezza assegnata è la più semplice da utilizzare mentre quelle di “general head”, “river” e “drain” si basano tutte sulla stessa formulazione matematica di strato conduttivo. Queste tre condizioni differiscono l’una dall’altra poiché la condizione “drain”, a differenza di quella “general head”, non può simulare la presenza di una sorgente, mentre quella “river”, sempre rispetto alla “general head”, limita la portata in uscita per $h < R_{bot}$. In figura 7 si riporta un riepilogo delle possibili situazioni naturali da simulare e le corrispondenti condizioni al contorno con cui, in *Visual Modflow*, possono essere schematizzate.

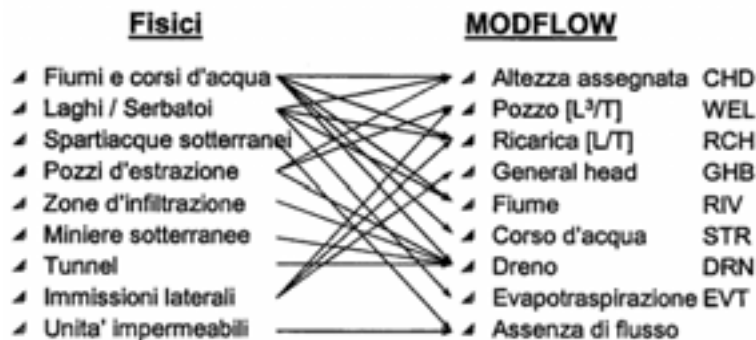


Figura 7 – Riepilogo delle condizioni naturali che si osservano più di frequente e delle possibili condizioni al contorno con cui possono essere modellate con il *Visual Modflow* (fonte Manuale *Modflow*).

2.2.1.3 Introduzione dei pozzi di osservazione e di pompaggio

La funzione “well” permette di schematizzare la presenza di pozzi di iniezione o di pompaggio e pozzi di osservazione della piezometrica o delle concentrazioni. Per quanto riguarda i primi, la differenza fra l'estrazione e il pompaggio è data esclusivamente dal segno attribuito alla portata, a portate negative corrisponde l'estrazione, mentre a portate positive l'iniezione. Oltre al valore di portata, le altre informazioni da fornire al programma sono: la posizione del pozzo, in coordinate assolute o rispetto a un sistema di riferimento locale, e la quota della finestratura del pozzo stesso. Queste due ultime caratteristiche, oltre all'altezza piezometrica, sono le uniche da fornire al modello nel caso dei pozzi di osservazione. Tali pozzi sono dei punti in cui il programma confronta il valore dato come input con quello calcolato dal modello, come si vedrà nel seguito (cfr. paragrafi 2.2.2.2.2 e 2.2.2.2.5), quindi, questi punti assumono importanza fondamentale nel processo di calibrazione.

2.2.1.4 Assegnazione dei parametri

Definiti dominio di studio e condizioni al contorno è necessario specificare il valore che assumono i parametri necessari a descrivere le proprietà idrauliche dell'acquifero da modellare. E' importante sottolineare come, in virtù della discretizzazione del dominio, ogni caratteristica del sistema si esprima sotto forma di una matrice, le cui dimensioni equivalgono alle dimensioni della griglia in cui è stato suddiviso il dominio del modello.

Ci sono, pertanto, due modi di inserire i dati all'interno del modello: attribuire il valore desiderato alla singola cella o a una determinata zona, o caricare, da un file precedentemente costruito (in formato *ASCII MATRIX*), la matrice contenente il valore che un determinato parametro assume in tutte le celle del dominio. Ovviamente, simulando un sistema reale, è impossibile conoscerne le proprietà idrauliche cella per cella.

Allora, nel caso in cui non sia possibile suddividere tale sistema in zone caratterizzate da un comportamento omogeneo, si provvede, a partire da un certo numero di valori misurati, all'interpolazione dei valori che il parametro in questione assume in tutto il modello.

Fra i parametri da attribuire ve ne sono alcuni da specificare per ogni tipo di simulazione e altri che, invece, sono necessari solo in determinate situazioni. Fra quelli da assegnare nei processi di simulazione del moto in stato stazionario rientrano:

- *Altezza idraulica iniziale* (“*initial head*”). Nelle simulazioni in transitorio questo valore è quello che effettivamente si verifica all'istante iniziale del processo, mentre per quelle in stazionario il valore attribuito rappresenta soltanto il valore di partenza del processo iterativo. Nelle celle cui viene attribuita una condizione al contorno di “*altezza assegnata*”, tale valore rimarrà costante per tutta la durata della simulazione.
- *Conducibilità idraulica*. A ogni cella si attribuiscono tre valori, uno per ogni direzione, solitamente il valore assegnato lungo x e y è lo stesso mentre lungo z si tende ad attribuire un valore di un ordine di grandezza inferiore, introducendo così un'anisotropia 1:10.

Nel caso in cui si voglia modellare anche un fenomeno di trasporto è necessario definire anche:

- *Porosità efficace*;
- *Tipo e concentrazione di contaminante*.

Se, infine, la simulazione è in transitorio dovranno essere specificati:

- *Tempi di simulazione*, indicando l'unità di misura temporale, la durata del processo e gli intervalli temporali in cui suddividerlo;
- *Coefficiente di immagazzinamento*, pari allo “*specific storage*” nel caso di acquiferi confinati e allo “*specific yield*” nel caso di quelli non confinati.

2.2.1.5 Zone Budget

Zone Budget consente di calcolare un bilancio idrico sub-regionale in zone definite dall'utente, restituendo, in termini di risultati, con un file in formato *.flo*, gli scambi di portate fra le zone assegnate. Il calcolo di tali portate, le cui componenti sono schematizzate in figura 8, è finalizzato a :

- avere un quadro dettagliato dei sottobacini in cui può essere suddiviso il modello;
- valutare l'impatto che le estrazioni possono avere sul regime dei corsi d'acqua;
- valutare le portate attraverso determinati confini, fisici o amministrativi;
- comprendere gli effetti che le portate hanno sulla falda idrica;
- valutare gli effetti dei campi pozzi e le portate estratte o iniettate;
- valutare gli scambi fra acque superficiali e acque sotterranee.

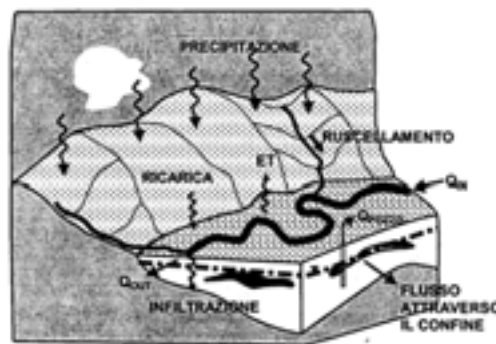


Figura 8 – Schematizzazione dei vari contributi di portata di cui si tiene conto nei bilanci idrici calcolati con *Zone Budget* (fonte Manuale Modflow).

Applicare il *Zone Budget* al *Visual Modflow* consiste nell'attivare questo programma in corrispondenza di singole celle o intere zone e, in fase di risoluzione, nel selezionare oltre al *Modflow 2000* (che risolve l'equazione del moto), il *Zone Budget* stesso. Così facendo, oltre ai risultati della simulazione del campo di moto, si potranno visualizzare i risultati del *Zone Budget* che, come mostrato al paragrafo 2.2.2.1.7, non sono altro che delle tabelle riassuntive degli scambi di portata che avvengono fra le varie componenti del sistema. In questo programma si utilizza la convenzione secondo cui si attribuisce segno negativo alle portate in uscita dal sistema e segno positivo a quelle in entrata.

Per i pozzi, ad esempio, alle portate negative corrisponderà estrazione d'acqua e a quelle positive iniezione; nel caso dei fiumi, invece, il segno negativo sarà indicativo di exfiltrazione dalla falda al fiume e quello positivo di infiltrazione dal fiume alla falda.

2.2.1.6 Pest

Il *Pest* (“*Parameter estimation*”) è il programma con il quale il *Visual Modflow* effettua la calibrazione. Per definizione, calibrare un modello significa: controllare, variare o fissare confrontando con uno standard e quindi, nel caso in questione, trovare un insieme di parametri che facciano corrispondere i valori calcolati a quelli misurati, rispettando un range d’errore prestabilito. La necessità di avere a disposizione dei valori misurati mette in evidenza il bisogno di disporre di osservazioni storiche, senza le quali, quindi, non sarebbe possibile la calibrazione del modello e, di conseguenza, il suo utilizzo come strumento previsionale. Sin qui si è parlato di calibrazione dei parametri del modello riferendosi esclusivamente alle proprietà idrauliche del sistema (conducibilità idraulica e immagazzinamento), tuttavia, è possibile applicare la calibrazione anche ad alcune fra le condizioni al contorno, quali la ricarica e l’evapotraspirazione. Un passaggio determinante della calibrazione è il controllo dei risultati, che può essere fatto sia in termini qualitativi, sia in termini quantitativi. Il controllo qualitativo può essere messo in pratica valutando la “ragionevolezza” del valore assunto dalle proprietà idrauliche a valle del processo di calibrazione e confrontando visivamente l’andamento della piezometrica calcolata e di quella osservata. Il controllo quantitativo, invece, si basa sulla valutazione di una serie di grandezze significative: il calcolo e la distribuzione dei residui, ottenuti dal confronto fra le altezze calcolate e quelle misurate e il calcolo delle correlazioni spaziali e temporali dei residui stessi. Le statistiche di cui solitamente si tiene conto nella valutazione dei residui sono le seguenti:

- *residuo*: $r_i = (X_{calc.} - X_{obs.})$;
- *media*: $R = \sum(r_i)/n$;
- *media assoluta*: $RA = \sum(|r_i|)/n$;
- *scarto quadratico medio*: $RMS = \sqrt{\sum(r_i)^2/n}$;
- *media normalizzata*: $RN = RMS/(\max H - \min H)$;
- *deviazione standard*: $s = \sqrt{\sum(r_i - R)^2/(n-1)}$.

Il metodo più semplice di valutare la bontà della calibrazione è quello grafico, *Pest*, infatti, oltre al valore numerico delle suddette statistiche, fornisce lo “*scatter plot*” e la distribuzione dei residui (figure 9 e 10).

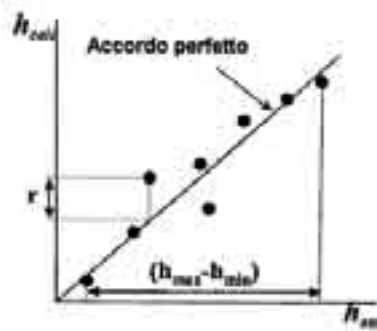


Figura 9 – Esempio di confronto fra valori calcolati e valori misurati (fonte Manuale *Modflow*).

Il grafico di figura 9 indica una calibrazione tanto migliore quanto maggiore sarà l’allineamento dei valori calcolati con la retta a 45°, mentre in quello di figura 10 la calibrazione sarà tanto migliore quanto la distribuzione dei residui approssimerà una distribuzione gaussiana.



Figura 10 - Esempio di confronto fra valori calcolati e valori misurati in termini di istogramma dei residui (fonte Manuale *Modflow*).

Nella pratica l’integrazione del *Pest* con il *Visual Modflow* segue i seguenti passaggi (figura 11):

- costruzione e applicazione di un modello non calibrato ma funzionante;
- individuazione e inserimento nel *Pest* dei parametri che si intende calibrare;
- indicazione al *Pest* delle osservazioni da utilizzare come dati di riferimento;
- applicazione del *Pest*;
- valutazione dei parametri ottimali ottenuti come risultato della calibrazione;
- applicazione e aggiornamento del modello sulla base del valore assunto dai parametri calibrati.



Figura 11 – Schematizzazione dei passaggi che si succedono nel processo di calibrazione con Pest (fonte Manuale *Modflow*).

La tecnica con la quale il *Pest* trova il valore ottimale dei parametri da calibrare è il metodo di Gauss-Marquardt-Levenberg, tale tecnica si basa sull'utilizzo di un algoritmo con il quale è possibile minimizzare la funzione obiettivo senza calcolarne tutte le curve di livello. Durante il processo di calibrazione è possibile attivare una visualizzazione grafica in tempo reale con la quale seguire, iterazione dopo iterazione, l'avanzamento della funzione obiettivo, del valore assunto dai parametri e dalla sensitività, della matrice di correlazione e del confronto fra gli autovalori e fra gli autovettori.

Una delle potenzialità del *Pest*, infine, riguarda la possibilità di ancorare i parametri da calibrare. Infatti, nel caso in cui si riconosca una certa correlazione fra due o più parametri, o, semplicemente, nel caso in cui le osservazioni non siano in numero sufficiente da garantire la calibrazione contemporanea di tutte le proprietà idrauliche da calibrare, è possibile indicare al programma, come unico parametro da calibrare, quello indipendente, ottenendo il valore ottimale degli altri parametri in funzione di questo.

2.2.1.7 Alcune caratteristiche del Modflow 2000

Come ultimo aspetto di questa breve panoramica di descrizione delle caratteristiche e delle potenzialità del *Visual Modflow* e dei pacchetti a esso integrato, si riportano alcune delle caratteristiche più importanti del *Modflow 2000*, motore di soluzione dell'equazione del moto. Una delle opzioni più interessanti di questo programma riguarda sicuramente il "rewetting".

Questa funzione permette di simulare il reinumidimento delle celle che, durante la simulazione, a causa dell'abbassamento dell'altezza piezometrica al di sotto della quota inferiore della cella, diventano asciutte (e quindi inattive). Quando si verifica questa situazione, se non fosse attivata questa opzione, il *Visual Modflow* escluderebbe dal dominio tutte le celle asciutte, che non potrebbero più riattivarsi nemmeno in relazione a una nuova ricarica della falda, o nell'ipotesi che l'altezza delle celle vicine aumentasse di nuovo. Il “*rewetting*” consente di superare questo problema poiché permette di riattivare le celle diventate asciutte, dopo aver confrontato l'altezza piezometrica delle celle a queste adiacenti con un valore di soglia. La codifica del valore di soglia in *Visual Modflow* è la seguente:

- soglia pari a 0, “*rewetting*” non attivo;
- soglia < 0, “*rewetting*” affidato solamente alle celle immediatamente al di sotto della cella inattiva;
- soglia > 0, “*rewetting*” affidato sia alle celle adiacenti a quella inattiva, sia alle celle immediatamente al di sotto di questa.

Una cella asciutta può considerarsi riattivata quando il valore dell'altezza piezometrica di una cella ad essa adiacente, all'iterazione precedente, è maggiore o uguale al “*Turnon*”, definito come:

$$Turnon = bot + |thres|$$

in cui “*bot*” rappresenta la quota inferiore della cella asciutta e “*thres*” è il valore di soglia fissato. L'altezza piezometrica della cella riattivata può essere, inoltre, calcolata, a scelta dell'utente, con una delle due seguenti relazioni:

$$h = bot + wetfct(h_n - bot)$$

$$h = bot + wetfct|thres|$$

in cui h_n è l'altezza piezometrica della cella vicina e *wetfct* è una costante, detta fattore di reinumidimento.

In conclusione, si vuole ricordare che è possibile anche scegliere l'algoritmo numerico con cui risolvere lo schema alle differenze finite con il quale si approssima la soluzione dell'equazione del moto.

Queste metodologie, la cui descrizione dettagliata esula dagli obiettivi di questo lavoro, sono:

- il *SSOR* (“*Successive Slice Overrelaxion*”);
- il *SIP* (“*Strongly Implicit Method*”);
- il *PCG2* (“*Preconditioned-Conjugate Gradient*”);
- il *WHS* (“*PCG Stabilized*”);
- l’*LMG* (“*Link Algebraic Multi-Grid*”).

Solitamente per la simulazione dei problemi di moto e di trasporto si utilizzano il *WHS* e il *PCG* poiché sono più robusti e hanno bisogno di tempi di elaborazione molto minori rispetto ai più vecchi *SSOR* e *SIP*; *LMG*, invece, solitamente non viene utilizzato poiché necessità di molta più memoria degli altri metodi. Con il *WHS* e il *PCG* si può, inoltre, fissare il numero di iterazioni interne ed esterne entro cui soddisfare il criterio di convergenza.

2.2.2 L’applicazione di Visual Modflow all’acquifero vulcanico dei Colli Albani.

Il processo di modellazione dell’acquifero vulcanico dei Colli Albani è stato condotto sulla base delle conoscenze acquisite durante le fasi di caratterizzazione e di monitoraggio dell’area di studio presentate nel secondo capitolo. Queste conoscenze, relative all’inquadramento geologico e idrogeologico della zona, hanno consentito di sviluppare il modello concettuale, da cui sono state tratte tutte le informazioni necessarie per impostare e costruire il modello monostrato e quello multistrato. Il modello monostrato è quel modello in cui non sono considerate tutte le successioni stratigrafiche riconosciute nella zona, ma vengono considerati solamente l’andamento del piano campagna e quello della superficie di base dell’acquifero, che viene, pertanto, modellato con un unico *layer* cui è assegnato un valore di conducibilità idraulica medio. La scelta di sviluppare anche un modello monostrato nasce dalla complessità della geologia della zona; tale modello, infatti, data la sua maggiore semplicità, consente una migliore comprensione della dinamica della falda e degli aspetti che maggiormente ne influenzano il deflusso. Il modello monostrato diventa, pertanto, il punto di partenza per una modellazione più completa (modello multistrato), nella quale vengono presi in considerazione tutti gli aspetti che caratterizzano

il comportamento del sistema idrico sotterraneo. Si passa così da un modello (il monostrato) in cui, utilizzando le proprietà medie dell'acquifero, il moto del fluido si riduce al caso bidimensionale, a un modello (il multistrato) in cui, tenendo anche conto dei cambiamenti che occorrono nella direzione verticale, si aumenta la verosimiglianza fra modello e realtà.

2.2.2.1 Impostazione e costruzione del modello monostrato

Nel seguito, nel tentativo di rendere più chiara la successione dei passaggi attraverso i quali è avvenuta l'implementazione, in *Visual Modflow*, delle informazioni richiamate al paragrafo precedente, verranno esposte separatamente le varie fasi della modellazione: scelta della griglia, ricostruzione dei contatti, assegnazione delle condizioni al contorno e della ricarica, introduzione dei pozzi di estrazione e di osservazione, assegnazione dei parametri, applicazione del *Zone Budget*, analisi dei risultati e calibrazione.

2.2.2.1.1 Scelta della griglia del modello

Il dominio del modello monostrato si estende ben al di là della zona investigata con le campagne di monitoraggio condotte fra Settembre 2005 e Marzo 2006 (cfr. paragrafo 1.2.1.2), e comprende una zona che ha come confine settentrionale le propaggini più a Sud della città di Roma (Tor Sapienza), come limite meridionale il lago di Albano, come confine occidentale parte della pianura Pontina e come limite orientale i territori compresi all'interno dei comuni di Grottaferrata e Monteporzio Catone (figura 12).

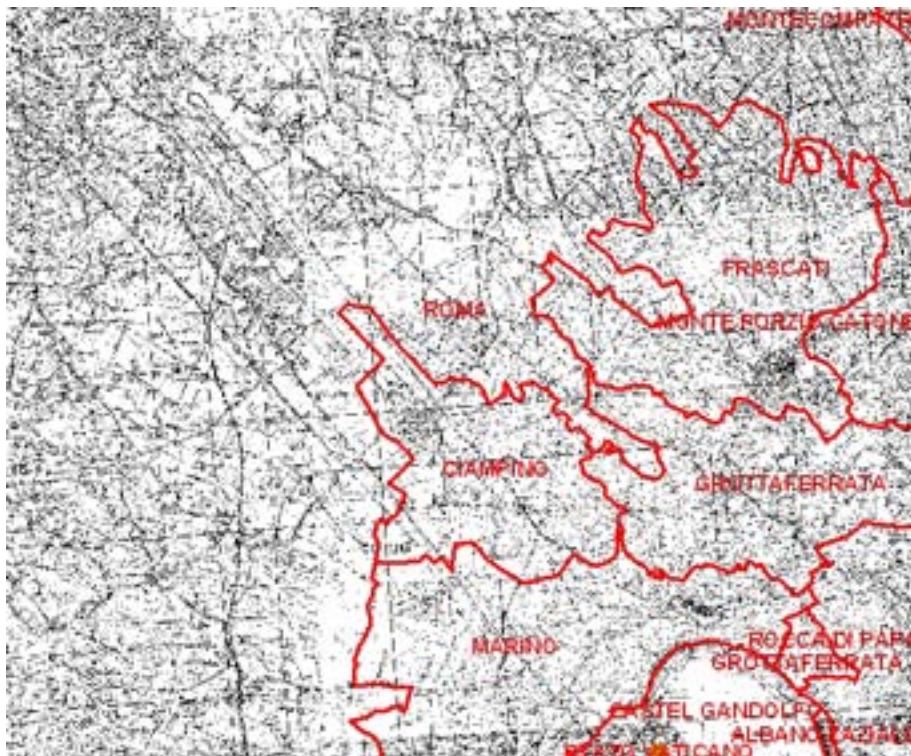


Figura 12 – Mappa che rappresenta il dominio del modello monostrato.

Questa zona, in termini di coordinate piane espresse nel sistema di riferimento ED50 (European Datum 1950), è compresa fra 793650 e 810275 metri nella direzione Est e 4628395 e 4642107 metri nella direzione Nord. Il dominio, ricavato da una mappa in scala 1:25000 estratta da un programma GIS (ArcGis 9), è stato successivamente georeferenziato e discretizzato con un grigliato costituito da 65 colonne e 54 righe. Con questa discretizzazione si è ottenuto un passo costante fra righe e colonne, pari a 250 metri. Tuttavia, la discretizzazione appena descritta è stata infittita nelle successive fasi della modellazione, in seguito all'introduzione nel modello dei pozzi di osservazione (*"observation wells"*) e di quelli di estrazione (*"pumping wells"*). L'infittimento del grigliato che ne è derivato ha portato a un modello finale composto da 71 righe e 82 colonne in cui ognuno dei pozzi introdotti ricade all'interno di una singola cella (figura 13).

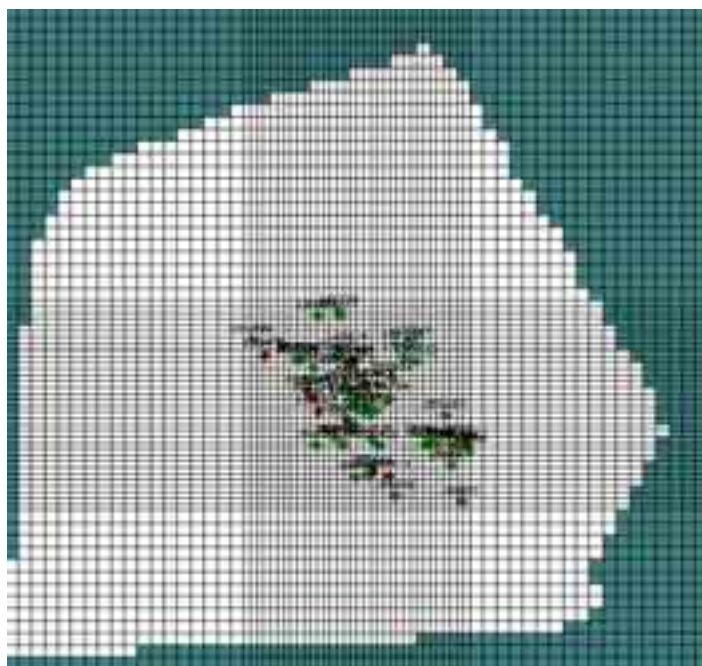


Figura 13 – Griglia definitiva del modello dopo l’infittimento messo in atto con l’inserimento dei pozzi
(in verde sono riportati i pozzi di osservazione e in rosso quelli di estrazione).

2.2.2.1.2 Ricostruzione dei contatti

La fase di ricostruzione dei contatti si è resa necessaria per fornire al *Visual Modflow* delle successioni stratigrafiche che avessero un andamento continuo all’interno del dominio del modello. Nel caso del modello monostrato ci si è limitati a riconoscere ed estrarre dalle stratigrafie contenute nella banca dati della Legge 464/84 (cfr. paragrafo 1.2.1) l’andamento del piano campagna e quello della superficie di base dell’acquifero. Dal valore puntuale assunto da questi contatti in corrispondenza dei 620 pozzi contenuti all’interno del dominio (e ricadenti nei comuni di Ciampino, Roma, CastelGandolfo, Marino, Frascati, Rocca di Papa, Grottaferrata, Monteporzio Catone e Montecompatri), sono state ricostruite, con un processo di interpolazione, delle superfici continue, successivamente importate nel *Visual Modflow* come files *.grd*. Il programma utilizzato per ricostruire tali contatti sia per il modello monostrato che per quello multistrato è il *Surfer*. E’ da sottolineare come la ricostruzione dei contatti sia stata necessariamente preceduta da una fase di elaborazione delle stratigrafie originarie che ha permesso di ricondurre a un numero piuttosto esiguo di formazioni geologiche le successioni stratigrafiche inizialmente

contenute nell'archivio della Legge 464/84. Questo processo verrà analizzato più nel dettaglio descrivendo il modello multistrato (cfr. paragrafo 2.2.2.2.1).

In questa fase si rammenta semplicemente che, per il modello monostrato, si è utilizzato come “*top*” dell'acquifero l'andamento del piano campagna ricavato dal DEM (indicato come “terreno di copertura”) e come quota del fondo la superficie inferiore della prima colata della fase di attività del Tuscolano-Artemisio (indicata come “Prima colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio. Tufo grigio pisolitico”) (figura 14).

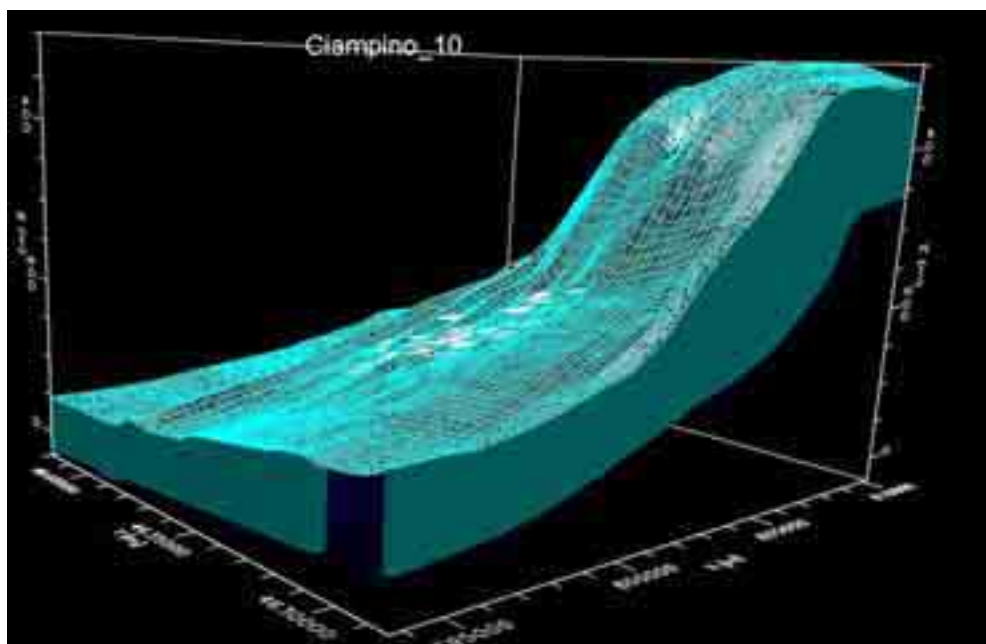


Figura 14 – Rappresentazione tridimensionale dei contatti ricostruiti come “*top*” e “*bottom*” del modello.

2.2.2.1.3 Assegnazione delle condizioni al contorno

La definizione delle condizioni al contorno, in funzione delle quali è stato scelto un dominio del modello molto maggiore rispetto alla zona effettivamente investigata con le campagne di monitoraggio, è stata uno dei passi più problematici del processo di modellazione. La mancanza di condizioni geologiche e idrogeologiche che potessero rappresentare valide condizioni al contorno ha, infatti, reso necessario allargare in tutte le direzioni la zona studiata; si è così arrivati al dominio riportato in figura 12. Qui, lungo il margine occidentale, quello settentrionale e quello sud-orientale, sono state poste delle condizioni di altezza assegnata, mentre lungo quello orientale e quello meridionale sono

state poste delle condizioni di assenza di flusso. Relativamente al confine settentrionale si è scelto di fissare una condizione del tipo altezza assegnata poiché la morfologia del territorio non faceva pensare ad alcun tipo di spartiacque superficiale e/o sotterraneo che potesse influenzare il deflusso delle acque sotterranee verso la valle alluvionale del Tevere. Notando lo stesso comportamento lungo il confine occidentale, relativamente al deflusso verso la pianura Pontina e verso il mare, si è deciso di utilizzare la isopieza 50 metri come condizione di altezza assegnata per entrambi i suddetti confini. Relativamente al confine sud-orientale, invece, si è scelto di assegnare una condizione di altezza assegnata sfruttando la presenza del lago di Albano e della linea isopieza di 290 metri (quota del pelo libero del lago stesso) che da questo si diparte verso l'orlo craterico dell'apparato vulcanico dei Colli Albani (figura 15a).



Figura 15a – Ritaglio della mappa idrogeologica della regione Lazio in cui compaiono gli affioramenti, le linee isopieze, i corpi idrici superficiali e le linee tettoniche della zona dei Colli Albani (fonte Boni, Bono, Capelli).

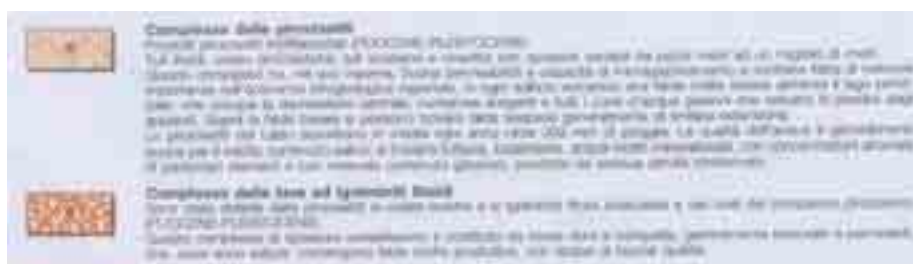


Figura 15b – Legenda dei complessi idrogeologici che compaiono in figura 15a (fonte Boni, Bono, Capelli).

Questa scelta è avvenuta dopo aver preso in considerazione una serie di altre possibilità. In prima istanza, infatti, si era pensato di poter simulare la presenza del lago con una condizione di tipo “river”, ma l'impossibilità di conoscere con sufficiente adeguatezza i parametri richiesti dal *Visual Modflow* per modellare tale condizione hanno fatto propendere per la condizione di altezza assegnata descritta in precedenza. L'assegnazione della quota del fondo del lago (“river bottom”), dello spessore dello strato semipermeabile di base del lago (“riverbed thickness”), della conduttanza (“conductance”) e della larghezza del corpo idrico (“river width”) avrebbero, infatti, introdotto all'interno del modello delle approssimazioni troppo grossolane della realtà. Una seconda possibilità, di natura strettamente geologica, era rappresentata dalla presenza dell'orlo craterico. Questo, come punto di picco morfologico è, infatti, uno spartiacque che divide le acque che si dirigono verso il recinto interno del distretto vulcanico da quelle che si dirigono verso la zona nord-occidentale del distretto stesso (figura 16).

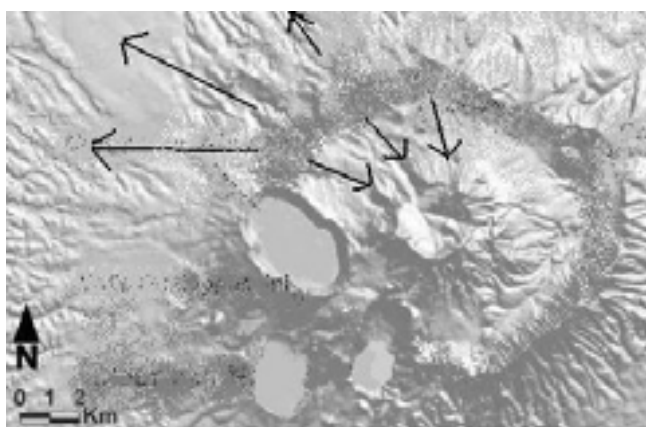


Figura 16 – Schematizzazione delle vie di deflusso delle acque sotterranee a partire dall'orlo craterico del recinto esterno (fonte, Internet).

In una situazione del genere, nel caso in cui non fossero presenti corpi idrici superficiali, lo spartiacque superficiale sarebbe anche uno spartiacque sotterraneo, cui poter associare una condizione di assenza di flusso. La presenza del lago di Albano, però, non permette di garantire che l'orlo craterico, che costituisce sicuramente uno spartiacque superficiale, sia anche uno spartiacque sotterraneo, di cui, in relazione ai dati disponibili, non è possibile determinare l'effettiva posizione (figura 17). Tutte queste considerazioni hanno, pertanto, spinto a preferire per il confine in questione una condizione di altezza assegnata.

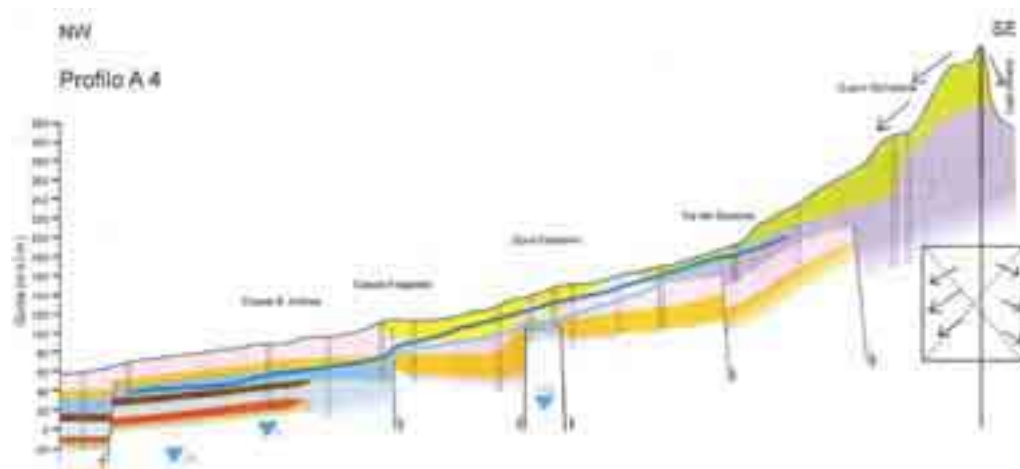


Figura 17 – Profilo longitudinale NW-SE del distretto vulcanico dei Colli Albani in cui compare l'orlo craterico del recinto esterno, questo che rappresenta sicuramente uno spartiacque superficiale (freccette in alto) non è detto sia anche uno spartiacque sotterraneo (freccette in basso) con cui assegnare in *Visual Modflow* una condizione di assenza di flusso (fonte, Capelli 2005).

Relativamente al confine orientale e a quello meridionale del modello, come accennato in precedenza, sono state attribuite delle condizioni di assenza di flusso. Qui, infatti, la direzione del deflusso delle acque sotterranee, che si diffondono radialmente rispetto alla zona centrale dell'apparato vulcanico, garantisce una condizione di assenza di flusso nella direzione ortogonale alle linee di flusso stesse (cfr. figura 6 del paragrafo 1.2). E', inoltre, da sottolineare come, alla condizione di assenza di flusso lungo il confine orientale del modello, sia anche associata la presenza di una faglia normale praticamente ortogonale alle linee isopieze. Questo particolare rafforza la scelta di attribuire una condizione di assenza di flusso lungo questo confine poiché la presenza della faglia isola geologicamente la zona oggetto di studio (a Ovest della faglia) da quella che ricade al di là della linea tettonica stessa (a Est della faglia) (figura 15a).

A tutte le celle che ricadono al di fuori delle condizioni al contorno appena descritte è stata assegnata la condizione di cella inattiva ai fini della modellazione del deflusso delle acque sotterranee. Nel modello monostrato, oltre alle condizioni al contorno di altezza assegnata e assenza di flusso, sono stati digitalizzati, come condizioni “river”, i corpi idrici superficiali presenti all’interno del dominio e rappresentati in figura 15a. Qui, i fossi presenti nella zona oggetto di studio (Fosso di Tor Sapienza, Marrana della Caffarella e Fosso della Cecchignola; cfr. paragrafo 1.2.1.1), rappresentati in figura 15a con i numeri 74, 97 e 98 vengono chiamati sorgenti lineari e definiti come “emergenze naturali di acque sotterranee in un tratto di alveo drenante, di lunghezza variabile da qualche centinaio di metri ad alcuni chilometri” (fonte Boni, Bono, Capelli). A questi corsi d’acqua, di entità piuttosto limitata, sono state attribuite profondità e larghezza abbastanza ridotte e dell’ordine di un paio di metri, e uno spessore del letto variabile fra i 50 centimetri e un metro. In modo da riassumere graficamente l’insieme delle condizioni al contorno assegnate al modello monostrato si riporta la mappa di figura 18 in cui compaiono tutte le condizioni descritte nel presente paragrafo.

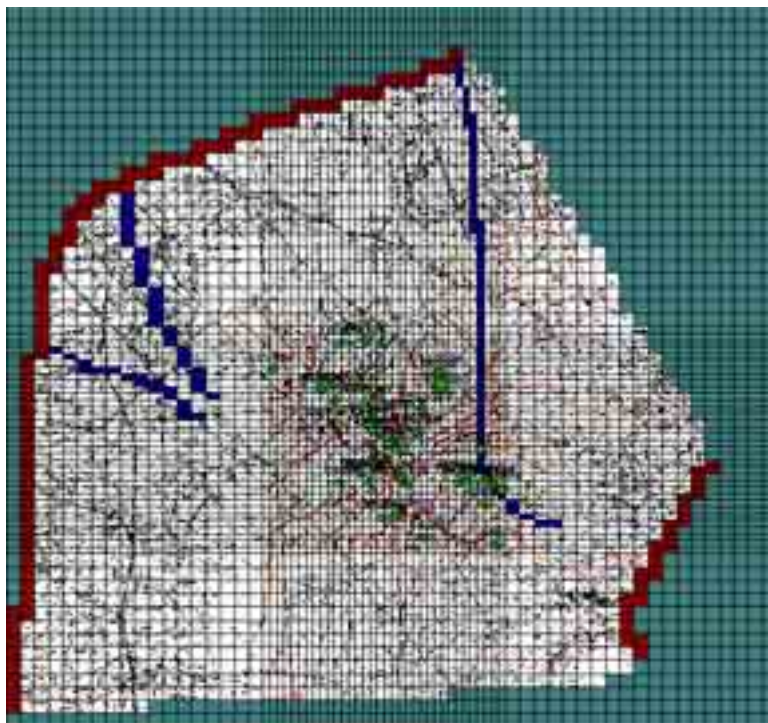


Figura 18 – Mappa in cui vengono riassunte tutte le condizioni al contorno impostate nel modello: in rosso le condizioni di altezza assegnata, in blu le condizioni river e in verde le celle inattive (quelle che non partecipano al deflusso delle acque sotterranee).

2.2.2.1.3 Assegnazione della ricarica

Benché, in *Visual Modflow*, la ricarica sia contenuta all'interno del pacchetto relativo alle condizioni al contorno (*"boundaries"*), in questa trattazione si è deciso di trattarla separatamente. L'impostazione del modello monostrato e gli innumerevoli tentativi fatti per renderlo il più realistico possibile, hanno, infatti, dimostrato la sensibilità dell'intero processo di modellazione alle variazioni di questa grandezza. In prima battuta, nel rispetto dell'andamento generale dei valori di infiltrazione efficace che si registrano nella zona (figura 19), la ricarica assegnata al modello è stata pari a 300 mm/anno.

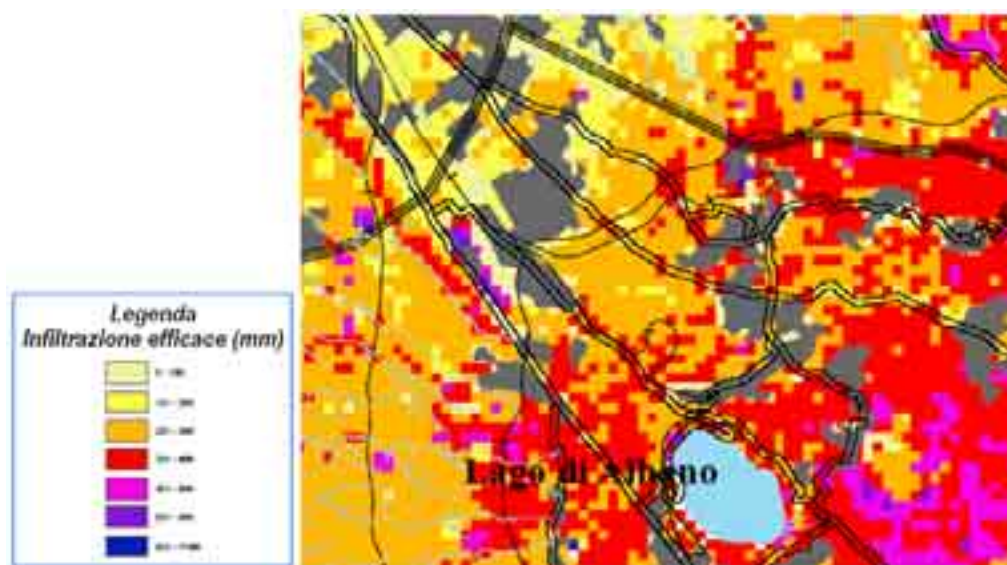


Figura 19 – Andamento dell'infiltrazione efficace nell'area dei Colli Albani (fonte Capelli, 2005).

La scelta di tali valori è stata effettuata anche sulla scorta dello studio condotto sui complessi idrogeologici dell'Italia Centrale che ha portato alla mappa di figura 15a; qui, a partire dalla litologia dei terreni e dalle precipitazioni, sono state riconosciute diverse classi con valori caratteristici di infiltrazione efficace. In particolare la legenda riportata in figura 20 mostra come i complessi idrogeologici caratteristici della zona studiata (complesso delle piroclastiti e complesso delle lave e delle ignimbriti litoidi, in legenda numeri 8 e 9) presentino dei valori di infiltrazione efficace oscillanti all'interno del range di ricarica attribuito al modello.

La verosimiglianza di tali valori è confermata anche dall'entità delle precipitazioni nella zona (650-700 mm/anno, cfr. figura 39 paragrafo 1.2.1.5), rispetto alle quali, quindi, la componente di infiltrazione rappresenterebbe circa il 50 %.

Si è notato, però, che valori di ricarica pari a 300 mm/anno determinavano una piezometrica che talvolta si trovava al di sopra della quota del piano campagna. E' stato allora necessario abbassare la ricarica fino a un valore omogeneo di 150 mm/anno. Questa scelta, tuttavia, ha trovato giustificazione in almeno due ordini di ragioni. La prima è relativa all'impossibilità di conoscere con esattezza e quindi modellare, l'effettiva entità delle portate estratte dai pozzi privati; la seconda, invece, è legata alla forte antropizzazione di alcune aree della zona studiata, in cui la presenza di centri abitati e strade impedisce l'infiltrazione delle acque nel sottosuolo. Il primo aspetto determina nella realtà un forte abbassamento della piezometrica rispetto a quella emersa con il modello, mentre il secondo provoca un minore apporto di acque meteoriche al sistema delle acque sotterranee. Entrambi, quindi, giustificano la scelta di assegnare dei valori di ricarica decisamente inferiori a quelli consigliati da letteratura e che potrebbero essere utilizzati in condizioni "indisturbate".

Un trattamento più approfondito dell'effettivo apporto della ricarica è stato messo in atto con il processo di modellazione dell'insaturo descritto al paragrafo 2.3.

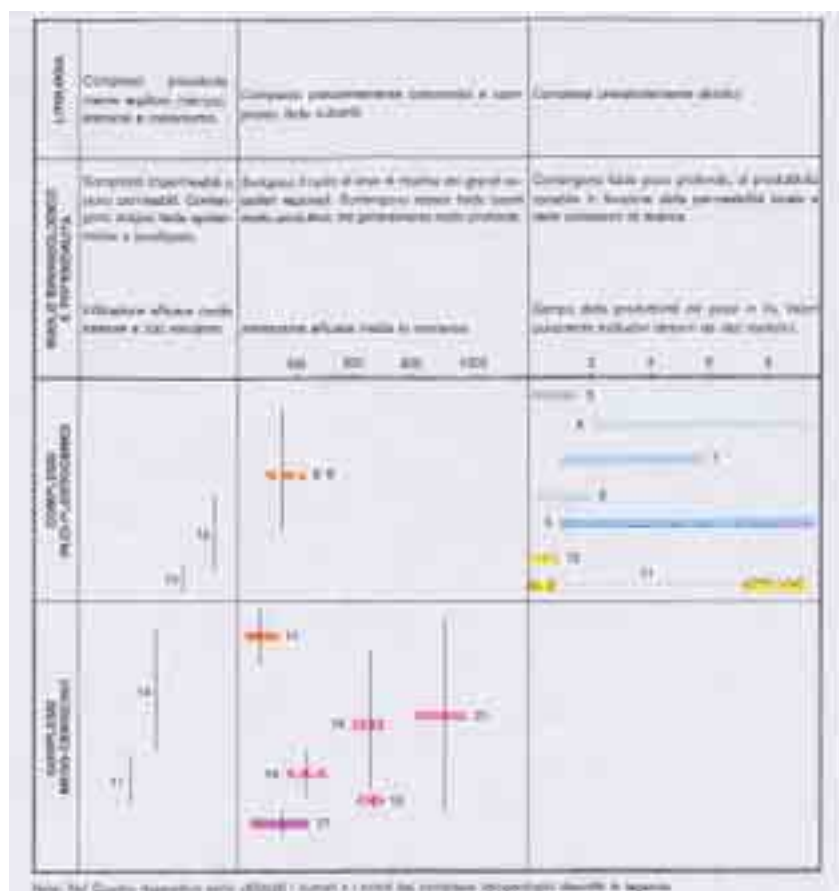


Figura 20 – Legenda della mappa idrogeologica dell'Italia centrale in cui si riportano i valori i di infiltrazione efficace caratteristici dei complessi idrogeologici presenti nella zona (fonte Boni, Bono, Capelli).

2.2.2.1.4 Introduzione dei pozzi di estrazione e di osservazione

Sono stati introdotti nel modello 50 pozzi di osservazione utilizzabili per la calibrazione (cfr. paragrafo 2.2.1.6) e 10 pozzi di estrazione. In entrambi i casi l'implementazione delle informazioni in *Visual Modflow* è avvenuta importando dei file in formato *.txt* appositamente creati. Questi files contengono le coordinate dei pozzi, espresse in termini di latitudine e longitudine piana, la quota della finestratura e, per i pozzi di estrazione, la portata emunta (in m^3/gg), mentre per quelli di osservazione la quota della superficie piezometrica. Si è deciso di modellare i pozzi comunali come pozzi di estrazione e quelli privati come pozzi di osservazione. La scelta di utilizzare un determinato pozzo come pozzo di osservazione piuttosto che di estrazione è stata determinata dalla presenza di dati relativi alla portata estratta e soprattutto dall'affidabilità del dato stesso.

Molti di questi pozzi, infatti, sono stati denunciati diversi anni fa, quando, cioè, non essendo a disposizione un servizio di approvvigionamento idrico pubblico, le portate estratte dai pozzi privati erano molto maggiori rispetto alle attuali. Le campagne di monitoraggio hanno, infatti, consentito di constatare come gli unici pozzi per i quali gli emungimenti siano significativi sono quelli del comune, utilizzati per l'irrigazione di parchi e giardini. Sono stati anche inseriti i pozzi che alimentano l'acquedotto del comune di Ciampino. A questi, condensati in un campo pozzi posto a monte della cittadina, sono state attribuite delle portate estratte tali da soddisfare l'intero fabbisogno idrico della popolazione; considerando, quindi, una popolazione residente di circa 30000 abitanti e un fabbisogno idrico pro-capite di 700 l/ab./gg (pari a 21000 m³/gg), sono stati inseriti due pozzi da cui viene estratta una portata pari a 10500 m³/gg ognuno. Relativamente al resto del dominio del modello, l'assenza di informazioni aggiornate non ha consentito di estendere analoghi ragionamenti al di fuori della zona direttamente monitorata.

2.2.2.1.5 Assegnazione dei parametri

I parametri assegnati sono la conducibilità idraulica e la quota piezometrica iniziale. Per quanto riguarda la conducibilità idraulica si è impostato il valore medio ricavato con lo studio descritto nel paragrafo 1.2.1.4, ottenuto sfruttando la teoria di Dupuit per falde non confinate. Si è, quindi, posta una conducibilità idraulica omogenea pari $7.6 \cdot 10^{-6}$ m/s sia nella direzione x che nella direzione y e pari a $7.6 \cdot 10^{-7}$ m/s nella direzione z , introducendo così un fattore di anisotropia 1:10.

Relativamente alle quote piezometriche iniziali, si è posto un valore omogeneo pari a 150 m. Si ricorda che, per una simulazione in stazionario, il valore delle quote piezometriche iniziali, rappresenta un requisito puramente numerico del quale il *Visual Modflow* si serve per cominciare il processo iterativo. La conoscenza, anche approssimativa, dell'andamento generale della superficie piezometrica consente, tuttavia, di facilitare la convergenza del modello. L'unico vincolo nell'attribuzione di questo parametro è legato al fatto che, per ogni cella, il valore assegnato deve necessariamente essere maggiore della quota del fondo della cella stessa.

2.2.2.1.6 Applicazione del Zone Budget

Il software *Zone Budget* è quel pacchetto del *Visual Modflow* che permette di calcolare bilanci di massa all'interno del dominio del modello (cfr, paragrafo 2.2.1.5). Nel modello monostrato è stato impiegato in due differenti applicazioni. Nella prima, conoscendo il valore che la piezometrica assume in corrispondenza dei pozzi di estrazione, è stato utilizzato per risalire alle portate emunte e per confrontarle con i valori contenuti nel database della Legge 464/84. Il bilancio idrico pozzo per pozzo, è stato, quindi, calcolato impostando i 10 pozzi di estrazione del comune come altrettante celle di *Zone Budget* e attribuendo a queste celle, come condizione di altezza assegnata, il valore di quota piezometrica rilevato durante il monitoraggio. L'analisi dei risultati ha evidenziato come, per tutti e 10 i pozzi, per garantire il bilancio fra le acque in ingresso e quelle in uscita dal sistema idrico sotterraneo, si dovrebbero avere delle portate estratte talmente elevate da essere poco verosimili nella realtà.

Un risultato del genere è tuttavia giustificato dal fatto che, ovviamente, il numero di pozzi di estrazione presenti nella zona è molto maggiore dei 10 effettivamente modellati. In conclusione, i valori di portata forniti dal *Zone Budget* sono così elevati, poiché concentrano nei 10 pozzi del comune l'intera portata da estrarre dal sistema per avere il bilancio idrico.

I diversi tentativi svolti hanno, inoltre, mostrato come al variare delle grandezze in ingresso cambiassero gli *output* forniti dal *Zone Budget*; alzando, ad esempio, il valore di ricarica da 150 a 300 mm/anno, si è notata un enorme aumento delle portate che dovrebbero essere emunte dai pozzi per garantire il bilancio idrico delle acque sotterranee (tabelle 2 e 3).

Zone 7	
Output Time: 1	
Stress Period: 1	
Time (days): 1	
Input Report	Output Report
Constant Head = 0.00 m ³ /day	Constant Head = 442.09 m³/day
Zone 1 to 7 = 442.09 m ³ /day	Zone 7 to 1 = 0.00 m ³ /day
Total IN = 442.09 m ³ /day	Total OUT = 442.09 m ³ /day

Tabella 2 – Riepilogo del bilancio idrico ottenuto con il *Zone Budget* per uno dei pozzi di estrazione nel caso di ricarica pari a 150 mm/anno.

Zone 7	
Output Time: 1	
Stress Period: 1	
Time (days): 1	
Input Report	Output Report
Constant Head = 0.00 m ³ /day	Constant Head = 973.05 m ³ /day
Zone 1 to 7 = 973.05 m ³ /day	Zone 7 to 1 = 0.00 m ³ /day
Total IN = 973.05 m ³ /day	Total OUT = 973.05 m ³ /day

Tabella 3 – Riepilogo del bilancio idrico ottenuto con il *Zone Budget* per uno dei pozzi di estrazione nel caso di ricarica pari a 300 mm/anno.

Nella seconda applicazione, invece, si è utilizzato il *Zone Budget* per valutare il rapporto esistente fra le sorgenti lineari e l’acquifero, dimostrando, così, che i fossi presenti nella zona esercitano un’azione di drenaggio sulla falda. Digitalizzando come tre differenti gruppi di *Zone Budget* le celle occupate dalle sorgenti lineari (quelle alle quali era stata assegnata una condizione “*river*”), sono stati ottenuti i risultati riassunti in tabella 4.

Zone 12-Fosso di Tor Sapienza	
Output Time: 1	
Stress Period: 1	
Time (days): 1	
Input Report	Output Report
Recharge = 544.16 m ³ /day	Recharge = 0.00 m ³ /day
River Leakage = 14117.00 m ³ /day	River Leakage = 17615.00 m ³ /day
Zone 1 to 12 = 21273.00 m ³ /day	Zone 12 to 1 = 18319.00 m ³ /day
Total IN = 35934.00 m ³ /day	Total OUT = 35934.00 m ³ /day
Zone 13-Marrana della Caffarella	
Output Time: 1	
Stress Period: 1	
Time (days): 1	
Input Report	Output Report
Recharge = 411.46 m ³ /day	Recharge = 0.00 m ³ /day
River Leakage = 4297.80 m ³ /day	River Leakage = 4568.40 m ³ /day
Zone 1 to 13 = 4608.00 m ³ /day	Zone 13 to 1 = 4748.80 m ³ /day
Total IN = 9317.20 m ³ /day	Total OUT = 9317.20 m ³ /day
Zone 14-Fosso della Cecchignola	
Output Time: 1	
Stress Period: 1	
Time (days): 1	
Input Report	Output Report
Recharge = 225.62 m ³ /day	Recharge = 0.00 m ³ /day
River Leakage = 1844.60 m ³ /day	River Leakage = 2204.60 m ³ /day
Zone 1 to 14 = 2853.50 m ³ /day	Zone 14 to 1 = 2719.10 m ³ /day
Total IN = 4923.70 m ³ /day	Total OUT = 4923.70 m ³ /day

Tabella 4 – Riepilogo del bilancio idrico ottenuto con il *Zone Budget* per le sorgenti lineari.

Il fatto che i contributi che compaiono nei bilanci di tabella 4 abbiano tutti segno positivo conferma che effettivamente si ha exfiltrazione verso i corpi idrici superficiali.

2.2.2.1.7 Risultati

Il modello monostrato ottenuto come risultato finale dell'applicazione di tutti i passaggi descritti nei paragrafi precedenti, mostra un ottimo accordo con l'andamento della falda, ricostruito a scala locale (zona del comune di Ciampino) con le campagne di monitoraggio di Settembre 2005 e Marzo 2006 (cfr. figura 19, paragrafo 1.2.1.2), e a scala regionale con gli studi riportati in letteratura (cfr. figura 6, paragrafo 1.2). La mappa delle isopieze che ne deriva (figura 21) mostra la caratteristica diminuzione delle altezze piezometriche dalle zone morfologicamente più alte dell'apparato vulcanico dei Colli Albani, verso l'esterno e conferma l'andamento radiale delle linee di flusso dal recinto esterno verso le quote più basse del distretto.

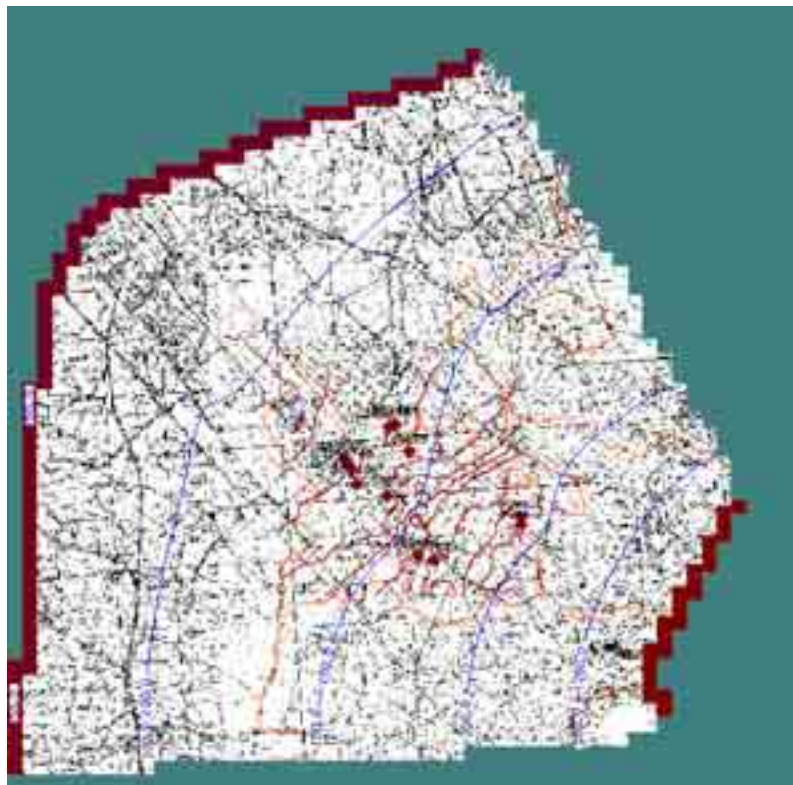


Figura 21 – Mappa delle isopieze ottenuta con Visual Modflow come output del modello monostrato.

L'andamento delle linee di flusso può essere, inoltre, caratterizzato con la mappa dei vettori velocità (figura 22) in cui appare piuttosto evidente l'andamento centrifugo delle acque sotterranee dalla zona centrale dei Colli Albani verso l'esterno e si nota l'azione di richiamo svolta sulle acque sotterranee dai pozzi di estrazione.

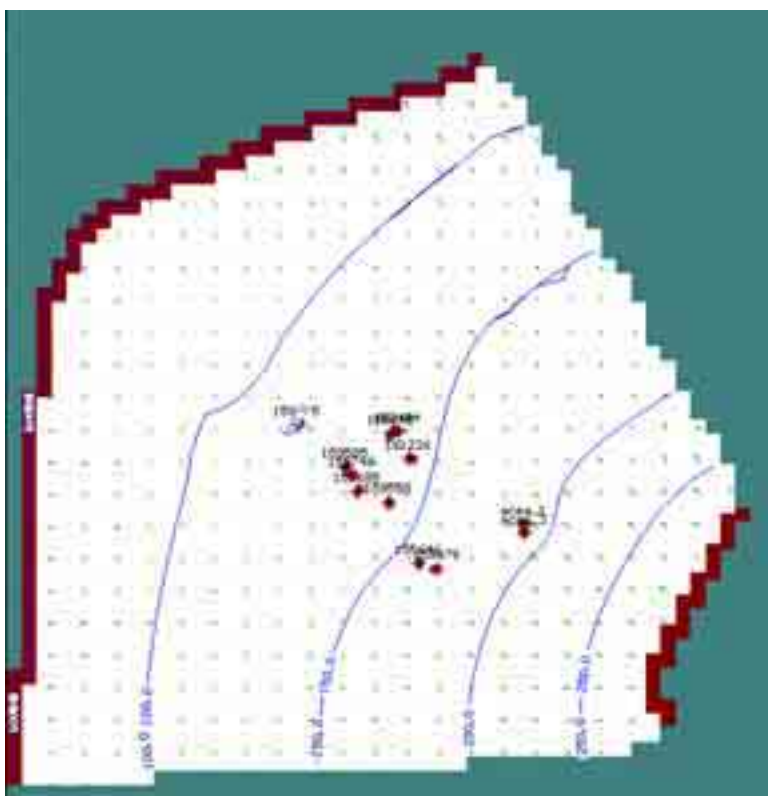


Figura 22 – Mappa dei vettori velocità ottenuta con *Visual Modflow* come output del modello monostrato.

2.2.2.1.8 Applicazione di Pest e risultati della calibrazione

Il software *Pest* (“*Parameter Estimation*”) è il pacchetto di *Visual Modflow* che permette di effettuare il processo di calibrazione (cfr, paragrafo 2.2.1.6). Questo processo prevede la modifica del valore dei parametri assegnati al modello in modo tale che i risultati dello stesso coincidano in modo accettabile con le condizioni osservate in sito. Nel caso del modello monostrato, applicando il *Pest* alla conducibilità idraulica e alla ricarica, si ottiene il grafico di figura 23.

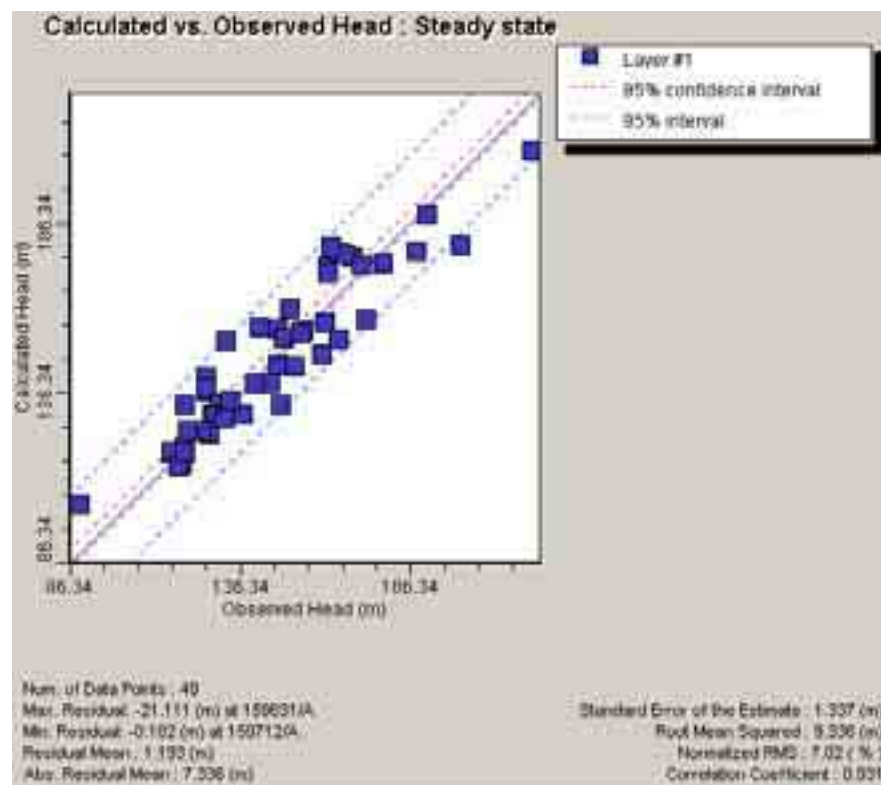


Figura 23 – Risultato della calibrazione del modello monostrato in termini di confronto fra le altezze calcolate e quelle osservate

In questo grafico si nota la bontà del processo di calibrazione in relazione al valore che l'errore quadratico medio normalizzato (“*Normalized RMS*”) assume (pari al 7% circa). Una calibrazione, infatti, viene considerata soddisfacente ogni qual volta l'RMS normalizzato e calcolato come:

$$RMS \text{ normalizzato} = RMS / \text{massima variazione dell'altezza all'interno del dominio}$$

risulta inferiore al 10%. La bontà della calibrazione si evince anche dal fatto che i valori calcolati si allineano abbastanza bene con la retta a 45°, presentando un intervallo di

confidenza piuttosto ridotto e che l'istogramma dei residui ricalca in modo abbastanza fedele l'andamento di una gaussiana (figura 24).

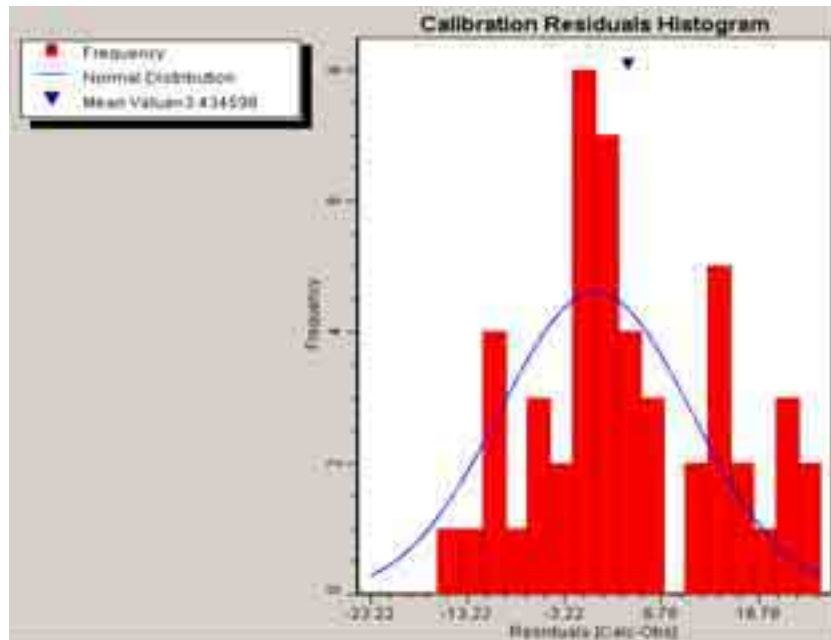


Figura 24 – Risultato della calibrazione del modello monostrato in termini di istogramma dei residui.

Il processo di calibrazione evidenzia, inoltre, che, per quanto riguarda la ricarica e le componenti di conducibilità idraulica k_y e k_z , il valore dei parametri calibrati è molto simile al valore di partenza, mentre, relativamente alla componente k_x si registrano delle variazioni piuttosto sensibili (tabella 5).

Parametro	Valore iniziale	Valore calibrato
Conducibilità idraulica K_x (m/s)	7.6 E^{-6}	3.6 E^{-5}
Conducibilità idraulica K_y (m/s)	7.6 E^{-6}	7.5 E^{-6}
Conducibilità idraulica K_z (m/s)	7.6 E^{-7}	7.5 E^{-6}
Ricarica (mm)	150	152

Tabella 5 – Resoconto dei risultati della calibrazione.

Anche in questa circostanza si è notato come il valore finale del processo di calibrazione sia influenzato dal valore di ricarica assegnato; nella versione definitiva del modello monostrato, in cui la ricarica è stata posta a 150 mm/anno, ad esempio, il valore della componente k_x ottenuto a seguito della calibrazione è di 3.6 E^{-5} m/s. Nei tentativi in cui sono stati utilizzati valori di ricarica maggiori, invece, sono stati ottenuti valori di conducibilità idraulica di alcuni ordini di grandezza più grandi.

2.2.2.2 Impostazione e costruzione del modello multistrato

Come accennato al paragrafo 2.2.2, il multistrato è quel modello in cui, piuttosto che utilizzare le proprietà medie dell'acquifero, riducendo il moto del fluido al caso bidimensionale, si tiene anche conto dei cambiamenti che occorrono, in termini di proprietà idrauliche, nella direzione verticale, aumentando così la verosimiglianza fra modello e realtà. Rispetto al modello monostrato, pertanto, le variazioni più rilevanti sono rappresentate dall'introduzione di tutte le successioni stratigrafiche riconosciute all'interno del dominio del modello e dalla attribuzione, a ciascuna di queste successioni, degli opportuni valori di conducibilità idraulica. Nel seguito sono descritti i vari passaggi attraverso i quali è stato impostato e costruito il modello multistrato evitando, per brevità, di esporre nuovamente le fasi di scelta della griglia, assegnazione delle condizioni al contorno e della ricarica e applicazione del *Zone Budget*. Queste, infatti, si basano sulle stesse valutazioni esposte a proposito del modello monostrato.

2.2.2.2.1 Ricostruzione dei contatti

Per ricostruire i contatti da inserire nel modello multistrato è stato necessario riconoscere e standardizzare le successioni geologiche presenti negli oltre 600 pozzi presenti nella zona in esame (per un totale di circa 5600 formazioni!). Questo processo di standardizzazione ha avuto come obiettivo quello di associare, pozzo per pozzo, alle descrizioni originali contenute nell'archivio della Legge 464/84, le descrizioni standardizzate riportate nello schema della figura 5 del paragrafo 1.1. Qui, infatti, si mostra come le varie fasi di attività dell'apparato vulcanico dei Colli Albani possano essere ricondotte a una sequenza stratigrafica tipo. Oltre alla difficoltà di abbinare le varie formazioni geologiche a tale sequenza stratigrafica, il problema più gravoso che si è dovuto affrontare durante questa operazione di semplificazione è stato sicuramente quello di identificare le famiglie geologiche in questione, dal momento che, sondatori e geologi, nelle loro descrizioni, non utilizzano quasi mai una terminologia uniforme ma, anzi, talvolta, fanno uso di termini dialettali. In tabella 6 si riporta a titolo esemplificativo, per il pozzo Ciampino-159521, il confronto fra la descrizione originale contenuta nella banca dati della Legge 464/84 (in cui

sono anche presenti informazioni sulla quota relativa dei vari strati e sulle coordinate del pozzo) e quella standardizzata.

Descrizione_originale	Descrizione_standardizzata
Terreno vegetale	Terreno di copertura
Cinerite grigia	Unità idromagmatiche dell'attività finale.
Tufo grigio più o meno coerente	IV° Colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio. "Tufo di Villa Senni" e "Pozzolanelle".
Cinerite Rossa	Lave e piroclastiti del terzo ciclo dell'attività del Tuscolano-Artemisio
Pozzolana nera più o meno cementata	III° Colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio "Tufo lionato" e "Pozzolane nere".
Lapilli grandi neri sciolti con poca acqua	Lave e piroclastiti del secondo ciclo dell'attività del Tuscolano-Artemisio. Livelli lapillosi alternati a livelli cineritici
Tufo marrone litoide Poco coerente	II° Colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio. "Pozzolane rosse" e "Conglomerato giallo".
Tufo marrone poco poroso con acqua	II° Colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio. "Pozzolane rosse" e "Conglomerato giallo".
Tufo marrone litoide poco coerente	II° Colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio. "Pozzolane rosse" e "Conglomerato giallo".
Lapilli grandi neri sciolti con poca acqua	Lave e piroclastiti del secondo ciclo dell'attività del Tuscolano-Artemisio. Livelli lapillosi alternati a livelli cineritici. Lave leucitiche.
Lava leucitica compatta	Lave e piroclastiti del secondo ciclo dell'attività del Tuscolano-Artemisio. Livelli lapillosi alternati a livelli cineritici. Lave leucitiche

Tabella 6 – Confronto fra la descrizione originale e quella standardizzata per il pozzo Ciampino-159521.

Per lo stesso pozzo si riporta, in figura 25, il profilo geologico ricostruito sulla base delle descrizioni standardizzate. In questa figura, in cui sono riportati anche i profili caratteristici di altri pozzi, i colori cui sono associate le varie formazioni geologiche (profilo di destra) fanno riferimento alla legenda di figura 26.

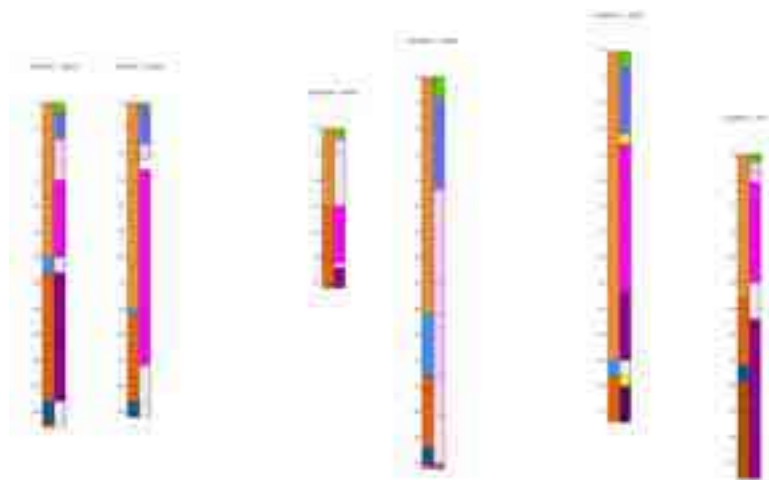


Figura 25 – Profili geologici di alcuni dei pozzi contenuti nella zona oggetto di studio cui è stata applicata la descrizione geologica semplificata.



Figura 26 – Legenda delle famiglie geologiche utilizzate per standardizzare le stratigrafie.

Il profilo affiancato a quello geologico, inoltre, è relativo all’eventuale presenza di falda in corrispondenza di un determinato orizzonte geologico e si basa, cromaticamente, sulle differenze fra acquicludi e acquiferi riportate in figura 27.

Acquicludo1	
Acquifero1	
Acquicludo2	
Acquifero2	
Acquicludo3	
Acquifero3	

Figura 27 – Legenda relativa alla presenza di falda: distinzione fra livelli acquiferi e acquicludi.

Questo genere di trattamento dei dati di piezometria ha consentito di ricostruire più nel dettaglio l’andamento della falda sotterranea sia in due, sia in tre dimensioni (figura 28) e ha permesso di associare ciascun livello di falda a un determinato orizzonte geologico della sequenza stratigrafica tipo. Le informazioni acquisite con le analisi appena descritte sono state utilizzate, nell’ambito della costruzione del modello, per stabilire la successione dei contatti da inserire nel multistrato e per valutare a quale dei *layer* corrispondessero le finestre dei pozzi di osservazione e di pompaggio.

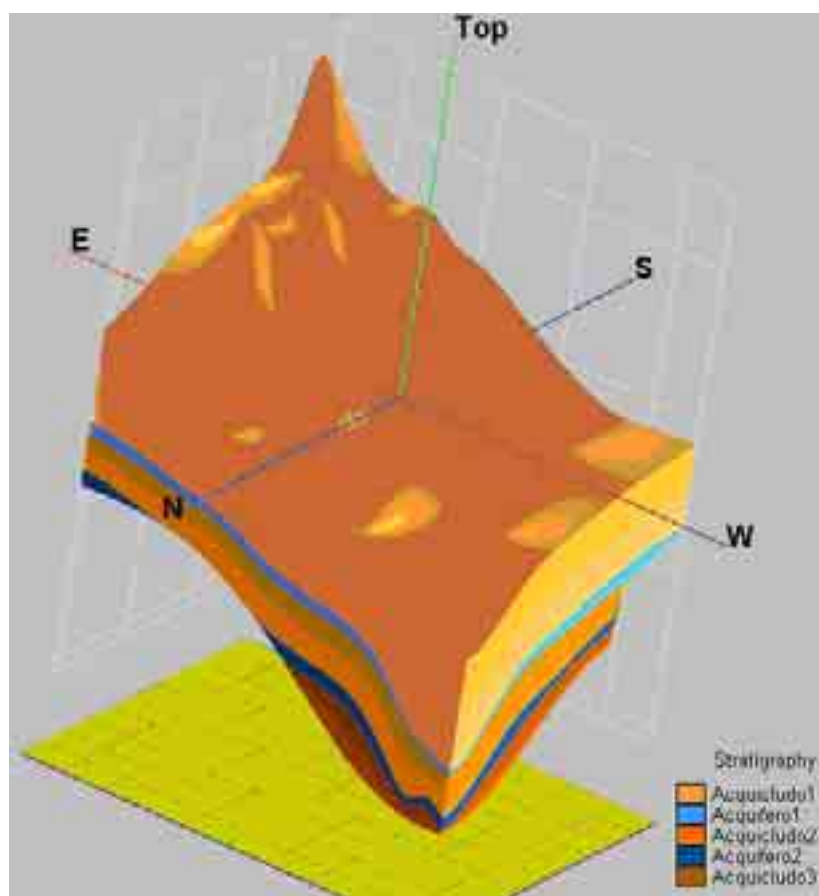


Figura 28 – Ricostruzione tridimensionale della porzione dell’acquifero dei Colli Albani ricadente all’interno del comune di Ciampino, in azzurro si è indicato l’acquifero superficiale, in blu quello basale.

Tale sequenza, schematizzata in figura 29, comprende le formazioni caratteristiche delle varie fasi di attività dell’epoca del Tuscolano-Artemisio, intercalate dai livelli piroclastici depositati durante i cicli di attività verificatisi fra due fasi eruttive successive.

Formazioni della sequenza stratigrafica tipo	Layer corrispondente nel multistrato
Terreno superficiale	LAYER 1
Unità idromagmatiche dell'attività esplosiva finale	
IV ^a colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio, "Tufo di Villa Senni e pozzolanelle"	LAYER 2
Lave e piroclastiti del terzo ciclo di attività del Tuscolano-Artemisio	LAYER 3
III ^a colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio, "Tufo lionato e pozzolane nere"	LAYER 4
Lave e piroclastiti del secondo ciclo di attività del Tuscolano-Artemisio	LAYER 5
II ^a colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio, "Pozzolane rosse e conglomerato giallo"	LAYER 6
Lave e piroclastiti del primo ciclo di attività del Tuscolano-Artemisio	LAYER 7
I ^a colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio, "Tufo grigio pisolitico"	LAYER 8

Figura 29 – Schematizzazione della sequenza stratigrafica tipo riconosciuta nel distretto vulcanico dei Colli Albani e corrispondente ricostruzione dei contatti in *Visual Modflow*.

Sulla base di quanto esposto in precedenza è stato possibile riconoscere che sono la III^a e II^a colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio le unità che ospitano con maggiore frequenza i livelli acquiferi. In particolare, la III^a colata, corrispondente al complesso idrogeologico dei tufi stratificati, è sede della falda più superficiale, mentre la II^a, corrispondente al complesso delle pozzolane, è sede dell'acquifero profondo.

La successione dei contatti da inserire in *Visual Modflow* si è, quindi, basata sulla sequenza tipo riportata in figura 29 e ha portato a un modello multistrato composto da 8 *layer* (figura 30).

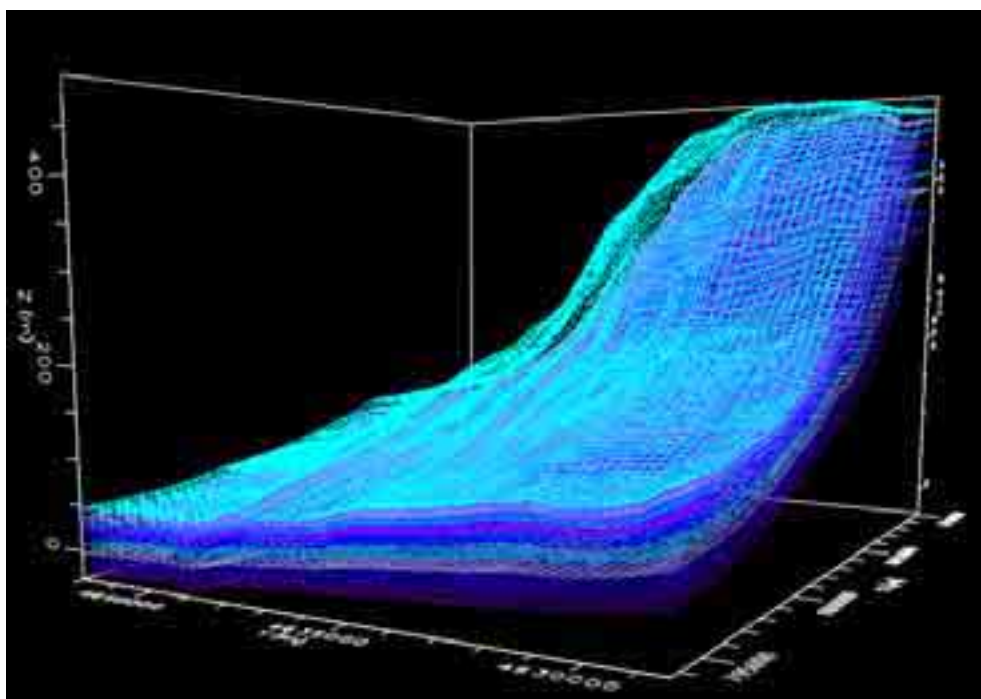


Figura 30 – Rappresentazione tridimensionale degli 8 layer che compongono il modello multistrato.

Nel modello, in cui, per facilitare la risoluzione numerica della simulazione, si è attribuito uno spessore minimo del singolo strato di 5 metri, si è deciso di accorpare le prime due formazioni che compaiono in figura 29. Il terreno superficiale (di copertura), infatti, di spessore solitamente variabile fra i 3 e i 5 metri, non presentava delle caratteristiche idrogeologiche tali da renderne necessaria la modellazione come *layer* a sé stante.

2.2.2.2.2 Introduzione dei pozzi di estrazione e di osservazione

Sia i pozzi di estrazione, sia quelli di osservazione restano quelli di cui si è discusso a proposito del modello monostrato (cfr. paragrafo 2.2.2.1.5). L'unica particolarità che distingue il ruolo che questi rivestono nel modello multistrato rispetto a quanto facevano nel monostrato, è legata alla quota della finestratura. Questa, infatti, associa l'informazione e l'effetto di un determinato pozzo al *layer* in cui ricade; sapendo, allora, che la profondità dei pozzi della zona è generalmente compresa fra i 30 e i 50 metri, si nota che la zona finestrata interessa prevalentemente i *layer* 2 e 3 (figura 31).

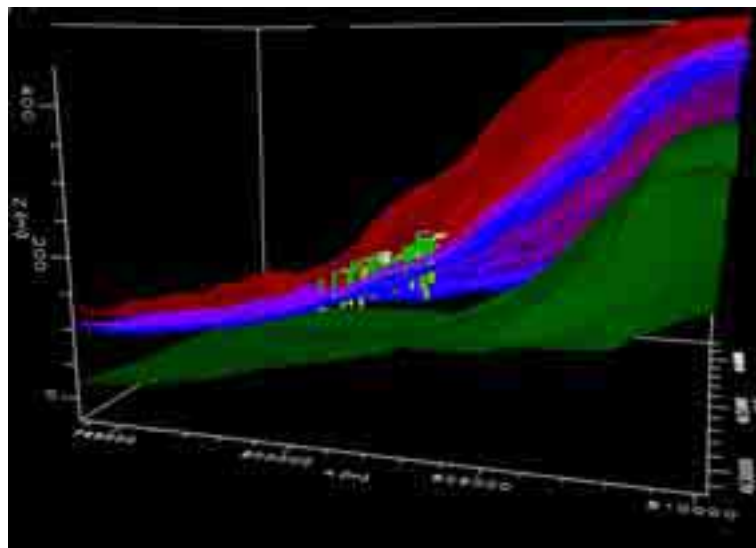


Figura 31 – Rappresentazione tridimensionale del top e del bottom dell'acquifero (rispettivamente in rosso e in verde), dei layer 2 e 3 (rispettivamente in viola e in blu) e dei pozzi di estrazione e di osservazione, in giallo è evidenziata la porzione finestrata del pozzo.

Questa informazione risulta fondamentale durante il processo di calibrazione, nel quale si effettua il confronto fra i valori calcolati dal modello e quelli misurati nei pozzi. La maggiore disponibilità di punti di osservazione che ricadono in un determinato *layer* (quindi di dati su cui fare la calibrazione) infatti, dovrebbe consentire al *Pest*, per i parametri di quel *layer*, di trovare più facilmente una soluzione calibrata.

2.2.2.2.3 Assegnazione dei parametri

Analogamente a quanto fatto per il modello monostrato i parametri assegnati al multistrato sono altezza piezometrica iniziale e conducibilità idraulica. Mentre il primo è stato lasciato

invariato rispetto al monostrato e posto costante e pari a 150 metri, a ognuno degli 8 *layer* è stato assegnato un valore di conducibilità idraulica differente. L'attribuzione di questi valori è avvenuta associando, sulla base delle tabelle 1 2 e 3 del paragrafo 1.2, una classe di permeabilità, a ogni formazione che compare nella sequenza stratigrafica tipo. Dalla classe di permeabilità, che rappresenta ancora una descrizione qualitativa della conducibilità idraulica, si è, infine, assegnato un valore numerico tenendo conto del *range* di variabilità che tale grandezza ha nella zona in esame. Utilizzando, quindi, i risultati ottenuti con lo studio sulla permeabilità descritto al paragrafo 1.2.1.4, da cui emerge che la conducibilità idraulica nella zona oscilla fra $1 \cdot 10^{-8}$ m/s delle formazioni meno permeabili e $1 \cdot 10^{-4}$ m/s di quelle più permeabili (con un valore medio di circa $7.4 \cdot 10^{-6}$ m/s), si è ottenuto l'abbinamento fra classi e valori di permeabilità riportato in figura 32.

Formazioni della sequenza stratigrafica tipo	Layer corrispondente nel multistrato	Classe di permeabilità associata	Permeabilità associata (m/s)
Terreno superficiale	LAYER 1	Mediamente permeabili	$5 \cdot 10^{-6}$
Unità idromagmatiche dell'attività esplosiva finale			
IV ^a colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio, "Tufo di Villa Senni e pozzolanelle"	LAYER 2	Da mediamente permeabile a poco permeabile	$5 \cdot 10^{-7}$
Lave e piroclastiti del terzo ciclo di attività del Tuscolano-Artemisio	LAYER 3	Mediamente permeabili	$5 \cdot 10^{-6}$
III ^a colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio, "Tufo lionato e pozzolane nere"	LAYER 4	Da molto permeabili a mediamente permeabili	$5 \cdot 10^{-5}$
Lave e piroclastiti del secondo ciclo di attività del Tuscolano-Artemisio	LAYER 5	Mediamente permeabili	$5 \cdot 10^{-6}$
II ^a colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio, "Pozzolane rosse e conglomerato giallo"	LAYER 6	Da molto permeabili a mediamente permeabili	$5 \cdot 10^{-5}$
Lave e piroclastiti del primo ciclo di attività del Tuscolano-Artemisio	LAYER 7	Da mediamente permeabile a poco permeabile	$5 \cdot 10^{-7}$
I ^a colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio, "Tufo grigio pisolitico"	LAYER 8	Poco permeabili	$5 \cdot 10^{-8}$

Figura 32 – Schematizzazione della sequenza tipo utilizzata nel modello multistrato e dei valori di conducibilità idraulica attribuiti alle varie formazioni.

Qui si osserva come ai terreni mediamente permeabili sia stato associato un valore di conducibilità idraulica prossimo al valore medio riscontrato nella zona oggetto di studio e come ai terreni più o meno permeabili, invece, siano stati assegnati valori di conducibilità maggiori o minori in relazione al *range* di variabilità riscontrato della zona. L'alternanza dei valori di conducibilità descritti in figura 32 corrisponde alla rappresentazione tridimensionale mostrata in figura 33.

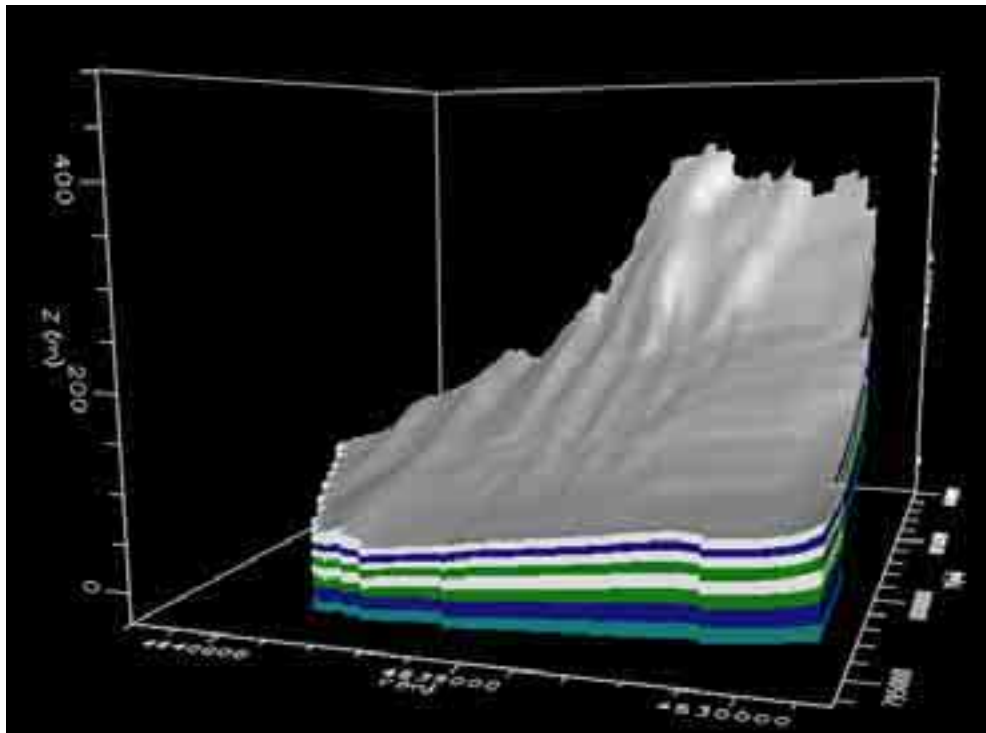


Figura 33 – Rappresentazione tridimensionale del dominio del modello in cui sono stati indicati con colori diversi le formazioni caratterizzate da diversi valori di conducibilità idraulica, in bianco sono contrassegnate le formazioni mediamente permeabili, in blu quelle con permeabilità medio-bassa, in verde quelle con permeabilità medio-alta e in azzurro quelle poco permeabili; in grigio è indicato il piano campagna.

2.2.2.2.4 Risultati

Il risultato finale del modello multistrato impostato e costruito con tutte le accortezze descritte nei paragrafi precedenti è abbastanza in accordo con l'andamento delle isopieze già osservato con la campagna di monitoraggio e ottenuto con il modello monostrato. Rispetto a questo, le differenze più rilevanti in termini di *output* sono dovute alla presenza, all'interno dei *layer* più superficiali, di vaste zone asciutte. Come mostrato in figura 34, in cui si riporta l'andamento delle isopieze per il *layer* 1, questo comportamento è più accentuato nelle zone esterne del dominio del modello e nelle zone in cui è presente l'estrazione d'acqua dai pozzi.

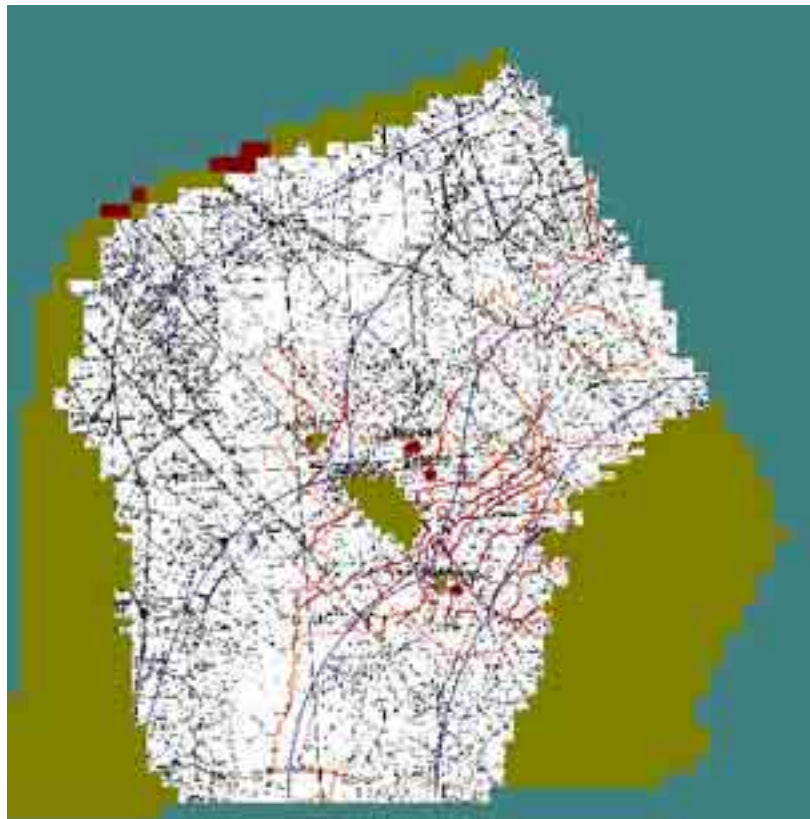


Figura 34 – Risultati del modello multistrato per il *layer* 1, in verde sono contrassegnate le celle asciutte.

La presenza di celle asciutte diminuisce passando ai *layer* inferiori (figura 35).

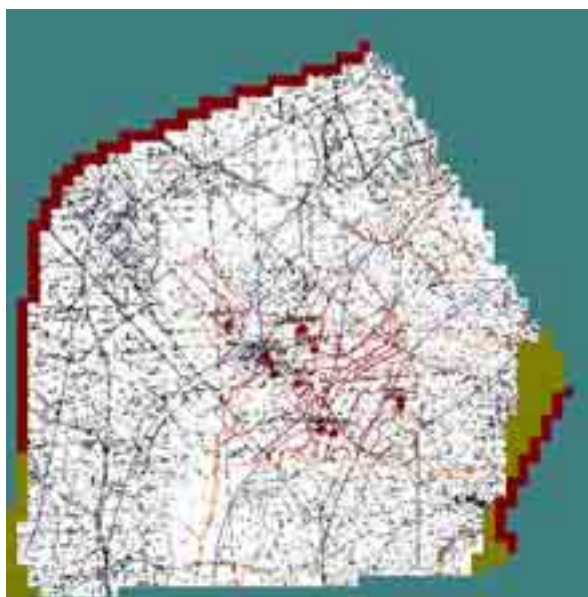


Figura 35 – Risultati del modello multistrato per il *layer* 5, in verde sono contrassegnate le celle asciutte.

Analogamente a quanto visto per il modello monostrato, l'andamento dei vettori velocità conferma l'andamento centrifugo delle acque sotterranee dalle zone centrali del distretto vulcanico verso le periferie e mostra l'azione di richiamo esercitata sulle acque di falda dai pozzi di estrazione (figura 36).

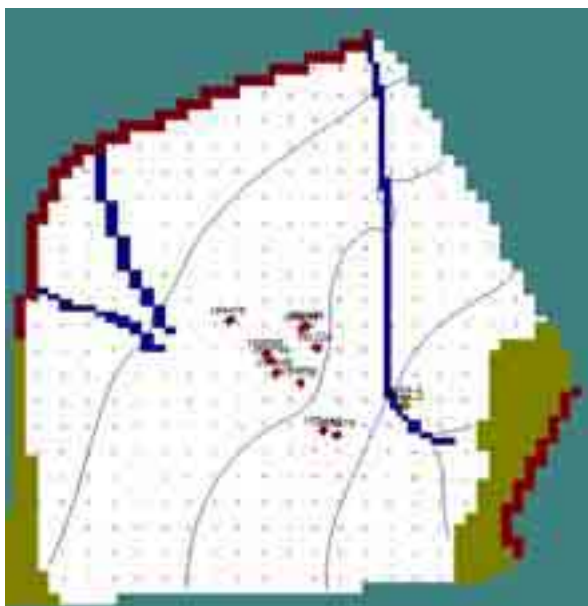


Figura 36 – Andamento dei vettori velocità nel *layer* 4, si nota l'andamento centrifugo radiale delle acque sotterranee dalla zona SE del distretto verso la periferia e l'azione di richiamo esercitata dai pozzi di estrazione.

Si riporta, infine, in figura 37, una visualizzazione tridimensionale dell'andamento del pelo libero all'interno del dominio del modello.

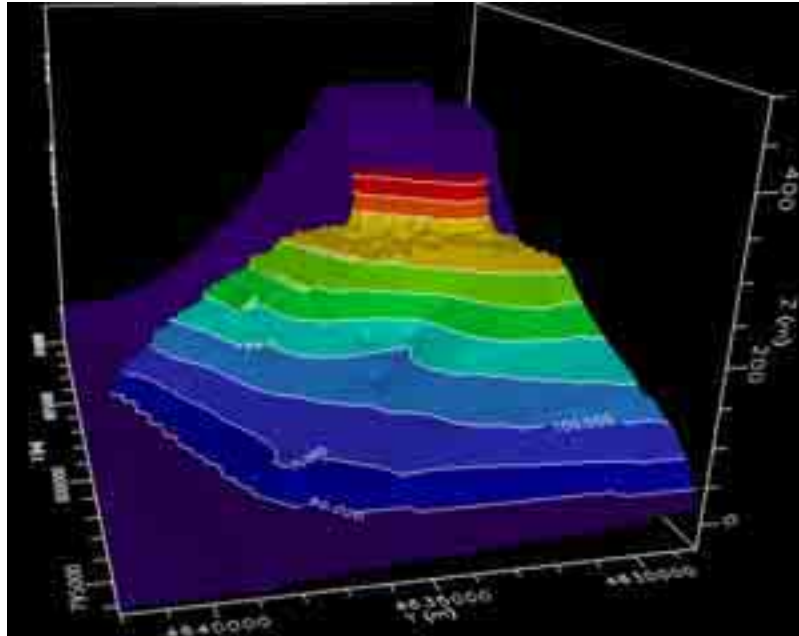


Figura 37 – Rappresentazione tridimensionale della piezometrica ottenuta come risultato finale della modellazione multistrato.

2.2.2.2.5 Applicazione di Pest e risultati della calibrazione

A dispetto di quanto fatto nel caso del modello monostrato, per il modello multistrato, a causa di problemi numerici, non è stato possibile procedere alla calibrazione contemporanea di tutti i valori di conducibilità (3 contributi per ogni valore e 4 valori diversi, per un totale di 12 parametri da calibrare). Il ridotto numero di osservazioni disponibili, associato alla maggiore complessità introdotta dalla presenza di tutte le formazioni inserite nel modello, ha, infatti, impedito che *Pest*, provando a calibrare insieme tutti i valori di conducibilità, riuscisse a convergere. In alcuni tentativi si è provato a ridurre da 12 a 4 il numero di parametri da calibrare, ancorando il valore di conducibilità idraulica lungo gli assi *y* e *z* al valore lungo l'asse *x*; non si sono, tuttavia, ottenuti risultati di rilievo. La convergenza del processo di calibrazione si è ottenuta solamente concentrando l'attenzione sulla conducibilità idraulica di un unico *layer* (il primo) e utilizzando le informazioni provenienti da tutti i pozzi di osservazione disponibili. L'unico valore di conducibilità idraulica che è stato possibile calibrare è stato, quindi, il K_{x1} dal

momento che gli altri contributi di conducibilità del *layer* 1 sono stati ottenuti come valori dipendenti dal K_x . I risultati così ottenuti, tuttavia, non sono molto differenti dal valore di partenza impostato e quindi non influenzano in maniera rilevante la modellazione. In figura 38 si riporta il confronto fra i valori calcolati dal modello e quelli misurati con le campagne di monitoraggio e in figura 39 si riporta l'istogramma dei residui.

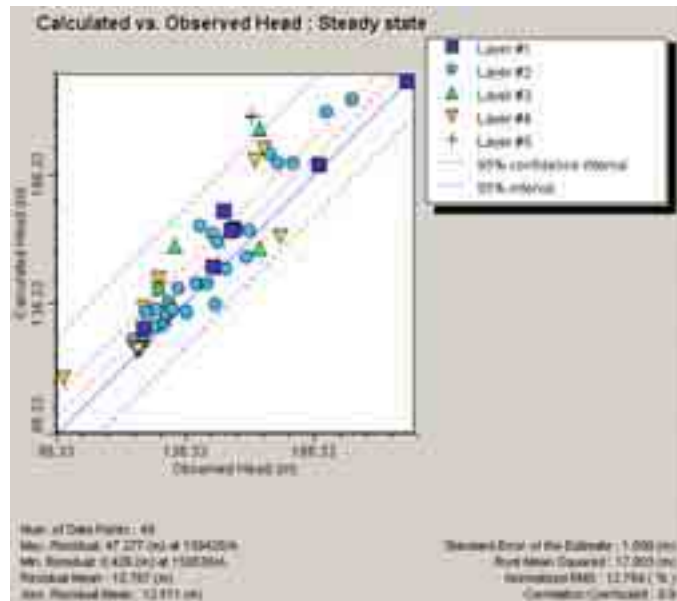


Figura 38 – Confronto fra i valori calcolati con il processo di modellazione e quelli misurati con le campagne di monitoraggio.

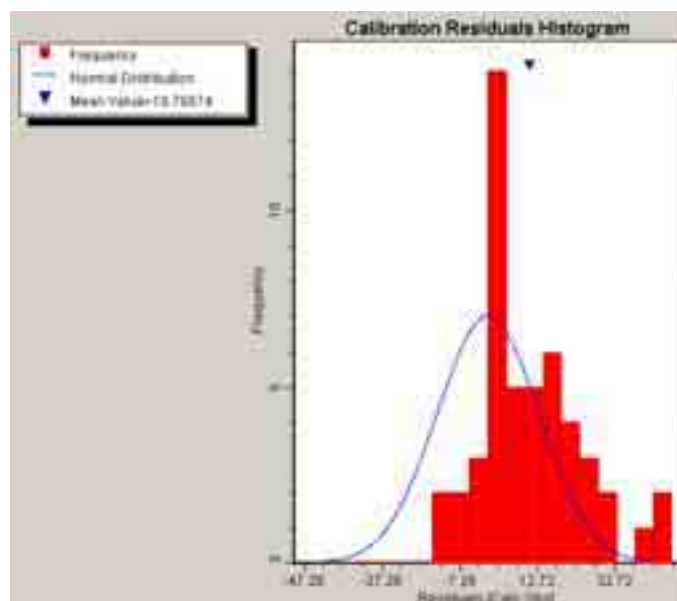


Figura 39 – Confronto fra i valori calcolati con il processo di modellazione e quelli misurati con le campagne di monitoraggio in termini di istogramma dei residui.

Nonostante non sia stato possibile calibrare il modello, come si può notare dal valore piuttosto alto assunto dello scarto quadratico medio normalizzato (12 % circa), la correlazione fra i valori calcolati e quelli misurati risulta soddisfacente (0.9).

2.3 La modellazione del moto nell'insaturo

Come già accennato sia a proposito del monostrato (cfr. paragrafo 2.2.2.1), sia a proposito del multistrato (cfr. paragrafo 2.2.2.2), il valore di ricarica da assegnare al modello è un parametro molto delicato che influenza in modo decisivo l'intero processo di modellazione. Per costruire un modello il più realistico possibile, allora, si è proceduto anche alla simulazione del moto delle acque sotterranee nella zona insatura. Così facendo, a partire dai dati relativi alle precipitazioni e alle caratteristiche dei terreni, è stato possibile conoscere l'andamento del flusso in uscita dalla zona vadosa in funzione del tempo e attribuire, quindi, come valore di ricarica, quello effettivamente ottenuto con la modellazione dell'insaturo, piuttosto che quello desunto da studi di letteratura.

2.3.1 Il programma UnsatSuite

Dal momento che il *Visual Modflow* non permette di simulare il processo di infiltrazione attraverso la zona vadosa, è stato necessario servirsi di un altro programma che avesse, tuttavia, la capacità di interfacciarsi a esso. Il programma che si è scelto di utilizzare, nel rispetto di tali requisiti, è *UnsatSuite*, un software alle differenze finite caratterizzato da una fase di gestione e di inserimento dati molto semplice e da una fase di analisi e controllo dei risultati estremamente chiara e intuitiva. Il suddetto programma non si limita alla simulazione dei problemi di moto, ma può essere utilizzato anche per modellare dei fenomeni di trasporto di contaminanti. Di seguito si riassumono le principali fasi in cui può essere suddiviso il processo di modellazione del moto nell'insaturo, utilizzando *UnsatSuite*. Il primo passo nella simulazione del moto con *UnsatSuite* è la creazione del profilo monodimensionale da modellare, sia in termini di materiale, sia in termini di spessore (del singolo materiale). A ogni materiale viene, successivamente, assegnata una tessitura, fra una serie di categorie standard (tabella 7), cui sono attribuite, per “*default*”, le proprietà meccaniche e idrauliche che entrano nelle espressioni con cui si descrivono le

relazioni funzionali. Praticamente, il processo appena descritto consiste nel ricondurre le formazioni oggetto di modellazione a una delle famiglie geologiche riportate in tabella 8, valutando poi, tramite la tabella 9, le percentuali caratteristiche della composizione granulometrica di tale famiglia.

TERMINOLOGIA AMERICANA	TERMINOLOGIA ITALIANA
SAND	SABBIA
LOAMY SAND	SABBIA CON MEDIO IMPASTO
SANDY LOAM	MEDIO IMPASTO SABBIOSO
LOAM	MEDIO IMPASTO
SILTY LOAM	MEDIO IMPASTO LIMOSO
SILT	LIMO
SANDY CLAY LOAM	MEDIO IMPASTO SABBIOSO ARGILLOSO
CLAY LOAM	MEDIO IMPASTO ARGILLOSO
SILTY CLAY LOAM	MEDIO IMPASTO LIMOSO ARGILLOSO
SANDY CLAY	ARGILLA SABBIOSA
SILTY CLAY	ARGILLA LIMOSA
CLAY	ARGILLA

Tabella 7 – Elenco delle diverse categorie di tessitura cui vengono ricondotti i materiali da modellare (fonte Dipartimento dell’Agricoltura degli Stati Uniti).

Codice	Id.	Descrizione
da	1	MATERIALI ARGILLOSI DI RIPORTO E DISCARICHE
a	2	ALLUVIONI ATTUALI E RECENTI
al	3	ALLUVIONI FLUVIALI
dt	4	DETRITI DI FALDA, SCIOLTI E DEBOLMENTE CEMENTATI
sd	5	SABBIE DI SPIAGGIA, DA FINI A GROSSOLANE
fl	6	SEDIMENTI PALUSTRI E FLUVIO-LACUSTRI PREV. ARGILLOSI
tp	7	TERRE NERE UMIFERE ARGILLOSE
tb	8	TERRE ROSSE CON DETRITO CALCAREO
ls	9	SABBIE E LIMI LACUSTRI-SALMASTRI
tr	10	TRAVERTINI DA LITOIDI A TERROSI
v	11	TUFI, POZZOLANE, IGNIMBRITI
cn	12	CINERITI PIU O MENO LIMOSE
l	13	COLATE LAVICHE
qp	14	SABBIE TALVOLTA CONCREZIONATE
pl	15	SABBIE GIALLE E SABBIONI GROSSOLANI CONCREZIONATI
ag	16	ARGILLE E MARNE GRIGIO-AZZURRE
br	17	CONGLOMERATI E BRECCIE CEMENTATE, BRECCIE DI PENDIO
ac	18	MARNE E ARGILLE A LUOGHI GESSIFERE
am	19	ARENARIE CON INTERCALAZIONI DI ARGILLE E MARNE
ma	20	ALTERNANZA DI ARENARIE MARNOSE E MARNE ARGILLOSE
mg	21	ARGILLE, ARGILLE MARNOSE E MARNE
cg	22	CALCARI GRANULARI
bm	23	CALCARENITI, BRECCIOLE CALCAREE ORGANOGENE
mc	24	MARNE CON INTERCALAZIONI DI CALCARE
cm	25	CALCARI MICRITICI COMPATTI CON SELCE E MARNE
c	26	CALCARI MICRITICI, DETRITICI E CARCARENITI
ds	27	DIASPRI STRATERELLATI, CALCARI MARNOSI E ARGILLOSI
dl	28	DOLOMIE CRISTALLINE E DOLOMIE CALCAREE
fg	29	FILLADI, SERPENTINE E GABBRI
as	30	ARGILLE SCAGLIOSE
sg	31	SABBIE E GHIAIE
lag	32	LAGHI

Tabella 8 – Classificazione delle famiglie geologiche secondo il Dipartimento dell'Agricoltura degli Stati Uniti.

Codice	Id.	Argilla %	Limo %	Sabbia %
da	2	60	30	10
a	3	10	10	80
al	4	7	8	85
dt	5	10	10	80
sd	6	7	8	85
fl	7	50	30	20
tp	8	60	30	10
tb	9	25	50	25
ls	10	30	30	40
tr	11	45	30	25
v	12	15	30	55
cn	13	65	15	20
l	14	15	30	55
qp	15	15	20	65
pl	16	15	20	65
ag	17	45	30	25
br	18	30	10	60
ac	19	70	25	5
am	20	40	30	30
ma	21	60	20	20
mg	22	20	65	15
cg	23	20	25	55
bm	24	25	30	45
mc	25	20	65	15
cm	26	20	50	30
c	27	10	15	75
ds	28	20	65	15
dl	29	65	20	15
fg	30	35	35	30

Tabella 9 – Composizione granulometrica delle varie famiglie geologiche riportate in tabella 8 (fonte Dipartimento dell’Agricoltura degli Stati Uniti).

Infine, note queste percentuali, entrando nel grafico di figura 40, si ottiene la tessitura del terreno in questione.

A dispetto di quanto mostrato in figura 41, solitamente si ha l'accortezza di infittire simmetricamente il grigliato in corrispondenza del tetto e del letto della zona insatura (cfr. paragrafo 2.3.2 figura 43).

La fase successiva del processo di modellazione riguarda la scelta dei parametri e delle relazioni funzionali e l'assegnazione delle condizioni al contorno. Quando non si modellano fenomeni di trasporto e considerando trascurabile l'effetto dell'evapotraspirazione, gli unici parametri da assegnare sono quelli relativi a: tempo di simulazione, contenuto iniziale d'acqua e relazione funzionale. Fra le possibili relazioni funzionali proposte rientrano quelle di Brooks-Corey e Van Genuchten, già descritte nel paragrafo I.II.II; per quanto riguarda θ , invece, si fa riferimento a tre possibili scenari: contenuto d'acqua uniforme, contenuto d'acqua non-uniforme e profilo di equilibrio. Le condizioni al contorno vengono attribuite sia in corrispondenza del piano campagna ("*flow upper boundary*"), al quale solitamente si attribuisce, come flusso in ingresso, il tasso di precipitazione della zona (in mm/anno), sia in corrispondenza del letto della zona insatura ("*flow lower boundary*") al quale, invece, generalmente si assegna una condizione di carico totale ("*total head*"), associata alla presenza del pelo libero dell'acquifero. A questa condizione, per motivi di stabilità numerica, si attribuisce un valore inferiore alla effettiva profondità del pelo libero (se lo spessore dell'insaturo è di 23 metri, ad esempio, si dà un valore di carico totale pari a 20 metri). Fra le condizioni al contorno relative al tetto della zona insatura, ce n'è una relativa all'accumulo d'acqua che si può creare in superficie a seguito delle precipitazioni. Tale condizione, definita di "*allowed ponding*" viene solitamente posta pari a una decina di centimetri.

L'ultima fase della modellazione, di natura più matematica, è relativa alla scelta della risoluzione temporale e delle caratteristiche numeriche del processo di modellazione. I parametri più importanti da assegnare in questa fase sono: la lunghezza minima e quella massima del passo temporale, il numero minimo e massimo di iterazioni da effettuare per ciascuno di questi passi e il criterio di arresto del processo di simulazione.

In termini di risultati *UnsatSuite* fornisce dei grafici che riassumono l'andamento del processo di infiltrazione sia in funzione del tempo, sia in funzione della profondità.

I profili più significativi sono quelli che descrivono il flusso totale in uscita dal sistema e l'andamento delle proprietà idrauliche (contenuto d'acqua, grado di saturazione, carico totale) in funzione della profondità, ma sono molto interessanti anche i grafici in cui si mette in evidenza il bilancio del volume d'acqua immagazzinata all'interno del dominio. Il flusso totale in uscita dal sistema, espresso in funzione del tempo di simulazione, resta, per la presente applicazione, il risultato più importante del processo e rappresenta il dato di infiltrazione efficace da inserire, come ricarica, nella modellazione dell'acquifero. A tal fine il programma *UnsatSuite* permette di esportare questo risultato come file *.txt*, estensione riconosciuta dal *Visual Modflow* per l'importazione di dati.

2.3.2 Applicazione di UnsatSuite all'acquifero vulcanico dei Colli Albani

La modellazione dell'insaturo nell'area oggetto di studio è stata condotta sfruttando le informazioni e le conoscenze acquisite con la caratterizzazione dell'area e con la costruzione del modello monostrato. Il punto di partenza di tale simulazione è stato quello di valutare lo spessore dell'insaturo all'interno del dominio del modello e di ricondurre i terreni che contraddistinguono la zona vadosa in una delle classi tessiturali riportate in figura 40. Lo spessore dell'insaturo è stato, quindi, valutato, sulla scorta dei risultati della simulazione del modello monostrato (cui era stata applicata una ricarica costante e pari 150 mm/anno), da cui, esportando i valori di soggiacenza ("*water depth*") forniti da *Visual Modflow* e, integrandoli in un ambiente *GIS*, si è ottenuto il grafico di figura 42.

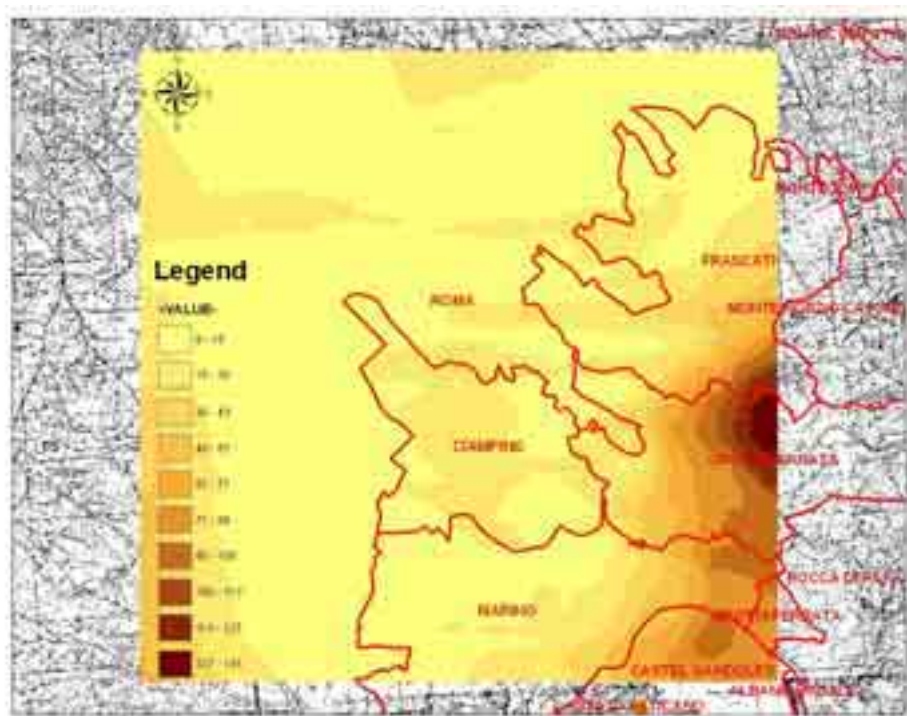


Figura 42 – Mappa della soggiacenza dell’acquifero nella zona oggetto di studio.

Qui si può notare come, in buona parte del dominio, la soggiacenza sia inferiore ai 30 metri, e, come, tale valore tenda a crescere nella parte orientale della zona in cui, in corrispondenza dei comuni di Grottaferrata, Castel Gandolfo e Rocca di Papa, si hanno i maggiori rilievi dell’apparato vulcanico. Nonostante il numero piuttosto elevato di classi di soggiacenza, valutando le zone inattive del dominio del modello (cfr. figura 15 paragrafo 2.2.2.1.1), si è visto che l’area effettivamente responsabile del deflusso delle acque sotterranee è caratterizzata da valori di soggiacenza rientranti nelle prime due classi. La modellazione dell’insaturo è stata, quindi, condotta ipotizzando due zone a soggiacenza omogenea: spessore dell’insaturo pari a 15 e 23 metri.

In entrambi i casi, la natura dei terreni che contraddistinguono la zona: tufi, pozzolane e ignimbriti, cineriti e colate laviche, in tabella 8 contraddistinti, rispettivamente, dai codici *v*, *cn* ed *l*, ha portato, sulla base della procedura descritta al paragrafo precedente, alla scelta di un profilo omogeneo di medio impasto sabbioso (“*sandy loam*”), i cui parametri caratteristici, riassunti in tabella 10, sono automaticamente attribuiti al modello dall’*UnsatSuite*.

Tessitura	θ_r	θ_s	$\alpha=1/\psi_b$	λ	K_s (cm/h)	n_{eff}
Sand	0.020	0.417	-7.246	0.592	21.0	0.417
Loamy Sand	0.035	0.401	-8.695	0.474	6.1	0.401
Sandy Loam	0.041	0.412	-14.705	0.322	2.6	0.412
Loam	0.027	0.434	-11.111	0.220	0.68	0.434
Silt Loam	0.015	0.486	-20.833	0.221	1.32	0.486
Sandy Clay Loam	0.068	0.330	-27.777	0.250	0.43	0.330
Clay Loam	0.075	0.390	-25.641	0.194	0.23	0.390
Silty Clay Loam	0.040	0.432	-32.258	0.151	0.15	0.432
Sandy Clay	0.109	0.321	-29.411	0.168	0.12	0.321
Silty Clay	0.056	0.423	-34.482	0.127	0.09	0.423
Clay	0.090	0.385	-37.037	0.131	0.06	0.385

Tabella 10 – Valori assunti dai principali parametri utilizzati per la modellazione dell’insaturo (fonte Usepa).

Il profilo ottenuto per simulare la zona insatura spessa 15 metri è quello riportato in figura 43 (si noti l’infittimento del passo di discretizzazione spaziale in corrispondenza del tetto e del letto della zona vadosa). Un’analoga discretizzazione è stata applicata nel caso di spessore pari a 23 metri.

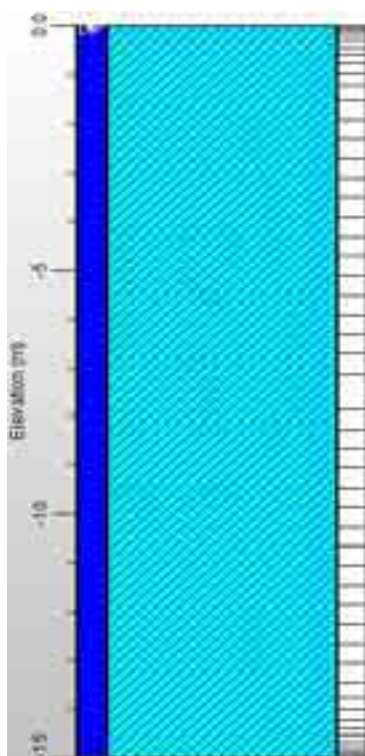


Figura 43 – Profilo della zona insatura ottenuto con *UnsatSuite*, il colore azzurro e’ caratteristico della classe tessiturale “sandy loam”.

Dopo aver definito lo spessore dell'insaturo e il tipo di tessitura si è, quindi, passati all'assegnazione delle relazioni funzionali e delle condizioni iniziali e al contorno. In entrambi i casi è stato attribuito un legame di Van Genuchten e un contenuto iniziale d'acqua del tipo "profilo di equilibrio". Per quanto riguarda le condizioni al contorno, invece, i due modelli differiscono sia per i tempi di simulazione, sia per le condizioni di flusso. Il primo, quello corrispondente a una soggiacenza dell'acquifero di 15 metri, infatti, è stato modellato con 365 giorni di simulazione, un flusso in ingresso dal tetto della zona insatura di 700 mm/anno (cfr. paragrafo 1.2.1.5) e un carico totale in corrispondenza del pelo libero ("*flow lower boundary*") di 12 metri. Il secondo, con soggiacenza pari a 23 metri, invece, è stato schematizzato con un tempo di simulazione pari a 500 giorni, un flusso in ingresso di 800 mm/anno e un carico totale sul pelo libero di 20 metri. La scelta di aumentare il tempo di simulazione a 500 giorni, in questo caso, è stata dettata dal fatto che, per tempi di simulazioni minori, data l'entità dello spessore dell'insaturo, non sarebbe stato possibile vedere l'arrivo del fronte di infiltrazione al pelo libero. L'assegnazione di un valore di flusso in ingresso maggiore è, invece, giustificato dall'effettivo valore che il tasso di precipitazione assume in questa zona (cfr. paragrafo 1.2.1.5). I risultati ottenuti con queste simulazioni sono riassunti nei grafici di figura 44 e 45, in cui compaiono, per i due modelli, gli andamenti del flusso totale in entrata e in uscita dal sistema e la variazione di volume d'acqua immagazzinata nel dominio.

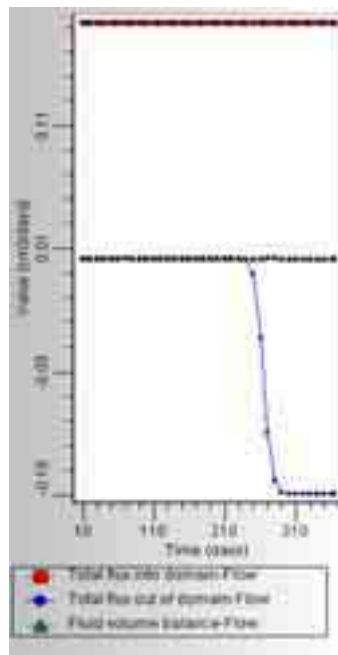


Figura 44 – Risultati ottenuti con *UnsatSuite* modellando 15 metri di “sandy loam” per un tempo di simulazione di 365 giorni.

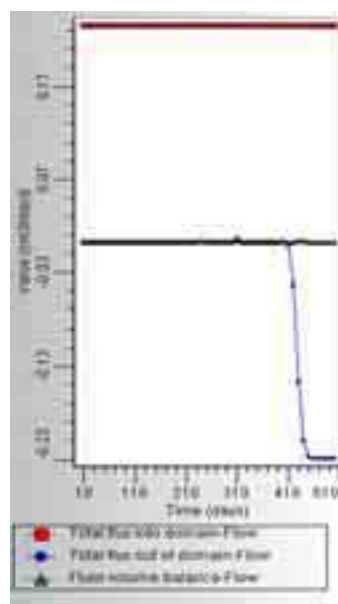


Figura 45 – Risultati ottenuti con *UnsatSuite* modellando 23 metri di insaturo per un tempo di simulazione di 500 giorni.

Ovviamente, in entrambi i casi, avendo ipotizzato un flusso in ingresso costante per tutto il tempo della simulazione, il flusso totale in ingresso (in rosso) non varierà. Il flusso in uscita (di colore blu), invece, varia dal valore iniziale nullo, che si protrae fino a quando il

fronte bagnato non raggiunge la fine della zona insatura, a un valore a regime che tende asintoticamente al valore di flusso in ingresso dato come condizione al contorno. A tal fine si riporta, in tabella 11, il file *.txt* caratteristico della simulazione del profilo di 15 metri, in cui si nota come, al procedere della simulazione, il valore del flusso in uscita si attesti, al termine della simulazione, intorno ai 700 mm/anno, valore del tasso di precipitazione assegnato come “*flow upper boundary*”.

Inizio (gg)	passo temporale	Fine (gg)	passo temporale	Flusso in uscita (mm/anno)
0		190		0
190		200		2.51E-8
200		210		2.02E-6
210		220		1.22E-4
220		230		5.23E-3
230		240		1.81E-1
240		250		3.84
250		260		46.39
260		270		241.05
270		280		517.02
280		290		658.04
290		300		693.92
300		310		698.93
310		365		699.26

Tabella 11 – Andamento del flusso in uscita in funzione del tempo di simulazione per la modellazione di uno spessore di 15 metri di “*sandy loam*”.

Le figure mostrano, inoltre, che, i giorni di infiltrazione necessari prima che si esaurisca la capacità di immagazzinamento dell’insaturo e, quindi, inizi la ricarica dell’acquifero sono, rispettivamente, circa 230 nel caso di spessore pari a 15 metri e circa 400 nel caso di spessore pari a 23 metri. La curva relativa alla variazione del volume d’acqua immagazzinata nel sistema, infine, si attesta intorno allo zero, indicando così che il bilancio fra i volumi in ingresso e quelli in uscita è corretto e, quindi, i risultati sono ragionevoli. Descritto il risultato che verrà, successivamente, esportato e inserito nel *Visual Modflow*, restano da analizzare i profili delle proprietà idrauliche del terreno ottenute con il processo di simulazione. Sicuramente il grafico più interessante è quello relativo alla variazione del profilo del contenuto d’acqua nel tempo (figura 46). Qui, infatti, si nota come l’evoluzione di θ durante la simulazione ricalchi in maniera estremamente fedele l’andamento teorico del contenuto d’acqua descritto nella figura 19 del paragrafo I.II.III.

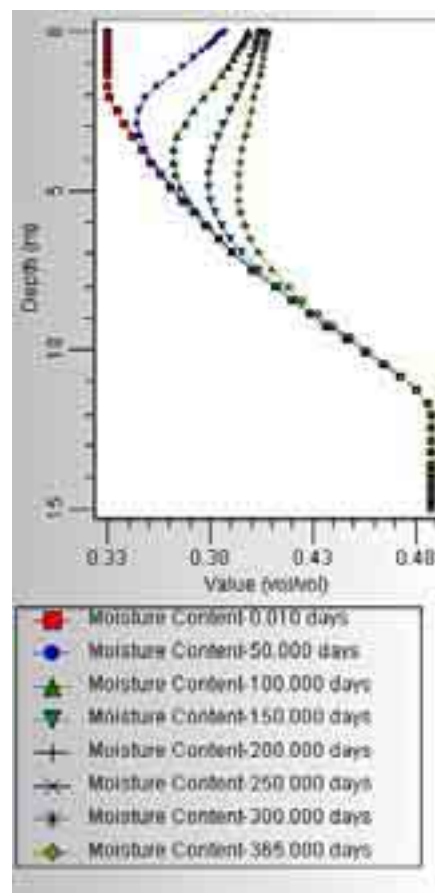


Figura 46 – Profilo del contenuto d’acqua con la profondità in funzione del tempo di simulazione nel caso di uno spessore di 15 metri di “*sandy loam*”, dopo 200 giorni di simulazione le curve si sovrappongono diventando difficilmente distinguibili l’una dall’altra.

I parametri e la relazione funzionale utilizzati con il processo di modellazione appena descritto sono, ovviamente, una delle possibili schematizzazioni con cui è possibile simulare il comportamento della zona insatura nell’area oggetto di studio. Gli altri tentativi, condotti utilizzando schematizzazioni alternative, hanno, pertanto, permesso di valutare l’influenza che la scelta di un determinato parametro o di una certa relazione aveva sul processo di simulazione. Mentre la variazione dei parametri da assegnare in ingresso al modello ha mostrato di influire sul processo di modellazione, senza, però, alterarne in maniera significativa i risultati, la variazione della condizione iniziale del contenuto d’acqua ha fortemente condizionato l’esito della simulazione.

Utilizzando un contenuto d'acqua iniziale non-uniforme, piuttosto che un profilo di equilibrio, infatti, si sono ottenuti dei risultati completamente diversi da quelli presentati nelle figure 44 e 45. Tali risultati, ottenuti a partire da profili in cui non era stato cambiato nient'altro che l'andamento di θ , sono presentati nelle figure 47 e 48.

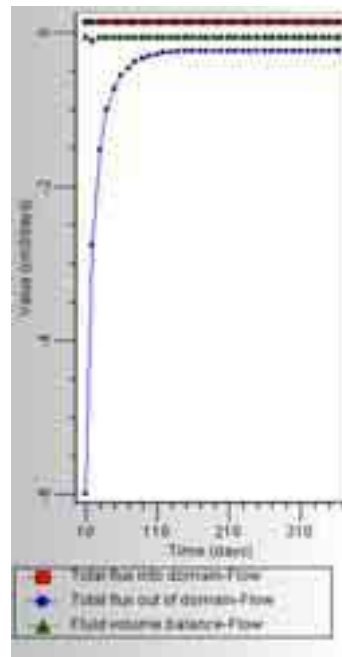


Figura 47 – Risultati ottenuti con *UnsatSuite* modellando 15 metri di insaturo per un tempo di simulazione di 365 giorni.



Figura 48 – Risultati ottenuti con *UnsatSuite* modellando 25 di insaturo per un tempo di simulazione di 365 giorni.

Qui si nota come l'andamento del flusso in uscita, che decresce con il tempo di simulazione (notare i segni negativi), si vada a stabilizzare, come succedeva anche in precedenza, a un valore prossimo a quello fornito come condizione al contorno del sistema. Tuttavia, al contrario di quanto avveniva con un contenuto d'acqua che seguiva il profilo d'equilibrio, i valori iniziali di questa simulazione presentano un flusso in uscita particolarmente elevato a causa del drenaggio dell'acqua già presente nel profilo prima dell'inizio della simulazione. Come mostrato nelle figure 47 e 48, questa simulazione arriva a una condizione a regime dopo circa 200 giorni. Alla luce degli elevati valori del flusso in uscita che si verificano nella fasi iniziali della simulazione, questo tipo di modellazione non è adeguata a rappresentare la ricarica dell'acquifero in *Visual Modflow*. L'alto flusso in uscita dall'insaturo nelle prime fasi della modellazione, infatti, determinerebbe dei valori di ricarica eccessivi che finirebbero per influenzare l'intero processo anche dopo il raggiungimento delle condizioni a regime.

2.3.3 Applicazione al modello monostrato saturo dei risultati ottenuti con UnsatSuite

Completata la modellazione dell'insaturo è stato possibile applicarne i risultati al modello monostrato saturo. La procedura di implementazione del nuovo dato di ricarica in questo modello è passata attraverso l'esportazione dei valori di flusso in uscita dalla simulazione dell'insaturo (quelli che caratterizzano le curve di figura 44 e 45), e l'inserimento dei medesimi (come file in formato *.txt*) all'interno del *Visual Modflow*. Alla luce della suddivisione del dominio del modello in due zone a comportamento differente, in termini di spessore dell'insaturo e di precipitazioni in ingresso, la mappa finale dei valori di ricarica in *Visual Modflow* appare come quella di figura 49; qui in viola è stata indicata la zona con uno spessore dell'insaturo di 15 metri e un flusso in ingresso di 700 mm/anno e in bordeaux quella con valori di soggiacenza dell'ordine di 23 metri e un flusso in ingresso di 800 mm/anno.

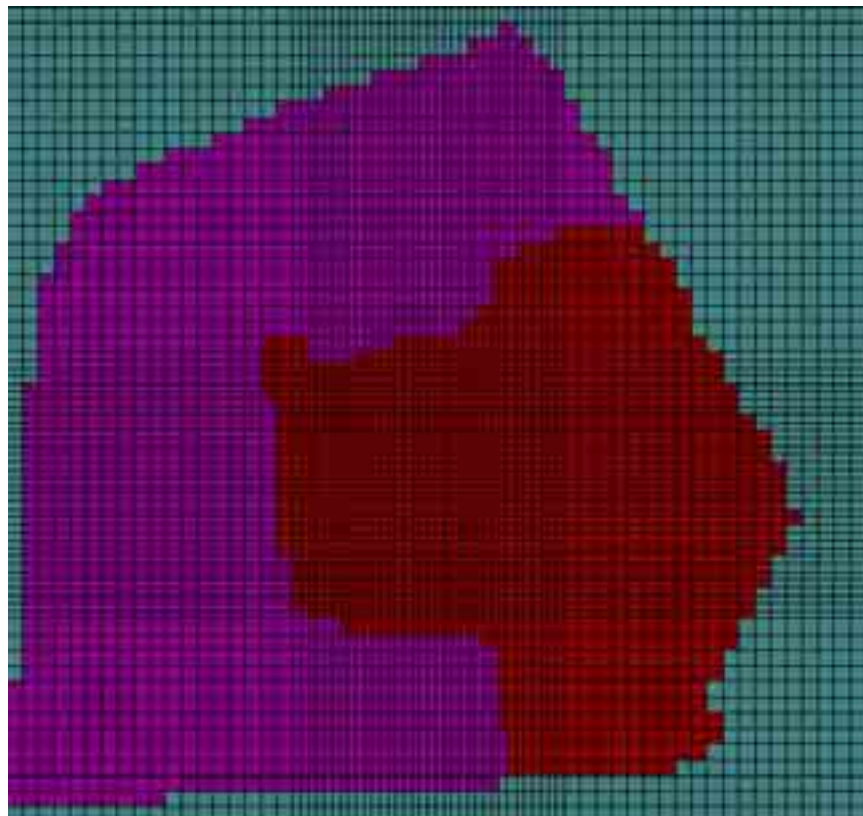


Figura 49 – Suddivisione del dominio del modello in due zone a diverso valore di ricarica (le celle in verde sono caratteristiche delle zone in cui c'è assenza di flusso).

La simulazione derivata da questa modifica dei valori di ricarica è una simulazione in transitorio, per la quale, oltre a definire le caratteristiche del passo temporale, è necessario assegnare al modello anche delle altezze iniziali.

Sulla scorta dei tentativi fatti in precedenza, relativamente al modello monostrato (cfr. da paragrafo 2.2.2.1.1 a paragrafo 2.2.2.1.9), si è deciso di attribuire come valori di altezze iniziali della modellazione in transitorio il risultato (contenuto in un file in formato *.hds*) della simulazione definitiva in stato stazionario. Utilizzando questi valori il modello converge e fornisce dei risultati piuttosto simili a quelli ottenuti con un valore di ricarica costante e pari a 150 mm/anno (figura 50).

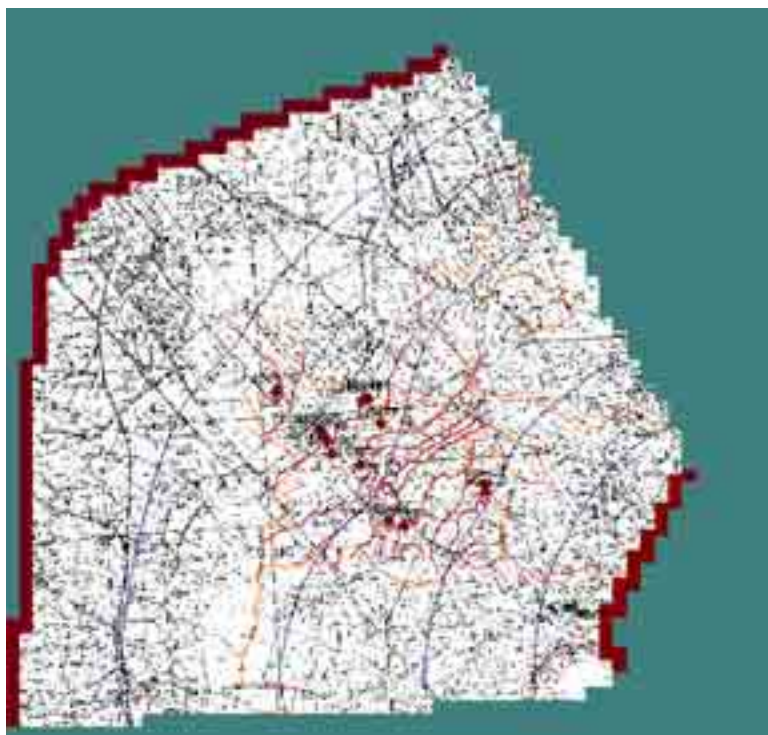


Figura 50 – Andamento delle isopieze all'interno del dominio del modello al tempo $t = 250$ giorni.

Nonostante in figura 50 si sia riportato solo l'andamento delle isopieze per $t = 250$ giorni, non si osservano variazioni di rilievo nella posizione che la piezometrica assume durante il progredire della simulazione (500 giorni). In termini di calibrazione, infine, si nota un buon accordo fra i valori osservati e quelli calcolati (figura 51) e un buon andamento dell'istogramma dei residui che ricalca piuttosto bene la forma di una gaussiana (figura

52). Impostando la sola conducibilità idraulica come parametro da calibrare, inoltre, si osservano delle variazioni più limitate di quelle riscontrate nel caso di ricarica costante (tabella 12) (cfr. tabella 5 paragrafo 2.2.2.1.9).

Parametro	Valore iniziale	Valore calibrato
Conducibilità idraulica K_x (m/s)	7.6 E^{-6}	7.5 E^{-5}
Conducibilità idraulica K_y (m/s)	7.6 E^{-6}	7.5 E^{-6}
Conducibilità idraulica K_z (m/s)	7.6 E^{-7}	7.5 E^{-7}

Tabella 12 – Confronto fra i valori di conducibilità idraulica iniziali e quelli calibrati.

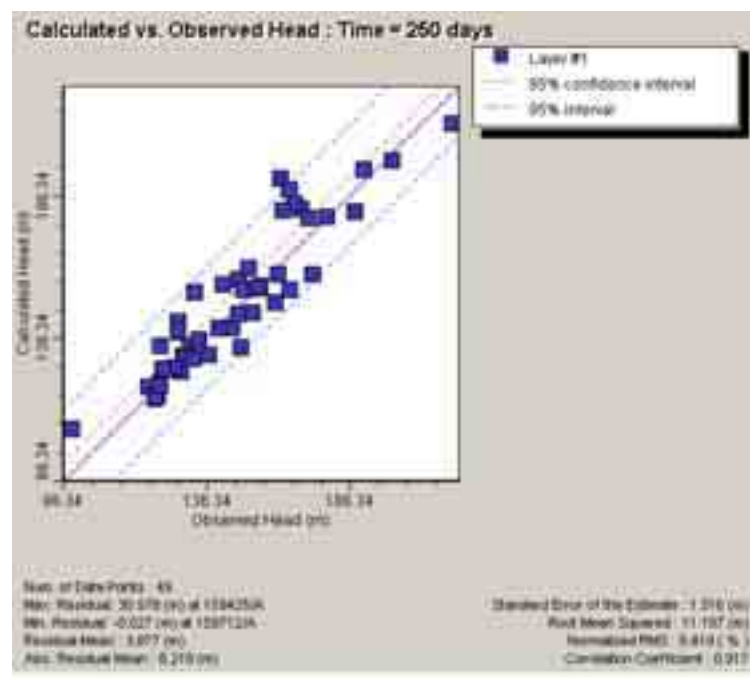


Figura 51 – Confronto fra le altezze calcolate dal modello al tempo $t = 250$ giorni e quelle rilevate con le campagne di monitoraggio.

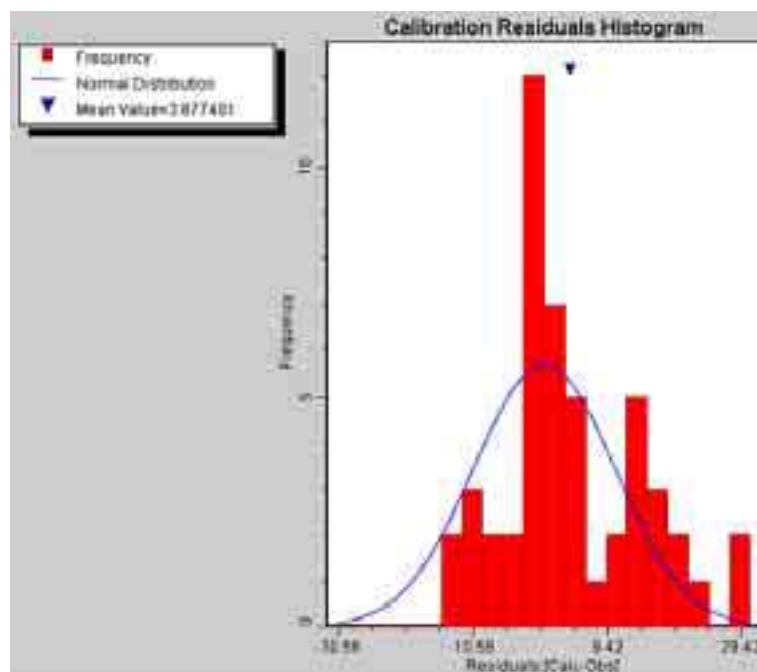


Figura 52 – Risultati della calibrazione in termini di istogramma dei residui.

Conclusioni

Rispettando la suddivisione presentata per il resto della tesi, anche in termini di risultati il modo migliore di valutare il lavoro svolto è quello di distinguere la fase di monitoraggio da quella di modellazione.

Il monitoraggio, consistito nella raccolta dei dati di piezometria di circa 60 pozzi all'interno del comune di Ciampino, ha evidenziato una sostanziale stabilità del livello di falda fra la campagna di Settembre 2005 e quella di Marzo 2006, in cui, a causa delle precipitazioni occorse durante l'inverno, si è registrato un innalzamento della piezometrica variabile fra i 50 cm e i 2 m (cfr. paragrafo 1.2.1.2 e figure 24 e 26). Anche il confronto fra i valori storici contenuti nella banca dati della Legge 464/84 e i valori registrati con le suddette campagne di misura ha rivelato delle variazioni della piezometrica, sia in positivo, sia in negativo, piuttosto modeste, e solitamente contenute fra le poche decine di centimetri e i 3/4 m (cfr. paragrafo 1.2.1.2 figura 22). Questo risultato ha dimostrato come, nonostante la grandissima concentrazione di pozzi, negli ultimi 20 anni, nella zona studiata, non si siano verificati degli abbassamenti tali da far temere l'insorgere di un regime di sovrasfruttamento della falda sotterranea. Probabilmente la ragione che ha impedito che ciò avvenisse è la recente realizzazione di impianti pubblici di fornitura d'acqua potabile che, allacciando all'acquedotto molte zone prima non servite, ha reso superflui i pozzi o, quantomeno, ha ridotto gli emungimenti dagli stessi. Questa riduzione dell'estrazione di acqua dai pozzi privati, utilizzati adesso solamente per l'irrigazione di vigne e giardini, ha, infatti, limitato il numero di utenze che gravano direttamente e senza alcun controllo sul sistema idrico sotterraneo, lasciando come unici punti di pompaggio significativi (in termini di portata di esercizio estratta), i pozzi del comune, impiegati per la fornitura d'acqua di parchi e ville pubbliche. Tutte queste informazioni, propedeutiche alla costruzione del modello, hanno consentito di tracciare un quadro generale dell'andamento del deflusso delle acque sotterranee e, accompagnate alla fase di caratterizzazione geologica e idrogeologica della zona, basata su studi di letteratura, hanno permesso di avere una base solida su cui costruire il modello concettuale della zona oggetto di studio.

La modellazione che ne è derivata, sia con il modello monostrato sia con quello multistrato, ha evidenziato le principali caratteristiche del deflusso delle acque sotterranee. Si è, pertanto, identificato in maniera piuttosto netta l'andamento centrifugo radiale delle acque di falda dalle zone più alte del distretto vulcanico dei Colli Albani verso le periferie (cfr. paragrafo 2.2.2.1.8 e figura 24) e, tramite calibrazione, si è valutata l'ottima corrispondenza emersa fra i valori calcolati dal modello e quelli misurati con le campagne di monitoraggio (cfr. paragrafi 2.2.2.1.9 e 2.2.2.2.5). La modellazione monostrato (cfr. paragrafo 2.2.2.1), in virtù dell'applicazione di un valore di ricarica ottenuto a seguito di un processo di modellazione dell'insaturo (cfr. paragrafo 2.3), è stata condotta in regime transitorio, mentre per quella multistrato (cfr. paragrafo 2.2.2.2), più complessa ma più aderente alla realtà, si è lavorato ipotizzando un regime stazionario. Valutando i risultati e la loro calibrazione è possibile affermare che sia il modello monostrato, sia quello multistrato, hanno dato, in termini di simulazione del campo di moto della falda, dei risultati molto soddisfacenti. Tali risultati hanno, quindi, dimostrato la validità del modello concettuale e l'applicabilità della modellazione anche ad aree che, come quella dei Colli Albani, presentano, da un punto di vista geologico e idrogeologico, molte caratteristiche difficili da simulare. Tali difficoltà, superate con le semplificazioni adottate durante la costruzione del modello concettuale, non precludono l'utilizzo del modello a fini previsionali; questo utilizzo, obiettivo principe della simulazione deve, tuttavia, prendere in considerazione alcune importanti caratteristiche della zona e del bacino idrogeologico in questione. Forse la principale caratteristica di cui tener conto è legata alla definizione stessa di bacino idrogeologico; questo, infatti, a dispetto dei bacini idrologici, definiti univocamente una volta noti gli spartiacque superficiali, non ha una natura immanente, ma può modificarsi nel tempo in relazione alle pressioni cui è sottoposto. Queste variazioni nell'ambito della modellazione proposta, ad esempio, determinerebbero la modifica del dominio del modello e delle condizioni al contorno che vi sono applicate, provocando, probabilmente, alcuni cambiamenti nell'andamento del deflusso delle acque sotterranee. Un altro possibile vincolo all'utilizzo in chiave previsionale del modello proposto, potrebbe essere dovuto alla penuria di dati nelle zone periferiche del dominio, per le quali l'insufficienza di informazioni relative alle portate estratte e l'inesattezza di molti dei dati

registrati nel database della Legge 464/84 non hanno consentito di disporre di un'informazione approfondita e affidabile come quella di cui si dispone per le zone direttamente monitorate. In conclusione, il modello proposto, data l'accortezza e il rigore con i quali sono stati inseriti tutti i dati di input e simulate le forzanti del sistema, può sicuramente essere utilizzato come strumento di gestione e di pianificazione dell'utilizzo e della distribuzione delle acque sotterranee, ma, sulla base delle indicazioni e dei vincoli di cui si è discusso precedentemente, necessita, al momento della sua applicazione come strumento previsionale, di una fase di calibrazione e validazione che confermi l'attendibilità dei risultati ottenuti con la simulazione e di una dettagliata fase di raccolta e analisi dei dati di input, sia in termini di proprietà idrauliche, sia di condizioni al contorno del sistema.

Bibliografia

- Baxter E.Vieux (2001), "Distributed hydrologic models using GIS", Kluwer Academic Publishers;
- K. Spitz, J. Moreno, "A practical guide to groundwater and solute transport modeling", Wiley Interscience Publication;
- D.I. Leap (1999), "Geological occurrence of groundwater", The handbook of groundwater engineering, Ed. J.W. Delleur;
- F. De Smedt (1999), "Two and three dimensional flow of groundwater", The handbook of groundwater engineering, Ed. J.W. Delleur;
- R. Haverkamp (1999), "Soil properties and moisture movement in the unsaturated zone", The handbook of groundwater engineering, Ed. J.W. Delleur;
- R. David and S. Espinoza (1999), "Infiltration", The handbook of groundwater engineering, Ed. J.W. Delleur;
- Wen-Hsing Chiang, Wolfgang Kinzelbach (2002), "3D-Groundwater modeling with PMWIN", Ed. Springer;
- S. Espa, M. Moroni, M. Miozzi, G. Petrucciani, "Applicazione di un modello di trasporto e diffusione di inquinanti in zona sub-superficiale per la valutazione del rischio di impatto ambientale relativo alla presenza di attività agro-zootecniche: proposta di studio pilota", Relazione conclusiva del progetto rischio agro-zootecnico;
- United States Environmental Protection Agency, "Estimation of infiltration rate in the vadose zone: compilation of simple mathematical models", volume I and II, National Risk Management Research Laboratory;
- G. Di Nitto (2004), "Analisi di vulnerabilità di un sistema acquifero: confronto tra metodi quantitativi e numerici", Tesi di laurea;
- E. Piergentili (2006), "Organizzazione di informazioni stratigrafiche per le definizioni di unità idrogeologiche", Relazione di stage;

- T. A. Endreny (2005), "Simulation of soil water infiltration with integration, differentiation, numerical methods and programming exercises", International journal of engineering education;
- ArcGis 9 tutorial and quick-start , "Using Arcmap", Esri;
- Visual Modflow tutorial and quick-start, "Using Modflow", Waterloo Hydrogeologic;
- B.A. Engel e K.C.S. Navulur (1999), "The role of geographical information systems in groundwater engineering", The handbook of groundwater engineering, Ed. J.W. Delleur;
- R Van Genuchten, "Calculating the unsaturated hydraulic conductivity with a new closed-form analitical model", Water resources program department, Princeton university, New Jersey;
- G. Capelli, R. Mazza, C. Gazzetti (2005), "Strumenti e strategia per la tutela e l'uso compatibile della risorsa idrica nel Lazio", Pitagora Editrice Bologna;
- AA. VV. (1995), "The volcano of the Alban Hills", Ed. R. Trigila;
- U. Ventriglia, "Idrogeologia della provincia di Roma", Volume III - Regione vulcanica dei Colli Albani;
- C. Campobasso, L. Martarelli, R. Policicchio, A. R. Scalise (2005), "Hydrogeologic case study derived from the database of the information obtained by the italian law 464/84, 2nd International Workshop Acquifer Vulnerability and Risk" – Topic "Development, Menagement and Correct Use of Grounwater Resources";
- Assessorato all'ambiente (Dicembre 2002), "Relazione sullo stato dell'ambiente della provincia di Viterbo";
- T.E. Reilly e A.W. Harbaugh (2003), "Guidelines for evaluating ground-water flow models", United States Department of the Interior, Geological Survey (U.S.G.S).