

Contributo alla valutazione della velocità di infiltrazione delle acque meteoriche attraverso la tomografia elettrica: un esempio di monitoraggio ambientale realizzato con metodi geofisici.

Contribution for the evaluation of rain water's migration velocity by means of electrical tomography: an example of environmental monitoring carried out by geophysical methods

Antonio Menghini, Giuseppe Pagano e Stefano Floris

S.Te.G.A. (Studio di
Tecnologie per la Geologia
e l'Ambiente)
Via Monte Bianco, 5
01100 Viterbo
Tel/Fax 0761 228191
email: stega@stega.it

1. Premessa

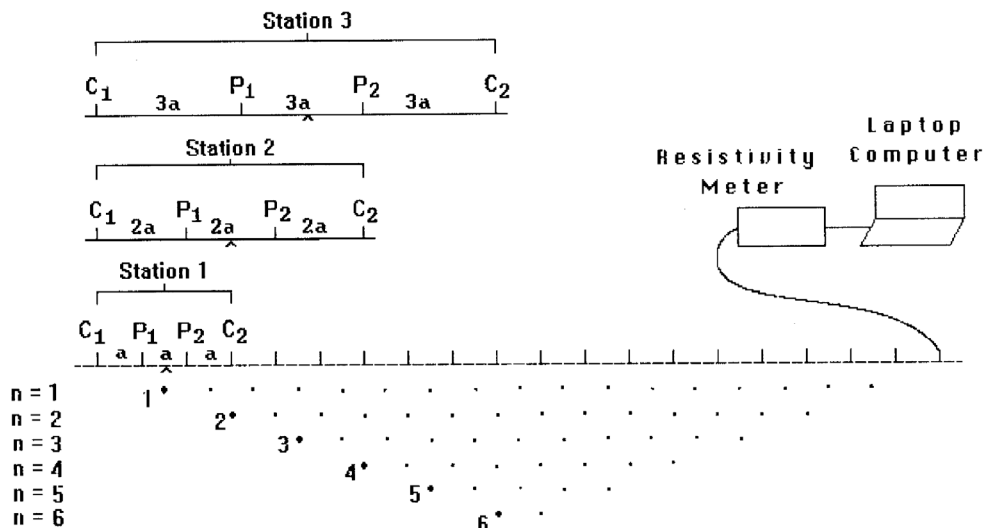
Le tecniche geofisiche possono essere di valido aiuto nel campo del monitoraggio ambientale, soprattutto per quel che riguarda la salvaguardia delle risorse idriche sotterranee. Lo scopo del presente lavoro è quello di verificare la possibilità di stimare la velocità di infiltrazione delle acque meteoriche all'interno della zona non satura, parametro di fondamentale importanza per definire la vulnerabilità di un corpo acquifero. Chiunque abbia affrontato tale problema, avrà verificato le notevoli difficoltà che si incontrano nell'acquisire dati idrogeologici validi, con i quali procedere a valutazioni attendibili: il mezzo insaturo si presta difficilmente ad essere modellizzato, soprattutto laddove le condizioni geolitologiche sono complesse (eteropie di facies, fessurazione, etc.). Per di più, anche nel caso in cui siano disponibili valori di permeabilità del terreno, prescindendo comunque dal valore "puntuale" degli stessi che rende quanto mai arbitraria l'estrapolazione a tutto il contesto, è necessario acquisire ulteriori parametri (ad esempio la porosità efficace) di ancor più laboriosa valutazione. Ne consegue che il calcolo della velocità di percolazione è sempre indiretto, effettuato il più delle volte affidandosi a tabelle (ad esempio classi di permeabilità o di velocità di filtrazione, a seconda del tipo di terreno) che non possono avere validità universale. D'altro canto l'uso di traccianti, di norma proposto per lo studio di acquiferi carsici, è in grado di definire solamente il tempo di arrivo in falda; ne consegue che è possibile dedurre una velocità "media" di percolazione nell'insaturo, senza poter operare distinzioni fra i vari strati che sono interposti tra il piano campagna e la falda: ciò rappresenta una chiara limitazione nel caso di situazioni geolitologiche complesse, in presenza cioè di eteropie laterali e verticali. Il metodo poi necessita della presenza di un'emergenza, o di un pozzo a valle, attraverso i quali effettuare i campionamenti.

Al contrario, l'utilizzo di tecniche geofisiche consente di acquisire in maniera "diretta" (nel senso che le variazioni fisiche indotte dal processo di percolazione sono direttamente collegate a quelle rilevate dal monitoraggio geofisico) il valore della velocità di infiltrazione, inducendo fra l'altro il minimo impatto sull'ambiente: non necessitano carotaggi per il prelievo di campioni da avviare al laboratorio, né l'immissione di sostanze, in qualche misura estranee, all'interno del corpo idrico.

2. Metodo d'indagine

La sperimentazione è stata effettuata sulle colline a Sud-Est di Viterbo, mediante la tomografia elettrica, uno dei più attuali ed innovativi sviluppi del ben noto metodo elettrico in corrente continua [LOKE & BARKER, 1995].

L'esecuzione di un profilo tomografico prevede l'installazione di una serie di picchetti metallici, posti alla distanza a l'uno dall'altro, che vengono utilizzati tanto come elettrodi di corrente, che di potenziale (Fig. 1); attraverso i primi (indicati come C1 e C2) si immette nel terreno una corrente continua I , per poi rilevare la differenza di potenziale V che si instaura tra gli altri due elettrodi (indicati con P1 e P2), posti simmetricamente al centro dell'allineamento tra i primi due, o affiancati ad essi. La posizione e le distanze relative tra gli elettrodi definiscono il tipo di dispositivo utilizzato, essenzialmente Wenner, Schlumberger, Dipolo-Dipolo. Una volta noti I e V si calcola la resistività elettrica relativa alla configurazione



tratto da "Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections" di Loke & Barker, 1995

Fig. 1 - Schema di realizzazione di un profilo tomografico. Sequence of measurements of a tomographic profile.

elettrodica utilizzata; spostando lateralmente il dispositivo elettrodico si rilevano le variazioni orizzontali della resistività, mentre con il progressivo incremento della distanza che intercorre tra le due coppie di elettrodi, e quindi passando a valori di n pari ad 1, 2, 3, etc., si esplorano strati via via più profondi, per cui alla fine si ottiene una sezione di resistività 2D.

La tecnica tomografica è stata messa a punto in tempi relativamente recenti, grazie ai notevoli progressi dell'elettronica digitale e della modellistica geofisica; attraverso di essa è infatti possibile definire strutture sepolte di notevole complessità, poste anche a profondità ragguardevoli.

Nel caso specifico è stato utilizzato un georesistivimetro digitale N digit della P.A.S.I. di Torino, due cavi a 24 poli, alimentatore a batterie, dispositivo di commutazione manuale, elettrodi in acciaio inox, stendimenti di 46 elettrodi, spazati di 2 metri, per uno sviluppo complessivo di 90 metri. Con tale dispositivo si ottiene un sensibile approfondimento della esplorazione (circa 15 metri), pur mantenendo un notevole grado di dettaglio laterale.

I risultati del profilo topografico (Fig.2) sono costituiti (dall'alto verso il basso):

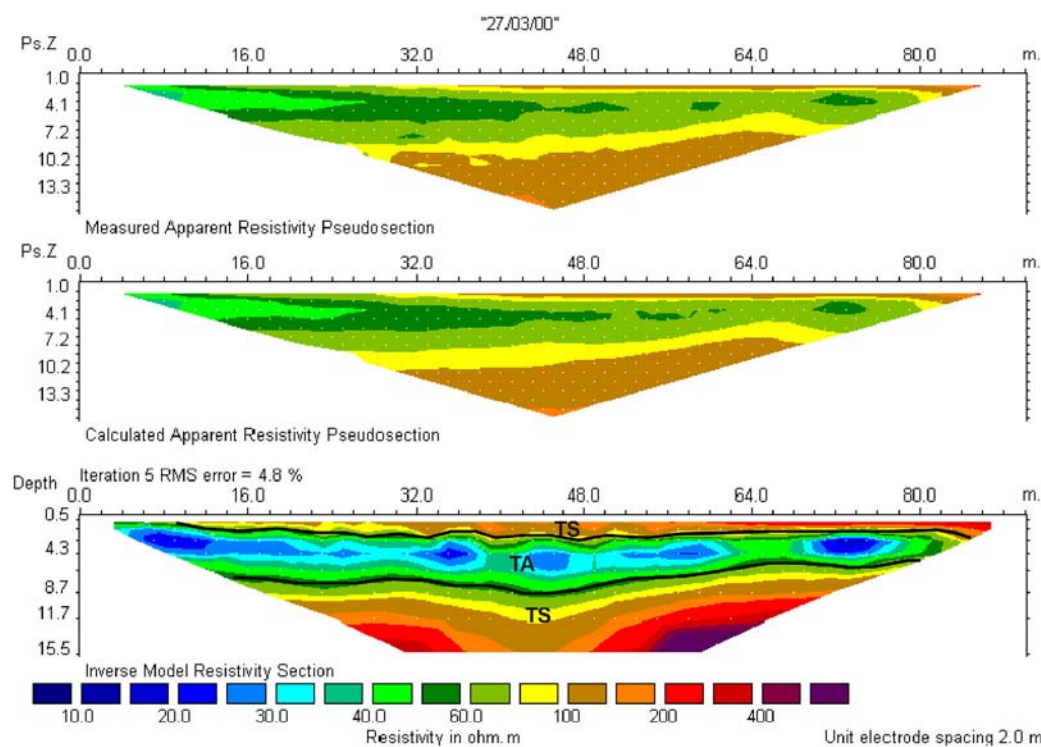


Fig. 2 - Risultati della tomografia elettrica. Results of electrical tomography.

1. dalla pseudosezione misurata (che riporta la distribuzione laterale e verticale della resistività apparente in funzione di una profondità teorica, definita "pseudoproprietà"),
2. dalla pseudosezione calcolata (quella cioè che deriva dal modello bidimensionale)
3. da una vera e propria sezione 2D, nella quale è possibile verificare la distribuzione verticale ed orizzontale della resistività assoluta.

L'errore percentuale (RMS error) mostra lo scarto che esiste tra la pseudosezione misurata e quella calcolata. Nel caso specifico si riscontra un valore del 4,8 %, decisamente accettabile. Il modello che deriva dall'inversione del profilo tomografico prevede la successione di 3 strati:

1. un resistivo superficiale ($\rho = 80-300 \Omega m$) di spessore compreso fra 0,5 e 2 m, con ispessimento nella parte centrale del profilo;
2. un conduttivo intermedio ($\rho = 10-50 \Omega m$) di spessore abbastanza uniforme (fra 3 e 4 m);
3. un resistivo profondo ($\rho = 60-500 \Omega m$) posto mediamente intorno ai 6-7 m di profondità.

Si tratta di tre differenti facies vulcaniche, correlate all'attività Pleistocenica degli apparati Vicano e Cimino. Sulla base di un sondaggio meccanico eseguito lungo il profilo intorno alla progressiva dei 35 m, è possibile riconoscere la seguente successione stratigrafica (dall'alto verso il basso):

1. tufi avana sabbiosi (resistivi) TS
2. tufi bruni argillificati (conduttivi) TA
3. tufi bruno-grigiastri sabbiosi (resistivi) TS
4. ignimbrite quarzolitica (resistiva).

Il profilo tomografico non è in grado di risolvere gli ultimi due strati, mentre sono evidenti le variazioni di resistività dei primi tre.

Sulla base dei dati ricavati da un pozzo, ubicato a poche decine di metri dal profilo, la falda acquifera si attesta a 27 m dal p.c.; essa è ospitata all'interno delle porzioni più fratturate dell'ignimbrite quarzolitica ed è sostenuta da un substrato argilloso che giace a circa 60 m di profondità.

Il monitoraggio geofisico è consistito nel ripetere, ad intervalli temporali più o meno ampi, il profilo tomografico, mantenendo fissi sul terreno gli elettrodi ed il sistema dei cavi; confrontando le varie sequenze di misurazione, è possibile seguire le variazioni temporali della resistività elettrica, intimamente connesse con il contenuto d'acqua nel suolo. Com'è noto, la legge di ARCHIE (1942) stabilisce una stretta dipendenza tra resistività del terreno ρ_t , resistività dell'acqua di imbibizione ρ_w , porosità del terreno Φ e grado di imbibizione s , espressa dalla formula:

$$\rho_t = \rho_w \Phi^m s^n$$

con m ed n che dipendono dal tipo di roccia.

Di conseguenza un aumento nel grado di saturazione del terreno si traduce in una diminuzione di resistività. Ciò ha già suggerito a numerosi Autori la possibilità di monitorare il processo di infiltrazione di acque piovane, o di irrigazione, nel sottosuolo, registrando le variazioni percentuali di resistività. In realtà tutti i lavori sinora pubblicati su riviste di diffusione internazionale, hanno considerato terreni omogenei e ad elevata permeabilità (sabbioso-ghiaiosi) [BENSON, PAYNE & STUBBEN, 1997], [BARKER & MOORE, 1998], [PARK, 1998], ovvero modeste profondità di investigazione (al massimo 4,5 m) [BENDERITTER & SCHOTT, 1999], [AL HAGREY & MICHAELSEN, 1999]. Quello che segue rappresenta invece un caso di applicazione su di un terreno di origine vulcanica, più difficilmente schematizzabile per via delle ben note caratteristiche di anisotropia e disomogeneità nella distribuzione delle proprietà fisiche.

Prima di procedere al monitoraggio vero e proprio, è stata verificata l'entità dell'errore strumentale realizzando, a distanza di poche ore, due serie di misure consecutive.

La Fig.3 riporta la distribuzione verticale ed orizzontale dell'errore strumentale e , ottenuta come differenza normalizzata tra le due serie di misure $\varepsilon = 100 (\rho_2 - \rho_1)/\rho_1$

Se confrontiamo direttamente i valori di resistività apparente, senza cioè procedere ad alcuna inversione dei dati di campagna, si ricava un errore medio molto basso, pari allo 0,055 %. Le oscillazioni risultano mediamente comprese fra il -1 e +1 %. Sulla base di tali verifiche preliminari, risulta evidente che la tecnica consente di apprezzare senza dubbio variazioni percentuali superiori al 2-3 %.

Al contrario, il confronto tra i valori assoluti di resistività, e quindi tra i due modelli che si ricavano dalle rispettive inversioni, produce un errore troppo elevato, a tratti superiore al 50 %, chiaramente inaccettabile per le finalità dell'indagine: da dati di letteratura è lecito attendersi, come effetto della percolazione, variazioni che vanno dal 20 al 55 % [AL HAGREY & MICHAELSEN, 1999], [BENDERITTER & SCHOTT, 1999], [BENSON, PAYNE & STUBBEN, 1997], [BARKER & MOORE, 1998]. Tale risultato negativo si spiega col fatto che anche una minima variazione della resistività apparente, può indurre grosse modifiche

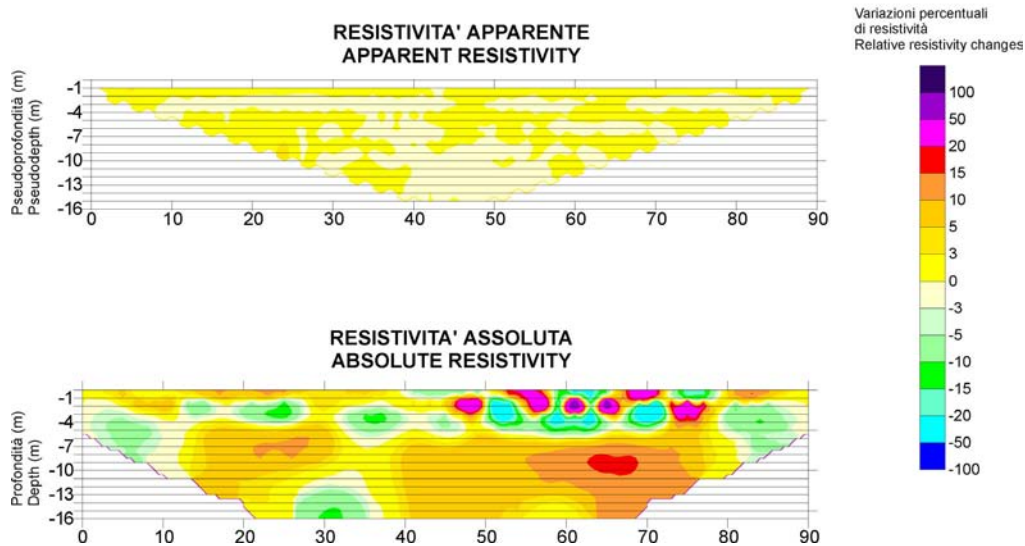


Fig. 3 - Errore strumentale.
Instrument noise.

sul modello, non tanto in termini di spessori degli strati, quanto di valori di resistività assoluta. Va poi precisato che per poter confrontare i due modelli, è necessario utilizzare una serie di passaggi matematici che comportano ulteriori manipolazioni del dato di partenza. È chiaro che utilizzando le pseudosezioni, non si è in grado di risalire all'effettiva profondità del fronte di percolazione; tuttavia si ritiene che il dato teorico rappresentato dalla pseudopropfondità, sia in qualche modo sufficiente per effettuare valutazioni empiriche. D'altronde la pseudopropfondità può assumersi pari ad 1/6 della distanza C1-C2, così come verificato da molti Autori per il dispositivo Wenner.

3. Risultati

Il confronto temporale tra le varie misurazioni è stato operato partendo dai valori registrati il giorno 27/03/00, che quindi rappresenta il dato di partenza del monitoraggio. Nella Fig. 4 sono indicati i giorni di misurazione, in rapporto alla piovosità giornaliera, registrata alla stazione pluviometrica di Viterbo (Servizio Idrografico). La sperimentazione tiene pertanto conto dell'effetto di una serie di eventi piovosi, di entità compresa fra 10 e 24 mm, succedutisi dopo un prolungato periodo siccitoso.

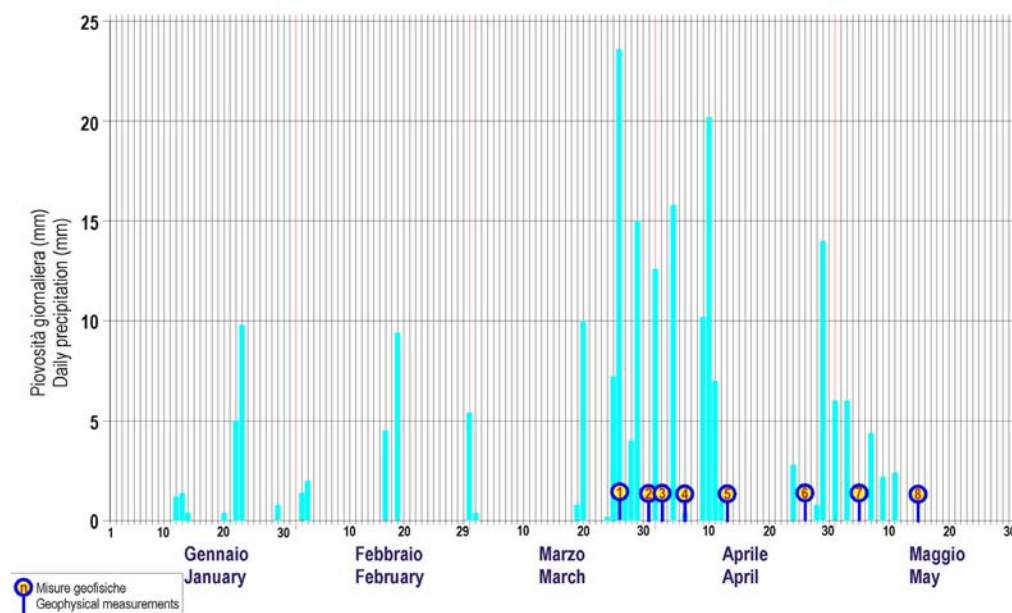


Fig. 4 - Correlazione fra precipitazioni e monitoraggio geofisico.
Comparison of rainfall and geophysical monitoring

Nella Fig. 5 sono riportati in sequenza i risultati ottenuti nel corso dello studio; la scala colorimetrica è stata predisposta in modo da esaltare le variazioni percentuali connesse al processo di infiltrazione, di entità superiore all'errore strumentale. In altri termini è stato posto l'accento sulle variazioni superiori al -3 % (toni dal verde al blu).

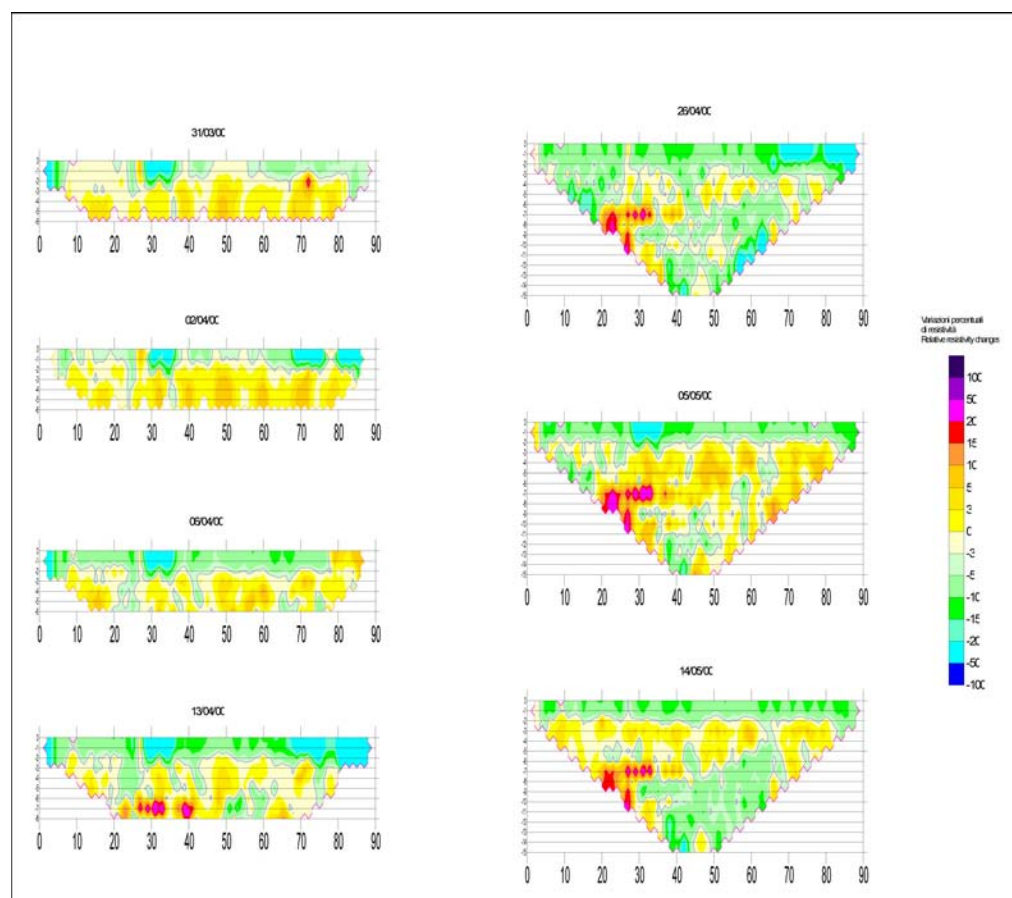


Fig. 5 - Risultati del monitoraggio.
Results of monitoring.

La misura del 31/03/00 (4 giorni dopo l'inizio della prova) mostra una diminuzione di resistività nei primissimi metri di terreno, conseguente ad una serie di eventi piovosi (tra 7,2 e 23,6 mm, per un totale di 62 mm) che si sono succeduti tra il 20 ed il 29 dello stesso mese. È possibile verificare come l'infiltrazione proceda in modo discontinuo, privilegiando alcuni settori della sezione rispetto ad altri: si riconosce così un'evidente diminuzione di resistività (sino al -50 %) all'inizio del profilo e tra le progressive 28-38 m. Anche la profondità di penetrazione delle acque piovane è irregolare: si va da minimi di 1 m a massimi di circa 3 m. Il processo di percolazione ha pertanto interessato tanto i tufi sabbiosi superficiali che quelli argillificati. Va sottolineato che, con la configurazione adottata, la profondità minima di esplorazione è di circa 1 m, per cui lo spessore sovrastante è praticamente invisibile; le zone in cui si registra una variazione pressoché nulla di resistività (in giallo), con ogni probabilità sono saturate nella porzione più superficiale.

La misura del 02/04/00 (6 giorni dopo l'inizio della prova) mostra l'allargamento della fascia saturata, evidenziando anche punti di infiltrazione preferenziale che si sviluppano verticalmente alle progressive dei 24 e 36 m. Rispetto alla misura precedente si verifica comunque un scarso approfondimento delle acque meteoriche. Tra le due serie di misure si è avuto un evento piovoso (01/04/00), con una precipitazione di 12,6 mm.

Dopo 10 giorni dall'inizio della sperimentazione (06/04/00) si verifica una cospicua saturazione dei primi 2 metri di terreno, favorita sia dal perdurare della percolazione che da un ulteriore evento piovoso pari a 15,8 mm (verificatosi il 04/04/00); si registrano così diminuzioni medie di resistività del 5-10 %. È possibile poi notare la presenza di fasce saturate pressoché verticali, che giungono sino a 6 m di profondità.

Queste ultime tendono ad allargarsi decisamente il 13/04/00 (17 giorni dopo l'inizio della prova), mostrando quindi un'intensa attività di percolazione negli strati più profondi (sino almeno agli 8 m). Nel frattempo, il perdurare di eventi piovosi di una certa entità (38,4 mm in 4 giorni), ha garantito la ricarica zenitale. È interessante notare come le diminuzioni percentuali di resistività sembrano essere limitate ai primi 2 metri, ovvero all'interno dei tufi sabbiosi superficiali. Lo strato argillificato sottostante rivela chiaramente una

permeabilità, e quindi una velocità di infiltrazione, molto più bassa, per cui il processo di percolazione risulta più lento. Le acque meteoriche hanno modo di penetrare solo attraverso punti ben localizzati, riconoscibili alle progressive dei 23, 35, 42 e 75 m, in corrispondenza cioè di fasce relativamente più permeabili della formazione, che la classica modellizzazione (vedi Fig. 2) non riesce a cogliere. Tra le progressive dei 50 e 60 m è in realtà individuabile una zona di infiltrazione, tra -5 e -8 m, che potrebbe indicare il parziale superamento della barriera semipermeabile argillificata, superamento che il monitoraggio non è stato in grado di rilevare. Ciò potrebbe spiegarsi con il fatto che le variazioni di resistività all'interno di questo strato, già intrinsecamente più conduttivo, potrebbero essere meno evidenti, per cui esso risulta "trasparente" al monitoraggio geofisico.

Per verificare l'effettiva situazione, la misura successiva, effettuata il 26/04/00 (30 giorni dopo l'inizio della prova) è stata spinta sino alla massima profondità (15 m); essa mette in luce un fitto reticolo di drenaggio ipogeo che collega, in maniera decisamente discontinua, la coltre satura più superficiale con gli strati più profondi. La presenza di ampie zone di decremento (soprattutto all'inizio del profilo) testimonia che la tecnica è in grado comunque di cogliere variazioni significative anche all'interno della barriera semipermeabile. Si conferma altresì un comportamento decisamente anisotropo del mezzo insaturo, che determina un processo di percolazione difficilmente riconducibile allo schema stratigrafico evidenziato dal modello 2D (Fig. 2): le velocità di infiltrazione appaiono così tutt'altro che omogenee all'interno di ciascun litotipo. Uno dei punti di forza della tecnica sta proprio nell'essere in grado di evidenziare questi aspetti, di fondamentale importanza per il monitoraggio della falda. Va tenuto conto che, rispetto alla misura precedente, non si sono verificate precipitazioni di rilievo; nonostante questo le diminuzioni di resistività tendono a migrare verso il basso, per cui è possibile comunque seguire il processo di infiltrazione.

Quest'ultimo ha modo poi di ridursi successivamente (05/05/00, 39 giorni dopo l'inizio della prova), così come testimoniato da un parziale recupero delle resistività originarie, per lo meno tra quota -3 e -8 m, nonostante siano piovuti 26 mm nei giorni precedenti alla misura: queste acque evidentemente si trovano ancora nella coltre più superficiale di terreno. Permangono altresì fasce sature sempre disposte verticalmente, alle progressive dei 40, 45 e 58 m, spesso intercomunicanti fra loro e che rappresentano dei "residui" di percolazione, legati ai precedenti eventi piovosi.

La misura infine del 14/05/00 (48 giorni dopo l'inizio della prova) mostra l'arrivo di nuove acque meteoriche, legate alle precedenti precipitazioni, che saturano il terreno a partire dai 5-7 m di profondità. I primi 2 m sono invece saturati da altri eventi piovosi che si sono succeduti nel corso del monitoraggio (9 mm tra questa misura e la precedente, oltre chiaramente agli eventi già citati).

L'analisi delle varie pseudosezioni consente di seguire il processo di infiltrazione delle acque meteoriche e di calcolare, con una certa precisione, anche la velocità di infiltrazione nel sottosuolo. Chiaramente il grado di affinamento può essere migliorato realizzando misure con maggiore frequenza.

Nel caso specifico si nota comunque una ridotta velocità di infiltrazione dei tufi sabbiosi superficiali, valutabile in circa 25 cm/giorno (pari a circa 3×10^{-6} m/s), valore compatibile con una granulometria sabbioso-limosa [CASTANY, 1968].

Risulta invece più difficile valutare la velocità d'infiltrazione dei tufi argillificati, permeabili solo in punti ben localizzati, a sviluppo prevalentemente verticale.

Anche i tufi sabbiosi profondi presentano un'evidente anisotropia nella distribuzione della permeabilità, così come testimoniato dalla posizione irregolare delle zone saturate, con una velocità d'infiltrazione decisamente più elevata che nel primo strato e che potrebbe valutarsi solo attraverso misure molto ravvicinate nel tempo.

Vale infine la pena sottolineare come la velocità media di infiltrazione delle acque meteoriche, ricavabile dall'esame della pseudosezione del 26/04/00, allorché il "fronte" d'infiltrazione, conseguente alle prime piogge del 20/03/00, aveva raggiunto i 15 m di profondità, sia nell'ordine dei 40 cm/giorno, ovvero circa 5×10^{-6} m/s. Tale valore è in ottimo accordo con quanto rilevato sperimentalmente dal confronto tra piovosità e livello idrostatico del pozzo adiacente all'area del test e che fornisce velocità d'infiltrazione del tutto simili (Fig. 6); gli effetti della ricarica zenitale sulla superficie piezometrica, posta a 27 m dal p.c., iniziano infatti a farsi sentire con un ritardo di circa 2 mesi, da cui $v = s/t = 27/2 \times 30 \times 86400 = 5,2 \times 10^{-6}$ m/s.

4. Conclusioni

In conclusione si può senz'altro affermare che il metodo esposto è del tutto idoneo alle finalità perseguite. La sperimentazione ha tenuto conto di condizioni di ricarica naturali ma, per semplicità operative, è possibile ricorrere direttamente all'irrigazione, così come realizzato da diversi Autori [BARKER & MOORE, 1998], [AL HAGREY & MICHAELSEN,

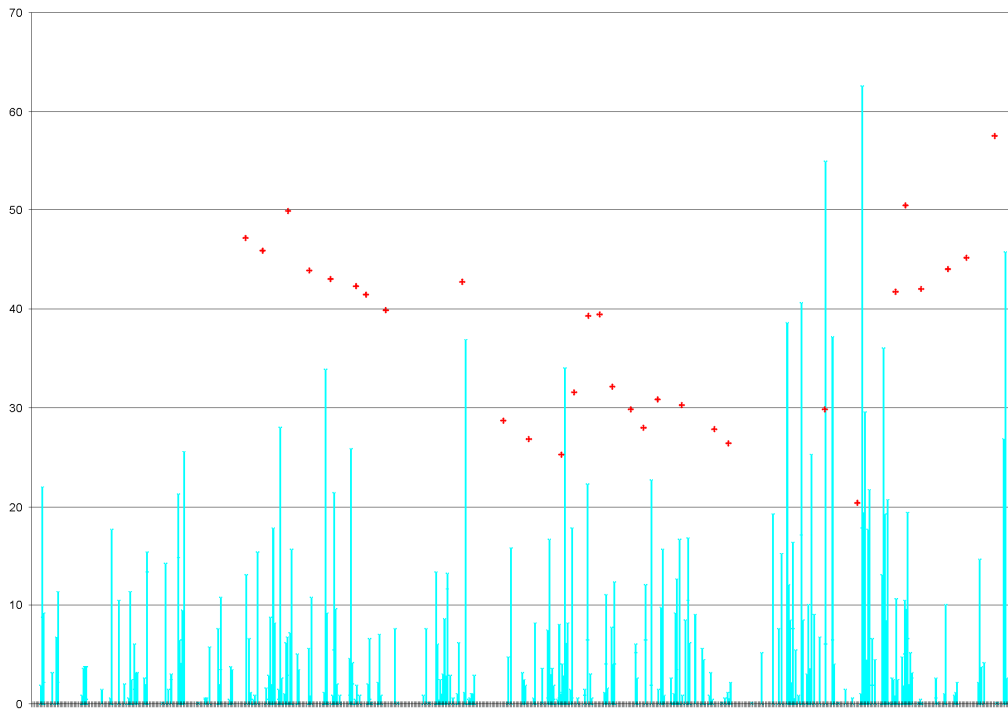


Fig. 6 - Correlazione piovosità - piezometria.
Comparison of precipitation and piezometric conditions.

1999]. Il grado di ripetibilità e di affinamento delle misure può essere poi notevolmente migliorato adottando strumentazioni più sofisticate (ad esempio quelle a segnale digitale) e ricorrendo alla commutazione automatica delle configurazioni elettrodiche. Le ipotetiche approssimazioni introdotte nel problema dal concetto di “pseudopropfondità” appaiono ridimensionabili ove si consideri che il comportamento idraulico degli strati interessati dalla percolazione risulta del tutto congruo con l’effettivo quadro stratigrafico; il problema infine appare completamente superabile nel momento in cui si può far ricorso al confronto fra modelli bidimensionali, piuttosto che fra pseudosezioni.

L'utilizzo di tecniche differenti (ad esempio l'elettromagnetismo nel dominio del tempo e della frequenza) potrebbe consentire un maggiore approfondimento del campo di investigazione, necessario nel caso di acquiferi a maggiore soggiacenza.

In particolare si possono individuare almeno 5 settori di possibile applicazione:

1. nella definizione delle aree di salvaguardia, previste dal DPR 236/88, ed in particolare per quel che concerne la delimitazione della “zona di rispetto” con criterio temporale (così come previsto, ad esempio, dalla Deliberazione Regionale del Lazio n°5817 del 14/12/99). È evidente che la valutazione oggettiva e relativamente precisa dei tempi di arrivo in falda, attraverso tecniche non-invasive, rappresenta un mezzo di indubbia efficacia nelle mani dell'idrogeologo; sarà inoltre possibile localizzare, con estremo dettaglio, le zone più vulnerabili poste all'interno dell'area suddetta, riducendo così il grado di approssimazione nella definizione delle opere di salvaguardia. Nel caso, poi, di acquiferi anisotropi e disomogenei, come sono del resto la maggior parte degli acquiferi vulcanici, sarà possibile individuare le fasce ad infiltrazione preferenziale suscettibili di una più accorta protezione igienico-sanitaria;
2. nello studio dei processi di percolazione connessi con le pratiche irrigue; in particolare il metodo, se applicato insieme ad altri tipi di indagine e coadiuvato da una serie di verifiche dirette, potrebbe fornire utili indicazioni sull'effettivo ritorno in falda delle acque usate a scopo irriguo, parametro che risulta tuttora difficilmente valutabile in sede di bilancio idrologico;
3. nella individuazione dei pennacchi inquinanti provenienti da aree di discarica a seguito, ad esempio, della lacerazione del manto di impermeabilizzazione, o comunque da siti di stoccaggio di materiali potenzialmente inquinanti;
4. nel monitoraggio dell'intrusione marina lungo gli acquiferi costieri, sia in condizioni naturali, che artificiali (a seguito di pompaggio);
5. in tutte le valutazioni di vulnerabilità verticale della falda, che debbono essere approntate nel caso della edificazione di impianti a rischio (discariche, impianti di stoccaggio di materiale inquinante, impianti di depurazione, impianti di subirrigazione, aree di fertirrigazione etc.).

Bibliografia

- AL HAGREY S.A. & MICHAELSEN J. (1999) – *Resistivity and percolation study of preferential flow in vadose zone at Bokhorst, Germany*. Geophysics, vol° 64, n°3.
- ARCHIE G.E. (1942) – *The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics*. Trans. Am. Inst. Min., Metall., Petr., Eng, n°146.
- BARKER R. D. & MOORE J. (1998) – *The application of time-lapse electrical tomography in groundwater studies*. The Leading Edge, vol. 17, n°10.
- CASTANY G. (1968) – *Prospection et exploitation des eaux souterraines*. Dunod, Paris.
- BENDERITTER Y. & SCHOTT J.J. (1999) – *Short time variation of the resistivity in an unsaturated soil: the relationship with rainfall*. European Journal of Environmental and Engineering Geophysics, vol. 4, n° 1.
- BENSON A.K., PAYNE K.L. & STUBBEN M.A. (1997) – *Mapping groundwater contamination using dc resistivity and VLF geophysical methods – A case study*. Geophysics, vol. 62, n°1.
- LOKE M.H. & BARKER R.D. (1995) – *Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections*. Geophysics, vol. 60, n°6.
- PARK S. (1998) – *Fluid migration in the vadose zone from 3-D inversion of resistivity monitoring data*. Geophysics, vol. 63, n°1.