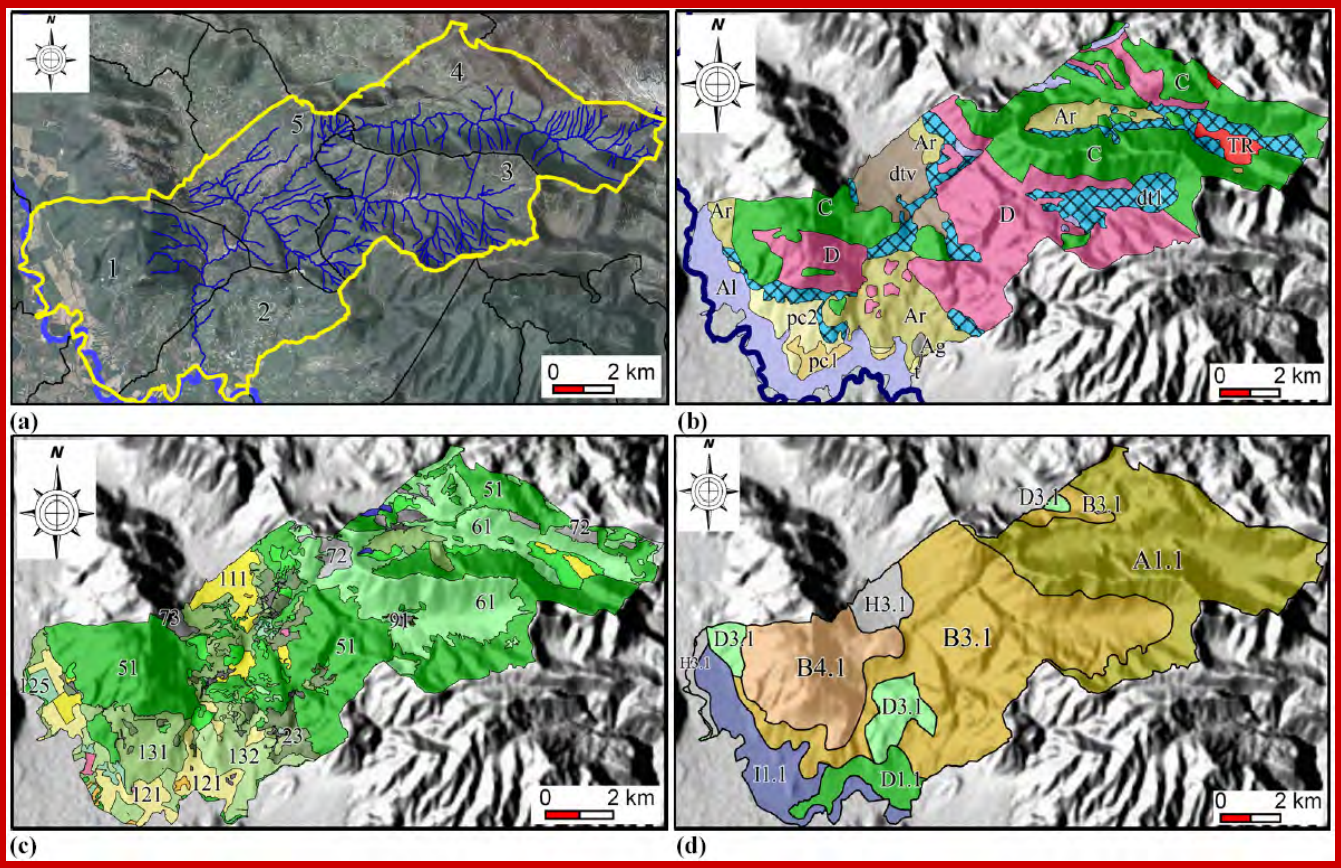
ISSN 1826-1256

Engineering Hydro Environmental Geology

Giornale di Geologia Applicata

Rivista dell'AIGA, Associazione Italiana di Geologia Applicata e Ambientale

Volume 12 – Anno 2009



MEDiA print editore

ISSN 2038-0801

Engineering Hydro Environmental Geology

Giornale di Geologia Applicata

Volume 12 – Anno 2009

3° Congresso Nazionale

Sessione S01 I rischi di degrado delle risorse idriche sotterranee: i fattori idrogeologici, climatici, antropici e i metodi di valutazione

Editors: Maurizio Polemico e Walter Dragoni

3 **I rischi di degrado delle risorse idriche sotterranee: i fattori idrogeologici, climatici, antropici e i metodi di valutazione; introduzione**
Dragoni W., Polemio M.

5 **Effetti del cambiamento climatico sul rischio di esaurimento della sorgente Nossana (Bergamo)**
Francani V., Gattinoni P.

19 **Valutazione dei rischi di contaminazione potenziale degli acquiferi profondi attraverso pozzi per acqua: il caso della pianura torinese settentrionale**
Caviglia C., De Luca D. A., Lasagna M., Menegon A.

31 **Acque di miniera dell'Iglesiente: storia, analisi e caratterizzazione**
Uras G., Pintore M.

43 **Fenomeno di inquinamento da solventi in acque sotterranee sfruttate ad uso potabile nel nord-ovest della provincia di Milano**
Bonomi T., Fumagalli L., Dotti N.

61 **Riflessioni sui risultati del monitoraggio piezometrico condotto negli anni 2007/2008 dall'Autorità di bacino del Sarno**
Corniello A., Baistrocchi F.

71 **Impiego di tecniche analitiche isotopiche per l'individuazione delle fonti di inquinamento da nitrati nelle acque sotterranee in due aree della Campania**
D'Antonio A., Mottola A., Stellato L., di Meo T., Ingenito M. R., Lubritto C., Onorati G.

79 **Proposta di una metodologia per la valutazione della vulnerabilità specifica di un acquifero ai nitrati in funzione delle caratteristiche idrodinamiche**
Lasagna M., Debernardi L., De Luca D. A.

95 **Caratterizzazione idrogeochimica e qualità delle acque di un acquifero ospitato entro rocce metamorfiche nella Calabria nord occidentale**
Apollaro C., Bloise A., De Rosa R., Marini L., Miriello D., Muto F., Polemio M.

103 **Studio idrogeologico-geochimico dell'acquifero freatico nella zona compresa tra il Canale Burlamacca ed il Fosso della Bufalina (Viareggio, Toscana)**
Doveri M., Giannecchini R., Giusti G., Butteri M.

Continua

Rivista dell'AIGA, Associazione Italiana di Geologia Applicata e Ambientale

121 **Considerazioni geologico ambientali sulla presenza di nichel nelle acque della regione Piemonte (Italia nord-occidentale)**
Bove A., Damato D., Destefanis E., Masciocco L.

133 **Prospezioni idrogeochimiche nella Piana di Tivoli: interazione tra acquiferi e influenza antropica**
Carucci V., Petitta M., Preite Martinez M., Prestininzi A.

147 **L'origine e le caratteristiche delle acque salate nei bacini sedimentari piemontesi**
Clemente P., De Luca D. A., Irace A., Lasagna M.

157 **Origine dell'inquinamento da nitrati nelle falde dell'area di Acerra (Piana Campana)**
Corniello A., Ducci D.

167 **Distribuzione e origine dei nitrati in falda nella pianura Pontina (Lazio meridionale)**
D'Antona M., Brilli M., Cortese M., Masi U.

175 **Effetti dei cambiamenti climatici sulle risorse idriche sotterranee dei Monti Lattari (Campania)**
Ducci D., Tranfaglia G.

187 **La rete di monitoraggio idrogeologico della tenuta presidenziale di Castelporziano (Roma)**
Mastrorillo L., Petitta M.

199 **Primi risultati del monitoraggio con misure di velocità in un acquifero carsico costiero (Bari, Italia meridionale)**
Polemio M., Limoni P. P.

209 **Analisi della vulnerabilità all'inquinamento da nitrati di origine agricola: confronto tra due contesti ambientali differenti**
Ruberti D., Taffuri M. R., Vigliotti M.

221 **Indici**

3° CONGRESSO NAZIONALE
Sessione S01 I rischi di degrado delle risorse idriche sotterranee: i fattori idrogeologici, climatici, antropici e i metodi di valutazione
Maurizio Polemio, Walter Dragoni

I rischi di degrado delle risorse idriche sotterranee: i fattori idrogeologici, climatici, antropici e i metodi di valutazione; introduzione

WALTER DRAGONI, Università di Perugia
MAURIZIO POLEMIO, CNR-IRPI, Bari

In Italia le principali risorse idriche sotterranee si rinvengono nei più importanti acquiferi porosi, rinvenibili nelle aree pianeggianti poste tra le valli più ampie e in prossimità delle coste, nonché nei vasti acquiferi carbonatici, costituiti, ad eccezione degli acquiferi pugliesi, dai massicci montuosi alpini e appenninici.

Se si considera che dal punto di vista altimetrico il 35% del territorio dell'Italia settentrionale è da considerarsi di pianura e che tale aliquota scende rispettivamente al 20 e al 9% per il sud e il centro del paese, non sorprende che in Italia settentrionale il prelievo da pozzi fornisce circa l'85% del consumo potabile di acque sotterranee e che nel resto di Italia tale aliquota scenda a circa il 40%, prevalendo il contributo degli efflussi sorgivi.

Se pure esistono delle differenze geografiche nella distribuzione dei principali tipi di acquifero e nelle modalità di utilizzazione delle risorse, ciò che accomuna l'intero territorio è la rilevanza strategica delle risorse idriche sotterranee. Se ancora limitiamo l'attenzione al solo uso potabile, il più pregiato e vulnerabile di tale risorsa naturale, si può stimare che in Italia l'aliquota delle risorse garantite dalle acque sotterranee è circa l'80% - 90% del totale.

Negli ultimi decenni la crescita demografica ed economica, quest'ultima sostenuta dal ricorso a processi produttivi sempre più complessi e a crescente impatto ambientale, ha determinato due principali tipologie di rischio di degrado.

La disponibilità complessiva di risorse idriche sotterranee di buona qualità è sempre più minacciata dal crescente prelievo, in particolare nei periodi più critici, quelli siccitosi, la cui crescente frequenza e gravità sono sempre più spesso da mettersi in relazione al cambiamento climatico in corso.

Dal punto di vista qualitativo il crescente numero di centri di pericolo e del carico inquinante potenziale determina condizioni di rischio rilevanti, spesso ignorate o sottostimate per limitata conoscenza dei processi di contaminazione e/o dell'intrinseca vulnerabilità degli acquiferi.

Se il complesso della comunità nazionale, andando oltre le fin troppe "buone intenzioni" che non trovano riscontro nella pratica, sembra prestare sempre minore attenzione alla cura delle risorse idriche, la comunità scientifica, in particolare quella operante nell'ambito della Geologia Applicata, è invece particolarmente presente in tutti i settori collegati con la protezione e lo sviluppo razionale della risorsa acqua, e ciò a dispetto delle enormi difficoltà derivanti dalla penosa indisponibilità di risorse economiche.

Coerente con questa considerazione è da considerarsi l'esito dei lavori svolti nell'ambito della Sessione S1 "I rischi di degrado delle risorse idriche sotterranee: i fattori idrogeologici, climatici, antropici e i metodi di valutazione", tenutasi nell'ambito del III Congresso Nazionale AIGA, svoltosi a San Giovanni Valdarno, dal

25 al 27 febbraio 2009. Il Convegno è stato articolato in 25 Sessioni, di cui 4 esplicitamente dedicate alle acque sotterranee. In tale contesto, la Sessione S1 ha visto la presentazione di ben 29 contributi. La sessione orale, seguite da un folto pubblico, è stata caratterizzata dalla vivace attenzione dei presenti, attenzione che ha spesso animato approfondite discussioni dei risultati illustrati dai relatori, mentre le sessione poster ha impegnato non poco gli autori in approfondimenti e descrizioni dei risultati.

Questo numero speciale raccoglie 18 note proposte dagli autori che hanno partecipato alla Sessione e che hanno concluso positivamente il processo di revisione, svolto per ciascuna nota da almeno due revisori.

Le note descrivono approcci metodologici di diversa natura ma sempre riferiti a rilevanti casi di studio. Trattasi di acquiferi posti in otto diverse regioni, che spaziano dalla Calabria al Piemonte, del cui territorio trattano ben sei distinte note.

Cinque note affrontano la problematica della valutazione degli effetti delle modificazioni climatiche e delle modificazioni antropiche sulla disponibilità di risorse idriche sotterranee. Gli interessanti approfondimenti metodologici evidenziano, nelle loro applicazioni a casi di studio, trend in genere negativi ovvero tendenze al calo delle disponibilità. Insolito giacché in controtendenza, in questo contesto, il peculiare studio degli effetti derivanti dalle cessate attività minerarie dell'Iglesiente, in cui si osserva un duraturo e rilevante innalzamento piezometrico.

La maggior parte delle note è dedicata alla valutazione e alla mitigazione dei rischi di degradazione qualitativa. L'attenzione è rivolta a una pluralità di fonti, sostanze inquinanti e tipologie di processi di contaminazione. In tale contesto, gli autori hanno posto particolare attenzione nella valutazione di rischi derivanti dalla presenza di nitrati.

I risultati complessivi forniti dalle note indicano, con evidente chiarezza, che i rischi di degrado sono tuttora rilevanti e tendenzialmente non decrescenti: è quindi auspicabile che i Geologi Applicati, possibilmente in sinergia con ricercatori e tecnici di altra estrazione ma interessati al problema "acqua", promuovano numerose ulteriori iniziative su queste tematiche, in modo da contribuire alla presa di coscienza della gravità della situazione e delle possibili risposte in termini di azioni scientificamente robuste e valide dal punto di vista ambientale e sociale.

Gli editori intendono ringraziare tutti i revisori che hanno non poco contribuito alla realizzazione di questo numero speciale. In base al consenso espresso dagli interessati, citiamo esplicitamente i seguenti revisori:

Giovanni Pietro Beretta, Università di Milano
Costanza Cambi, Università di Perugia
Fulvio Celico, Università del Molise
Alfonso Corniello, Università Federico II Napoli
Franco Cucchi, Università di Trieste
Rosanna De Rosa, Università della Calabria
Lucio Di Matteo, Università di Perugia
Daniela Ducci, Università degli Studi Federico II di Napoli
Francesco Fiorillo, Università del Sannio
Vincenzo Francani, Politecnico di Milano
Francesco Frondini, Università di Perugia
Alessandro Gargini, Università di Ferrara
Concetta Immacolata Giasi, Politecnico di Bari
Mauro Giudici, Università di Milano
Giovanni Pranzini, Università di Firenze
Vincenzo Piscopo, Università della Tuscia (Viterbo)
Francesca Santaloia, CNR-IRPI
Francesco Sdao, Università della Basilicata
Giovanni Maria Zuppi, Università Ca' Foscari, Venezia

EngHydroEnv Geology 2009, 12, 5-17 - doi: 10.1474/EHEGeology.2009-12.0-1.0274

Effetti del cambiamento climatico sul rischio di esaurimento della sorgente Nossana (Bergamo)

Vincenzo Francani, Paola Gattinoni

Politecnico di Milano, vincenzo.francani@polimi.it, paola.gattinoni@polimi.it

Climate change-related risk of spring depletion

ABSTRACT: The paper deals with the depletion risk assessment of the Nossana Spring (Bergamo). The study was carried out using a groundwater flow model, for simulating the depletion curve in different recharge conditions. The simulations have shown that the depletion curve of the Nossana Spring depends on the recharge in the previous season. As a result, a negative exponential relation giving the spring depletion curve as a function of the recharge was obtained. This relation was also used to statistically calculate the actual probability of occurrence of a deficiency in water resources, that at present day results equal to the 2%. Finally, the effect of climate change was considered, showing for the next 100 years a flat decline of about the 40% in the average spring discharge and a great shortening of the critical length in the dry season, that will be halved by the end of the century.

Key terms: Karstic spring, Depletion curve, Numerical modeling, Climatic change
Termini chiave: Sorgente carsica, Curva di recessione, Modellazione numerica, Cambiamenti climatici

Riassunto

Lo studio riguarda la valutazione del rischio di esaurimento della sorgente Nossana (Val Seriana, Bergamo). L'obiettivo è quello di mettere in relazione la portata della sorgente in esame con i parametri climatici (pioggia e temperatura) e quindi valutare statisticamente il suo rischio di esaurimento; a questo scopo è stato necessario ricostruire la distribuzione di probabilità della portata in fase di esaurimento, definendo nel contempo i valori di portata critica in grado di far entrare in crisi il sistema acquedottistico. Tale risultato è stato ottenuto grazie ad una accurata ricostruzione della struttura idrogeologica del bacino di alimentazione della sorgente, che ha permesso di identificare i fattori determinanti della portata e della sua variabilità. In un secondo momento, la modellazione numerica del flusso ha permesso di ricavare le relazioni che legano la portata della sorgente alle variabili climatiche, apportando variazioni alle relazioni tradizionalmente impiegate per la costruzione delle curve di esaurimento. Infine, l'utilizzo di un approccio stocastico ha permesso di simulare la risposta della sorgente al variare delle condizioni di alimentazione e, quindi, di prevedere in termini probabilistici il rischio di esaurimento della sorgente, sia attuale (risultato pari a al 2%) sia su un arco temporale di 100 anni, in relazione a diversi scenari climatici.

Introduzione

Il problema della gestione e protezione delle risorse idriche è un tema di grande attualità. Negli ultimi decenni, molti Autori hanno evidenziato una graduale e progressiva riduzione della portata delle sorgenti e la trasformazione di sorgenti perenni in stagionali lungo tutto l'arco alpino e appenninico (Sauro, 1993; Cambi e Dragoni, 2000; Fiorillo et al., 2007). Il problema non riguarda, ovviamente, solo l'Italia, ma si manifesta anche in molti altri paesi, quali ad esempio la Cina (Ma et al., 2004; Qian et al., 2006), la Francia (Labat et al., 2002), la Germania (Birk et al., 2004), la Romania (Oraseanu e Mather, 2000), l'India (Negi e Joshi, 2004) e la Turchia (Ozyurt e Bayari, 2008).

Questo tipo di trend negativo, presumibilmente correlabile oltre che al sovrasfruttamento della risorsa anche alle variazioni climatiche in corso, desta notevoli preoccupazioni per le implicazioni connesse alla gestione delle risorse idriche. Negli ultimi anni, sono stati condotti numerosi studi che mettono in evidenza gli effetti del cambiamento climatico sulle acque superficiali (Meenzel e Burger, 2002; Drogue et al., 2004); ciò nonostante, sono ancora poche le ricerche circa i potenziali effetti del cambiamento climatico sulle acque sotterranee (Arnell, 1998; IPCC, 2008). Gli studi reperibili in letteratura mostrano che le condizioni di ricarica e deflusso degli acquiferi dipendono essenzialmente dal regime delle precipitazioni e dalle altre variabili climatiche, dall'uso del suolo e dalle attività antropiche (Chen et al., 2004; Allen et al., 2004; Brouyère et al., 2004; Moustadraf et al., 2008). In particolare, la curva di esaurimento delle sorgenti carsiche dipende sia dalle condizioni di ricarica sia dalle caratteristiche idrogeologiche dell'acquifero, soprattutto spessore, permeabilità e porosità primarie e secondarie (Kiraly, 2003; Gattinoni e Scesi, 2007).

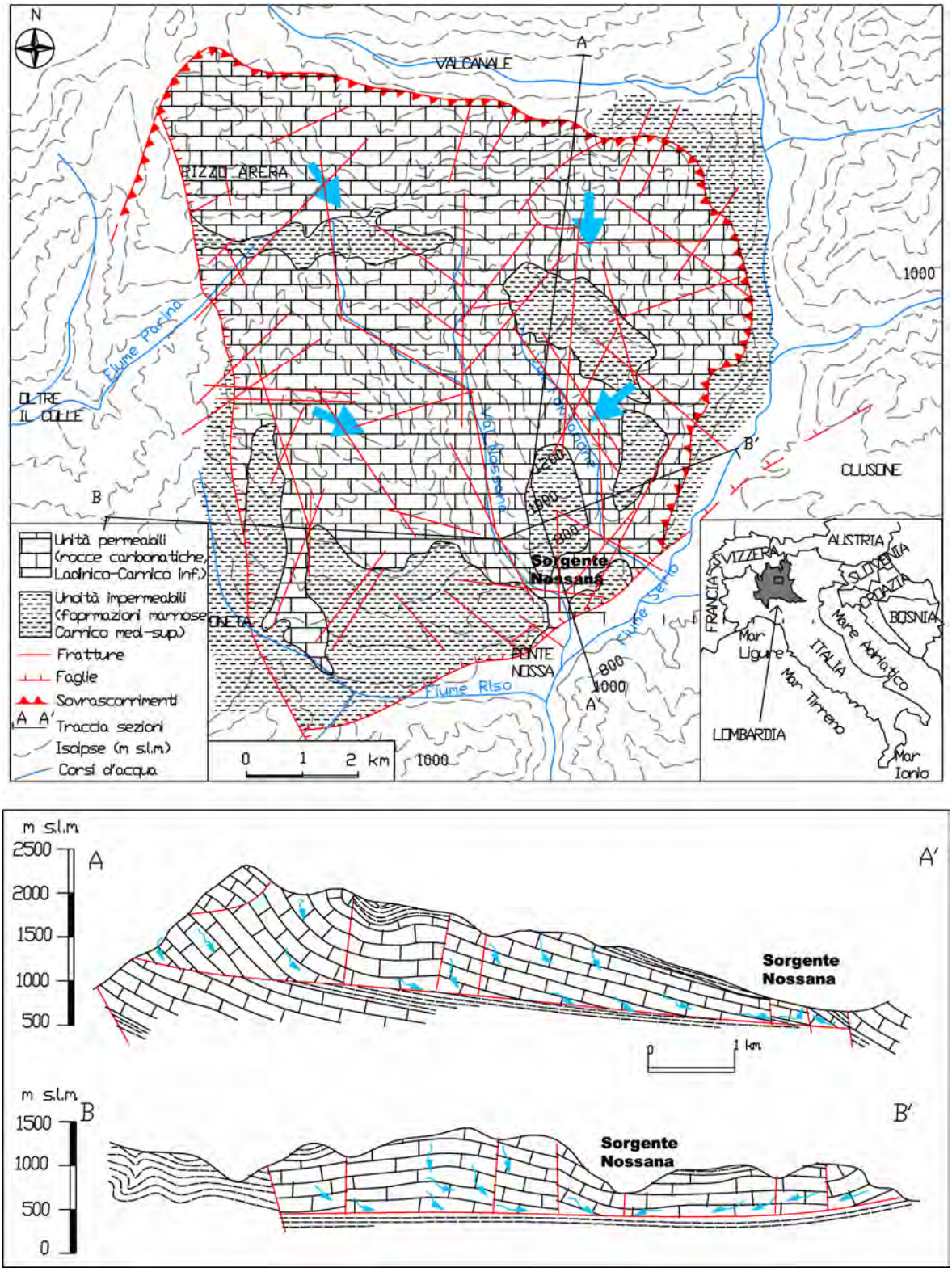


Figura 1. Ubicazione (nel riquadro in basso a destra), carta idrogeologica (sopra) e sezioni idrogeologiche (sotto) del bacino di alimentazione della Sorgente Nossana. Le frecce indicano le direzioni principali del deflusso sotterraneo (da Chardon, 1974, modificata).

Figure 1. Location (box in the lower right corner), hydrogeological map and cross-sections of the catchment area of the Nossana Spring. The arrows show the main groundwater flow direction (from Chardon, 1974, modified).

A causa del cambiamento climatico, in molti acquiferi la ricarica delle sorgenti che generalmente avveniva tra la primavera e l'autunno tende a slittare verso l'inverno, mentre la ricarica estiva si riduce sensibilmente sia per la riduzione delle precipitazioni sia per l'innalzamento delle temperature, che determina un incremento dell'evapotraspirazione (IPCC, 2007a).

Diventa quindi sempre più di fondamentale importanza analizzare il legame tra le variabili climatiche (in particolare la ricarica) e la portata delle sorgenti, sia per ottimizzare l'uso delle risorse idriche, sia per prevedere, gestire ed eventualmente mitigare il rischio associato ad eventi di crisi idrica.

L'obiettivo dello studio è stato quello di sviluppare un metodo per la previsione di eventi di crisi idrica, con particolare riferimento al caso della sorgente Nossana (Bergamo), che costituisce una delle principali risorse idriche della Lombardia. A questo scopo, è stato implementato un modello matematico per simulare il flusso nell'acquifero carsico-fratturato che alimenta la sorgente e quindi analizzare i parametri che ne controllano il deflusso in fase di esaurimento. In tal modo, è stato possibile ricostruire una relazione tra la curva di esaurimento della sorgente e il regime pluviometrico, attraverso la quale prevedere le portate della sorgente in fase di esaurimento a partire dalla ricarica della precedente stagione piovosa; inoltre, conoscendo la distribuzione di probabilità delle piogge, tale relazione ha permesso di calcolare il rischio di esaurimento della sorgente (inteso come probabilità di accadimento di una portata critica), sia nelle condizioni attuali sia con riferimento a diversi scenari climatici.

Inquadramento idrogeologico dell'area

Il bacino di alimentazione della Sorgente Nossana ha un'estensione di oltre 80 km^2, è principalmente costituito da rocce carbonatiche (Chardon, 1974; Bini et al., 2000) e presenta notevoli dislivelli (dai circa 500 m s.l.m. della Sorgente Nossana, alla quota più alta di oltre 2000 m s.l.m. del Pizzo Arera). La notevole estensione del bacino di alimentazione della sorgente ne spiega, almeno in parte, l'elevata portata (mediamente 3 m^3/s), mentre il suo regime estremamente variabile (con portate che oscillano tra 0.6 e 20 m^3/s) è strettamente connesso alla natura carsica del bacino stesso. Infatti, la Sorgente Nossana è alimentata da un sistema di fratture e condotti carsici ben interconnessi (Jadoul et al., 1985), che si sviluppano all'interno di un'ampia sinclinale nella Formazione del Calcare di Esino, in contatto tettonico con le sottostanti formazioni marnose (Calcare Metallifero Bergamasco, Formazione di Gorno e di San Giovanni Bianco). Nell'area in esame sono inoltre presenti due corsi d'acqua, che nella parte alta del bacino presentano deflusso solo nei periodi piovosi, mentre nella porzione meridionale, avvicinandosi alla zona di emergenza della Sorgente Nossana, sono alimentati essenzialmente dalle acque sotterranee (Torrente Nossana e Torrente Fontanone). Il deflusso avviene quindi prevalentemente in sotterraneo: le acque meteoriche si infiltrano nella parte alta del bacino e defluiscono da Nord verso Sud, dove la presenza di una formazione marnosa a bassa permeabilità ne determina l'affioramento, in corrispondenza della Sorgente Nossana (Figura 1).

La curva di portata annuale della sorgente (Figura 2) ha l'andamento tipico delle sorgenti montane alimentate da bacini carsico/fratturati, con due picchi:

- il primo in primavera, in seguito allo scioglimento del manto nevoso e alle piogge primaverili;
- il secondo in autunno, a causa delle piogge del periodo tardo estivo ed autunnale.

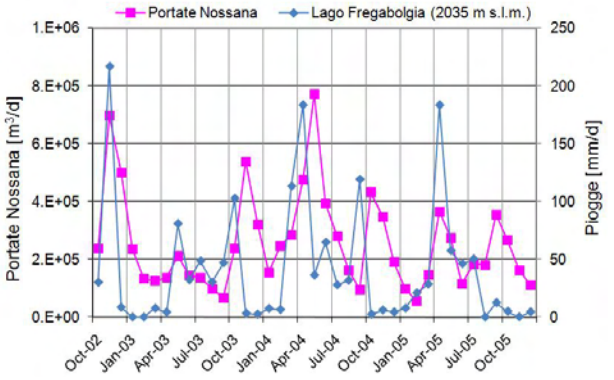


Figura 2. Curva delle portate della Sorgente Nossana (m^3/d), confrontata con le piogge (mm/d) misurate nella stazione del Lago Fregabolgia (2035 m s.l.m.).
Figure 2. Discharge of the Nossana Spring (m^3/d) in recent years, compared with the rainfall (mm/d) monitored in the Lago Fregabolgia (2035 m a.s.l.) meteoclimatic station.

Durante la stagione di ricarica (da marzo/aprile a settembre/ottobre), doline e inghiottitoi costituiscono le principali vie di infiltrazione dell'acqua (carsismo diffuso in zona vadosa), mentre le forme carsiche più profonde (carsismo concentrato), le faglie e le fratture costituiscono le vie di circolazione primarie; queste ultime danno origine ad un reticolo molto complesso e piuttosto interconnesso, tale da formare un acquifero abbastanza esteso e spiegare la buona portata della Sorgente Nossana, che costituisce il principale recapito dell'acquifero stesso.

Modellazione del flusso

Vista la complessità del sistema e la scarsità di dati disponibili, l'approccio di analisi si è fondato su un modello concettuale semplificato (Figura 3), che sulla base delle caratteristiche geologiche e idrogeologiche dell'area, descrive i processi fondamentali che regolano il deflusso della sorgente.

L'unico ingresso al sistema è costituito dalla ricarica durante il periodo primavera-autunno, che dipende dalla

quota e dal grado di carsismo. Tale ricarica è stata stimata sulla base dei dati di precipitazione e temperatura misurati nelle stazioni pluviometriche limitrofe (Figura 4), calcolando l'evapotraspirazione tramite la formula di Thornthwaite (1984) e trascurando inizialmente il contributo della copertura nivale e il deflusso superficiale. In effetti, l'elevato grado di carsismo superficiale lascia supporre che il coefficiente d'infiltrazione dell'area sia particolarmente alto e che i corsi d'acqua siano alimentati prevalentemente dalle acque sotterranee, quanto meno per quanto riguarda il loro deflusso di base.

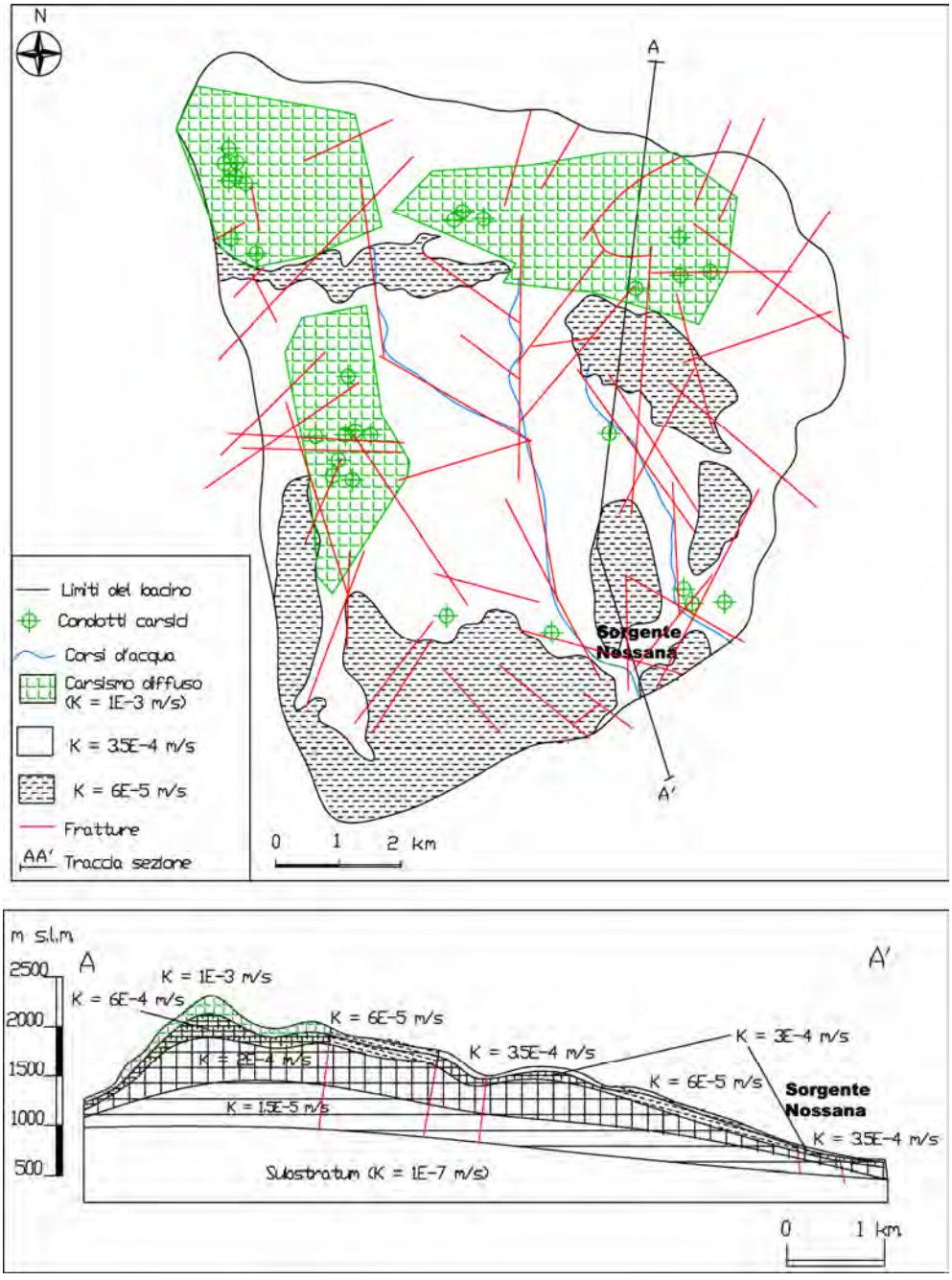


Figura 3. Modello concettuale del bacino della Sorgente Nossana. In pianta: i limiti del dominio, i corpi idrici superficiali (fiumi e sorgenti), le forme carsiche, le fratture principali e la distribuzione delle conducibilità idrauliche superficiali. In sezione: i 5 layers nei quali è stato suddiviso il dominio e i corrispondenti valori di conducibilità idraulica.
Figure 3. Conceptual model of the case study. In plain: the catchment boundaries, the surface waters (rivers and spring), the karstic evidence and fractures, the surface hydraulic conductivity map. In the cross-section: the 5 layers into which the domain was split and the respective hydraulic conductivity values.

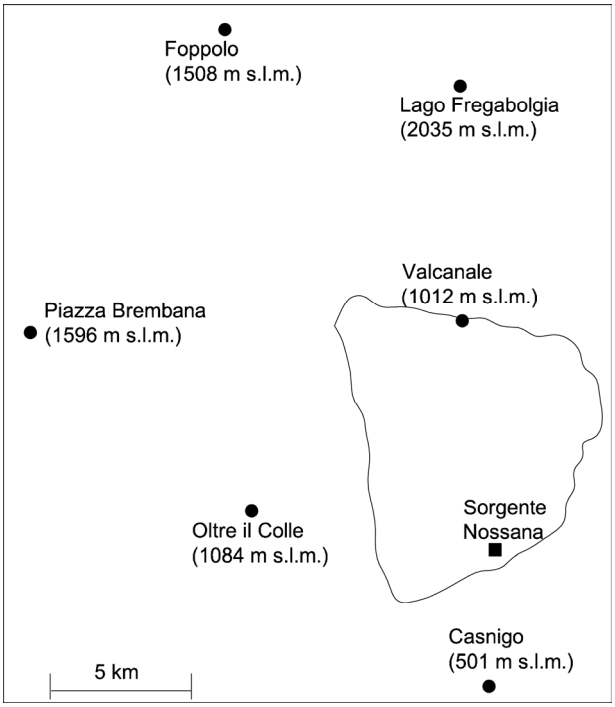


Figura 4. Ubicazione e quota della stazioni meteoclimatiche utilizzate. La linea nera continua indica il contorno del bacino di alimentazione della sorgente.
Figure 4. Location and altitude of the meteclimatic stations. The black line shows the boundary catchment area of the Nossana Spring.

Per quanto riguarda la conducibilità idraulica, come ben noto, in un acquifero carsico/fratturato essa è caratterizzata da un'elevata variabilità sia in termini di distribuzione areale sia con la profondità. La distribuzione areale è stata ricostruita tenendo conto sia della presenza di zone a carsismo diffuso, sia dell'andamento delle zone di frattura (Figura 3), in quanto sono proprio tali strutture a controllare il deflusso sotterraneo. La conducibilità idraulica di superficie è stata quindi valutata sulla base dei rilievi geologico-strutturali, che hanno permesso di caratterizzare le principali grandezze che governano il deflusso (i.e., giacitura, apertura e spaziatura delle discontinuità) e quindi calcolare il tensore di conducibilità idraulica (Kiraly et al., 1971) e la corrispondente permeabilità equivalente (Louis, 1974) su aree omogenee (Figura 3 e Tabella 1).

Nella definizione del modello concettuale, si è poi assunto, per semplicità, che la permeabilità sia isotropa, tenendo conto però dell'andamento delle zone di frattura, che determinano un'orientazione preferenziale del flusso. A questo scopo, sulla base dei rilievi in sito, lungo le fasce di frattura si è considerato un incremento locale della conducibilità idraulica pari ad un ordine di grandezza; analogamente si sono modellati anche i condotti carsici, in quanto impostati prevalentemente lungo frattura (Tabella 1). La semplificazione connessa all'ipotesi di mezzo isotropo si è resa necessaria per la successiva fase di calibrazione delle permeabilità in profondità; infatti, non disponendo per il bacino in esame di dati inerenti i parametri idrogeologici in profondità e ben sapendo che l'andamento della permeabilità in profondità dipende da numerosi fattori, si è supposta una diminuzione lineare con la profondità, il cui tasso è stato determinato in fase di calibrazione del modello.

Tabella 1: Parametri idrogeologici utilizzati nella modellazione del flusso. La conducibilità idraulica equivalente nel caso del layer 1 è quella misurata in sito, mentre per i layers più profondi è quella ottenuta dalla calibrazione.
Table 1. Hydrogeological parameters used in the groundwater flow modeling. The hydraulic equivalent conductivity in the 1° layer is the in situ measured one, whereas for the deeper layers is the value obtained with the calibration.

Layer	Spessore medio [m]	Zona litologica o strutturale	Conducibilità idraulica equivalente [m/s]	Coefficiente di immagazzinamento [%]
1	60 m	Zona a carsismo diffuso	1E-03	0.4
		Rocce carbonatiche superficiali poco carsificate	3.5E-04	0.3
		Marne	6.5E-05	0.2
		Fratture e condotti crasici	1E-03	0.4
2	60 m	Rocce carbonatiche con elevato grado di carsificazione	6E-04	0.35
		Rocce carbonatiche basso grado di carsificazione	3E-04	0.3
		Marne	6.5E-05	0.15
		Fratture e condotti carsici	0.8E-03	0.4
3	300 m	Rocce carbonatiche	2E-04	0.3
		Fratture e condotti carsici	5E-04	0.35
4	300 m	Rocce carbonatiche	1.5E-05	0.25
		Fratture e condotti carsici	3.8E-04	0.3
5	600 m	Marne	1E-07	0.05

L'assunzione di riduzione della permeabilità con la profondità si basa sulle seguenti considerazioni generali:
- all'aumentare del carico litostatico con la profondità, le discontinuità tendono a chiudersi o comunque ad avere una apertura idraulica ridotta (Bandis et al., 1983);
- la porzione superficiale dell'ammasso roccioso, a causa della maggiore alterazione chimico-fisica, è interessata da una più intensa fratturazione, cosicché la conducibilità idraulica tende a diminuire con la profondità, come sperimentalmente osservato da numerosi Autori (Snow, 1970; Louis, 1974; Gangi, 1978; Walsh, 1981).

La simulazione numerica del flusso è stata condotta col codice di calcolo MODFLOW (Harbaugh et al., 2000). La scelta di trattare il mezzo carsico-fratturato assimilandolo ad un poroso equivalente e descrivendolo tramite la sua permeabilità equivalente si giustifica in quanto la scala di analisi può essere considerata un "very

large field" (Bear e Berkowitz 1987), tale cioè da poter assimilare il flusso all'interno di un mezzo fratturato a quello di un continuo; inoltre, studi precedenti hanno dimostrato che l'approccio del poroso equivalente può fornire buoni risultati per simulare il flusso a grande scala anche in un acquifero carsico-fratturato, soprattutto se:

- fratture e condotti carsici formano un sistema piuttosto uniforme e ben interconnesso (Croci et al., 2003),
- l'obiettivo della modellazione è quello di simulare la portata di una sorgente (Scanlon et al., 2003),
- ai fini della calibrazione del modello si dispone unicamente dei dati di portata della sorgente (Angelini e Dragoni, 1997); in tal caso, infatti, è comunque possibile ottenere buoni risultati anche utilizzando un poroso equivalente, mentre un modello più complesso sarebbe difficilmente calibrabile.

Il dominio è stato suddiviso in 240x200 celle quadrate di dimensione media pari a 50 m (da 100 m della porzione esterna del dominio a 20 m nella zona di maggiore interesse in corrispondenza della Val Nossana, Figura 5) e in 5 layers di spessore variabile (Figura 3 e Tabella 1), per simulare una permeabilità e una porosità decrescenti con la profondità. Tale discretizzazione del dominio determina un volume delle celle variabile da 1.2E4 m^3 nel primo layer a 1E6 m^3 in profondità, superiore o pari al Volume Rappresentativo Elementare (Bear, 1972), generalmente compreso tra 10E3 m^3 per la porzione di roccia superficiale più fratturata e 10E6 m^3 per un acquifero carsico (Civita, 2005).

Per quanto riguarda le condizioni al contorno, si sono applicate:

- no flow esternamente al bacino;
- condizioni River lungo i torrenti (così da poter tenere conto anche di eventuali tratti nei quali i corsi d'acqua alimentano localmente l'acquifero): la conduttanza è stata calcolata cella per cella come CR = KLW/M (dove K è la conducibilità idraulica del layer più superficiale, L la lunghezza della cella, W la larghezza del corso d'acqua ed M lo spessore del fondo-alveo, assunto pari a 1 m).;
- condizione Drain in corrispondenza della sorgente: la conduttanza del dreno (pari a 5.6E-1 m^2/s) è stata stimata considerando le caratteristiche geometriche della sorgente (larghezza = 20 m e lunghezza = 80 m, per uno spessore unitario) e la conducibilità idraulica del layer superficiale (pari a 3.5E-4 m/s);
- una ricarica superficiale dipendente dalla quota (Figura 5).

Come già anticipato, la riduzione della conducibilità idraulica con la profondità è stata oggetto di calibrazione, al fine di simulare le portate misurate della Sorgente Nossana negli ultimi anni. Poiché gli unici dati per la calibrazione sono proprio le portate della sorgente (corrispondenti ad un unico punto-target di portata), la calibrazione è stata condotta dapprima in stazionario e poi in regime transitorio con una tecnica "trial and error", variando di volta in volta il tasso di decrescita della conducibilità idraulica con la profondità. In particolare, le simulazioni sono state condotte in regime transitorio, considerando le portate mensili degli anni dal 2003 al 2005 e la presenza di una ricarica (anch'essa mensile) nota sulla base dei dati meteorologici. Ai fini della calibrazione, sono stati considerati più tassi di decrescita lineare, ottenendo che per il caso in esame una riduzione di 5E-5 m/s ogni 100 m di profondità è in grado di minimizzare l'errore tra portate osservate e simulate (Figura 6). Nonostante la complessità del sistema naturale, il modello ha fornito un buon adattamento coi dati storici di portata, con un errore medio pari all'1%. Tale errore è dovuto essenzialmente alla notevole variabilità nella fusione del manto nevoso, che interessa le quote più elevate. Non disponendo di valori di carico piezometrico dell'acquifero, noto solo in relazione alla quota di emergenza delle sorgenti, non è stato possibile procedere ulteriormente con la calibrazione.

Simulazione delle curve di esaurimento

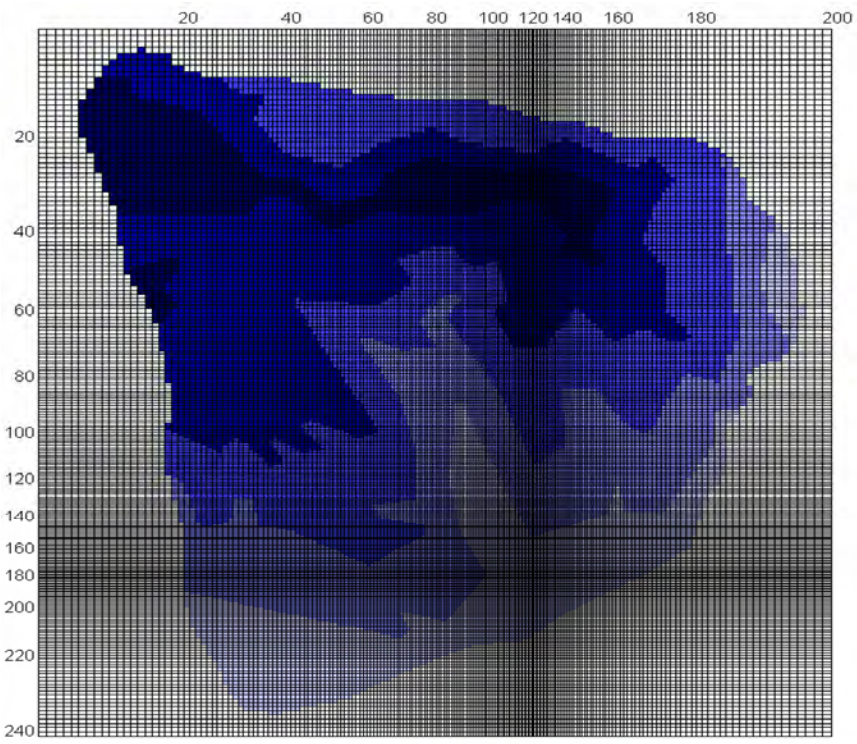
Il modello matematico precedentemente implementato e calibrato è stato in un secondo momento utilizzato per identificare i parametri che condizionano il deflusso della sorgente in fase di esaurimento.

Molti Autori (a partire da Forkasiewicz e Paloc, 1967) hanno a tale proposito elaborato uno schema che interpreta la curva di esaurimento come la somma di tre funzioni esponenziali negative: la prima, con un coefficiente di esaurimento (s.l.) a_1 molto elevato, corrisponde alla fase di svuotamento dei condotti più permeabili, mentre le altre due, caratterizzate da coefficienti di esaurimento (s.s.) a_2 e a_3 relativamente più bassi, corrispondono alla fase di recessione vera a propria. In particolare, il terzo tratto corrisponde all'esaurimento proposto dallo schema tradizionale di Maillet (1906):

$$Q_t = Q_0 \exp(-\alpha t) \quad (1)$$

dove t è il tempo trascorso dall'inizio della stagione asciutta, Q_t e Q_0 rappresentano la portata della sorgente [L^3T^{-1}] rispettivamente al tempo t e all'istante iniziale, α ($0 \leq \alpha \leq 1$) è il coefficiente di esaurimento [T^{-1}]. Tale relazione è generalmente adatta a descrivere il drenaggio lento della matrice rocciosa e di condotti carsici/fratture a minore conducibilità idraulica, quando la piezometria è già adattata al livello assunto dal recapito e, quindi, molto vicina alle condizioni di stazionarietà.

Altri Autori hanno evidenziato la dipendenza del coefficiente di esaurimento dalle caratteristiche idrogeologiche dell'acquifero, in particolare trasmissività e coefficiente di immagazzinamento (Kovacs et al., 2005 e bibliografia ivi citata); alcuni di essi (Forkasiewicz e Paloc, 1967; De Selsaten, 1968) hanno messo in luce, in base all'analisi degli idrogrammi delle sorgenti, che il coefficiente di esaurimento può cambiare nei diversi anni di osservazione e nelle diverse stagioni dell'anno, mettendo in relazione tali variazioni con il regime e la distribuzione delle precipitazioni, nonché con la fusione delle nevi.



Quota (m s.l.m.)	Ricarica media stagionale (mm)			
	Inverno	Primavera	Estate	Autunno
< 800 m s.l.m.	275	414	349	435
800-1200 m s.l.m.	236	380	350	398
1200-1600 m s.l.m.	119	278	352	289
1600-2000 m s.l.m.	80	245	352	253
> 2000 m s.l.m.	41	211	353	216

Figura 5. Griglia di discretizzazione del dominio. I colori evidenziano le diverse zone di ricarica, corrispondenti a diverse fasce altitudinali.
Figure 5. A plan view of the mesh used for the domain discretisation. The colours show the different recharge zones, corresponding to different altitude bands.

I dati di portata disponibili per la Sorgente Nossana evidenziano un andamento del tutto analogo a quelli proposti dalla letteratura citata, assimilabile a tre tratti caratterizzati da un diverso coefficiente di esaurimento: un primo tratto di svuotamento rapido caratterizzato da portate superiori ai 3 m^3/s (pari a 2.6E5 m^3/d), un tratto intermedio con portate comprese tra 1 e 3 m^3/s e un tratto finale con portate inferiori ad 1 m^3/s (pari a 8.6E4 m^3/d). Le osservazioni geologiche compiute sul sistema idrico della sorgente Nossana confortano l'ipotesi secondo la quale questi ultimi due tratti corrispondano allo svuotamento di due diverse porzioni dell'acquifero in esame, una più superficiale e una più profonda, dotate di trasmissività e porosità differenti. Allo scopo di descrivere quantitativamente lo schema comportamentale di questo tipo di sistema, se ne propone un esempio teorico, nel quale si considera un caso semplice in cui il sistema è composto da due acquiferi sovrapposti e il cui recapito è rappresentato da una sorgente che sbocca dall'acquifero inferiore; nella Figura 6 è rappresentato l'andamento della piezometria in fase di svuotamento, in due punti di riferimento collocati ciascuno in uno dei due acquiferi.

L'esempio al quale si riferisce il grafico è il risultato della modellazione della fase di esaurimento di un sistema composto da due acquiferi in serie, dei quali quello superiore presenta T_1 = 0.0005 m^2/s, porosità efficace S_1 pari a 0.005, superficie di base 10000 m^2, mentre quello inferiore ha T_2 = 0.005 m^2/s, S_2 =0.01, superficie di base identica al precedente, e recapito posto a 4 m s.l.m. La quota piezometrica dei due acquiferi è inizialmente identica e pari a 5.5 m s.l.m.. Si osserva che, nella prima fase di esaurimento, l'acquifero superiore presenta un livello piezometrico che si mantiene a lungo sensibilmente più alto di quello del secondo acquifero. Verso il termine del-

la fase di svuotamento, i livelli piezometrici tendono a diventare molto simili a quello della fase di semistazionarietà che caratterizza la curva di esaurimento con coefficiente a di Maillet.

Tale comportamento, sensibile alle variazioni di trasmissività, di porosità e di piezometria di partenza, evidenzia che nella prima fase si hanno importanti scambi idrici fra i due acquiferi, dovuti alla marcata differenza di carico idraulico; tali scambi gradualmente diminuiscono man mano che ci si avvicina alla fase di semistazionarietà. Questo tipo di comportamento, ovviamente, conferisce alla prima fase dell'esaurimento portate maggiori e rapidamente decrescenti nel tempo, e alla seconda fase portate minori che diminuiscono lentamente, confermando l'ipotesi dell'assimilabilità del comportamento dei sistemi carsici complessi a quello della somma di più funzioni esponenziali negative più volte descritto dalla letteratura. Si è osservato che i valori del coefficiente di esaurimento aumentano in modulo con l'aumentare della piezometria di partenza della fase di esaurimento e diminuiscono con il decrescere della stessa, come evidenziato nella descrizione delle curve di esaurimento della sorgente e concordemente con quanto indicato dalla letteratura citata. L'esempio della Figura 7 mostra come anche dalla modellazione numerica si riscontri tale comportamento. Riducendo da 5.5 a 4.5 m s.l.m. la quota piezometrica di partenza della fase di esaurimento, si osserva infatti una sensibile riduzione di α, come risulta dalla Figura 7c in cui sono confrontate le curve di esaurimento del comparto acquifero superiore con quote piezometriche iniziali di 5.5 con 4.5 m.s.l.m.

Tornando al caso reale della Sorgente Nossana, la portata minima utile per il sistema acquedottistico servito dalla sorgente (pari a circa 1 m^3/s) si colloca tra i valori finali del tratto intermedio della sua curva di esaurimento, caratterizzata da un coefficiente di esaurimento a_2. Il valore di a_2 è sensibile alle variazioni della ricarica, come evidenziato dagli Autori citati, in particolare da De Salseten. Per identificare i valori di a_2, sono state condotte una serie di simulazioni in regime transitorio al variare della ricarica, considerando un valore medio su un periodo di 9 mesi; analizzando la successiva risposta della sorgente in fase di recessione, si sono ricostruite le corrispondenti curve di esaurimento; in tal modo, è stato possibile definire una relazione tra i parametri descrittivi dell'esaurimento della sorgente e le precipitazioni della precedente stagione di ricarica. A titolo cautelativo, al fine di poter confrontare tra loro i risultati ottenuti con le diverse condizioni di ricarica, per ogni simulazione si sono scelte come condizioni iniziali quelle corrispondenti alla minima portata osservata della sorgente (marzo 2005). Per ogni simulazione è stata quindi ricostruita la curva di esaurimento della sorgente (Figura 8), con particolare riferimento al tratto intermedio (a_2) e al tratto finale descritto dall'equazione di Maillet, ottenendo un buon

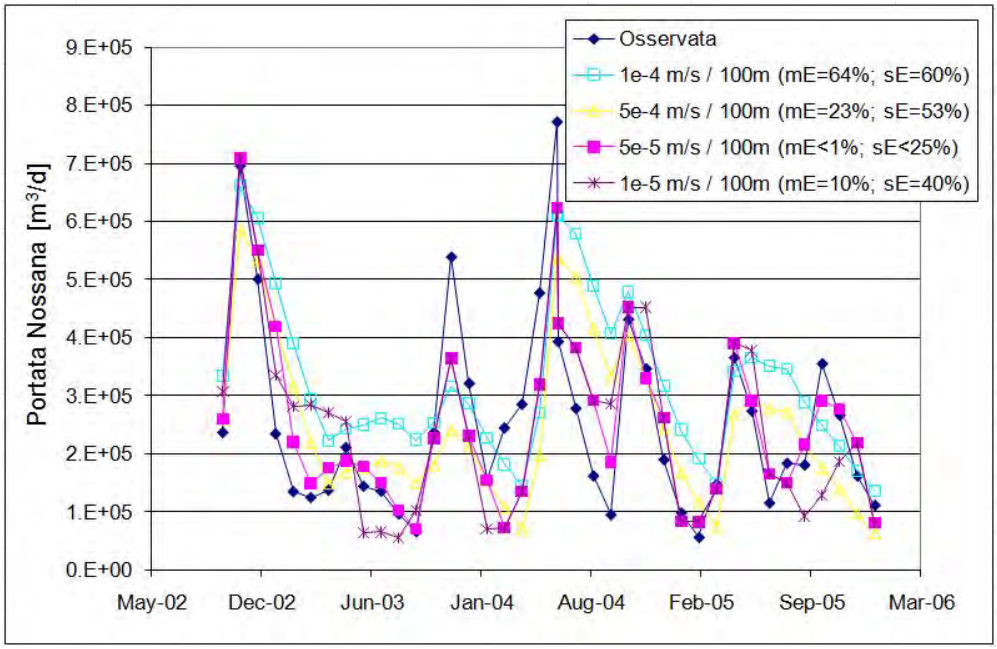


Figura 6. Confronto tra i valori di portata osservati e quelli simulati, per diversi tassi di decrescita della conducibilità idraulica con la profondità. Per ogni simulazione vengono riportati i corrispondenti errori percentuali tra le portate simulate e quelle osservate (mE). Oltre al valore medio dell'errore è anche indicata la sua deviazione standard (sE).

Figure 6. Comparison between the observed discharge of the Nossana Spring and the discharges simulated with different decreasing rates with depth of the hydraulic conductivity. For each simulation, the corresponding percent error between the simulated discharges and the observed ones (mE) are shown. Moreover, the standard deviation of the error (sE) is shown.

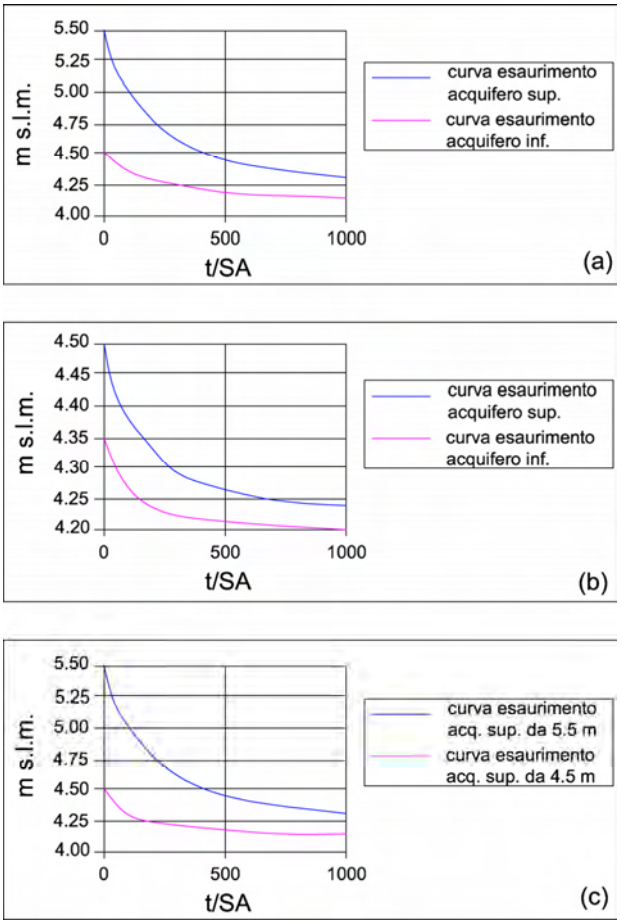


Figura 7. Esempio di comportamento piezometrico di un sistema carsico costituito da due acquiferi. Il grafico riporta la piezometria del punto mediano di due acquiferi sovrapposti al variare del tempo a partire dall'inizio della fase di esaurimento: (a) quota piezometrica iniziale pari a 5.5 m s.l.m.; (b) quota piezometrica iniziale pari a 4.5 m s.l.m.; (c) confronto tra le due curve di esaurimento relative all'acquifero superiore ottenute al variare della quota piezometrica iniziale. In ordinate sono indicate le quote in m s.l.m., mentre in ascisse c'è il tempo in secondi normalizzato rispetto al coefficiente di immagazzinamento S e rispetto alla superficie del bacino (in m^2).

Figure 1. Example of piezometrical behavior of a karst system composed by 2 aquifers. The graph shows the piezometrical level of the 2 aquifers in the time starting from the beginning of the depletion phase: (a) with an initial water table at 5.5 m a.s.l.; (b) with an initial water table at 4.5 m a.s.l.; (c) comparison between the 2 depletion curves of the above aquifer with the different initial water table level. On the y-axis there are the elevation in m a.s.l. and on the x-axis there is the time (in s) normalized with reference to the storage S and to the basin area (in m^2).

adattamento con quelle osservate negli ultimi anni; infatti, la corrispondente ricarica stimata per gli anni monitorati è pari a:

- 905 mm per il periodo 2002-2003 (con un'anomalia causata dalle piogge eccezionali di ottobre-novembre 2002),
- 868 mm per il periodo 2003-2004,
- 715 mm per il periodo 2004-2005,
- 614 mm per il periodo 2005-2006.

In accordo con gli studi di letteratura, i risultati ottenuti dalle simulazioni in regime transitorio evidenziano che sia la portata iniziale Q_0 sia il coefficiente di esaurimento aumentano in maniera lineare con le precipitazioni nella stagione di ricarica (Figura 8). A partire dall'equazione delle rette così ottenute (Figura 9), è stato possibile esprimere la curva di esaurimento della sorgente in funzione della ricarica del periodo antecedente:

$$Q_t = (181.52r + 2144)\exp[(-10E\text{-}6r - 4.6E\text{-}3)t] \quad (2)$$

dove Q_t è la portata (in m^3/d) della sorgente al tempo t (in giorni) e r è la ricarica cumulata (mm) della stagione precedente. Questa valutazione può essere utile per prevedere le eventuali crisi idriche (durante la stagione asciutta) a partire dalle variabili climatiche (piogge e temperature, in base alle quali stimare la ricarica) monitorate nella precedente stagione più piovosa.

Analisi del rischio di esaurimento

Per valutare il rischio di esaurimento della sorgente (inteso come probabilità di accadimento di un evento critico) è necessario:

- conoscere la distribuzione di probabilità della portata in fase di esaurimento;
- definire un valore di portata critica Q_{cr}, tale da mandare in crisi il sistema acquedottistico alimentato dalla sorgente.

Innanzitutto, avendo espresso la curva di esaurimento in funzione della ricarica e conoscendo la distribuzione di probabilità di quest'ultima (Figura 10a), a partire dall'eq. (2) e tramite simulazioni Monte Carlo, è stato possibile ricostruire la distribuzione di probabilità della portata durante l'esaurimento, per un generico istante di tempo. In particolare, è stato possibile ricostruire la distribuzione di probabilità della portata alla fine dell'esaurimento, che attualmente ha una durata media di circa 3-4 mesi (Figura 10b).

Sapendo che il sistema acquedottistico servito dalla Sorgente Nossana entra in crisi per portate inferiori a 1 m^3/s, l'attuale probabilità di occorrenza di un evento critico è pari al 2%. Utilizzando l'equazione (2), si osserva inoltre che con una ricarica antecedente pari a 383 mm, l'evento di crisi può verificarsi dopo 4 mesi dall'inizio della stagione asciutta.

Al fine di tenere conto degli effetti connessi al cambiamento climatico, si sono utilizzate le temperature e le precipitazioni medie regionali previste dall'IPCC (2007) per calcolare le corrispondenti variazioni di portata della sorgente (Tabella 2). I risultati ottenuti evidenziano una riduzione della portata di circa il 40% (Figura 10), dovuta sia al diminuire delle precipitazioni sia all'incremento di temperatura, che determina una notevole perdita sotto forma di evapotraspirazione.

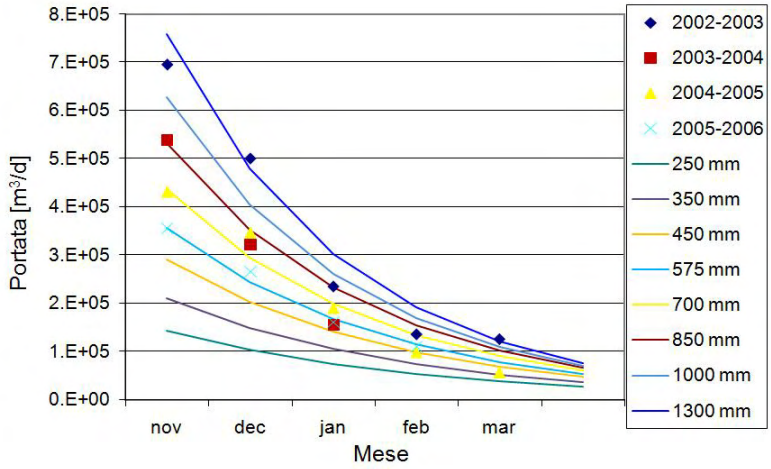
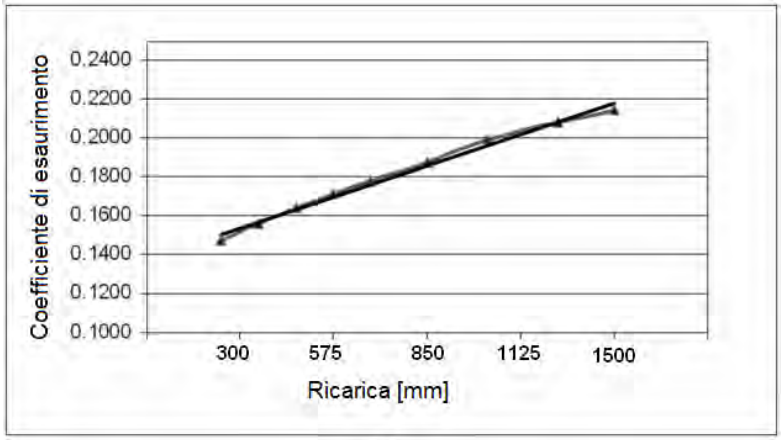
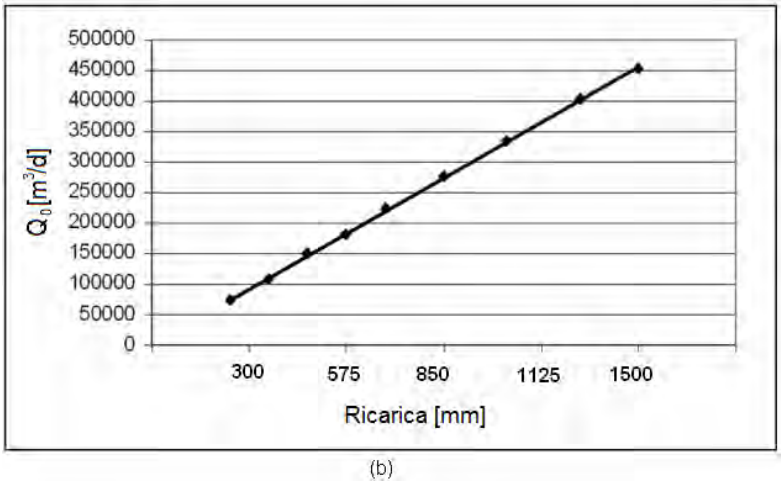


Figura 8. Confronto tra le curve di esaurimento simulate al variare delle precipitazioni nella stagione di ricarica (le linee) e quelle osservate negli ultimi inverni (i punti).
Figure 8. Comparison between the simulated depletion curves (lines) obtained changing the recharge in the previous months and the observed depletion curves (points) of the Nossana Spring in recent winters.



(a)



(b)

Figura 9. Andamento di (a) coefficiente di esaurimento α e (b) portata iniziale Q_0 al variare della ricarica dei mesi precedenti (mm).
Figure 9. The depletion coefficient α (a) and the initial discharge Q_0 (b) versus the cumulative recharge in the previous months (mm).

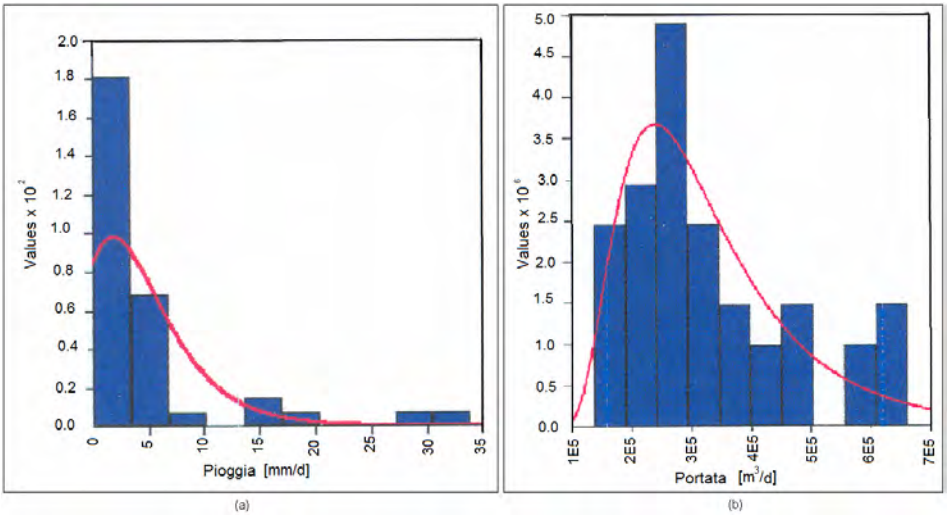


Figura 10. Distribuzione di probabilità (a) della ricarica (espressa tramite la distribuzione di Gumbel) e (b) della portata della Sorgente Nossana (espressa tramite una distribuzione lognormale).
Figure 10. Probability distributions: a) of the recharge (fitted with a Gumbel distribution), b) of the simulated discharge of the Nossana Spring (fitted with a lognormal distribution) .

Tabella 2: (a) variazioni stagionali di temperature T (°C) e precipitazioni P (%) previste dallo scenario di emissione A1B (IPCC, 2000) per fine secolo rispetto ai valori medi del periodo 1980-1999 (IPCC, 2007b); la tabella riporta i valori minimi, massimi e i percentili al 25, 50 e 75%; (b) corrispondenti variazioni stagionali percentuali di evapotraspirazione EV (%) e ricarica r (%); (c) conseguenti variazioni percentuali nella portata della sorgente all'inizio dell'esaurimento Q_0 e durata critica della stagione asciutta t_{cr} (cioè la durata per la quale si raggiunge la portata critica).
Table 2. (a) Seasonal regional changes of temperature T (°C) and precipitation P (%) according to the A1B emission scenario (IPCC, 2000) for the 2080 to 2099 period averaged over the 1980 to 1999 period (the table shows the minimum, maximum, median (50%), and 25 and 75% quartile values among the different global models reported in IPCC, 2007b); (b) corresponding seasonal changes of potential evapotranspiration EV (%) and recharge r (%); (c) corresponding changes of spring discharge Q_0 (% with respect to the present average value) at the beginning of the dry season and critical length t_{cr} of the latter, that is the length for which the critical discharge can be reached.

(a)

Stagione[1]	ΔT [°C]					ΔP [%]				
	min	25	50	75	max	min	25	50	75	max
DGF	1.7	2.5	3.0	3.0	4.6	-16	-10	-6	-1	6
MAM	2.0	3.0	3.0	4.0	4.5	-24	-17	-16	-8	-2
GLA	2.7	3.7	4.0	5.0	6.5	-53	-35	-24	-14	-3
SON	2.3	2.8	3.0	4.0	5.2	-29	-15	-12	-9	-2
Annuale	2.2	3.0	4.0	4.0	5.1	-27	-16	-12	-9	-4

(b)

Stagione[1]	ΔEV [%]					Δr [%]				
	min	25	50	75	max	min	25	50	75	max
DGF	3	7	5	9	17	0.0	0.1	0.0	0.1	0.2
MAM	8	16	16	15	20	-0.3	-0.3	-0.2	-0.1	-0.1
GLA	20	30	35	46	70	-7.7	-6.8	-6.0	-6.1	-7.2
SON	14	16	20	27	39	-1.5	-1.0	-1.1	-1.1	-1.2
Annuale	11	17	19	24	37	-2.4	-2.0	-1.8	-1.8	-2.1

(c)

	Attuale	min	25	50	75	max
ΔQ_0 [%]		47	42	41	33	29
Δt_{cr} [mesi]	9.2	3.5	4.3	4.4	5.5	6.1

[1] Stagione: DGF = mesi di dicembre, gennaio e febbraio; MAM = marzo, aprile e maggio; GLA = giugno, luglio e agosto; SON = settembre, ottobre e novembre.

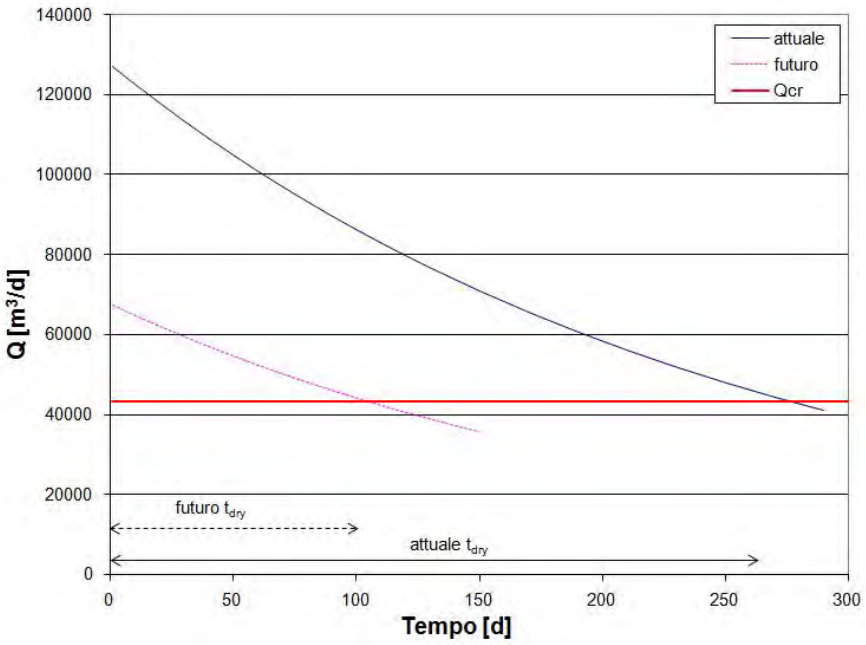


Figura 11. Curva di esaurimento media della sorgente nelle attuali condizioni climatiche (linea continua) e considerando lo scenario climatico più sfavorevole (linea tratteggiata; IPCC, 2007); nel grafico viene evidenziata la durata critica del periodo asciutto (t_{dry}), cioè quella in grado di determinare il raggiungimento della portata critica della sorgente Q_{cr} (linea in grassetto).
Figure 11. Average depletion curves of the spring for the present climatic conditions (continuous line) and the worse climatic scenario (dotted line correspond to the ΔT min in Table 2a); the corresponding average lengths of the dry period (t_{dry}) are compared with reference to the critical value of the spring discharge Q_{cr} (marked continuous line).

Tali variazioni di portata della sorgente comportano anche una variazione nella probabilità di accadimento dell'evento di crisi, sia per la riduzione nei valori di portata sia per la riduzione della durata critica del periodo asciutto, cioè il tempo t_{dry} in cui viene raggiunta la portata critica. La Figura 11 evidenzia infatti che il t_{dry} (durata del periodo asciutto per la quale si raggiunge la Q_{cr}) potrebbe dimezzarsi nei prossimi 90 anni.

Conclusioni

Il problema della disponibilità e delle tutela delle risorse idriche è negli ultimi anni un tema di sempre maggiore attualità. In particolare per quanto riguarda le sorgenti lombarde si osserva un trend negativo delle portate, che desta notevoli preoccupazioni per le implicazioni ad esso connesse. Tali considerazioni portano all'esigenza di predisporre strumenti in grado di prevedere il comportamento delle sorgenti nei periodi di crisi e valutare, di conseguenza, il rischio associato.

Il presente lavoro costituisce un tentativo proprio in tale direzione. Infatti, lo studio idrogeologico e modellistico della Sorgente Nossana, associato con un approccio stocastico al problema ha permesso di:

- ricostruire lo schema di alimentazione della sorgente, identificando i fattori determinanti della sua portata e della relativa variabilità;
- ricavare le relazioni che legano la portata della sorgente a variabili meteorologiche, apportando variazioni alle relazioni tradizionalmente impiegate per la costruzione delle curve di esaurimento;
- stimare la frequenza di accadimento dei periodi di crisi idrica (attualmente pari al 2%), tenendo conto anche dei possibili effetti derivanti dal cambiamento climatico, che secondo le attuali previsioni dell'IPCC potrebbe portare entro la fine del secolo ad una riduzione del 40% della portata della sorgente, con un dimezzamento del tempo critico di esaurimento.

Bibliografia

Allen, D.M., Macie, D.C., Wie, M., 2004. Groundwater and climate change: a sensitivity analysis for the Grand Forks aquifer southern British Columbia, Canada. Hydrogeology Journal 12 (3), 270-290.

Angelini, P., Dragoni, W., 1997. The problem of modelling limestone springs: the case of Bagnara (North Apennines, Italy). Ground Water 35 (4), 612-618.

Arnell, N.W., 1998. Climate change and water resources in Britain. Climatic Change 39, 83-110.

Bandis, S.C., Lumsden, A.C., Barton, N.R., 1983. Fundamentals of rock joint deformation. Int J Rock Mech Min Sci & Geom Abstr 20, 249–268.

Bear, J., 1972. Dynamics of fluids in porous media, Elsevier, New York.

Bear, J., Berkowitz, B., 1987. Groundwater flow and pollution in fractured rock aquifers. in P. Nowak (eds), Development in Hydraulic Engineering, vol. 4, Elsevier, New York.

Bini, A., Forcella, F., Jadoul, F., Orombelli, G. (editori), 2000. Carta Geologica della Provincia di Bergamo alla scala di 1:50000.

Birk, S., Liedl, R., Sauter, M., 2004. Identification of localised recharge and conduit flow by combined analysis of hydraulic and physico-chemical spring responses (Urenbrunnen, SW-Germany). Journal Hydrol 286, 179-193.

Brouyère, S., Carabin, G., Dassargues, A., 2004. Climate change impacts on groundwater resources: modelled deficits in a chalky aquifer, Geer basin, Belgium. Hydrogeology Journal 12, 123-134.

Cambi, C., Dragoni, W., 2000. Groundwater yield, climatic changes and recharge variability: Considerations out of the modelling of a spring in the Umbria-Marche Apennines. Hydrogéologie 4, 11– 25.

Chardon, M., 1975. Les Prealpes Lombardes et leurs bordures. These Univo Aix-Marseille, 655 pagg., 140 figg., 10 tavv., 3 carte f.t., 1975.

Chen, Z., Grasby, S.E., Osadetz, K.G., 2004. Relation between climate change variability and groundwater levels in the upper carbonate aquifer, southern Manitoba, Canada. Journal of Hydrology 290(2004), 43-62.

Civita, M., 2005. Idrogeologia applicata e ambientale, Casa Editrice Ambrosiana, Milan.

Croci, A., Francani, V., Gattinoni, P., 2003. Studio idrogeologico del bacino del Torrente Esino. Quaderni di geologia applicata, 10 (2), 148-166.

De Selsaten, J.A., 1968. Hydraulique superfici elle et souterraine – Application à la nappe karstique de Modave en Belgique. Bull. Int. Ass. scient. Hydrol, 13(1), pp. 49-57.

Drogue, G., Pfister, L., Leviandier, T., Idrissi, A., Iffy, J.F., Matgen, P., Humbert, J., Hoffmann, L., 2004. Simulation of the spatio-temporal variability of streamflow response to climate change scenarios in a mesoscale basin. Journal of Hydrology 293, 255-269.

Fiorillo, F., Esposito, L., Guadagno, F.M., 2007. Analysis and forecast of water resources in an ultra-centenarian spring discharge series from Serino (Southern Italy). Journal of Hydrology (2007)336, 125-138.

Forkasiewicz, J., Paloc, H., 1967. Le regime de tarissement de la Foux-de-la-Vis. Etude préliminaire. Chronique d'Hydrogéologie, BRGM 3(10), pp. 61-73.

Gangi, A.F., 1978. Variation of whole and fractured porous rock permeability with confining pressures. Int J Rock Mech Min Sci & Geomech Abstr 15.

Gattinoni, P., Scesi, L., 2007. La circolazione idrica negli ammassi rocciosi. Casa Editrice Ambrosiana, pp. 156.

Harbaugh, A.W., Banta, E.R., Hill, M.C., McDonald, M.G., 2000. MODFLOW-2000, the U.S. Geological Survey modular ground-water model – "User guide to modularization concepts and the Ground-Water Flow Process": U.S. Geological Survey Open-File Report 00-92, 121 p.

Hobbs, S.L., Smart, P.L., 1986. Characterisation of carbonate aquifers: a conceptual base. Proc. 9th Int. Congr. of Speleology, Barcelona.

Hsu, K.C., Wang, C.H., Chen, K.C., 2007. Climate-induced hydrological impacts on the groundwater system of the Pingtung Plain, Taiwan. Hydrogeology Journal 15(2007), 903-913.

IPCC, 2008. Climate Change and Water. IPCC Technical Paper VI, Geneva 210 pp.

IPCC, 2007a. Climate Change 2007: Synthesis Report. IPCC Plenary XXVII (Valencia, Spain, 12-17 November 2007).

IPCC, 2007b. Regional Climate Projections. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

IPCC, 2000. Special Report Emissions Scenarios. Nebojsa Nakicenovic and Rob Swart (Eds.), Cambridge University Press, UK. pp 570.

IPCC, 1997. The regional impact of climate change: an assessment of vulnerability: a special report of IPCC working group II. Watson R.T., Zinyowera M.C., Moss R.H., Dokken D.J. (eds). http://www.grida.no/climate/ipcc/regional/index.htm

Jadoul, F., Pozzi, R., Pestrin, S., 1985. La sorgente Nossana: inquadramento geologico e idrologico. Riv. Mus. Sc. Nat. BG, 9, 129-140.

Kiraly, L., 2003. Karstification and Groundwater Flow. Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers, 1 (3), the Virtual Scientific Journal, 3-26.

Kiraly, L., Mathey, B., Tripet, J.P., 1971. Fissuration et orientation des cavités souterraines: région de la Grotte de Milandre (Jura tabulaire), Bull. Soc. Neuchâteloise Sc. Nat., 94, 99-114.

Kovacs, A., Perrochet, P., Kiraly, L., Jeannin, P.-Y., 2005. A quantitative method for the characterization of karst aquifers based on spring hydrograph analysis. Journal of Hydrology 303, pp. 152-164.

Labat, D., Mangin, A., Ababou, R., 2002. Rainfall-runoff relations for karstic springs: multifractal analysis. Journal of Hydrology 256(3-4), 176-195.

Louis, C., 1974. Introduction à l'hydraulique des roches, Bur. Rech. Geol. Min., 4/3, pp. 283-356.

Ma, T., Wang, Y., Guo, Q., 2004. Response of a carbonate aquifer to climate change in northern China: a case study at the Shentou karst springs. Journal of Hydrology 297, 274-284.

Makropoulos, C., Koutsoyiannis, D., Stanic, M., Djordjevic, S., Prodanovic, D., Dasic, T., Prohaska, S., Maksimovic, C., Wheater, H., 2008. A multi-model approach to the simulation of large scale karst flows. Journal of Hydrology (2008) 248, 412-424.

Maillet, E., 1906. - La vidange des systèmes de réservoirs. Ann Ponts et Chaussées Mém Doc, 218.

Meenzel, L., Burger, G., 2002. Climate change scenarios and runoff response in the Mulde catchment (southern Elbe, Germany). Journal of Hydrology 267: 53-64.

Moustadraf, J., Razack, M., Sinan, M., 2008. Evaluation of the impacts of climate changes on the coastal Chaouia aquifer, Marocco, using numerical modelling. Hydrogeology Journal 16, 1411-1426.

Negi, G.C.S., Joshi, V., 2004. Rainfall and spring discharge patterns in two small drainage catchments in the Western Himalayan Mountains, India. The Environmentalist 24, 19-28.

Oraseanu, I., Mather, J., 2000. Karst hydrogeology and origin of thermal waters in the Codru Moma Mountains, Romania. Hydrogeology Journal 8(4), 379-389.

Ozyurt, N.N., 2008. Residence time distribution in the Kirkgoz karst springs (Antalya-Turkey) as a tool for contamination vulnerability. Environmental Geology (2008) 53, 1571-1583.

Ozyurt, N.N., Bayari, C.S., 2008. Temporal variation of chemical and isotopic signals in major discharges of an alpine karst aquifer in Turkey: implications with respect to response of karst aquifers to recharge. Hydrogeology Journal 16, 297-309.

Qian, J., Zhan, H., Wu, Y., Li, F., Wang, J., 2006. Fractured-karst spring-flow protections: a case study in Jinan, China. Hydrogeology Journal (2006)14, 1192-1205.

Sauro, U., 1993. Human impact on the karst of the Venetian forealps, Italy. Env Geol 21(3), 115-121.

Scanlon, B.R., Mace, R.E., Barret, M.E., Smith, B., 2003. Can we simulate regional groundwater flow in a karst system using equivalent porous media models? Case study, Barton Springs Edwards aquifer, USA. Journal of Hydrology 276, 137-158.

Snow, D.T., 1970. The frequency and apertures of fractured rock. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. 7.

Thornthwaite, C.W., 1948. An approach toward a rational classification of climate. Geogr Rev 38, 55–94.

Walsh, J.B., 1981. Effects of pore pressure and confining pressure on fracture permeability. Int J Rock Mech Min Sci & Geomech Abstr 18, 429–435.

Woldeamlak, S.T., Batelaan, O., De Smedt, F., 2007. Effects of climate change on the groundwater system in the Grote-Nete catchment, Belgium. Hydrogeology Journal (2007)15, 891-901.

EngHydroEnv Geology 2009, 12, 19-30 - doi: 10.1474/EHEGeology.2009-12.0-02.0272

Valutazione dei rischi di contaminazione potenziale degli acquiferi profondi attraverso pozzi per acqua: il caso della pianura torinese settentrionale

Caterina Caviglia, Domenico Antonio De Luca, Manuela Lasagna, Alan Menegon

Dipartimento d Scienze della Terra – Università di Torino
caterina.caviglia@unito.it; domenico.deluca@unito.it; manuela.lasagna@unito.it; alan.menegon@unito.it

Evaluation of risks of potential contamination of deep aquifers through water wells, a case study: northern Turin Plain

Abstract: In alluvial plains groundwater is threatened by surface contamination. In most cases the upper aquifer is polluted, while deep aquifers are still of high quality, because they are protected by low permeability layers. A numerical model was created to evaluate the hazard of deep aquifer contamination: there are two different flow patterns, one in the upper and one in the lower aquifer. The lower aquifer's recharge zone is in the northwestern part of the study area, next to the Alps. This recharge zone has a flow gradient from upper to lower aquifers, while in the low plain there is an upward gradient. Under natural conditions the vulnerability to surface contamination of the deep aquifer is low. Instead, multiaquifer wells could induce the formation of contaminant plumes in lower aquifers. Therefore the quality of the deep aquifer water resource is in danger, also because of the high number of multiaquifer wells noticed.

Key terms: Po Plain, Deep aquifer pollution, Groundwater, Numerical models
Termini chiave: Pianura Padana, Inquinamento acquiferi profondi, Acque sotterranee, Modelli numerici

Riassunto

Nelle aree fortemente antropizzate come la Pianura Padana, le acque sotterranee sono vulnerabili alle contaminazioni provenienti dalla superficie; lo è in particolare la falda superficiale, non protetta da livelli a bassa permeabilità ed in diretta connessione con le acque superficiali, di qualità generalmente scadente: spesso contiene concentrazioni di sostanze inquinanti (nitrati, pesticidi,…) superiori alle concentrazioni massime ammissibili.

Le falde profonde in genere non sono contaminate, poiché sono più protette da arrivi di inquinanti superficiali, e costituiscono la fonte di approvvigionamento idropotabile più importante della Regione Piemonte. È importante preservarne la qualità, individuando i rischi potenziali.

La valutazione di flussi ed eventuali interazioni tra falda superficiale e profonda è stata condotta implementando un modello numerico alle differenze finite. L'area di studio è situata nella pianura piemontese a nord di Torino. Il sottosuolo dell'area può essere suddiviso in cinque complessi idrogeologici: a) Complesso dei depositi quaternari (contenente una falda freatica); b) Complesso Villafranchiano, costituito da alternanze di depositi grossolani e depositi fini a bassa permeabilità (contiene più falde in pressione); c) Complesso dei depositi marini pliocenici (termini sabbiosi e argillosi); d) Complesso dei depositi marini pre-pliocenici essenzialmente impermeabili (Collina di Torino); e) Complesso delle rocce cristalline alpine, permeabili per fatturazione (AA.VV., 2005).

Sulla base di tale modello idrogeologico si è costruita una simulazione costituita da un modello regionale e due modelli di dettaglio (utilizzando il codice MODFLOW). Si individuano un sistema di flusso superficiale, nei depositi quaternari, e uno più profondo, che interessa le formazioni pre-quaternarie; il sistema di flusso profondo ha l'area di ricarica nella fascia pedemontana, dove il gradiente è diretto dall'acquifero superficiale verso quelli profondi. L'area di drenaggio di entrambi i sistemi di flusso si colloca in corrispondenza del Fiume Po.

Un contaminante molto diffuso nella pianura piemontese è rappresentato dai nitrati, apportati principalmente da concimi, fertilizzanti ed effluenti fognari. Utilizzando il surplus di nitrati si è modellato il trasporto del contaminante: dal modello a scala regionale si è potuto verificare che parte della contaminazione dell'acquifero superficiale viene naturalmente trasferita al primo acquifero profondo, semiconfinato, in particolare nelle aree di ricarica. Nelle aree di bassa pianura gli acquiferi profondi sono invece più protetti per la presenza di *aquitards* e *aquicludes* di maggiore potenza e continuità areale, e da gradienti idraulici diretti verso l'alto. I modelli di dettaglio rappresentano due diverse situazioni riscontrabili nell'area di studio: alta pianura (gradiente verso il basso e livelli a bassa permeabilità di minore potenza e continuità) e bassa pianura (gradiente verso l'alto e livelli a bassa permeabilità più potenti e continui).

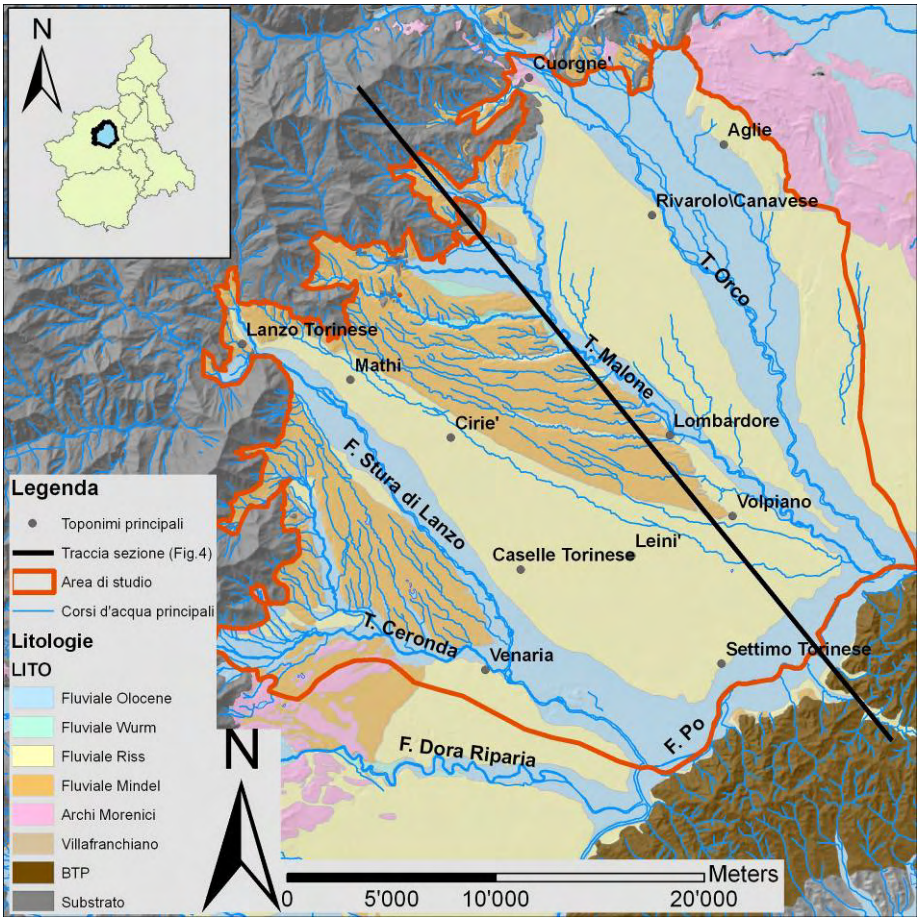


Figura 1 – Ubicazione dell'area di studio.
Figure 1 – Location of the study area.

Si è inoltre inserita la presenza di pozzi misti (critici per la qualità delle falde profondi perché caratterizzati da filtri in falda superficiale e profonda). Tali pozzi, se inattivi e in presenza di una gradiente dall'acquifero superficiale verso l'acquifero profondo possono trasferire verso il basso contaminazioni presenti nell'acquifero superficiale. Se in pompaggio e ubicati in corrispondenza di discontinuità nei livelli fini, possono creare un gradiente verso il basso che può veicolare le contaminazioni presenti in falda superficiale.

Introduzione

Nelle aree di pianura a forte antropizzazione come la Pianura Padana, le acque sotterranee sono vulnerabili alle contaminazioni provenienti dalla superficie; lo è in particolare la falda superficiale, poiché non è protetta da livelli a bassa permeabilità ed è in diretta connessione con le acque superficiali, di qualità spesso scadente. La falda superficiale contiene spesso su tutta la pianura piemontese concentrazioni di sostanze inquinanti (nitrati, pesticidi, diserbanti, solventi clorurati,…) superiori alle concentrazioni massime ammissibili (D.Lgs n° 31/2001). Le falde profonde, più protette da arrivi di inquinanti dalla superficie grazie alla presenza di livelli fini a bassa permeabilità, in genere non sono contaminate e rappresentano una delle fonti di approvvigionamento idropotabile più importanti della Regione Piemonte. Per questo motivo è vitale preservarne le qualità, individuando i rischi potenziali a cui è sottoposta questa preziosa risorsa. Per valutare i flussi idrici e di contaminanti tra falda superficiale e falda profonda si è implementato un modello numerico alle differenze finite con il codice MODFLOW (McDonald e Harbaugh, 1988).

Si intende indagare, mediante la modellistica, le potenziali criticità in relazione a differenti condizioni idrogeologiche riscontrabili nel territorio di pianura della Regione Piemonte.

Nella simulazione si individuano due diversi sistemi di flusso: il primo, più superficiale, si instaura all'interno dei depositi fluviali e fluvioglaciali quaternari; il secondo sistema, più profondo, interessa le formazioni prequaternarie. Il sistema di flusso profondo ha la sua area di ricarica nella fascia pedemontana e l'area di drenaggio nelle zone più prossime alla Collina di Torino.

Si è poi modellata la presenza di pozzi misti (pozzi

multifalda con filtri in falda superficiale e in falda profonda), che possono creare passaggi di contaminazioni dalla falda superficiale alla falda profonda.

Si è voluto indagare e quantificare il passaggio di inquinati tra acquifero superficiale e acquiferi profondi, in presenza e in assenza di pozzi misti inattivi. Si sono analizzate varie situazioni idrogeologiche individuate nell'area di studio e più in generale nella Pianura Padana piemontese: gradiente diretto dalla falda superficiale verso le falde profonde e viceversa; presenza di livelli a bassa permeabilità continui e discontinui.

La contaminazione modellizzata, molto diffusa nella pianura piemontese, è quella correlata ai nitrati. Il loro apporto è principalmente dovuto a concimi animali e fertilizzanti azotati sintetici, effluenti fognari civili e industriali, precipitazioni arricchitesi in nitrati in atmosfera (Debernardi et al., 2007). Dalle concentrazioni misurate di nitrati (Regione Piemonte, 2008) si è ricavato il dato di surplus di nitrati in base alle caratteristiche pedologiche e si è modellato il trasporto del contaminante nel sistema acquifero simulato.

Si vuole capire in quali situazioni in particolare risulta fondamentale evitare la costruzione di pozzi misti e intervenire su quelli esistenti con la chiusura dei filtri nell'acquifero superficiale o nell'acquifero profondo (Menegon et al., 2008).

Inquadramento idrogeologico

L'area di studio è situata nella parte alta della Pianura Padana piemontese, ed è compresa tra i torrenti Ceronda (a sud-ovest), Orco (a est) e il Fiume Po (a sud-est). A nord-ovest dell'area si trovano le rocce cristalline dell'Arco Alpino.

Il sottosuolo dell'area, sulla base delle caratteristiche litostratigrafiche e idrogeologiche, può essere suddiviso nei seguenti complessi idrogeologici a comportamento omogeneo (AA. VV., 2005):

a) il Complesso Superficiale dei depositi quaternari, costituito da depositi di ambiente continentale (sedimenti fluviali e fluvioglaciali, di età Pleistocene medio-Olocene);

b) il Complesso Villafranchiano, di ambiente fluvio-lacustre, costituito da alternanze di depositi grossolani e permeabili, e depositi a tessitura fine ed impermeabili, di età Pliocene sup.- Pleistocene inf.;

c) il Complesso dei depositi marini pliocenici, rappresentato da un termine sabbioso riferibile alla facies Astiana e un termine argilloso, impermeabile, riferibile alla Facies Piacenziana;

d) il Complesso dei depositi marini, di età prepliocenica, collegabile alle successioni dei depositi terziari, essenzialmente impermeabili, affioranti nella collina di Torino;

e) il Complesso delle rocce cristalline, che borda l'area di pianura nei settori occidentale e settentrionale, caratterizzato dalla presenza di materiali litoidi cristallini che si comportano da substrato impermeabile.

Nel seguito si tralascia la descrizione dei depositi marini pre-pliocenici della Collina di Torino e del Complesso delle rocce cristalline alpine, che, costituendo la base impermeabile dei complessi acquiferi, non sono stati compresi nel dominio di modellizzazione.

Complesso superficiale dei depositi quaternari

In tale complesso sono compresi i depositi fluviali olocenici ed i depositi fluviali e fluvioglaciali del Pleistocene medio-superiore.

I depositi fluvioglaciali e fluviali sono formati da ghiaie e sabbie con subordinate intercalazioni limoso-argillose; si tratta pertanto di materiali molto permeabili se privi di matrice fine. L'insieme di questi depositi forma una serie di ripiani terrazzati, di età decrescente dai più rilevati a quelli di quota minore. I termini più antichi, topograficamente più elevati hanno una permeabilità ridotta per la presenza di matrice limoso-argillosa. Tali depositi presentano in superficie un paleosuolo argilloso che, dove conservato, garantisce una certa protezione naturale alle sottostanti falde idriche, in quanto riduce la possibilità di infiltrazione; i termini più recenti, sprovvisti di paleosuolo argillificato in superficie, risultano pertanto molto più vulnerabili.

Lo spessore del Complesso superficiale dei depositi quaternari è molto variabile, mediamente compreso tra venti e cinquanta metri. Al di sotto di tale complesso segue la successione villafranchiana.

Questo complesso rappresenta l'Acquifero Superficiale, contenente una falda idrica a superficie libera.

Complesso Villafranchiano

Il complesso di depositi fluvio-lacustri con età compresa tra il Pliocene medio e il Pleistocene inferiore è formato da alternanze di sedimenti grossolani (ghiaie e sabbie) e fini (limi e argille con frequenti intercalazioni di livelli ricchi di sostanza organica di origine vegetale, talvolta torbosi). I massimi spessori di "Villafranchiano" nel sottosuolo torinese sono situati in corrispondenza di una vasta ma blanda depressione a forma di sinclinale, situata in corrispondenza al tratto di pianura torinese – canavesana.

L'assetto geolitologico del sottosuolo, pertanto, risulta controllato, o comunque influenzato, da quello strutturale, dal momento che in corrispondenza delle strutture con andamento a sinclinale si realizzano i massimi spessori di depositi e in corrispondenza di quelle anticlinali si verificano gli spessori minori, quando addirittura tali depositi non sono assenti. Verso le zone assiali di queste conche strutturali si riscontrano le maggiori presenze di materiali fini, mentre i materiali più grossolani abbondano soprattutto nelle fasce perialpine e pericollinari.

Nel Complesso Villafranchiano, in corrispondenza dei livelli più grossolani e molto permeabili, sono contenute

varie falde idriche in pressione; esse sono confinate dai livelli limoso-argillosi, che funzionano quindi da setti semipermeabili e impermeabili. Questo sistema multifalde in pressione contenuto nel Complesso Villafranchiano rappresenta il sistema idrico più sfruttato e redditizio della Pianura Torinese, anche in ragione delle sue caratteristiche di elevata protezione naturale (per lo più è un sistema multifalda).

Complesso dei depositi marini pliocenici

I dati litostratigrafici di numerosi pozzi per acqua uniti a dati di prospezione sismica hanno permesso la ricostruzione dell'andamento del substrato marino pliocenico, anche se con un grado di precisione non sempre elevato, specie nelle zone depocentrali. Questa paleo superficie risulta variamente modellata dall'erosione e deformata dalla tettonica; nel settore a nord della Dora Riparia è schematicamente assimilabile ad una conca allungata in direzione NE-SO, con asse situato sulla verticale della direttrice Venaria – Rivarolo. In questo settore è stato evidenziato anche un alto strutturale che fa da rilevato ai depositi glaciali dell'Anfiteatro Morenico di Ivrea, e prosegue verso sud fino a collegarsi alla struttura collinare nei pressi di Settimo Torinese. All'incirca sulla verticale del corso della Dora Riparia, i depositi marini pliocenici formano un secondo alto strutturale molto esteso che va dalla Collina di Torino alla zona Rivoli-Piossasco.

I litotipi che caratterizzano il Complesso dei depositi marini pliocenici vanno dalle sabbie alle argille, con predominanza di depositi più grossolani verso i bordi alpino e collinare, e di depositi fini verso la zona assiale della pianura. Nel Complesso dei depositi marini pliocenici vi è una certa alternanza tra sedimenti grossolani, essenzialmente sabbiosi, e depositi fini che consentono la presenza nei primi di falde idriche in pressione, con buone rese dal punto di vista dell'utilizzazione.

Stato qualitativo delle acque sotterranee della pianura piemontese

La pianura piemontese è caratterizzata da un inquinamento diffuso (non imputabile ad un'unica sorgente di contaminazione) da parte di numerose specie contaminanti: pesticidi, diserbanti, fertilizzanti, solventi clorurati, nitrati,… (Regione Piemonte, 2008). La falda superficiale contiene sovente concentrazioni delle suddette sostanze inquinanti superiori alle concentrazioni massime ammissibili (D.Lgs n° 152/2006; D.Lgs n° 31/2001), in quanto essa non è protetta da livelli a bassa permeabilità ed è in diretta connessione con le acque superficiali. Le falde profonde, invece, sono più protette dall'arrivo di inquinanti dalla superficie grazie alla presenza di *aquitards* o *aquicludes*; in genere non sono contaminate e rappresentano una delle fonti di approvvigionamento idropotabile più importanti della Regione Piemonte .

Tra i contaminanti delle acque della pianura piemontese, i nitrati sono particolarmente importanti poiché interessano in pratica gran parte del territorio regionale (Debernardi et al., 2007). La concentrazione naturale dei nitrati nelle acque sotterranee in genere è molto bassa. La normativa prevede che la concentrazione massima nelle acque sotterranee sia inferiore ai 50 mg/l (D.Lgs. n° 152/2006). In molte zone del Piemonte, però, sono state rilevate concentrazioni di nitrati molto elevate nell'acquifero superficiale (Regione Piemonte, 2002-2006), dovute principalmente a processi antropogenici. Si possono distinguere due tipi principali di contaminazione da nitrati, una puntuale, causata dagli scarichi urbani e industriali, e una diffusa, dovuta all'utilizzo di fertilizzanti sintetici e reflui zootecnici in agricoltura.

La qualità delle falde profonde va quindi preservata, mentre va gradualmente migliorata quella della falda superficiale. Per ottenere questo scopo è di fondamentale importanza preservare la separazione tra acquifero superficiale e acquiferi profondi. Tra le opere antropiche che possono rappresentare una via di comunicazione tra acquiferi diversi si segnalano: pozzi d'acqua, sondaggi geognostici, pozzi di monitoraggio, pozzi di ricarica, piezometri, pozzi di bonifica, pozzi petroliferi, laghi di cava, perfori eseguiti a vari scopi (Menegon e De Luca, 2008).

Problematiche legate alla presenza di pozzi misti

Tra le opere antropiche che possono mettere in comunicazione falda superficiale e falde profonde i pozzi misti sicuramente sono tra le più diffuse: si tratta di pozzi con tratti filtrati in falda superficiale e in una o più falde profonde.

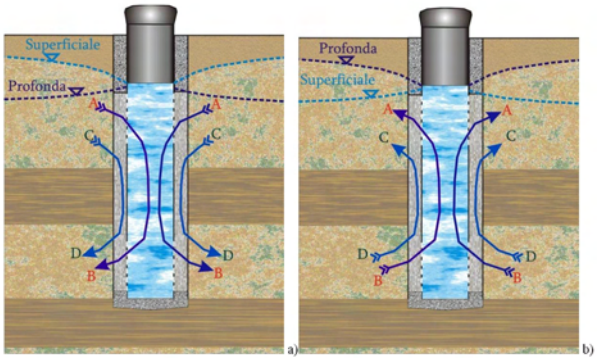


Figura 2 (Da Menegon et al., 2008) – Pozzo misto: a) flussi attraverso la tubazione e attraverso il dreno con gradiente diretto dalla falda superficiale alla falda profonda; b) flussi attraverso la tubazione e attraverso il dreno con gradiente dalla falda profonda alla falda superficiale.
Figure2 (From Menegon et al., 2008) – Multiaquifer well: a) flow through the casing and through the gravel pack with a downward gradient (form shallow to deep aquifer); b) flow through the casing and through the gravel pack with an upward gradient (form deep to shallow aquifer).

I problemi che derivano da questa situazione sono essenzialmente due (Figura 2, da Menegon et al., 2008): in

presenza di un carico idraulico maggiore in falda superficiale, tali pozzi costituiscono una via preferenziale per un flusso di acque contaminate verso le falde profonde (Figura 2a); in caso di carico idraulico maggiore nelle falde profonde, si ha invece un flusso verso la falda superficiale di acque di buona qualità e il conseguente spreco di una preziosa risorsa (Figura 2b).

Analoghi problemi possono verificarsi in pozzi profondi di vecchia concezione, in cui si ha l'assenza di cementazioni nell'intercapedine tra tubazione del pozzo e parete del foro: è così possibile un flusso idrico attraverso il dreno continuo del pozzo.

Modellazione idrogeologica

Il modello numerico dell'area è stato realizzato mediante il codice di calcolo MODFLOW, che simula in campo tridimensionale il flusso delle acque nello spazio e nel tempo, per mezzo del metodo delle differenze finite per la risoluzione dell'equazione generale del flusso. Il codice permette di modellizzare in tre dimensioni gli acquiferi, i carichi idraulici che li caratterizzano e i flussi idrici che li interessano. Esso permette inoltre di prevedere l'impatto provocato dal trasporto di inquinanti e i possibili percorsi di propagazione delle contaminazioni, gli effetti del pompaggio da pozzi sulla falda.

L'area di studio è stata discretizzata in celle, secondo una griglia a celle centrate, di dimensioni 500 m di lato, con un *mesh refinement* nella zona centrale dell'area con celle di circa 100 m di lato. La griglia è orientata in modo che gli assi X, Y e Z risultino paralleli alle componenti della conducibilità idraulica: in questo modo viene minimizzato il numero di celle inattive che penalizzano il codice di calcolo in termini di tempo di computazione. La griglia è stata perciò ruotata di circa 30° in senso orario, rispetto al nord. Le dimensioni del modello sono di 38200 m sull'asse X e 37100 m sull'asse Y. I *layers* principali sono costituiti dal Complesso Superficiale dei depositi quaternari, dal Complesso Villafranchiano e dal Complesso dei Depositi Marini pliocenici. La quota della superficie topografica è stata ricavata dal DEM della Provincia di Torino.

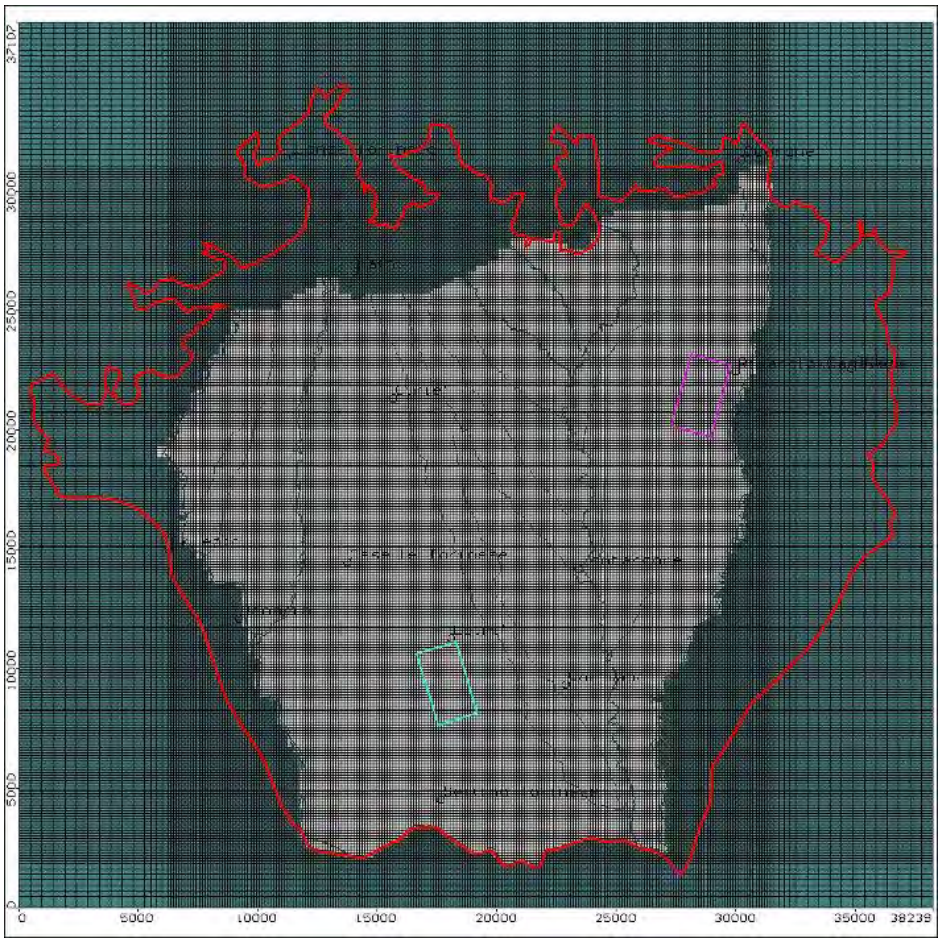


Figura 3 – Discretizzazione in celle dell'area di studio. Si individuano i modelli di dettaglio a1) e a2), in alto a destra, e b1) e b2), in basso al centro.
Figure 3 – Cell discretization in the study area. In purple: detail models a1) and a2). In light blue: detail models b1) and b2).

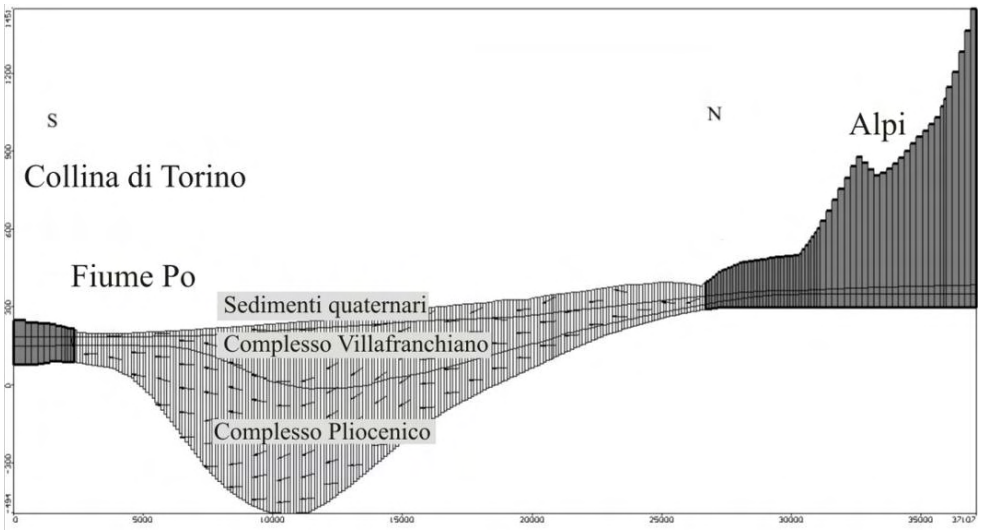


Figura 4 – Rappresentazione del flusso idrico, superficiale e profondo, attraverso i layer del modello.
Figure 4 – Representation of shallow and deep groundwater flow through the model layers.

I parametri idrogeologici dei *layers* sono stati ricavati dall'interpretazione di dati bibliografici (Beretta et al., 1997), da stratigrafie e sezioni litostratigrafiche, oltre che da alcune prove di pompaggio allegate ad alcune stratigrafie (archivio del Dip. Scienze della Terra, Univ. di Torino). Si sono individuate sei diverse zone: tre per il livello superficiale, due per i livelli villafranchiani e una per il livello pliocenico (Tabella 1).

Il livello superficiale è stato distinto in una zona con conducibilità idraulica maggiore, in corrispondenza dei depositi alluvionali recenti che bordano i corsi d'acqua principali, e due zone con conducibilità idraulica inferiore, corrispondenti agli alti terrazzi del Conoide di Lanzo.

Tabella 1 – Zone di conducibilità idraulica del modello
Table 1 – Hydraulic conductivity zones in the model.

Zona	Acquifero	K_x m/s	K_y m/s	K_z m/s
2	Superficiale	1.949e-4	1.949e-4	5e-5
3	Superficiale	2.178e-5	2.178e-5	1e-6
4	Superficiale	1.66e-3	1.66e-3	1.66e-4
5	Villafranchiano	6.96e-5	6.96e-5	1e-7
6	Pliocene	2.08e-5	2.08e-5	2e-8
7	Villafranchiano	1.949e-4	1.949e-4	1e-5

I depositi del Complesso Villafranchiano sono stati distinti in due zone; in corrispondenza delle aree di ricarica degli acquiferi profondi si è impostata una ridotta anisotropia verticale, comparabile a quella dell'acquifero superficiale (AA.VV., 2005), poiché non sono presenti livelli fini (limoso-argillosi) continui e l'acquifero può considerarsi indifferenziato. Nella seconda zona si ha invece un'alternanza di livelli grossolani (per lo più sabbie) costituenti acquiferi e livelli fini (*aquitards*); la presenza di questi livelli a bassa permeabilità è stata simulata introducendo nel modello un'anisotropia lungo l'asse Z, con conducibilità idraulica inferiore di un fattore 10^3. Ciò è dovuto al fatto che lo spessore degli aquitards villafranchiani è dell'ordine del metro. Inoltre la loro geometria spaziale è particolarmente complessa. Una riproduzione più fedele delle alternanze ha dato problemi di convergenza; per questo motivo si è deciso di utilizzare, nel modello regionale, più *layers* con gli stessi parametri idrogeologici, caratterizzati dall'anisotropia di cui sopra.

Dalla simulazione si individuano due diversi sistemi di flusso: il primo, più superficiale, legato ai corsi d'acqua; il secondo sistema, più profondo, interessa le formazioni pre-quaternarie. Il sistema di flusso profondo ha la sua area di ricarica nella fascia pedemontana e nelle zone più prossime alla Collina di Torino risulta avere carichi idraulici maggiori dell'acquifero superficiale.

Le condizioni al contorno del modello che specificano il carico idraulico o il flusso, sono rappresentate da confini fisici, come i fiumi, o confini idraulici, come le linee equipotenziali. Le celle che contornano la zona attiva del modello sono di tipo *constant head* e sono rappresentate dal torrente Ceronda a ovest, dal Fiume Po a sud, dal Torrente Orco a est e dall'isopieza 385 m a nord; i principali corsi d'acqua presenti all'interno del modello (Stura di Lanzo, Torrente Malone) sono stati modellati con celle di tipo *river*.

Il modello di flusso è stato poi calibrato con il codice PEST, utilizzando 55 pozzi di osservazione, ottenendo, con i valori di conducibilità in Tabella 1, un ottimo coefficiente di correlazione (0.997).

Simulazione di trasporto di un contaminante nel sistema acquifero

In questo studio si sono utilizzati dati di concentrazione di nitrati provenienti dalla rete di monitoraggio delle acque sotterranee della Regione Piemonte (Regione Piemonte, 2008). A partire da questi valori misurati è stato

ricavato il dato di surplus di azoto per ettaro; il surplus è la quantità in peso di azoto che non viene trattenuta dal suolo e raggiunge le acque di falda attraverso l'infiltrazione delle acque meteoriche. Il surplus dipende dalla quantità di azoto presente e dalle caratteristiche pedologiche del terreno.

Si sono raccolti i dati medi di precipitazione per i comuni dell'area di studio ed è stato calcolato il valore di infiltrazione efficace, utilizzando la formula del bilancio idrologico:

$$P = ETR + IE + R$$

dove P sono le precipitazioni cui sono stati sommati i dati di irrigazione (PTA, Regione Piemonte, 2007); ETR l'evapotraspirazione; IE l'infiltrazione efficace; R il ruscellamento superficiale (tutti i valori sono espressi in mm/anno).

Per la determinazione dell'evapotraspirazione media annua è stata utilizzata la formula di Turc:

$$ETR = P \Big/ \sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}$$

con P = precipitazioni annue e irrigazione in mm; $L = 300 + 25 \cdot T + 0.05 \cdot T^3$; T = temperatura media annuale dell'aria in °C.

L'infiltrazione efficace è stata calcolata sfruttando la relazione che lega il coefficiente di infiltrazione (CI) alle precipitazioni efficaci:

$$IE = PE \cdot CI$$

dove PE sono le precipitazioni efficaci, ricavate dall'espressione PE = P – ETR; CI è il coefficiente di infiltrazione, i cui valori variano tra 0.1 e 0.9 e in base al grado di permeabilità.

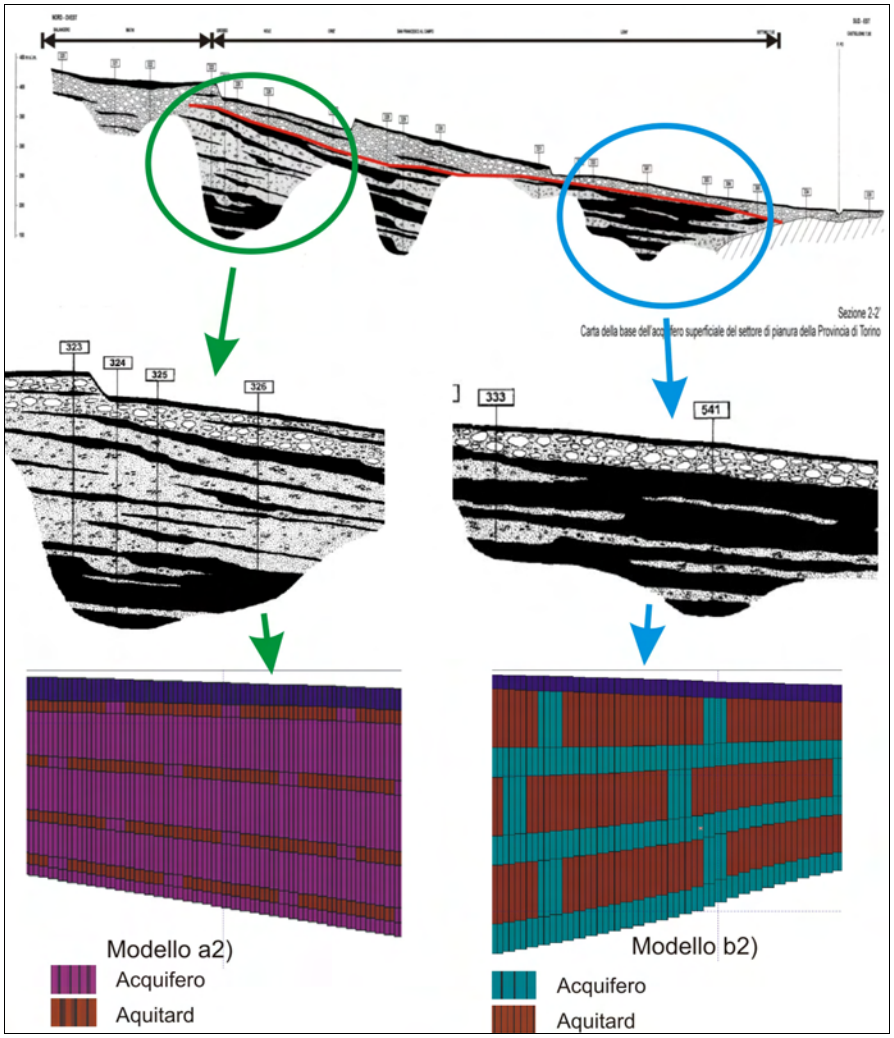


Figura 5 – Sezione schematica dell'assetto litostratigrafico del modello concettuale per la costruzione dei modelli di dettaglio; nell'esempio: modello a2) e modello b2).

Figure 5 – Sketch of the lithostratigraphic assessment of the conceptual model for the implementation of the detail models; in the example: model a2) and model b2).

Sono quindi stati impostati i limiti di ricarica (infiltrazione efficace) e la *recharge concentration* (a partire dal surplus, si è ottenuta la concentrazione di nitrati che attraverso la zona non satura si trasmette alle acque sotterranee mediante l'infiltrazione delle acque meteoriche).

Poiché a scala regionale la dimensione delle celle non permette la modellazione dell'effetto di singoli pozzi misti sul modello di trasporto del contaminante, si sono poi sviluppati due modelli di dettaglio estrapolati dal modello regionale e semplificati, introducendo la presenza di pozzi misti, per modellizzare il loro effetto nel passaggio di contaminazioni dalla falda superficiale alla falda profonda.

Un primo modello di dettaglio è stato implementato per modellizzare lo scenario idrogeologico presente a monte dell'area studiata, in corrispondenza alle aree di ricarica (AA.VV., 2005), dove si ha un gradiente di flusso idrico dall'acquifero superficiale verso gli acquiferi profondi e la potenza e continuità laterale degli aquitards sono ridotte. In questo caso si sono poi analizzate due situazioni diverse: nel modello a1) sono rappresentati *aquitards* continui e nel modello a2) *aquitards* discontinui.

Analogamente, si è implementato un secondo modello di dettaglio per modellizzare lo scenario idrogeologico presente più a valle, in cui si hanno livelli a bassa permeabilità di maggiore potenza e continuità spaziale, intervallati da acquiferi di spessore più ridotto. Anche in questo caso si sono analizzate due situazioni diverse: nel modello b1) sono rappresentati *aquitards* continui e nel modello b2) *aquitards* discontinui (Figura 5).

Per i modelli di dettaglio la specie contaminante (nitrati) è stata inserita con un limite di *Constant Concentration* pari a 100 mg/l; questo valore, pari al doppio del limite di legge per i nitrati (D.Lgs. n. 31/2001) si ritrova relativamente di frequente nella pianura piemontese e lo si è scelto come rappresentativo per illustrare il comportamento delle formazioni modellizzate. Il pozzo misto inattivo, finestrato nell'acquifero superficiale e in un acquifero profondo, è stato inserito utilizzando un doppio pozzo, in estrazione nell'acquifero superficiale e in immissione nell'acquifero profondo. Il pozzo in immissione rappresenta la sorgente di contaminazione per l'acquifero profondo, poiché si assume che nella colonna del pozzo sia presente una concentrazione di nitrati pari a quella dell'acquifero superficiale. Si è quindi associato al pozzo (limite di flusso) il limite di trasporto *point source* con concentrazione pari a 100 mg/l.

Risultati e discussione delle simulazioni

Il diagramma carico calcolato – carico osservato (Figura 6) presenta una buona correlazione dei valori, con un coefficiente di correlazione 0.997; il diagramma concentrazione di nitrati calcolata – concentrazione misurata (Figura 7), invece, mostra una correlazione inferiore dei valori, con un coefficiente di correlazione 0.859.

Nel modello a scala regionale si può notare come parte della contaminazione presente nell'acquifero superficiale venga anche naturalmente trasferita al primo acquifero profondo, in genere semiconfinato (Figura 8b).

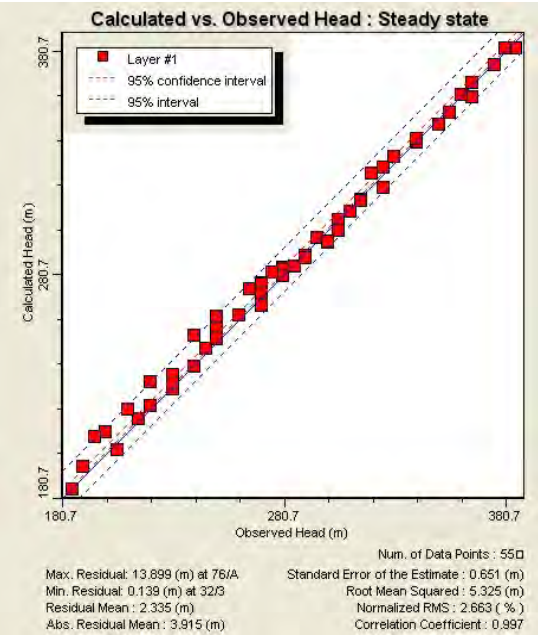


Figura 6 – Diagramma di correlazione tra carico idraulico misurato e calcolato dal modello nei punti di osservazione: il coefficiente di correlazione è pari a 0.997.
Figure 6 – Correlation diagram between measured and calculated head in the head observation wells: the correlation coefficient is 0.997.

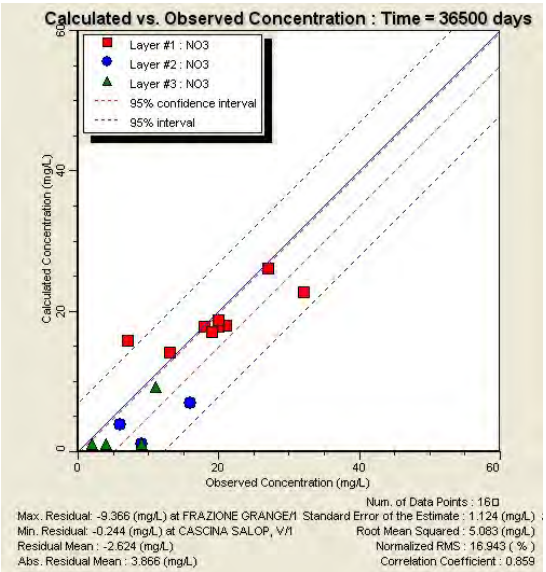


Figura 7 – Diagramma di correlazione tra concentrazione di nitrati misurata e calcolata dal modello nei punti di osservazione: il coefficiente di correlazione è pari a 0.859.
Figure 7 – Correlation diagram between measured and calculated nitrate concentration in the concentration observation wells: the correlation coefficient is 0.859.

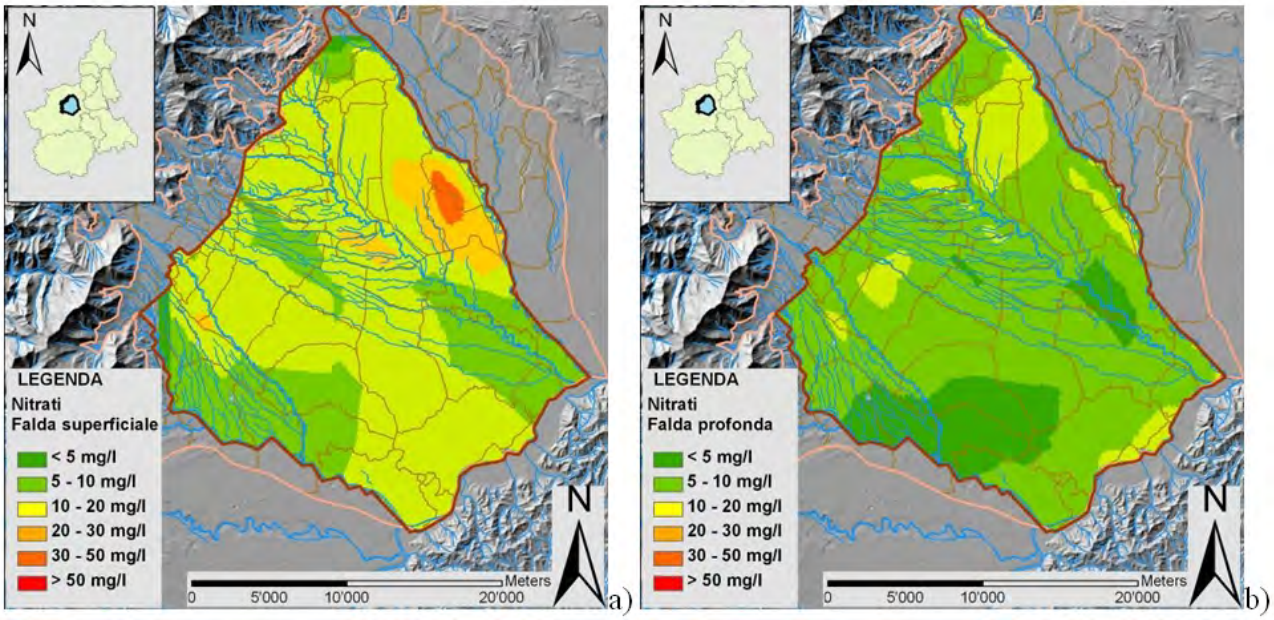


Figura 8 – Carte della concentrazione di nitrati calcolate dal modello in falda superficiale (a) e in falda profonda, considerando il *layer* n°2 (b) con una simulazione in stato stazionario di 100 anni.
Figure 8 – Maps of the model-calculated nitrate concentration of the shallow (a) and deep aquifer, considering layer 2 (b); the simulation time is 100 years.

Per quanto riguarda i modelli di dettaglio *a1)* (Figura 9) e *a2)* (Figura 10), ubicati nell'area a monte del modello, la contaminazione indotta negli acquiferi profondi appare significativa: l'effetto prodotto dai pozzi misti inattivi è la formazione di *plumes* dell'ordine del centinaio di m di lunghezza, con una concentrazione massima di nitrati a valle del pozzo di 50 mg/l. La propagazione dell'inquinante verso gli acquiferi profondi avviene in questo caso principalmente per fenomeni di diffusione attraverso gli acquiferi, raggiungendo il primo acquifero profondo con concentrazioni dell'ordine di 5 mg/l.

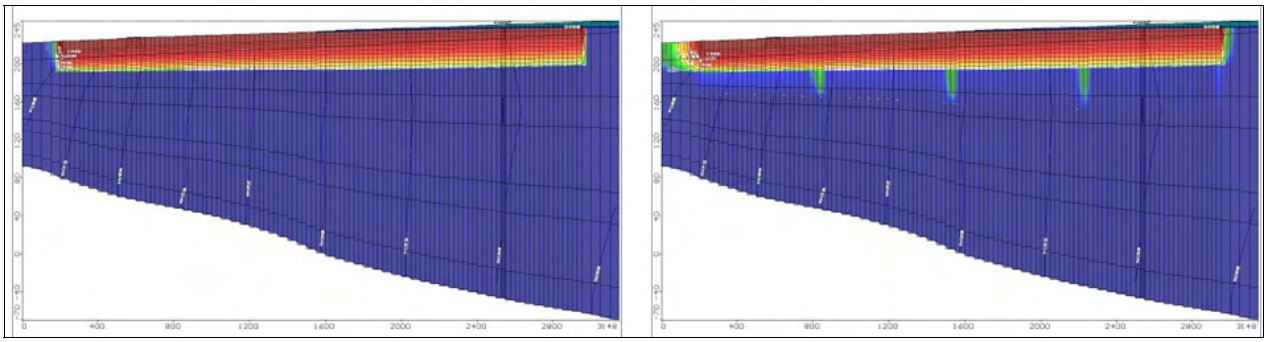


Figura 9 – Modello a1),sezione orientata SE-NW: situazione dopo 1 anno (sinistra) e 100 anni (destra).
Figure 9 – Cross-section of model a1), oriented SE-NW: contamination transport after 1 year (left) and 100 years (right).

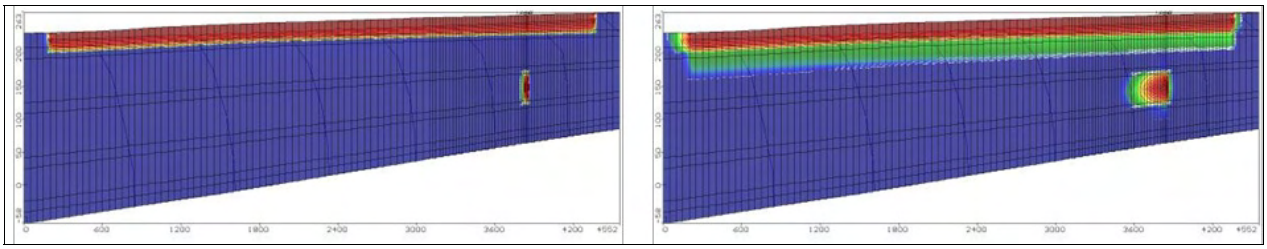


Figura 10 – Modello a2), sezione orientata SE-NW: situazione dopo 1 anno (sinistra) e 100 anni (destra)
Figure. 10 – Cross-section of model a2), oriented SE-NW: contamination transport after 1 year (left) and 100 years (right).

Inoltre si evidenzia l'effetto delle discontinuità nei livelli fini nella propagazione dell'inquinante; esso è subordinato rispetto al caso di pozzi misti, ma è significativo specialmente per la propagazione dell'inquinante nel primo acquifero profondo. In questo caso la concentrazione di nitrati nel *plume* di inquinante raggiunge i 20 mg/l.

Relativamente ai modelli *b1)* (Figura 11) e *b2)* (Figura 12), situati nella zona a valle del modello, la contaminazione indotta negli acquiferi profondi dai pozzi misti inattivi sembra non essere molto significativa, questo perché la componente verticale del gradiente idraulico in questa zona è diretta dal basso verso l'alto e non permette che la contaminazione raggiunga l'acquifero profondo. La presenza di discontinuità, anche in questa situazione, influenza la propagazione della contaminazione negli acquiferi profondi, ma appare poco significativa.

Infine è stato inserito nel modello a2), cioè nella situazione più critica tra quelle modellate, un pozzo multifalda in pompaggio negli acquiferi profondi con una portata di 5200 m^3/giorno (60 l/s). In questo caso il cono di depressione indotto dal pompaggio incrementa il richiamo di acqua dall'acquifero superficiale verso l'acquifero profondo attraverso gli *aquitards*. Si sono viste diverse situazioni (Figura 13), e si evidenzia come la contaminazione indotta negli acquiferi profondi dai pozzi misti sia significativa soltanto nel caso in cui il pozzo in pompaggio sia ubicato in corrispondenza a discontinuità nei livelli a bassa permeabilità che separano l'acquifero superficiale dagli acquiferi profondi. Se i livelli a bassa permeabilità sono continui, anche in presenza di pompaggio non si nota un apprezzabile aumento delle concentrazioni negli acquiferi profondi (Figura 13 - pozzo in pompaggio 1). Se invece il pozzo in pompaggio è ubicato in corrispondenza a discontinuità negli *aquitards*, il flusso indotto dal pompaggio trasferisce in profondità concentrazioni decisamente superiori rispetto a quelle indotte da gradienti idraulici naturali che possono instaurarsi nelle aree di ricarica degli acquiferi profondi. In particolare risulta critica la situazione in cui si abbia un pompaggio esclusivamente dall'acquifero profondo più prossimo alla superficie (Figura 14).

Conclusioni

Nella Pianura Padana piemontese le caratteristiche qualitative dell'acquifero superficiale sono compromesse da varie contaminazioni. Per alcune specie contaminanti, come ad esempio i nitrati, si parla di inquinamento diffuso: non è infatti possibile individuare una o più fonti puntuali di contaminazione, poiché le sorgenti sono molto numerose o, nel caso dei nitrati, sono areali: si tratta di campi che vengono fertilizzati o concimati e di aree utilizzate per lo spandimento dei liquami zootecnici. Queste contaminazioni diffuse possono, in determinate condizioni, essere trasferite verso gli acquiferi profondi.

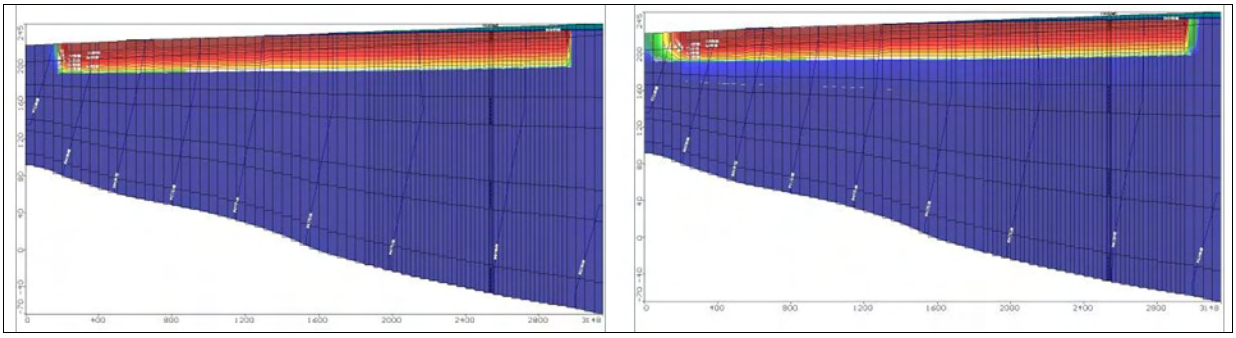


Figura 11 – Modello b1), sezione orientata SE-NW: situazione dopo 1 anno (a) e 100 anni (b).
Figure 11 – Cross-section of model b1), oriented SE-NW: contamination transport after 1 year (a) and 100 years (b).

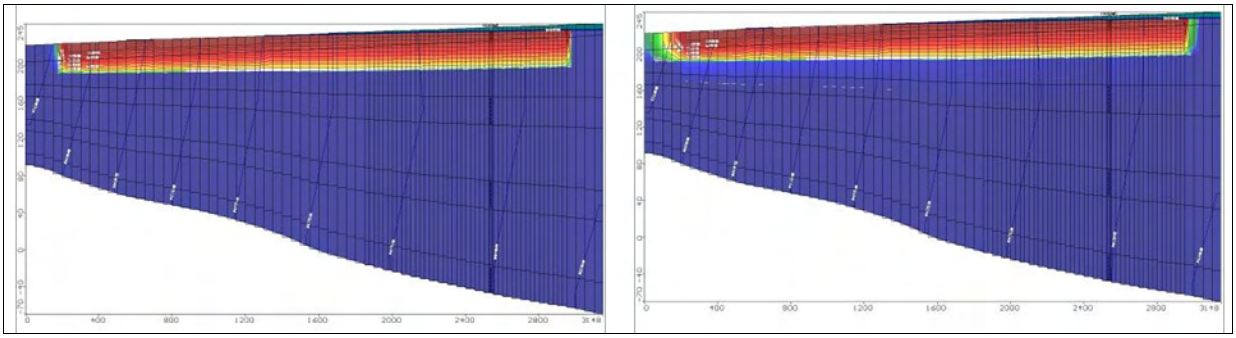


Figura 12 – Modello b2), sezione orientata SE-NW: situazione dopo 1 anno (a) e 100 anni (b).
Figure 12 – Cross-section of model b2), oriented SE-NW: contamination transport after 1 year (a) and 100 year (b).

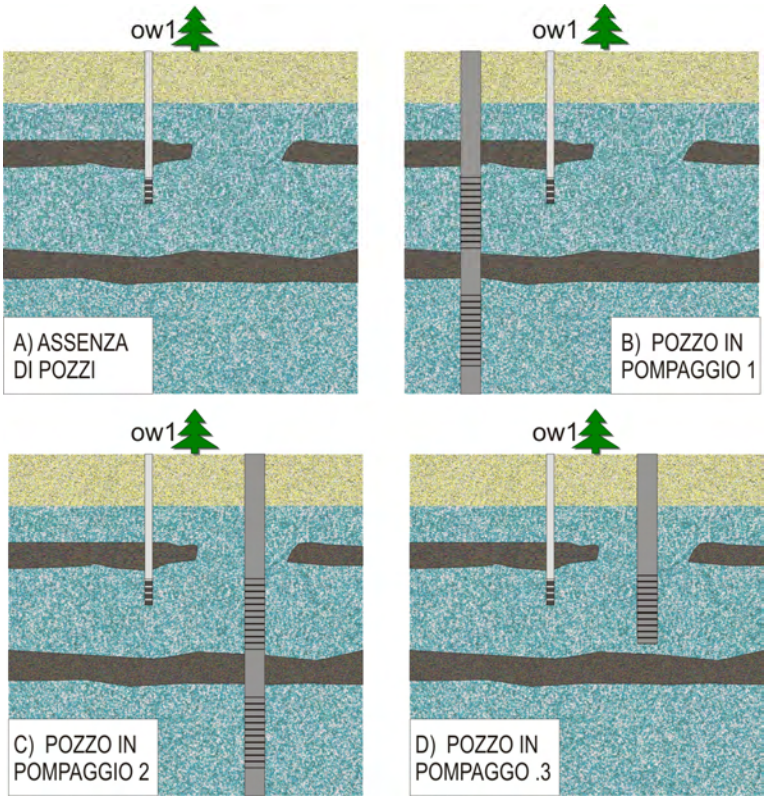


Figura 13 – Rappresentazione schematica delle situazioni modellate per valutare l'effetto della presenza di un pozzo in pompaggio nella diffusione in profondità di contaminazioni presenti nell'acquifero superficiale e di un loro confronto con l'influenza di discontinuità nei livelli fini: A) in assenza di pozzi; B) in presenza di un pozzo multifalda lontano da discontinuità dei livelli fini; C) in presenza di un pozzo multifalda in corrispondenza di una discontinuità dei livelli fini; D) pozzo in pompaggio solo dal primo acquifero profondo, in corrispondenza di una discontinuità dei livelli fini.

Figure 13 – Sketch representation of the situations modelled to evaluate the effect of a multiaquifer well on surface contamination downward diffusion. Comparison between the influence of multiaquifer wells and discontinuities in low-permeability layers: A) no wells; B) with a multiaquifer well, far from discontinuities in low permeability layers; C) with a multiaquifer well in correspondence to a discontinuity in low permeability layers; D) with a well pumping only in first deep aquifer, in correspondence to a discontinuity in low permeability layers.

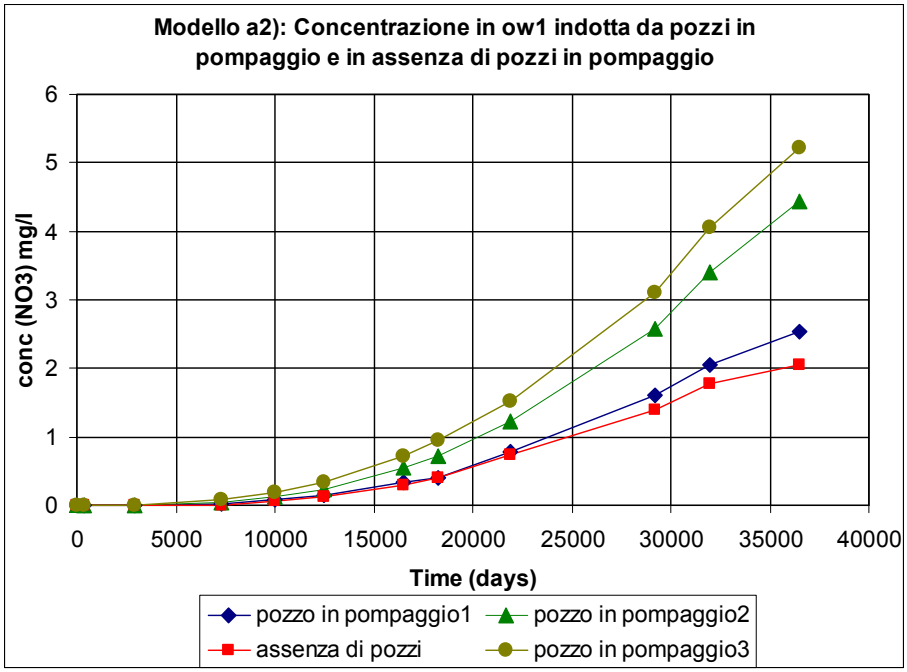


Figura 14 – Confronto tra le concentrazioni calcolate in quattro situazioni modellate, 80 m a valle del pozzo in pompaggio (cfr. Fig. 13): si può notare come le situazioni più critiche per la protezione degli acquiferi profondi siano quelle relative alla presenza di pozzi in pompaggio in corrispondenza di discontinuità dell'aquitard di separazione tra acquifero superficiale e acquiferi profondi (situazioni C) e D) in Fig. 13).

Figure 14 – Comparison between calculated concentrations in the four modelled situations, 80 m downstream of the pumping well (Fig. 13): the most critical situations for deep aquifers protection are those in which a pumping well is in correspondence to discontinuities in the aquitard separating shallow and deep aquifers (situations C) and D), Fig. 13).

Il modello a scala regionale ha permesso di verificare che parte della contaminazione presente nell'acquifero superficiale venga naturalmente trasferita al primo acquifero profondo, in genere semiconfinato. Questo avviene in particolare nelle aree di ricarica degli acquiferi profondi, ubicate nella parte alta della pianura piemontese, a ridosso del margine alpino. In quest'area infatti si ha un gradiente diretto verso il basso (il carico piezometrico dell'acquifero superficiale è maggiore di quello degli acquiferi profondi) e non si ha una marcata differenziazione litologica tra acquifero superficiale e acquiferi profondi, poiché i livelli a bassa permeabilità sono discontinui e di potenza ridotta.

Nelle aree di bassa pianura gli acquiferi profondi sono invece naturalmente più protetti per la presenza di *aquitards* e *aquicludes* di maggiore potenza e continuità areale.

Una fonte di criticità per gli acquiferi profondi sono i pozzi misti, caratterizzati dalla contemporanea presenza di filtri in corrispondenza dell'acquifero superficiale e di uno o più acquiferi profondi. I modelli di dettaglio che sono stati implementati hanno permesso di evidenziare come, in presenza di un gradiente diretto dall'acquifero superficiale verso gli acquiferi profondi, in condizioni comuni nell'alta Pianura Padana piemontese, tali pozzi, se inattivi, possono essere veicolo per il trasferimento in profondità di quantità tutt'altro che trascurabili di nitrati, che possono superare in varie situazioni i limiti di legge per le acque destinate al consumo umano. Tali considerazioni possono essere estese anche ad altri tipi di contaminanti: poiché la legislazione regionale piemontese (L.R. 30 n° 22/1996 e s.m.i.) riserva gli acquiferi profondi all'uso idropotabile, queste situazioni critiche devono essere attentamente considerate e vi si deve porre rimedio, per mezzo di una riduzione degli apporti di inquinanti alla prima falda e interventi di chiusura o di ricondizionamento delle opere in grado di aumentare il grado di intercomunicazione diretta tra falda superficiale e falde profonde.

Bibliografia

AA. VV. (2005) - Idrogeologia della Pianura Piemontese, R. Piemonte – Dir. Pian. Ris. Idr. e Univ. Di Torino, 1-16.

AA.VV. (1967) - Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100000, Foglio 56–Torino, Serv. Geol.d' Italia.

Beretta G. P. De Luca D., Filippini G., Masciocco L., Viotto C. (1997) – Protezione delle acque sotterranee destinate al consumo umano: proposta di linee guida per definire le zone di rispetto intorno a pozzi. Regione Piemonte, Collana Ambiente, n.11, Torino

Debernardi L., De Luca D.A., Lasagna M. (2007) – Correlation between nitrate concentration in groundwater and parameters affecting aquifer intrinsic vulnerability. Environmental Geology 55 (3), 539-558.

Decreto Legislativo 2 febbraio 2001, n°31 Attuazione della direttiva 98/83/CE relativa alla qualità delle acque destinate al consumo umano. G.U. 3 marzo 2001, n°52.

McDonald M.G., Harbaugh A.W., (1988) - A Modular Three-Dimensional Finite-Difference Ground-Water Flow Model, Techniques of Water-Resources Investigations of the U.S. Geological Survey, Book 6, Chapter A1.

Menegon A., Clemente P., De Luca D. A.(2008) - Valutazioni sui problemi connessi con il flusso tra acquifero superficiale e acquiferi profondi attraverso pozzi per acqua e delle possibili strategie di intervento: il caso della Pianura Padana piemontese. Giornale di Geologia Applicata 2008, 9 (2) 163-173.

Menegon A., De Luca D.A., (2008) - Valutazione dei flussi idrici tra acquifero superficiale e acquiferi profondi attraverso pozzi per acqua: il caso della Pianura Piemontese. Giornale di Geologia Applicata 2008, 10, 3-11.

Regione Piemonte (2002-2008) - Monitoraggio delle acque. http://gis.csi.it/acqua/

Regione Piemonte (2007) - Piano di Tutela delle Acque - Monografie Bacini Idrografici, 98-108 + CD.

EngHydroEnv Geology 2009, 12, 31-41 - doi: 10.1474/EHEGeology.2009-12.0-03.0275

Acque di miniera dell'Iglesiente: storia, analisi e caratterizzazione

Gabriele Uras[1], Matteo Pintore[2]

[1]Università degli Studi di Cagliari, Facoltà di Ingegneria, Dipartimento di Ingegneria del Territorio, Sezione di Geologia applicata e Geofisica applicata. urasg@unica.it
[2]Ingegnere, libero professionista. ingmp.info@gmail.com

Mine groundwater in the Iglesiente district: history, analysis and characterization

ABSTRACT: The paper is concerned with the analysis of the groundwater resources contained in the deep carbonate aquifer situated in the Iglesiente region in SW Sardinia. The study aimed to determine whether these resources could alleviate the region's water scarcity problem. Based on considerations of a general nature and on recent monitoring data we have studied the evolution of, as well as the current water situation, in both quantitative and qualitative terms. This has made it possible to update knowledge and acquire new data for the Acquaresi area. A preliminary characterization and classification of the groundwater in this area has been performed to determine environmental conditions in the aquifer and to assess suitability of the groundwater for drinking, domestic, irrigation and industrial uses.

Key terms: Groundwater, Mining, Sardinia
Termini chiave: Acque sotterranee, Minerarie, Sardegna

Sommario

Il lavoro fa riferimento al territorio dell'Iglesiente, che insieme ad altre aree della regione Sardegna, soffre particolarmente del problema di approvvigionamento idrico.

L'ambito spaziale in cui si svolge l'indagine è l'area mineraria del grande anello metallifero, in cui per secoli hanno insistito importanti attività minerarie che hanno intensamente disturbato le acque sotterranee circolanti, depauperandole e influenzandone negativamente le caratteristiche qualitative.

Negli ultimi 130 anni di attività mineraria e con diverse soluzioni tecniche, si è cercato di affrancare dalle acque livelli mineralizzati sempre più profondi, privando il territorio delle sue riserve e risorse idriche sotterranee. Questo aspetto ha creato gravi scompensi, nonché fenomeni di intrusione salina ed aumento del tenore di metalli pesanti, presenti già naturalmente nelle acque, le cui concentrazioni sono andate in crescendo a causa delle attività di coltivazione e trattamento dei minerali. La cessazione di queste attività, dal 1997 ad oggi, ha reso possibile la risalita della falda e un parallelo miglioramento qualitativo delle acque sotterranee.

Il lavoro è orientato a verificare se, allo stato attuale, queste acque possano effettivamente rappresentare una soluzione ai problemi di deficit idrico del territorio. Ciò è stato verificato all'interno di una rete di monitoraggio composta da punti noti, ed estesa, nell'ambito di questo lavoro, all'area di Acquaresi, ancora poco conosciuta dal punto di vista delle acque sotterranee circolanti. È stata quantificata in termini preliminari, stimandone l'ordine di grandezza la risorsa disponibile e la sua qualità, sia in termini di stato ambientale, sia finalizzata all'idoneo utilizzo delle diverse utenze. L'analisi delle problematiche descritte si è basata sul quadro di conoscenze storiche, geologiche ed idrogeologiche reperite dalla letteratura riguardante l'area di studio.

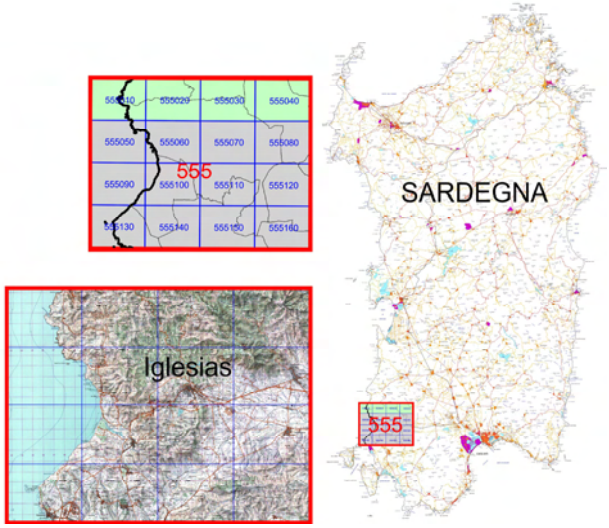


Figura 1 - Inquadramento dell'area.
Figure 1 - Location map.

Sono risultati essenziali, ai fini della ricerca, i dati dei rilievi piezometrici, log di conducibilità, analisi chimiche e acquisizioni automatiche da sonde multiparametriche, raccolti collaborando con la IGEA S.p.A. (Interventi Geo Ambientali - Società di dominio pubblico Regione Sardegna con sede a Campo Pisano – Iglesias C.I., che si oc-

cupa della gestione, del monitoraggio, del recupero e della manutenzione delle ex aree minerarie) nell'ambito del monitoraggio della falda. I risultati conseguiti sono stati utilizzati per quantificare la risorsa disponibile attraverso un bilancio idrogeologico generale e per ricostruire la risalita della falda, analizzandone la velocità e la posizione del livello piezometrico. Infine, gli stessi risultati sono stati impiegati per classificare le acque sulla base degli strumenti normativi attuali al fine di circostanziare l'utilizzo delle risorse.

Inquadramento geologico

L'anello metallifero dell'Iglesiente è ubicato nella Sardegna Sud-Occidentale ed è inquadrato al foglio 555 della cartografia IGMI (Figura 1).

Il termine anello metallifero, coniato da Merlo (1904), indica il grande anello carbonatico che circonda il nucleo di metarenarie e filliti nei pressi della città di Iglesias (centro urbano principale del territorio) (Figura 2-a, Carmignani, 1996) comprendente più a sud il piccolo anello passante per le località di Monteponi, Campo Pisano e San Giovanni (Figura 2-b, Carmignani *et alii*, 1982).

L'ossatura dell'Iglesiente è costituita da una sequenza cambrica (Figura 3), potente circa 3000 m, suddivisa in tre gruppi nettamente differenziabili (Civita *et alii* 1983):

a) Gruppo di Nebida - arenarie a trilobiti con lenti di archeociati del Cambrico inferiore. Si divide in due formazioni: quello di Matoppa e quello di Punta Manna. Il più antico dei due, Matoppa, è costituito da un'alternanza argilloso-arenacea che diviene sempre più siltitica e arenacea procedendo da S verso N-NW. In esso si ritrovano lenti di calcari ad archeociatinae e resti di trilobiti. La formazione di Punta Manna è costituita alla base da un orizzonte oolitico, con potenze variabili che arrivano sino a 100 m; esso poggia su depositi terrigeni e localmente su calcari. Fa seguito un'alternanza di arenarie e calcari più o meno dolomitizzati. L'intero gruppo di Nebida si sviluppa al di sopra di quello più antica di Bithia, costituito da sedimenti arenacei ed argillosi con livelli calcarei.

b) Gruppo di Gonnesa - dolomie e calcari prevalentemente azoici. Si divide in tre formazioni: dolomia rigata, dolomia grigia e calcare ceroide. La prima segna la fine degli apporti terrigeni sulla piattaforma continentale cambrica e l'inizio della sedimentazione carbonatica; è costituita da dolomia a tappeti algali con strutture di disseccamento e sottili intercalari oolitici. La dolomia grigia, in eteropia con il calcare ceroide, è completamente priva di materiale terrigeno; la sua potenza è variabile e talvolta assente. Il membro del calcare ceroide, quasi sempre massivo, è costituito da originari sedimenti fangosi.

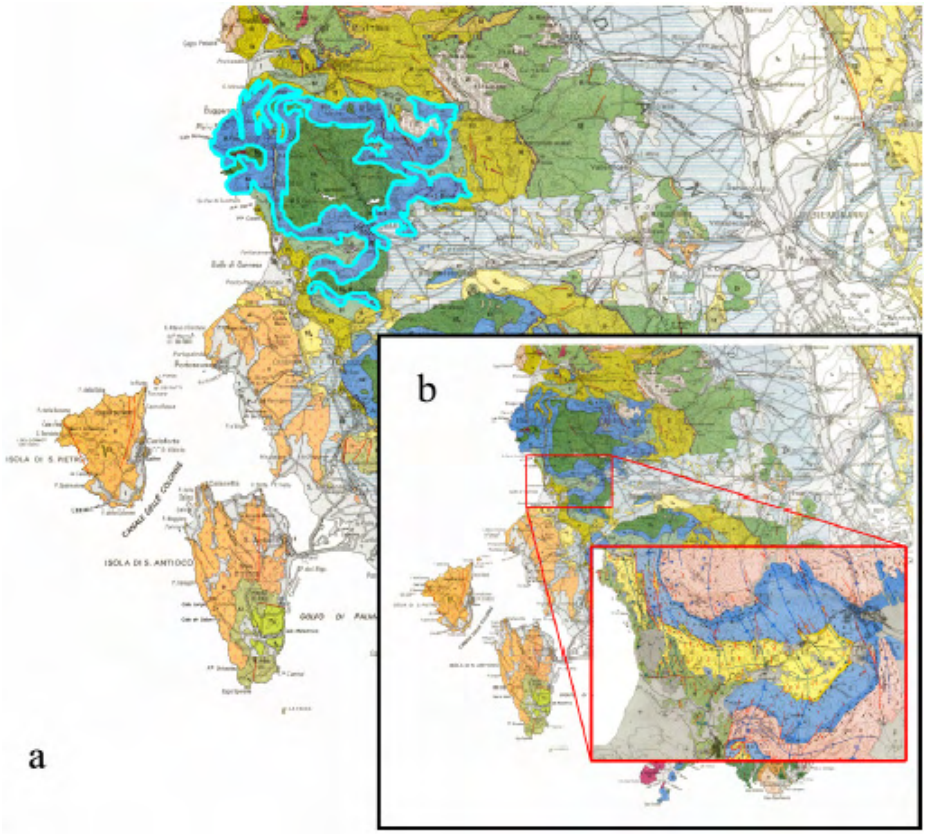


Figura 2 – Il grande (a) ed il piccolo (b) anello metallifero (rispettivamente da Carmignani, 1996 e da Carmignani et alii, 1982).
Figure 2 - Major (a) and minor (b) metalliferous ring.

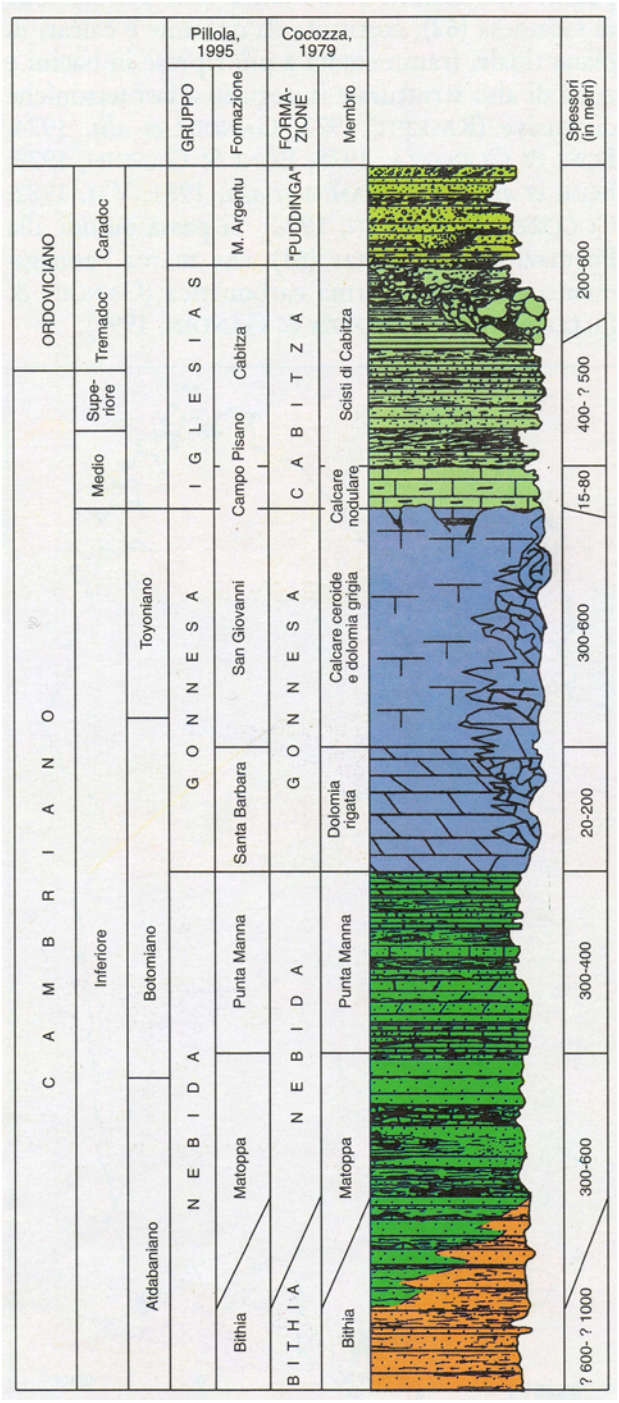


Figura 3 – Successione paleozoica dell'Iglesiente (da Carmignani *et alii,* 2001)
Figura 3 - Paleozoic formations in the Iglesiente area.

c) Gruppo di Iglesias - calcari nodulari e argilliti varicolori del Cambrico medio, che potrebbe comprendere anche il Cambrico superiore. Tale gruppo, che chiude la serie cambrica, è costituito da due formazioni in continuità stratigrafica: una argilloso calcarea, del calcare nodulare ed una costituita da argilloscisti pelitico-terrigeni.

In discordanza con i terreni cambrici, si individua la formazione ordoviciana di Monte Argentu, costituita da conglomerati poligenici a cemento argilloso e arenaceo, di colore prevalentemente rosso-vinaccia, a cui fanno seguito alternanze di arenarie, siltiti e argilliti con lenti di macro conglomerati. Si tratta di sedimenti di mare basso che, da ambiente inizialmente deltizio litorale con apporto terrigeno da W-NW, passano a condizioni di piattaforma carbonatica in lenta e costante subsidenza per un lungo lasso di tempo del Cambrico inferiore.

Inquadramento idrostrutturale

I tre principali gruppi (Figura 4) sopra citati, che costituiscono l'anello metallifero e coprono circa il 90% del territorio iglesiente, rappresentano altrettante idrostrutture, aventi comportamento idrogeologico sostanzialmente differente.

Il complesso terrigeno inferiore della Formazione di Nebida del Cambrico inferiore è alla base dell'acquifero principale con potenza media complessiva affiorante di circa 800 m. Le rocce che lo costituiscono hanno avuto un comportamento plastico alle notevoli sollecitazioni tettoniche subite, caratteristica evidenziata dai significativi piegamenti e dai bassi indici di fratturazione che si riscontrano nei banchi arenacei e negli intercalari calcareo-dolomitici presenti. Su scala regionale il complesso è caratterizzato da permeabilità per porosità o fessurazione da scarsa a nulla. Una limitata circolazione epidermica, a scala locale, è legata solo alla presenza di intercalari carbonatici, che fungono da setti drenanti delle acque in circolazione. Questi setti acquiferi presentano una permeabilità molto più elevata delle rocce incassanti e vanno a costituire dei piccoli serbatoi che alimentano numerose sorgenti perenni sparse per il territorio, per le quali si registrano portate medie basse che solo in alcuni casi superano il litro al secondo (Civita *et alii*, 1983).

Il Complesso carbonatico antico di Gonnesa (dolomia rigata, dolomia grigia e calcare ceroide) è ben individuato, sia a letto sia a tetto, da limiti di permeabilità. Il limite inferiore si individua all'interno della dolomia rigata, costituita da una serie di ciclotemi dolomitici con paleosuoli ferrosi, tasche e lenti baritiche con scarso indice di fratturazione (IF) e indice di carsificazione (IC) praticamente nullo. Il subcomplesso alla base del metallifero è quindi molto poco permeabile, sebbene la permeabilità tenda ad aumentare verso l'alto dove si rileva quasi ovunque dolomia grigia in eteropia di facies col calcare ceroide.

I due litotipi sono idrogeologicamente connessi ed inscindibili dal punto di vista idrodinamico, benché le diverse caratteristiche petrografiche che si ripercuotono sia sul comportamento geomeccanico (differente grado di fratturazione) sia sul comportamento geochimico (diverso grado di carsificabilità), portino ad una marcata distinzione in termini di capacità di ingestione, infiltrazione ed immagazzinamento.

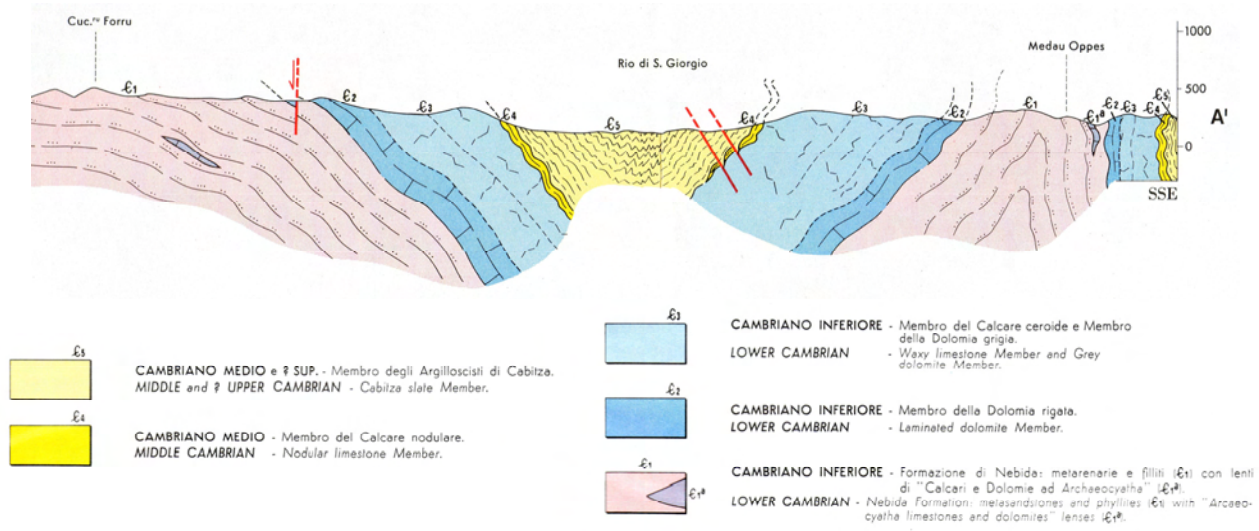


Figura 4 – Sezione geologica nel piccolo anello metallifero (da Carmignani *et alii,* 1982).
Figure 4 - Geologic cross-section in the minor metalliferous ring.

Così le dolomie, che hanno una tessitura più massiccia e minutamente saccaroide, presentano un minor grado di fratturazione, con le fratture spesso riempite di materiale residuale e filoni sedimentari, soprattutto rispetto ai calcari cambrici che appaiono fittamente fratturati, giuntati e poco concrezionati.

Anche il carsismo, che attacca in maniera notevole l'intero complesso con circa 600 cavità censite, differenzia nettamente i due subcomplessi ancora a favore della facies calcarea. Sulla base, quindi, di quanto detto si evince che il complesso carbonatico costituisce la cosiddetta roccia serbatoio, in cui è immagazzinata la maggioranza dei volumi idrici sotterranei, mentre il grado relativo di permeabilità sembra decrescere mediamente muovendosi verso il basso. Per quanto riguarda le facies presenti, il sub-complesso dolomitico è permeabile per fessurazione e solo in via subordinata per il carsismo; il subcomplesso calcareo è, invece, permeabile sia per fessurazione sia per carsismo, in misura variabile da zona a zona, ma comunque sempre piuttosto elevata.

Il Complesso scistoso intermedio comprende la parte terminale del calcare nodulare, laddove le intercalazioni argilloscistose prevalgono sui letti calcarei e le alternanze degli argilloscisti policromi e siltiti varicolori del Cambrico medio, meglio conosciuti come argilloscisti di Cabitza. Il calcare nodulare, con uno spessore variabile tre i 20 e 50 metri di potenza, marca il passaggio fra il calcare ceroide e gli argilloscisti policromi mediocambrici. Nella parte bassa esso è costituito da sottili livelli calcarei a tessitura scistosa, ai quali si alternano sottili strati argillosi che aumentano di spessore finché non prevalgono totalmente sui calcari, spostandosi verso il tetto della formazione. La permeabilità è variabile ed è compresa tra i valori del letto carbonatico e del tetto scistoso.

Il complesso scistoso vero e proprio, potente circa 300 m, è ben conosciuto nelle sue caratteristiche, essendo stata scavata su di esso, per circa 5 km, la galleria di scolo Umberto I. La sua impermeabilità va a contrastare i movimenti dell'acquifero carbonatico principale, essendo il complesso completamente impervio, fatte salve alcune rare fratture superficiali.

Il Complesso terrigeno superficiale, in continuità col precedente complesso, comprende alla base l'insieme dei depositi conglomeratici di trasgressione ordoviciani (puddinga), discordanti rispetto ai termini stratigraficamente più antichi, e la serie di argilloscisti arenacei, argille siltose, argilliti e siltiti con locali trovanti di calcare nodulare. La potenza media del complesso è di circa 400 metri, con permeabilità quasi nulla (Civita *et alii,* 1983).

L'acquifero carbonatico profondo dell'Iglesiente

In questo contesto hanno insistito importanti cantieri di coltivazione mineraria e di lavorazione metallurgica che hanno sconvolto le dinamiche idrogeologiche con conseguenti ripercussioni sulle acque sotterranee soggiacenti l'intera area. Principale causa di ciò è la copiosa attività di eduzione praticata al fine di approfondire gli scavi minerari verso livelli mineralizzati (a piombo, zinco ed argento) via via più profondi (IGEA S.p.A., 2004).

Al disotto del cantiere minerario di Monteponi, per oltre un secolo (dal 1870 al 1997), si sono susseguiti diversi impianti di eduzione che hanno abbassato la piezometrica dalla quota di +70 metri s.l.m. (livello storico indisturbato) a -163 metri s.l.m., dando luogo ad un grande cono di emungimento il cui raggio di influenza arrivò a superare gli 11 km, con portate medie emunte superiori a 1600 l/s (Miniere Iglesiente S.p.a., 1997).

Questo aspetto ha determinato un fenomeno di ingressione salina, con percentuali di acqua marina prelevata dal sottosuolo superiori al 50% sul volume totale, ed il

completo depauperamento delle riserve idriche geologiche (IGEA S.p.A., 2004). Si è registrato inoltre un diffuso peggioramento delle caratteristiche qualitative delle acque sotterranee. Attualmente nel territorio sono cessate tutte le attività estrattive e dal 1997 si assiste al naturale fenomeno di risalita del livello piezometrico.

Dal punto di vista idrodinamico l'assetto geometrico delle sinclinali condiziona l'andamento della circolazione idrica sotterranea, mentre le faglie e gli accavallamenti, in particolare quelli appartenenti alla direzione Nord-Sud, guidano i deflussi sotterranei ostacolando il flusso nella direzione trasversale Est-Ovest. Da Civita *et alii* (1983) sono stati preventivamente determinati i limiti geometrici dell'acquifero principale, drenato dall'impianto centrale di eduzione di Monteponi, nonché da eduzioni localizzate in altri cantieri minerari adiacenti, e successivamente sulla base di elementi geologici, strutturali, ideologici e speleologici, tenendo in considerazione le direzioni dei giunti prevalenti, la posizione di sorgenti, falde, emergenze carsiche ed attraverso l'analisi delle portate medie disponibili, sono state messe in luce le idrostrutture elementari che compongono il bacino, dalle quali per successive identificazioni e accorpamenti sono state individuate le idrostrutture effettive, definite SERSEM (SERbatoi SEMicomunicanti), rappresentabili come una serie di serbatoi collegati tra loro in parte in serie, in parte in parallelo, la cui schematizzazione è visibile nella Figura 5.

La Carta idrogeologica di Figura 6 mostra i complessi idrogeologici e le direzioni prevalenti del flusso all'interno dell'area di studio.

Benché risulti comunque ancora incerto l'esatto limite delle unità, trattandosi di acquiferi carsici, rimangono ancor di più insoluti i rapporti tra i SERSEM e il mare, trattandosi di un territorio costiero. La conoscenza della via seguita dalle acque salate per accedere al sistema rimane ancora incognita. Secondo le analisi geomorfologiche di Fierro (1978), derivanti da esplorazioni subacquee, la falesia nella zona nord occidentale dell'anello rappresenterebbe una probabile area di ingressione di acque salate, in quanto attraversata da vie di permeabilità di natura carsica e tettonica. Inoltre, sono state individuate in essa 36 cavità che rappresenterebbero soltanto una modesta porzione di tutta la superficie permeabile.

La Compagnia Mediterranea di Prospezioni (1975), in seguito ad una campagna geofisica, ha individuato un dreno in direzione NO-SE esteso da Masua in direzione di Iglesias, probabilmente suscettibile a ricevere un apporto di acqua salata proveniente dal mare attraverso alti strutturali calcarei che interromperebbero la continuità dello schermo scistoso. La circolazione di acqua salata, osservata con i sondaggi, dovrebbe essere limitata ad alcune zone profonde, sottili e strette.

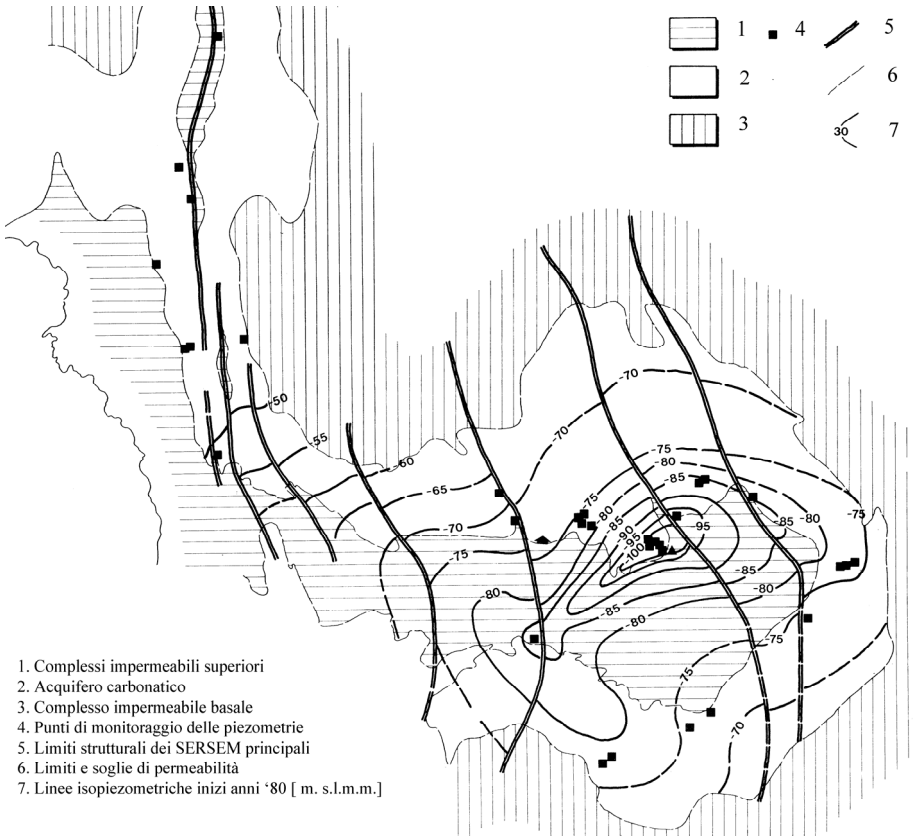


Figura 5 – I SERSEM principali nell'anello metallifero (da Civita *et alii*, 1983, modificato).
Figure 5 - The most important SERSEM in the metalliferous ring.

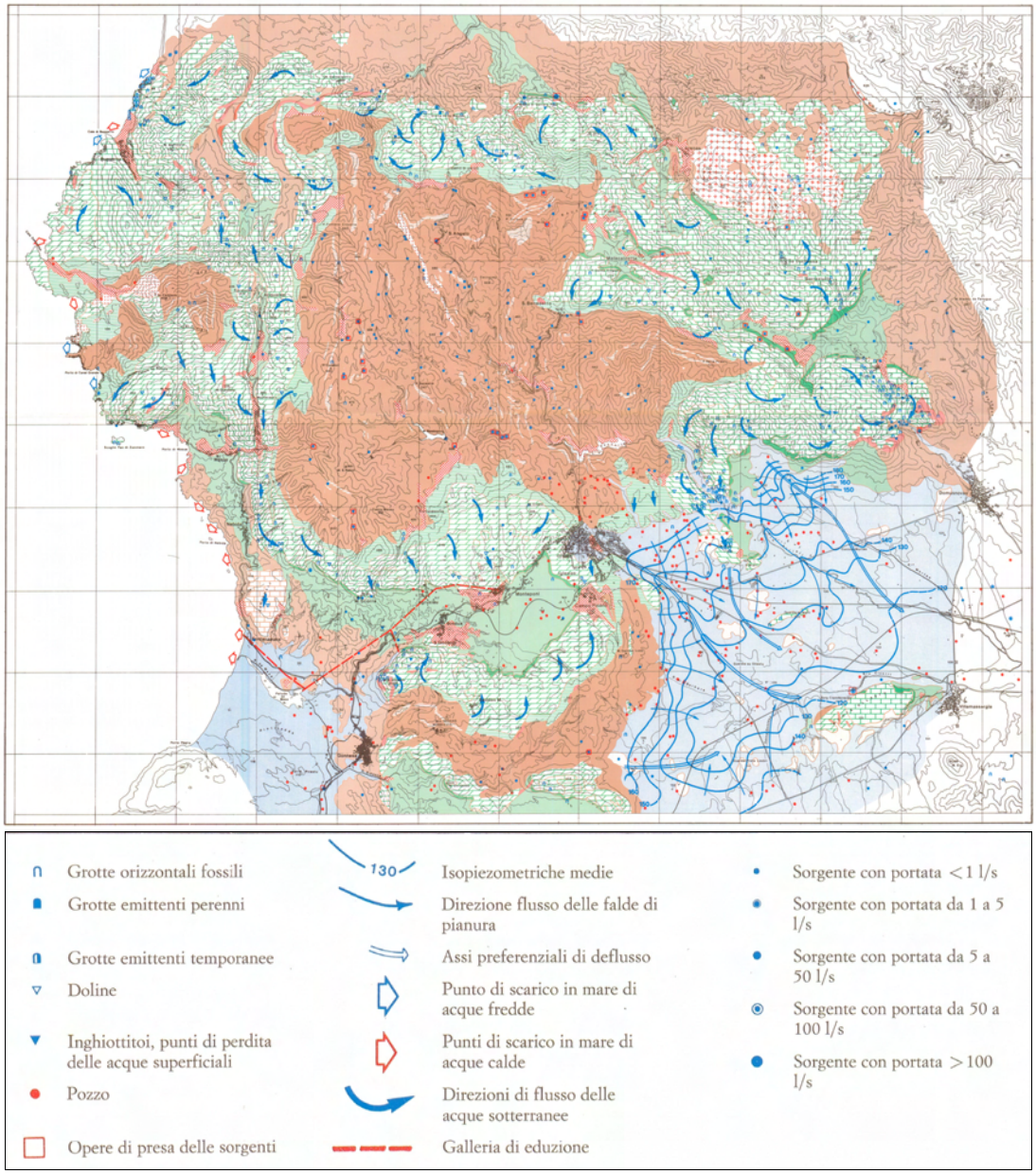


Figura 6 – Carta idrogeologica dell'anello metallifero (da Civita *et alii,* 1983).
Figure 6 - Hydrogeologic map of the metalliferous ring

La risalita della falda

Conseguentemente alla cessazione delle attività minerarie ed allo spegnimento degli impianti di pompaggio, la risalita della falda è stata monitorata in maniera sistematica dalla società IGEA in una rete di controllo impostata su pozzi, sorgenti e piezometri (Figura 7). In maniera schematica, si può riassumere la risalita della superficie piezometrica in fasi caratterizzate da una diversa velocità (Figura 8). Inizialmente si assiste ad una risalita rapida in tutti i cantieri con velocità compresa tra i 20 e i 10 cm/giorno. Le velocità maggiori si registrano nelle zone centrali dell'acquifero con picchi di oltre 35 cm/giorno. Questa fase si inquadra in un arco temporale fra la fine del 1996 e la prima metà del 1998.

Successivamente, tra la seconda metà del 1998 e sino al termine del 2001, si registra una velocità compresa tra 10 e 1 cm/giorno con una risalita via via più lenta in tutti i cantieri monitorati. Nel 2002 si verifica nuovamente un abbassamento della falda, dell'ordine di 0,1- 0,5 cm giorno in tutta l'area, imputabile alla ripresa del pompaggio a Monteponi e Campo Pisano per l'approvvigionamento idropotabile con acque di miniera (che avevano nel frattempo subito un notevole miglioramento qualitativo) dell'area urbana di Cagliari (Tabella 1).

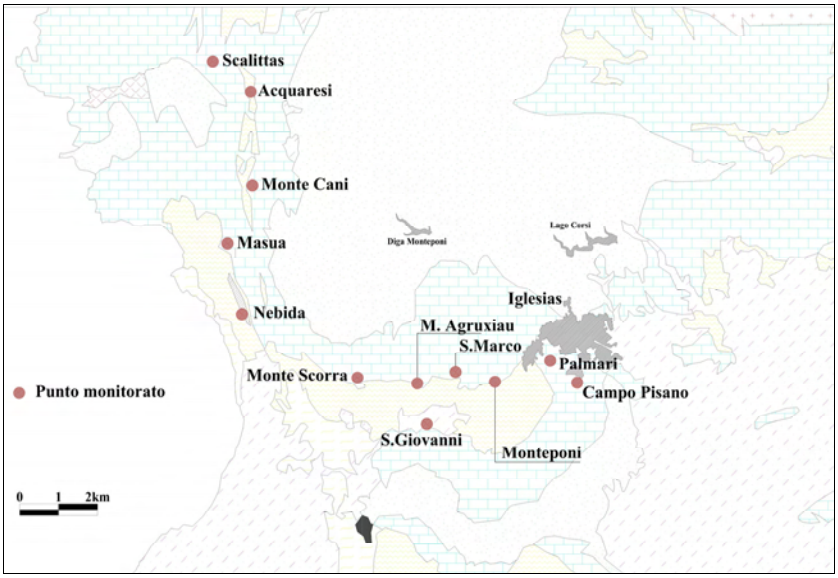


Figura 7 - Rete di monitoraggio della IGEA SpA.
Figure 7 - Monitoring net of IGEA SpA.

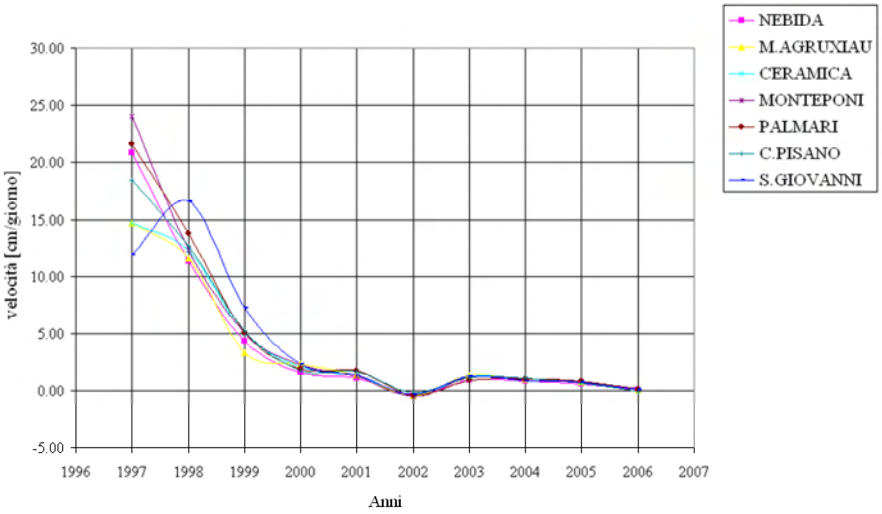


Figura 8 - Velocità di risalita nelle stazioni di monitoraggio all'interno del bacino (dati IGEA SpA).
Figure 8 - Rise rate in monitoring points within the basin-

Tabella 1 - Prelievi del 2002 di acque di miniera per usi idropotabili.
Table 1 - Mine water withdrawals for drinking purposes.

Data	Q [l/s]	Livello della superficie piezometrica in m slm						
		Campo Pisano	*Nebida*	*Agruxau*	*San Marco*	*Monteponi*	*Palmari*	*S. Giovanni*
Sett. 02	0,00	37,30	47,15	36,43	37,22	37,60	38,05	37,30
Ott. 02	77,00	37,20	46,95	36,01	36,82	37,10	37,95	37,10
Nov. 02	194,77	36,80	46,35	35,13	35,92	36,20	36,75	36,20
Dic. 02	242,97	35,60	45,55	34,13	34,92	35,70	36,35	35,30
Gen. 03	219,68	35,00	44,85	33,73	34,62	34,91	35,32	34,60
Feb. 03	8,68	36,13	45,85	35,03	35,82	36,06	36,19	35,90
Mar. 03	7,47	37,12	46,45	35,73	36,72	37,20	37,16	36,60

Successivamente, in seguito alla diminuzione dell'eduzione suddetta, si segnala una ripresa con una leggera crescita di tipo asintotico evidenziata in Figura 9 nella curva che riporta la variazione temporale del livello piezometrico nella postazione di Monteponi.

Le cause di mancata risalita della falda al livello idrostatico indisturbato paiono essere molteplici e sono così riassunte:

- il sistema acquifero ha subito importanti modifiche causate dai vuoti minerari che diversificano il sistema da quello originale e ne aumentano globalmente la porosità;
- l'acquifero, durante l'eduzione, è stato sconvolto da un pompaggio forzato e continuativo e ciò può aver modificato l'idrodinamica (Bellè e Cherchi, 1995);
- le attività minerarie e il carsismo, in simbiosi, possono aver creato delle intercomunicazioni con nuovi serbatoi carsici o acquiferi appartenenti ad altri bacini idrogeologici (G. Perna, 1995);
- nell'ultimo trentennio si è verificata una diminuzione, in misura del 15%, della piovosità media annua. Ciò ha comportato una proporzionale diminuzione dell'infiltrazione e quindi della ricarica attiva (Figura 10).

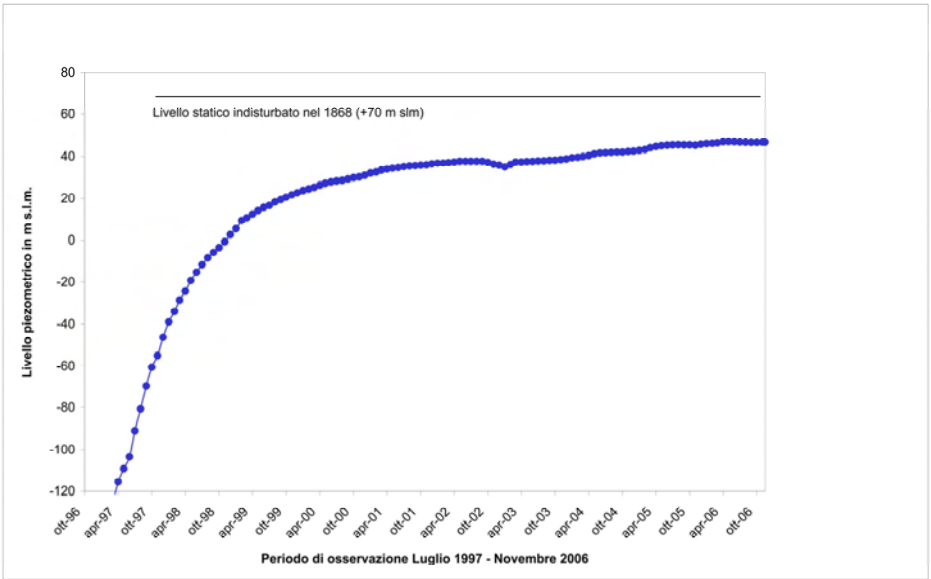


Figura 9 - Risalita della falda nella stazione di Monteponi.
Figura 9 - Piezometric rise at Monteponi.

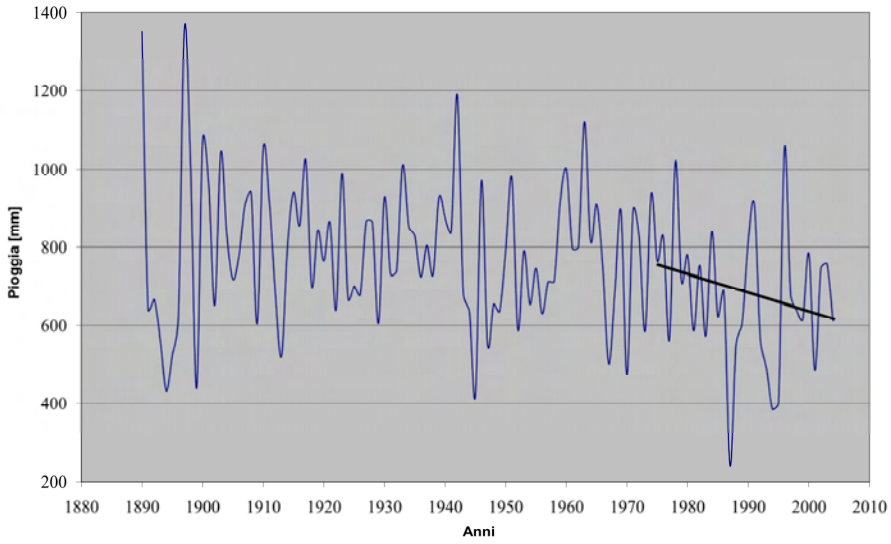


Figura 10 - Pluviometria nella stazione di Monteponi (dati da IGEA SpA).
Figura 10 - Rainfall at Monteponi station.

Tabella 2 - Superficie di bacino e suddivisione in litotipi (da Civita *et alii,* 1983).
Table 2 - Drainage basin and rock types.

Alimentazione	Km^2	Complesso carbonatico		Complesso terrigeno		Complesso scistoso	
		Km^2	%	Km^2	%	Km^2	%
Massima	89,50	34,50	38,60	42,00	46,90	13,00	14,50
Minima	72,25	27,50	38,10	33,50	46,40	11,25	15,60

Stima delle risorse disponibili

Il calcolo delle risorse idriche sotterranee rappresenta, allo stato attuale, una stima finalizzata all'ottenimento di un ordine di grandezza. Per il computo si è assunta come ipotesi iniziale la coincidenza della superficie del bacino idrologico e idrogeologico e non si è tenuto conto delle perdite iniziali. Come superficie di bacino si considerano i dati di Tabella 2, riportati da Civita *et alii* (1983), e come afflusso medio annuo e temperatura media annua i valori della stazione di Monteponi, ricadente all'interno dell'area in esame. Per quanto riguarda la precipitazione si è considerato il valore medio annuo nel periodo 1997-2004, periodo particolarmente siccitoso, che ben rispecchia il trend dell'ultimo trentennio ed è al contempo cautelativo. Per la temperatura è stato calcolato il suo valore medio annuo a partire dai dati medi mensili di temperatura e precipitazione relativi allo stesso periodo di riferimento (Tabella 3). Per la stima dell'evapotraspirazione potenziale, utilizzando la formula di Turc modificata da Santoro, si è ottenuto un risultato di 460 mm/anno.

Tabella 3- Parametri di input per il bilancio idrogeologico**.**
*Table 3 - Input parameters for hydrogeological balance**.***

Afflusso medio annuo [mm]	Temperatura media annua [°C]
664	15,2

L'infiltrazione è stata valutata attraverso i coefficienti di infiltrazione potenziale (Celico, 1988), riportati in Tabella 4, che valutano l'assorbimento in funzione della litologia.

Tabella 4 - Coefficienti di infiltrazione potenziale espressa in percentuale (da Celico, 1988).
*Table 4 - Potential infiltration coefficients (percent)**.***

Litologia	Max	Min
Complesso carbonatico	90	70
Complesso terrigeno	25	5
Complesso scistoso	25	5

Sono stati calcolati i due valori globali di infiltrazione massima e minima, come media pesata rispetto alle estensioni dei diversi litotipi dei massimi e dei minimi dei coefficienti di infiltrazione potenziale, ai quali corrispondono due valori di ricarica media annua rispettivamente di 4,9 e 8,3 milioni di metri cubi.

Analisi idrogeochimiche

Dal punto di vista chimico sulle acque sotterranee dell'anello metallifero iglesiente si sono riscontrati, a partire dalla fermata delle attività minerarie, sviluppi qualitativi notevoli.

Solo per le acque sotterranee dell'area di Acquaresi, che sono monitorate dal maggio del 2006, non può essere fornito un quadro idrochimico evolutivo, come per altre postazioni monitorate, ma soltanto le prime determinazioni che risultano essere molto interessanti per l'elevato livello qualitativo riscontrato.

L'analisi delle caratteristiche fisiche dei campioni d'acqua ha fatto emergere un sostanziale trend di miglioramento rispetto ai valori riscontrati nelle prime osservazioni di monitoraggio. Il trend si manifesta in una riduzione di temperatura, durezza totale e residuo fisso. Le acque risultano tutte dure e mediamente mineralizzate: l'estremo inferiore, Acquaresi, presenta bassa durezza e caratteristiche di oligomineralità come riportato in Tabella 5.

Tabella 5 - Residuo fisso in alcune postazioni monitorate.
Table 5 - TDS of some monitoring points.

Sito	Data analisi	RF 180° [mg/l]
San Luigi	Febbraio 2006	735
Acquaresi	Ottobre 2006	458
Masua	Aprile 2006	1191
Nebida	Giugno 2006	1248
Monte Scorra	Luglio 2006	1095
Monteponi	Luglio 2006	889
San Giovanni	Giugno 2006	1346
Campo Pisano	Luglio 2006	1006

Il chimismo principale è riassunto con i diagrammi di Chebotarev (Figura 11), relativi a quattro anni diversi; si può notare come dalla iniziale composizione cloruro-solfata sia alcalina che alcalino-terrosa del 1998 si tenda verso acque bicarbonate-alcalino-terrose.

Riguardo al contenuto salino si riporta nella Figura 12 un indice di contaminazione (Celico, 1988) delle acque di miniera, che fotografa la situazione nel 1998, nel 2002 e nel 2006 in alcuni cantieri monitorati. La soglia di contaminazione è rappresentata dal rapporto unitario.

I metalli pesanti sono presenti in tracce sia nelle acque di miniera, sia nelle manifestazioni sorgentizie esterne ai cantieri minerari.

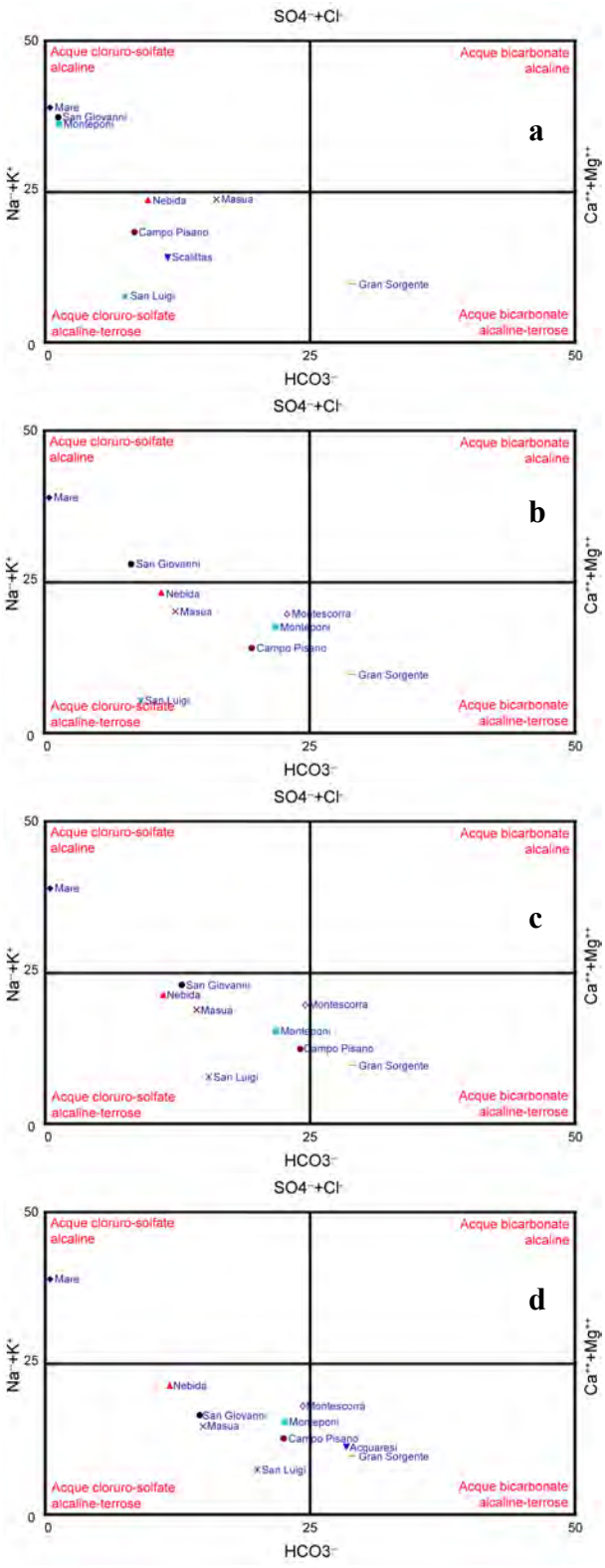


Figura 11 - Diagrammi di Chebotarev del 1998 (a), 2000 (b), 2004 (c) e 2006 (d).
Figure 11 - Chebotarev diagrams in 1998 (a), 2000 (b), 2004 (c) and 2006 (d).

Questi elementi, naturalmente presenti per via delle ricche mineralizzazioni presenti in sottosuolo, nonché degli sterili minerari e nelle discariche che costellano l'intero territorio hanno subito un trend di diminuzione, comunque limitato inferiormente dal naturale tenore di questi metalli nell'area di studio (Fanfani *et alii,* 1995; Cidu *et alii,* 2001; Cidu, 2004).

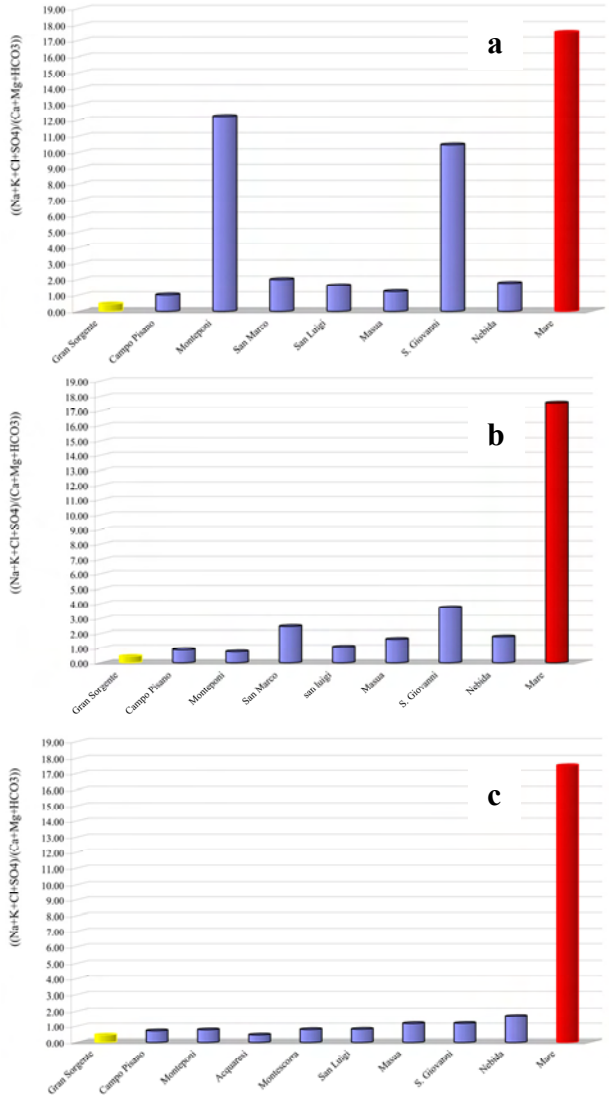


Figura 12 - Indice di contaminazione da acqua salata nel 1998 (a), nel 2002 (b) e nel 2006 (c)
Figure 12 - Salt water pollution indicator in 1998, 2002 and 2006

Stato ambientale dell'acquifero

Sulla base dei dati in nostro possesso è stato delineato un quadro ambientale dell'acquifero paleozoico carbonatico profondo dell'Iglesiente seguendo i dettami della normativa vigente (D. Lgs. 152/06) che classifica gli acquiferi

per stato ambientale quantitativo e qualitativo con l'attribuzione di differenti classi di appartenenza.

In linea di massima, per quanto concerne lo stato quantitativo, lo stato ambientale può essere definito buono non essendo presenti né abbassamenti del livello piezometrico né variazioni nella direzione del flusso. Per quanto riguarda lo stato chimico, le classi di appartenenza risultano essere la 4 o la 0, cioè stato scadente o particolare. Una simile classificazione è dovuta alla marcata presenza di antimonio, le cui concentrazioni superano i limiti richiesti dalla normativa sopracitata; inoltre si registrano tenori al limite di ioni metallici quali zinco, piombo, cadmio ed arsenico. Fa eccezione a questa classificazione la porzione settentrionale di acquifero soggiacente l'area di Scalittas-Acquaresi che gode, già attualmente, di uno stato chimico buono. Dai primi risultati chimico-fisici e microbiologici queste acque, non avendo evidenziato contaminazioni di alcun tipo, soddisfano inoltre i limiti di potabilità imposti dal d. lgs. 31/2001 e risultano idonee al consumo umano. Tutte le altre acque oggetto di studio, pur non essendo immediatamente potabili, risultano essere potabilizzabili in quanto ricadenti in classe "A1" (d. lgs. 152/2006). Anche per quanto riguarda gli usi agricoli, sia i limiti di legge, sia gli indici SAR ed RSC (USDA) non hanno fatto emergere alcun rischio di salinizzazione dei suoli derivante dall'utilizzo di queste acque.

Riferimenti bibliografici

Bellè O., Cherchi F. (1995). Il problema dell'acqua nel bacino metallifero dell'Iglesiente. Memorie dell'Associazione Mineraria Sarda, pagg. 55-69, Anno II, n°1, Iglesias.

Bellè O., Cherchi F. (1996). Il bacino idrogeologico dell'anello metallifero. Mem. Ass. Mineraria Sarda, 51- 66.

Carmignani L., Oggiano G., Barca S., Conti P., Salvadori I., Eltrudis A., Funedda A., Pasci S. (2001). Geologia della Sardegna in Memorie descrittive della Carta Geologia d'Italia, vol. LX, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.

Carmignani L., Cocozza T., Pertusati P.C., (1982). Carta geologica del Paleozoico dell'Iglesiente (Sardegna sud occidentale) - 1:50000.

Carmignani (1996) - Carta geologica della Sardegna-1:200000.

Celico P. (1988). Prospezioni Idrogeologiche, volume I e II. Liguori Editore, Napoli.

Cidu R., Biagini C., Fanfani L., La2 Ruffa G., Marras I. (2001). Mine closure at Monteponi (Italy): effect of the cessation of dewatering on the quality of shallow groundwater. Applied Geochemistry, 16 (5), 489-502.

Civita M., Cocozza T., Forti P., Perna G., Turi B. (1983). Idrogeologia del Bacino Minerario dell'Iglesiente (Sardegna Sud Occidentale). Mem. Ist. Italiano Speleologia, Ser. 2 II, 7 – 137.

Fanfani L., Cidu R., Zuddas P. (1995). Il rischio di inquinamento da metalli pesanti nelle aree minerarie. Memorie della Associazione Mineraria Sarda, Iglesias.

IGEA S.p.A. (2004). Idrogeologia bacino Monteponi. Report interno inedito tratto da Piano di Caratterizzazione Valle Rio S.Giorgio.

Manca F., Pinna P., Porcu A., Testa M., Vargiu L. (1995). Studio delle acque sotterranee della Sardegna-Sulcis. Valutazione delle potenzialità idriche sotterranee. Memorie della Associazione Mineraria Sarda, Iglesias.

Merlo G. (1904). Il regime delle acque sotterranee in relazione alla tettonica dell'Iglesiente. Resoconti delle riunioni della Associazione Mineraria Sarda, Iglesias.

Miniere Iglesiente S.p.a., Servizio Idrogeologico (1997). Il bacino idrogeologico di Monteponi, Studi e valutazioni sulla potenzialità delle risorse idriche sotterranee. Relazione tecnica, Ente Minerario Sardo.

Perna G. (1995). Idrogeologia del bacino minerario dell'Iglesiente. Studi per la realizzazione dell'impianto di eduzione al -200 di Monteponi. Memorie dell'Associazione Mineraria Sarda, Anno II, n°1, Iglesias.

EngHydroEnv Geology 2009, 12, 43-59 - doi: 10.1474/EHEGeology.2009-12.0-04.0260

Fenomeno di inquinamento da solventi in acque sotterranee sfruttate ad uso potabile nel nord-ovest della provincia di Milano

Tullia Bonomi[1], Letizia Fumagalli[1], Nicoletta Dotti[2]

[1]Dipartimento Scienze dell'Ambiente, Università Milano-Bicocca, e-mail: tullia.bonomi@unimib.it, letizia.fumagalli@unimib.it
[2]ARPA, Dipartimento Provinciale di Milano, e-mail: n.dotti@arpalombardia.it
Con la collaborazione di: Wanna Danieli, Luca Tonin (ARPA Lombardia)
Enti che hanno fornito i numerosi dati, fondamentali per la realizzazione del lavoro: Provincia di Milano (Direzione Centrale Risorse Ambientali, Servizio Gestione Acque Sotterranee e Servizio Centri di Pericolo e Industrie a Rischio), ASL Città di Milano, CAP Gestione, Metropolitana Milanese (Settore Acquedotto), Comune di Milano, Comune di Pero, Comune di Rho, Studio Venegoni, Università degli Studi di Roma, Comune di Settimo Milanese.

Groundwater contamination by chlorinated solvents in the north-west of the province of Milano (Italy)

ABSTRACT: The aim of the present work is to improve the study of hydro geochemistry and hydrogeology in a strongly industrialized area, where two plumes of organic chloride solvents have been developing since 1970. The reference area width (400 km^2) allows to include the contaminant sources and to analyze the current trend of pollution events and their influence and effects on water quality. The data for this study have been released by several companies and institutions and have been processed through a three-steps procedure. The first step concerns the collection of analytical data for the hydro geochemical characterization and the piezometric data elaboration; the second step concerns the three dimensional elaboration of stratigraphic data to map the lithological heterogeneity; the last step is dedicated to groundwater flow and pollutant transport modelling. The results allow to characterize the site from an hydro geological and hydro chemical point of view, suggesting an hypothesis to explain the contamination path and a possible emergency intervention to protect the wells of the Novara pumping plant. In the future obtained results will be verified by extending the simulated area and by taking into account the degradation products, which will be expressly monitored on the site.

Key terms: Groundwater, Pollution plume, Organic-chloride solvents, Hydrochemical and hydrogeological properties, 3D eterogeneity, Flow and transport model
Termini chiave: Falda, Pennacchio di contaminazione, Solventi organici clorurati, Proprietà idrogeologiche ed idrochimiche, Eterogeneità 3D, Modello di flusso e di trasporto

Riassunto

Il presente lavoro ha come scopo l'approfondimento dello studio idrochimico e idrogeologico di un ambito territoriale fortemente industrializzato dove sono noti due pennacchi di contaminazione delle acque sotterranee da solventi organo clorurati. La contaminazione, rilevata a partire dagli anni '70, trae origine da due insediamenti industriali, uno dismesso e l'altro attivo, e coinvolge alcune centrali dell'acquedotto di Milano.

L'ampiezza dell'area di studio (400 km^2) è superiore a quella delle zone sorgenti al fine di analizzare i fenomeni di contaminazione nella loro configurazione attuale e la loro incidenza sull'utilizzo delle acque a scopo potabile. Lo studio, effettuato in collaborazione con diversi Enti pubblici, è stato affrontato adottando una metodologia di ricerca che integra differenti sistemi di analisi dei dati esistenti.

In una prima fase sono stati raccolti i dati chimici ai fini della caratterizzazione idrochimica dell'area di studio e sono stati elaborati i dati piezometrici della rete di monitoraggio della Provincia di Milano per ricostruire le variazioni di direzione del flusso delle acque sotterranee.

Nella seconda fase è stato sviluppato un metodo per la ricostruzione delle caratteristiche tessiturali e idrogeologiche dell'area di studio, in funzione della successiva modellizzazione del flusso e del trasporto. Tale metodo ha permesso di modellizzare sia l'acquifero tradizionale che quelli profondi, utilizzando una ricostruzione dettagliata dell'eterogeneità degli acquiferi, fondamentale per simulare al meglio soprattutto i fenomeni di trasporto. Questo passaggio è stato possibile grazie ad un uso integrato di banche dati e modelli di interpolazione tridimensionali.

L'ultima fase è dedicata alla modellizzazione del flusso della falda e del trasporto degli inquinanti, quest'ultimo su un'area di 80 km^2.

I risultati hanno consentito di caratterizzare l'area dal punto di vista idrogeologico ed idrochimico, giungendo a spiegare il percorso del contaminante e ad indicare un possibile intervento di messa in sicurezza dei pozzi della

Centrale Novara. Tra gli obiettivi futuri sono l'ampliamento dell'area di simulazione e la ricerca e l'analisi dei prodotti di degradazione.

Metodologia di studio

Il presente studio comprende la parte del territorio dei comuni di Pero, Rho, Settimo Milanese e Milano (Lombardia, Italia), interessata da due pennacchi di contaminazione delle acque sotterranee da solventi organoclorurati rilevati a partire dagli anni '70 e successivamente studiati (ARPA Lombardia, 2005; Pirrotta e Sala, 2001; Provincia di Milano 1999, 2001, 2004). La contaminazione trae origine da due insediamenti industriali, uno dismesso e l'altro attivo, e coinvolge alcune centrali di pompaggio del Settore Acquedotto del Servizio Idrico Integrato della Città di Milano. Oggetto in particolare dello studio è la contaminazione da TCE (Tricloroetilene) e da TeCA (1,1,2,2Tetracloroetano) che si origina nell'area dimessa (ex Chimica Bianchi) (Figura 1, Provincia di Milano, 2002). Lo studio, che interessa un'area d'indagine di 400 km^2 e abbraccia un arco temporale di 25 anni, ha il fine di analizzare il fenomeno di contaminazione nella sua configurazione attuale e la sua incidenza sull'utilizzo delle acque a scopo potabile a grande scala. La sua esecuzione, effettuata in collaborazione con gli Enti Pubblici, ha sperimentato e tarato un approccio modellistico di flusso e di trasporto applicato ad un modello concettuale 3D (Giudici et al., 2000: Giudici et al., 2001) rappresentativo dell'eterogeneità del sistema reale. Il riconoscimento dell'importanza della ricostruzione dell'eterogeneità del modello concettuale nella determinazione dei flussi idrici è riconosciuta in letteratura ed ha guidato la messa a punto di metodiche che, partendo da una capillare raccolta di informazioni stratigrafiche, hanno mirato a tale obiettivo.

Martin e Frind (1998) hanno utilizzato la geostatistica in sistemi idrogeologici complessi per interpolare gli andamenti 3D dei corpi idrici e la distribuzione dei valori di conducibilità, una volta definiti i limiti dei corpi acquiferi e i valore di conducibilità, derivati da letteratura, delle litologie presenti nello strato. Fleckenstein et al. (2006) invece analizzano geostaticamente la probabilità di transizione tra quattro principali tipologie tessiturali, alle quali vengono ricondotti i dati ed analizzando quindi i risultati modellistici di sei diverse configurazioni di eterogeneità, nelle quali i valori di conducibilità sono medi per spessori di 40 m.

La metodica qui presentata mira, rispetto agli studi precedenti, a mantenere un dettaglio di eterogeneità a scala di cella, ottenuta attraverso un processo di interpolazione geostatistica delle informazioni stratigrafiche discretizzate per piccoli intervalli di profondità, all'interno di superfici deposizionali definite tra un top ed un bottom del sistema idrogeologico. Questo dettaglio consente, oltre che di riprodurre le modalità deposizionali dei sedimenti, anche di introdurre nel modello di flusso e in quello trasporto un grado di eterogeneità che migliora la simulazione dei flussi idrici e chimici.

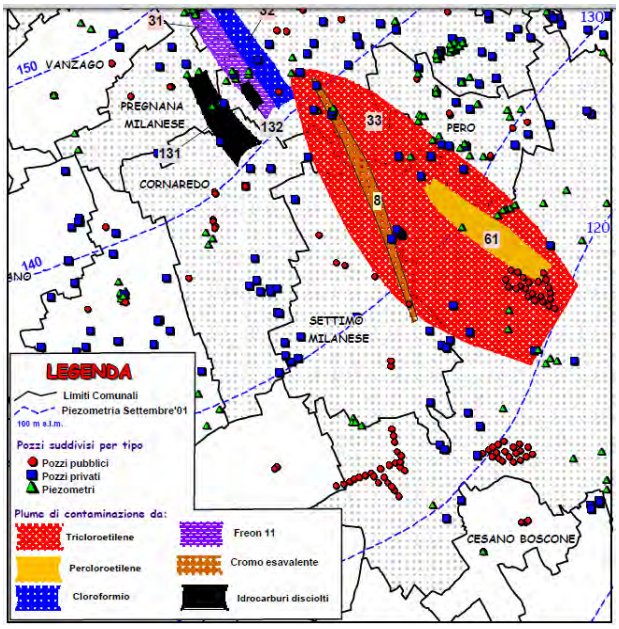


Figura 1 – Da "Fenomeni di contaminazione nelle acque sotterranee della provincia di Milano", 2002. Il pennacchio in rosso di tricloroetilene si riferisce all'area ex Bianchi.
Figure 1 - From "Fenomeni di contaminazione nelle acque sotterranee della provincia di Milano", 2002. The red plume is of tricloroethylene and is related to the area Bianchi.

La prima fase descritta riguarda la raccolta dei dati chimici ai fini della caratterizzazione idrochimica dell'area di studio e la raccolta e l'elaborazione dei dati piezometrici relativi alla rete di monitoraggio della Provincia di Milano. Sono stati raccolti tutti i dati analitici disponibili riguardanti i solventi clorurati citati e, qualora ricercati, anche i loro prodotti di degradazione. Sono state elaborate inoltre le analisi chimiche relative a tre centrali di pompaggio del Servizio Idrico Integrato della Città di Milano: Novara, Assiano e Baggio (Figura 2). La prima centrale, localizzata a sud est della ex Chimica Bianchi lungo la direzione del flusso idrico, e visibile nella carta piezometrica di Figura 2, essendo direttamente raggiunta dal pennacchio studiato desta le maggiori preoccupazioni per gli Enti gestori delle acque ed è quindi stata oggetto particolare dello studio. Per quanto riguarda le altre due centrali, è stato ritenuto utile valutare come fossero interessate dal fenomeno e quale fosse l'influenza della struttura idrogeologica sul percorso seguito dalla migrazione degli inquinanti.

Nella seconda fase è stato sviluppato un metodo per la ricostruzione delle caratteristiche tessiturali e idrogeologiche dell'area di studio, al fine di ottenere una ricostruzione dettagliata dell'eterogeneità tridimensionale degli acquiferi tradizionale e profondi, fondamentale per simu-

lare al meglio i fenomeni di flusso e soprattutto quelli di trasporto (Figura 3).

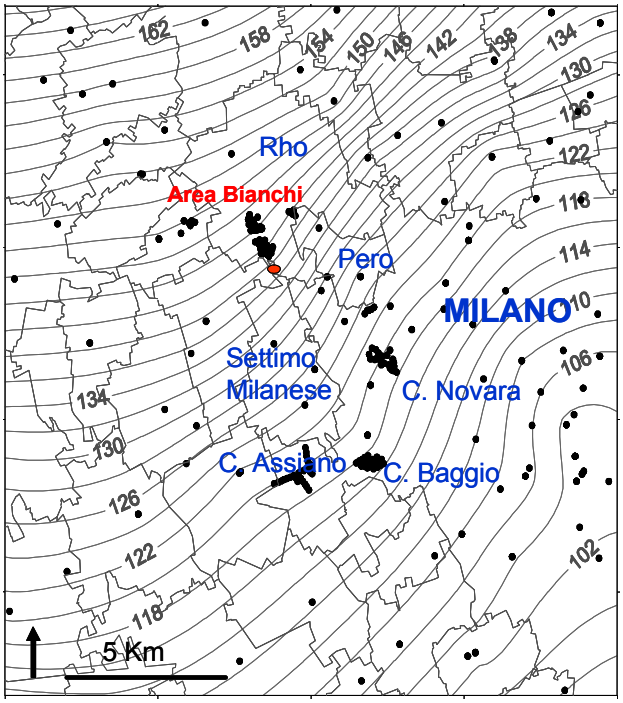


Figura 2 – Area di indagine (piezometria del giugno 2005, m s.l.m.)
Figure 2 - Study area (piezometric levels, June 2005, m a.s.l.)

La successiva applicazione di modelli di flusso e di trasporto ha contribuito all'analisi dell'evoluzione del pennacchio di TCE. La taratura del modello, effettuata sul caso reale qui analizzato, ha offerto un'importante possibilità di miglioramento della comprensione dei fenomeni di trasporto in atto.

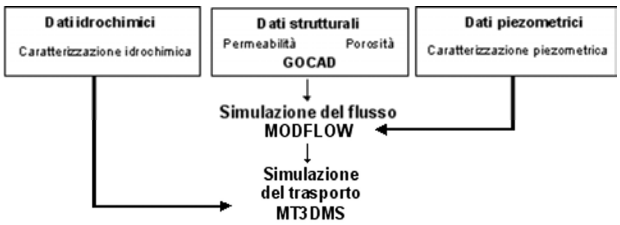


Figura 3 – Diagramma sintetico del lavoro.
Figure 3 – Synthetic chart of the work.

Inquadramento idrogeologico

Per quanto concerne la struttura del sottosuolo, descritta in studi effettuati nell'area (Pirrotta e Sala, 2001; Provincia di Milano, 2004. Vengono, 2005), è riconducibile alle caratteristiche idrogeologiche definite a scala regionale (Pozzi e Francani, 1981; Avanzini et al., 1995; Regione Lombardia – ENI div. Agip, 2002). Dall'alto verso il basso sono riconoscibili le seguenti unità idrogeologiche:

Unità Ghiaioso-Sabbiosa – localmente posta fra il piano campagna e i 50-60 m di profondità, è costituita da depositi prevalentemente ghiaioso-sabbiosi con ciottoli talora cementati. L'unità è riconducibile al Gruppo Acquifero A (Regione Lombardia, ENI div.Agip, 2002) e costituisce il primo acquifero. In particolare nell'area si è osservata una sua suddivisione verticale ad opera di due orizzonti limoso-argillosi disposti a 6.5-9.5 m di profondità, con spessore di circa 1.5 m, e a circa 30 m di profondità, con spessore di circa 3 m. Il primo presenta una continuità solo parziale, scomparendo verso sud, il secondo una buona continuità Nord-Sud ma minore lateralmente. Al letto l'acquifero appare limitato da uno strato argilloso-sabbioso, anch'esso lateralmente non continuo. In seguito a tale conformazione, l'acquifero è sede di una falda superficiale sospesa sostenuta dal primo setto argilloso e di una falda principale semiconfinata, che ha possibilità di scambi con la falda soprastante e sottostante. Mentre il livello piezometrico della falda superficiale sospesa si attesta a 6-8 m di profondità dal p.c., con forti caratteristiche di stagionalità, il livello piezometrico della prima falda si attesta intorno ai 10.5 m di profondità.

Unità Sabbioso-Ghiaiosa – localmente posta tra i 50-60 m e gli 80-85 m di profondità, è costituita da un'alternanza di orizzonti sabbioso-ghiaiosi, talora argilloso-limosi. Essa è riconducibile al Gruppo Acquifero B e rappresenta il secondo acquifero. Al letto di tale litozona si riscontra la presenza di uno strato a bassa permeabilità di buona continuità laterale nel sito, potente, mediamente, 10-15 m. L'Unità è sede della seconda falda localmente confinata, che con quella soprastante costituisce l'acquifero tradizionale.

Unità Argilloso-Sabbiosa – localmente posta al di sotto di 80-85 m di profondità, sino ad almeno 120 -130 m, è costituita da una alternanza di orizzonti argillosi e limosi con intercalazioni sabbiose, più raramente ghiaiose e conglomeratiche. Essa, riconducibile al Gruppo Acquifero C, costituisce la base dell'acquifero tradizionale e contiene falde confinate, di limitata produttività, identificate come terzo acquifero (Pozzi e Francani, 1981).

Contaminazione del sito

Il sito ha una lunga storia di contaminazione in conseguenza delle diverse tipologie di produzioni industriali che si sono succedute nel corso degli anni nella ex Chimica Bianchi e nella successiva Montedison.

I principali inquinanti riscontrati nell'area di studio sono:

1. Tricloroetilene, (C_2HCl_3), sigla TCE;
2. Percloroetilene, (C_2Cl_4), sigla PCE;
3. 1, 1, 2, 2 Tetracloroetano, ($CHCl_2CHCl_2$), sigla TeCA.

Tra i prodotti di degradazione sono stati rilevati:

4. Cis-1,2 Dicloroetilene ($C_2H_2Cl_2$), con sigla cis-DCE;
5. Vinilcloruro (C_2H_3Cl), sigla VC.

I solventi clorurati fanno parte di quella categoria di

sostanze indicate con la sigla DNAPL (Dense Non Aqueous Phase Liquid). Sono liquidi non miscibili in acqua e con densità ad essa superiore, parametri fisici che, insieme alla viscosità e al grado di saturazione relativa, ne determinano il comportamento nell'acquifero. Nel contempo la frazione solubile può generare contaminazioni estese. Infatti, trattandosi di sostanze più dense dell'acqua, penetrano facilmente nell'insaturo e, raggiunta la tavola d'acqua, riescono a vincere le forze capillari e ad insinuarsi tra i pori, spostando l'acqua. Mentre penetrano in profondità nell'acquifero rilasciano la frazione solubile, che entra in soluzione e si muove trasportata dall'acqua della falda. Il DNAPL può approfondirsi fino ad incontrare orizzonti impermeabili che ne determinano l'accumulo e lo scorrimento orizzontale. Il DNAPL accumulato alla base dell'acquifero e quello residuale nella colonna di acquifero diventa una sorgente continua di inquinamento per le acque di falda.

Dati chimici

Sono stati raccolti ed organizzati i dati chimici disponibili relativi sia all'area sorgente sia ai comuni limitrofi, compreso il comune di Milano, che interessano un'area di circa 20×20 km^2 (Figura 1). I dati chimici provenienti dalle diverse aree ricoprono archi temporali diversi. I dati relativi al comune di Rho vanno dal 1990 al 2005, quelli dei comuni di Settimo Milanese e Pero dal 1994 al 2005, mentre quelli delle centrali Novara, Assiano e Baggio ricoprono un arco temporale di vent'anni, dal 1985 al 2005. Per alcuni pozzi, pozzi Silla, ubicati in posizione intermedia tra la sorgente e le centrali pompaggio, sono disponibili solo tre misure, dal 2002 al 2004.

Le sostanze considerate nel presente studio comprendono, oltre ai principali solventi organoclorurati (TCE, PCE e TeCA) anche i relativi prodotti di degradazione dei quali fossero disponibili valori di concentrazione, ritenendoli fondamentali per la comprensione dell'evoluzione dell'inquinamento. Limitatamente all'area ex Chimica Bianchi, in falda sospesa il TeCA è il parametro che presenta le maggiori concentrazioni, con un trend evolutivo nel punto a maggior concentrazione decrescente da un massimo nel 1991 di 577000 µg/l a un minimo di 5000 µg/l nel 1999 e successivamente oscillante fino a presentare un valore di 12457 µg/l nell'ultima rilevazione effettuata nel 2004. Nello stesso punto il TCE presenta concentrazioni comprese tra 97000 µg/l (1990) e 5000 µg/l (2002) per raggiungere infine i 19830 µg/l nel 2004. In prima falda, nella medesima area, è il TCE la sostanza che presenta le maggiori concentrazioni, con un trend evolutivo nel punto a maggior concentrazione oscillante tra un minimo di 27850 µg/l nel 1999 e un massimo di 392000 µg/l nel 2001 e successivamente decrescente fino al valore ultimo di 59725 µg/l del 2004. Nello stesso punto il TeCA varia tra 51200 µg/l (1998) e 863 µg/l (1999) raggiungendo nel 2004 i 2046 µg/l. Un pozzo, ubicato a circa 1 km a valle dell'area dell'ex Chimica Bianchi (indicato in Figura 2 con un pallino rosso) e che quindi occupa una posizione strategica per il monitoraggio della contaminazione, evidenzia concentrazioni di TCE che raggiungono il valore massimo nel 1995, con 8330 µg/l, e che progressivamente decrescono fino all'ultima rilevazione della fine 2003 di 35 µg/l; le concentrazioni di TeCA scendono, dal valore massimo di 1130 µg/l nel 1994, al minimo di 15 µg/l nel 2003.

Per quanto riguarda le altre centrali di pompaggio del Servizio Idrico Integrato della Città di Milano analizzate, dal 1985 al 1992 si osserva un evento di contaminazione da TCE con concentrazioni superiori a 150 µg/l che, dopo aver oltrepassato la centrale Novara in corrispondenza della quale rimangono concentrazioni residue, interessa la centrale Assiano, in particolare nella zona orientale dove i pozzi in pompaggio fungono da barriera alla migrazione del pennacchio verso i rimanenti pozzi. La centrale Baggio, ubicata lungo la direzione di flusso, appare invece risentire in maniera assai ridotta degli eventi descritti, presentando concentrazioni con un lieve trend in crescita fino a massimi di poco superiori ai 50 µg/l a circa metà periodo, e successivamente in diminuzione. Dal 1994, nonostante le lacune temporali dei dati analitici disponibili, si osserva ovunque un periodo di basse concentrazioni in TCE, seguito da un aumento negli ultimi anni nei pozzi occidentali della sola centrale Novara fino a valori di circa 200 µg/l, ad indicare un nuovo evento di contaminazione. Nello stesso periodo le concentrazioni osservate nelle centrali Assiano e Baggio rimangono contenute.

Gli eventi descritti non sembrano interessare la falda profonda intercettata da alcuni pozzi delle centrali, fatta eccezione per un pozzo della centrale Novara.

La scarsezza di dati sulla presenza di prodotti derivati da una possibile degradazione dei composti primari rende difficile la ricostruzione della degradazione del pennacchio.

Relativamente alla contaminazione da TCE, oggetto specifico della modellizzazione nel presente studio, si osserva come i trend in risalita osservati nell'ultimo periodo facciano presupporre l'arrivo di un nuovo evento di contaminazione nella zona della centrale Novara, che appare essere quella più a rischio in quanto posta lungo la direzione di deflusso della falda uscente dall'area sorgente ex-Chimica Bianchi.

Caratterizzazione piezometrica

Scopo di questa fase di lavoro è stata la ricostruzione delle superfici piezometriche dell'area di studio in diversi periodi temporali, al fine di capire quale fosse la direzione di flusso prevalente nell'area ed analizzare eventuali cambiamenti avvenuti nel corso degli anni che giustificassero la crescita recente delle concentrazioni osservata nella Centrale Novara.

In una prima fase sono stati scelti alcuni pozzi di monitoraggio nell'area per ricostruire il trend storico dei dati piezometrici dal 1979 al 2005. I grafici predisposti evidenziano come l'andamento piezometrico della falda sia profondamente influenzato dalle irrigazioni, che determinano un'evidente stagionalità del livello delle acque sotterranee. L'andamento piezometrico è stato evidenziato mediante una media mobile a 12 mesi che mostra, in tutti i casi analizzati (esempio in Figura 4), un livello minimo della falda idrica raggiunto intorno ai primi anni '90, legato agli ingenti prelievi dei pozzi pubblici e privati che, dalla fine degli anni '80 fino ai primi anni '90, hanno causato l'accentuarsi del cono di pompaggio di Milano. Successivamente, con la cessazione dei prelievi di grosse attività produttive localizzate principalmente a nord-est e nord-ovest della città di Milano, si è verificata una risalita del livello piezometrico che ha interessato il comune di Milano e i suoi dintorni (Giura et al., 1995; Giura et al., 1998; Bonomi, 1999; Provincia di Milano, 1996) .

Al fine di ricostruire l'andamento negli anni della direzione di flusso della falda e valutare una sua ipotetica deriva da Nord Ovest - Sud Est verso Sud legata all'innalzamento della falda, sono stati ricostruiti gli andamenti piezometrici areali su 25 anni. Per l'interpolazione sono stati utilizzati tutti i dati piezometrici della rete di monitoraggio a disposizione nel territorio della provincia di Milano, dal 1979 al 2005, al fine di evitare l'influenza delle condizioni al contorno sul risultato, mentre poi l'attenzione è stata focalizzata su un'area più ridotta di 20 km di lato.

Dall'analisi delle ricostruzioni storiche piezometriche si osserva che le zone poste più ad ovest del comune di Settimo Milanese non hanno subito sostanziali variazioni, non risentendo delle modificazioni del cono di depressione di Milano; le aree più prossime a Milano, dagli anni '80 agli anni '90, hanno subito per contro una deviazione del flusso diretto da Nord Ovest-Sud Est verso Est, cioè convergente verso la città, coincidente con la fase di accentuazione del cono di Milano, e successivamente una nuova migrazione del flusso verso Sud dal 1995 al 2005, portando la piezometria e la direzione di flusso a livelli simili a quelli del 1980. Locali variazioni nelle direzioni del flusso sono probabilmente determinate anche da differenti configurazioni di pompaggio nelle centrali e dalle particolari eterogeneità tessiturali presenti nel sito.

Modello idrogeologico tessiturale

La sola variazione di deflusso presente a scala locale in alcune zone dell'area di studio non può spiegare perché la contaminazione coinvolga alcune zone piuttosto che altre. Si è allora cercato di ricostruire un modello strutturale dell'area che interessasse sia l'acquifero monostrato che contiene la falda tradizionale (prima e seconda falda), sia gli acquiferi sottostanti in pressione e che soprattutto ne dettagliasse le caratteristiche geometriche e tessiturali rappresentando le eterogeneità idrogeologiche del sistema.

Questo elevato dettaglio ha costituito la base per l'applicazione di un modello tridimensionale che ha simulato il flusso della falda e il trasporto degli inquinanti.

La metodologia utilizzata per elaborare i modelli tessiturali tridimensionali di dettaglio, al fine di predisporre idonei dati di input nei modelli di flusso e trasporto (Bonomi et al., 2002; Bonomi et al., 2006; Bonomi e Cavallin, 2005; Bonomi, 2009), prevede l'uso integrato di una banca dati idrogeologica, TANGRAM (Bonomi et al., 1995) (che archivia ad oggi oltre 25.000 dati relativi a pozzi per acqua, codificati e georeferenziati in Lombardia e Piemonte, www.tangram.samit.unimib.it), di strumenti GIS e di un modello tridimensionale, GOCAD (Geological Object Computer Aided Design), secondo lo schema riportato in Figura 5.

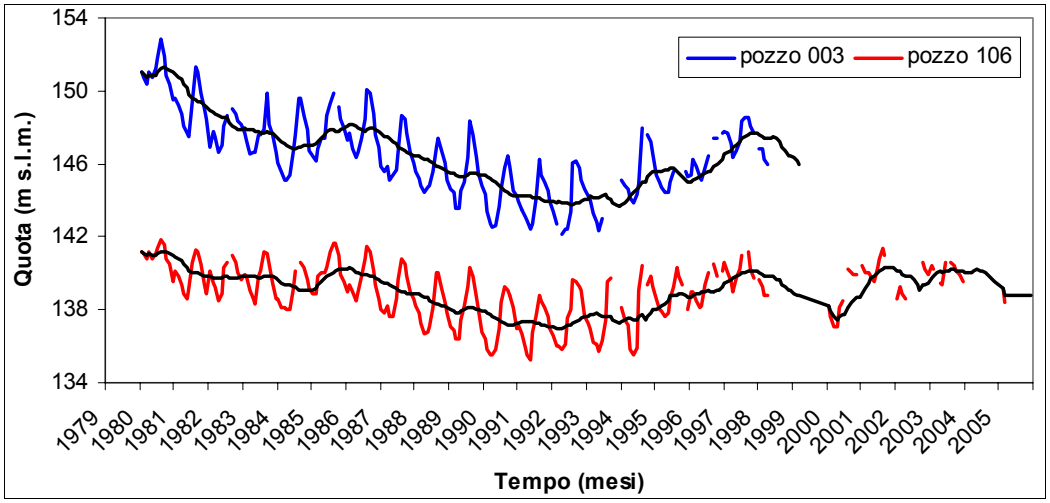


Figura 4 – Serie storica delle misure piezometriche su due pozzi del Comune di Rho.
Figure 4 – Piezometric data sequence in two wells of Rho Municipality ones.

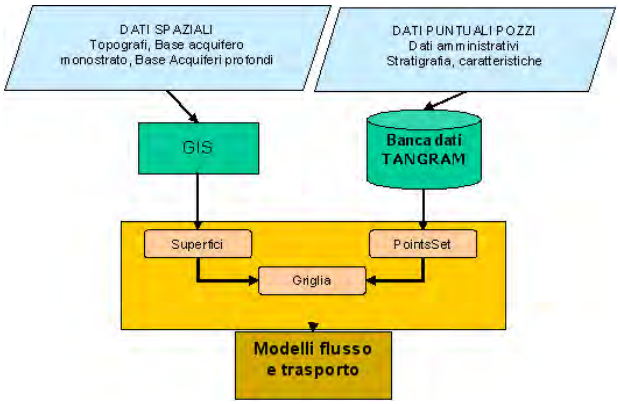


Figura 5 – Schema riassuntivo dei passaggi principali per l'estrazione delle proprietà idrogeologiche da attribuire al modello.
Figure 5 - Synthetic chart of the passages to extract hydro geological properties for the model.

Elaborazione dei dati

TANGRAM è una banca dati idrogeologica per pozzi messa a punto presso l'Università degli Studi di Milano-Bicocca in cui possono essere inseriti dati amministrativi, caratteristiche costruttive, misure piezometriche, prove idrauliche e codifica delle stratigrafie. La codifica delle stratigrafie è l'aspetto più innovativo in quanto permette, in applicazioni con elevata disponibilità di dati, un utilizzo quantitativo dei dati stratigrafici spesso considerati come una semplice descrizione qualitativa delle litologie. Un'alta densità dei dati, insieme ad una codifica dettagliata ed alla successiva analisi statistica, consente di ovviare all'incertezza intrinseca nella descrizione stratigrafica.

Dopo una prima fase di creazione della banca dati, nella seconda fase è stata sviluppata una ricostruzione di dettaglio tridimensionale delle caratteristiche tessiturali ed idrogeologiche del sito, utilizzando il software GOCAD; sono state ricostruite le geometrie di riferimento del sistema idrogeologico in esame (la superficie topografica e la base degli acquiferi, Figura 6) ed è stata creata una griglia tridimensionale costituita da celle di 250m×250m e circa 2 m di profondità deformata in base a tali superfici. Le superfici e la deformazione delle celle guidano la direzione della successiva interpolazione. La base dell'acquifero tradizionale è stata desunta da Provincia di Milano (2001), quella dell'acquifero profondo ricostruita sulla base dell'andamento degli orizzonti impermeabili in profondità. Da TANGRAM sono stati selezionati, per ogni pozzo georeferenziato, i valori percentuali dei termini grossolani, medi e fini, ogni due metri di profondità. Questi dati sono stati interpolati tridimensionalmente in ogni cella della griglia, nel presente caso con l'uso di tecniche geostatistiche (kriging).

L'elaborazione tridimensionale della distribuzione delle caratteristiche tessiturali consente la loro interpretazione in dettaglio, visualizzabile attraverso sezioni lungo le tre direzioni (x,y,z), e l'individuazione dei principali livelli permeabili e del loro andamento spaziale (Figure 7, 8 e 9).

Nelle sezioni è rappresentata la distribuzione spaziale delle percentuali delle tre frazioni tessiturali (ghiaia, sabbia o argilla); la visione d'insieme della distribuzione complessiva deve essere quindi ottenuta compenetrando tra loro le tre rappresentazioni ottenute. Esse hanno dimostrato di ben rappresentare sezioni idrogeologiche ricostruite attraverso la ricostruzione ragionata di dati stratigrafici in studi precedenti effettuati sull'area (Avanzini et al., 1995). In particolare si è desunto che la presenza di lenti d'argilla che sfumano a lenti sabbiose argillose consentirebbe il passaggio di acqua contaminata in alcune zone piuttosto che in altre, mentre la presenza di orizzonti a maggiore permeabilità potrebbe determinare variazioni locali della direzione di flusso idrico. Inoltre si è osservato come la discontinuità e lo spessore stesso degli orizzonti argillosi differenzi il grado di protezione di alcuni settori alla migrazione verticale, ma anche orizzontale, dei contaminanti.

Confrontando le sezioni con le posizioni dei filtri dei pozzi è stato possibile spiegare alcune situazioni che dal punto di vista idrochimico apparivano poco definite; esse riguardano la centrale Novara, in cui in uno solo dei due pozzi profondi viene rilevato un aumento di TCE dalla fine degli anni '90, e le centrali Baggio e Assiano, tra le quali la prima, pur sulla traettoria del pennacchio di contaminazione, ha presentato dal 1982 al 1995 concentrazioni di TCE inferiori a quelle della seconda, deviata lateralmente (Figura 7).

Per la centrale Novara, in Figura 8 è riportata la distribuzione percentuale della ghiaia, dell'argilla e della sabbia, in alcune sezioni tra loro incrociate. In figura sono visibili i pozzi della centrale Novara con indicato l'inizio dei tratti filtranti (punti blu) e la fine degli stessi (punti rossi). Si vede come solamente tre pozzi interessino anche l'acquifero profondo e come due di questi siano stati filtrati in modo esclusivo nell'acquifero profondo, ciò in seguito a interventi di approfondimento. Sulla base dell'analisi della struttura idrogeologica, si ritiene che il peggioramento della qualità delle acque rilevato in uno dei due pozzi sia legato a problemi tecnici connessi al singolo pozzo, forse legati all'intervento subito. Questi possono consentire l'infiltrazione nel pozzo di acque della prima falda contaminata escludendo una migrazione del pennacchio in falda fino alla profondità dei filtri, in quanto impedito dalle caratteristiche tessiturali. Dalle elaborazioni fatte sui pozzi delle centrali Baggio e Assiano si vede invece come tutti i pozzi delle due centrali interessino solamente l'acquifero tradizionale e non captino l'acquifero profondo. Come meglio evidenziato in Figura 9 (sezione O-E) le due centrali differiscono nella quota d'inizio filtri: i pozzi di Baggio captano a partire da 40 m di profondità, ossia al di sotto di 85 m s.l.m., mentre quel-

li di Assiano sono filtrati da 50 m di profondità, pari a 74 m s.l.m.. Le quote di fine filtri sono invece simili (circa 20 m s.l.m., che corrispondono a 100-105 m di profondità).

Dalla distribuzione tessiturale e dalla posizione dei filtri (Figure 7, 8 e 9) si osservano tre elementi significativi relativi ai pozzi della centrale Baggio:

- intercettano un potente livello sabbioso superficiale che non viene captato da Assiano; questo è il primo elemento che consente una diluizione della concentrazione, in quanto presumibilmente le acque negli orizzonti acquiferi più superficiali sono meno interessate dalla contaminazione, approfonditasi a poca distanza dalla sorgente;
- interessano acquiferi sabbiosi più compartimentati rispetto ad Assiano, riducendo le possibilità di scambio locale tra le acque;
- intercettano uno spessore argilloso significativo che rappresenta una sorta di protezione per i filtri sottostanti e che, in concomitanza con un incremento delle tessiture verso occidente, determina presumibilmente una deviazione del flusso idrico. In tal modo la centrale di Baggio risulta naturalmente protetta dal flusso diretto di contaminazione, mentre Assiano, pur non trovandosi lungo la direzione di flusso, risente in parte di questa deviazione. Inoltre i filtri iniziano più in profondità e non vengono schermati da livelli argillosi.

La ricostruzione dell'eterogeneità del modello concettuale, molto marcata arealmente e verticalmente anche nell'ambito dei due sistemi acquiferi tradizionale e profondo, è stata fondamentale per comprendere meglio i complessi rapporti presenti in un sistema reale che hanno dimostrato di condizionare la migrazione di composti chimici.

Modello idrogeologico di flusso

La necessità di elaborare un modello tessiturale tridimensionale a supporto di un modello idrogeologico di flusso e trasporto nasce dal tentativo di ridurre i limiti legati alla scarsa conoscenza, sia delle caratteristiche di eterogeneità degli acquiferi sia dei meccanismi di attenuazione dei composti organici in falda, che spesso conducono ad applicazioni modellistiche carenti per quanto concerne l'analisi del trasporto di inquinanti in falda.

Il livello di dettaglio con cui è rappresentato l'acquifero condiziona scopo ed obiettivi dell'attività modellistica e ne segna anche il grado di attendibilità, sia in sede di calibrazione che nelle successive fasi di simulazione (Giudici, 2003; Bonomi, 1995). La disponibilità di dati, inoltre, condiziona sia il dettaglio quanto la possibilità di valutare e modellizzare i fenomeni degradativi in atto.

Dalla ricostruzione delle eterogeneità tessiturali si è passati alla ricostruzione di quelle idrogeologiche, quali conducibilità idraulica e porosità efficace, attraverso una implementazione della banca dati. Tale passaggio è realizzato assegnando ad ogni singola classe tessiturale un valore di conducibilità e porosità efficace, ricavato da lavori specifici condotti nel sito (Martinis et al., 1976; Beretta et al. 1985; Bondesan et al. 1994) e da dati di letteratura (Freeze & Cherry, 1979; Anderson & Woessner, 1992).

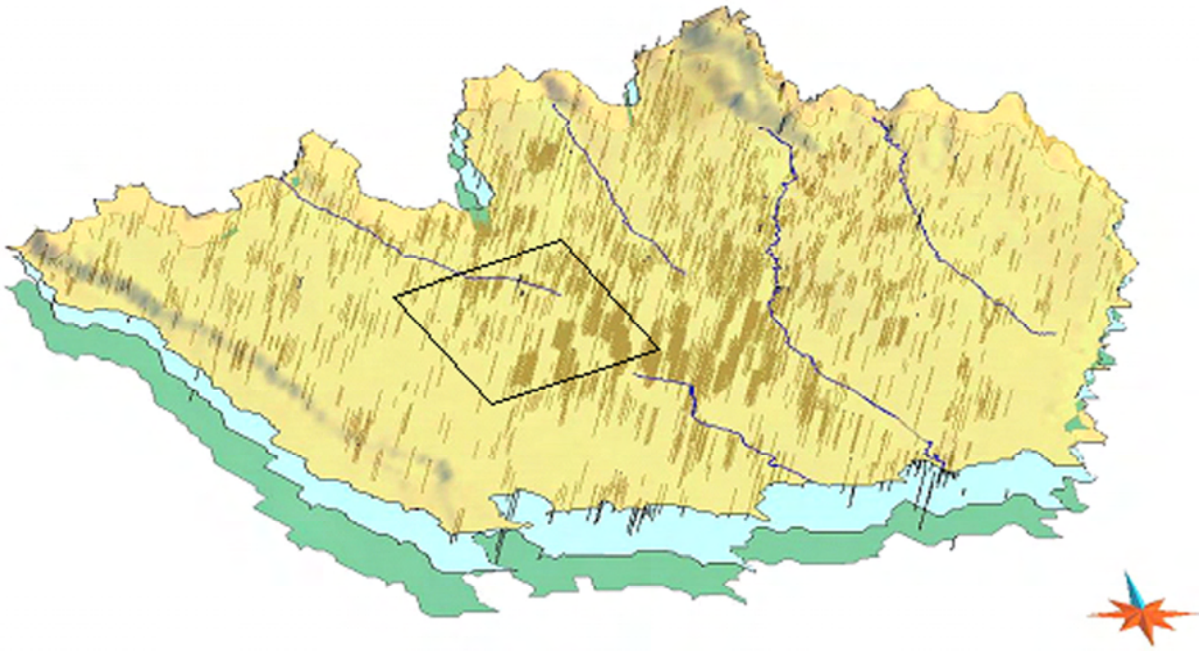


Figura 6 – Provincia di Milano, superfici di riferimento. Dall'alto topografia, base acquifero tradizionale, base acquifero profondo. Sono indicati i pozzi utilizzati per le elaborazioni nell'area di indagine. Il rettangolo indica l'area modellizzata.
Figure 6 - Province of Milan reference surfaces: topography, traditional aquifer base, deep aquifer base. Elaborated wells and study area are shown. The rectangle is the modelled area.

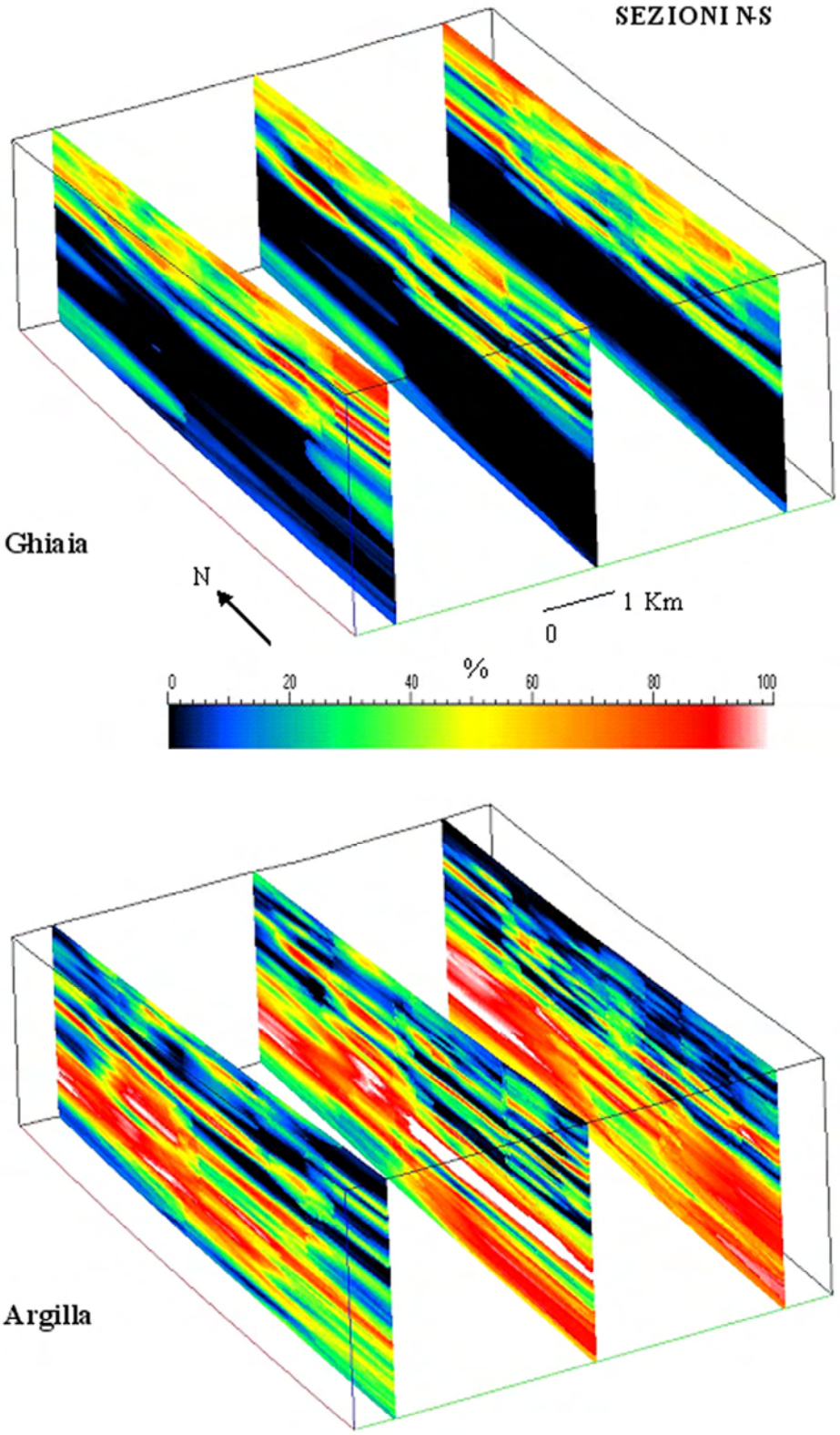


Figura 7 – Distribuzione percentuale della ghiaia (in alto) e dell'argilla (in basso), all'interno dell'area in sezioni N-S. Dimensioni di riferimento: 10 *x* 11 km, spessore circa 200 m. L'area è indicata nel rettangolo di Figura 6.
Figure 7 - Gravel (above) and clay (below)distribution in N-S sections. Reference size: 10 x 11 km, thickness 200 m. The area is shovn in te rectangle of Figure 6.

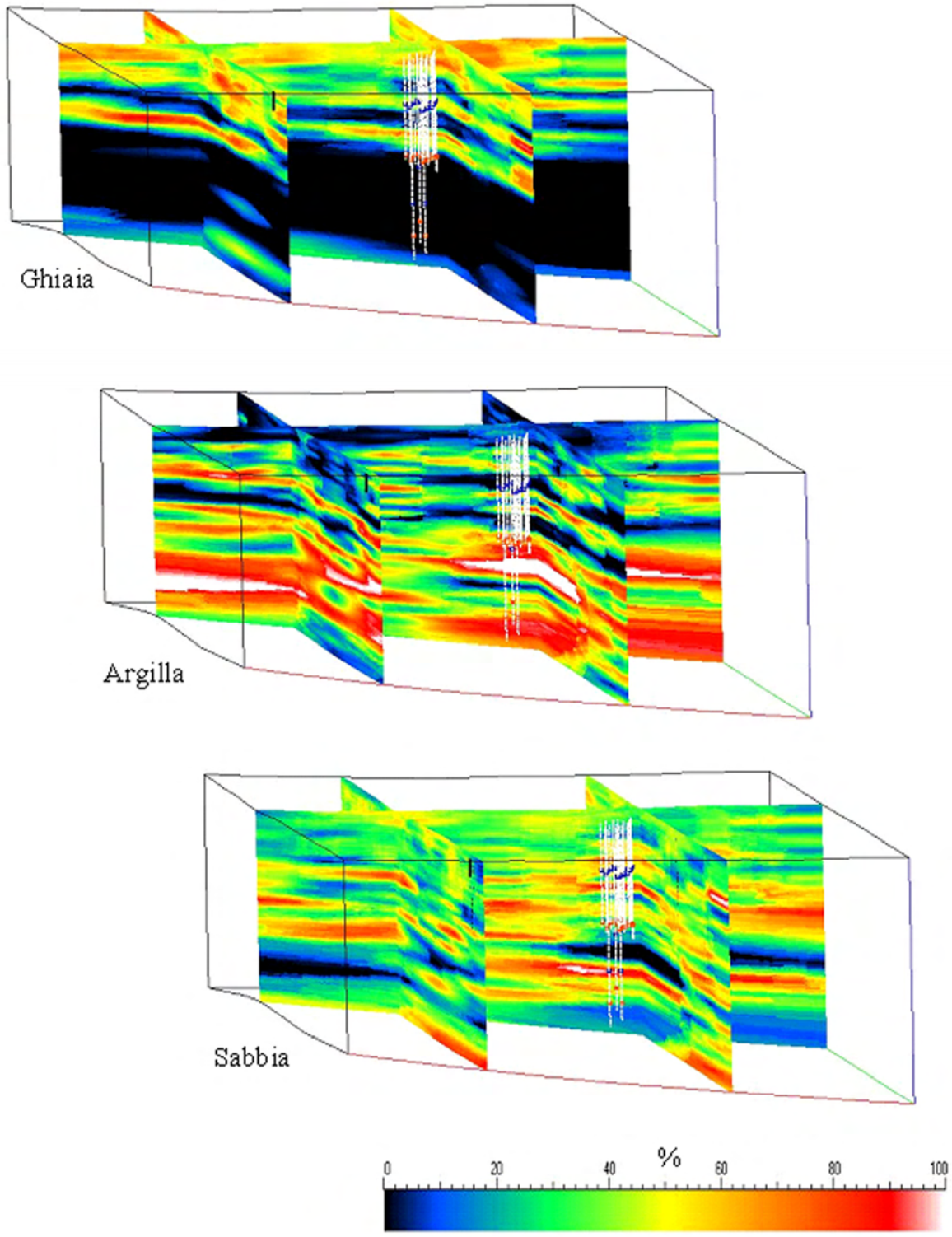


Figura 8 – Distribuzione percentuale della ghiaia, dell'argilla e della sabbia, in alcune sezioni incrociate all'interno dell'area. Dimensioni di riferimento: 10 *x* 11 km, spessore circa 200 m. Sono visibili i pozzi della centrale Novara

Figure 8 - Gravel, sand and clay distribution in crossed sections. Reference size: 10 x 11 km, thickness 200 m. The wells of the Novara pumping plant are shown.

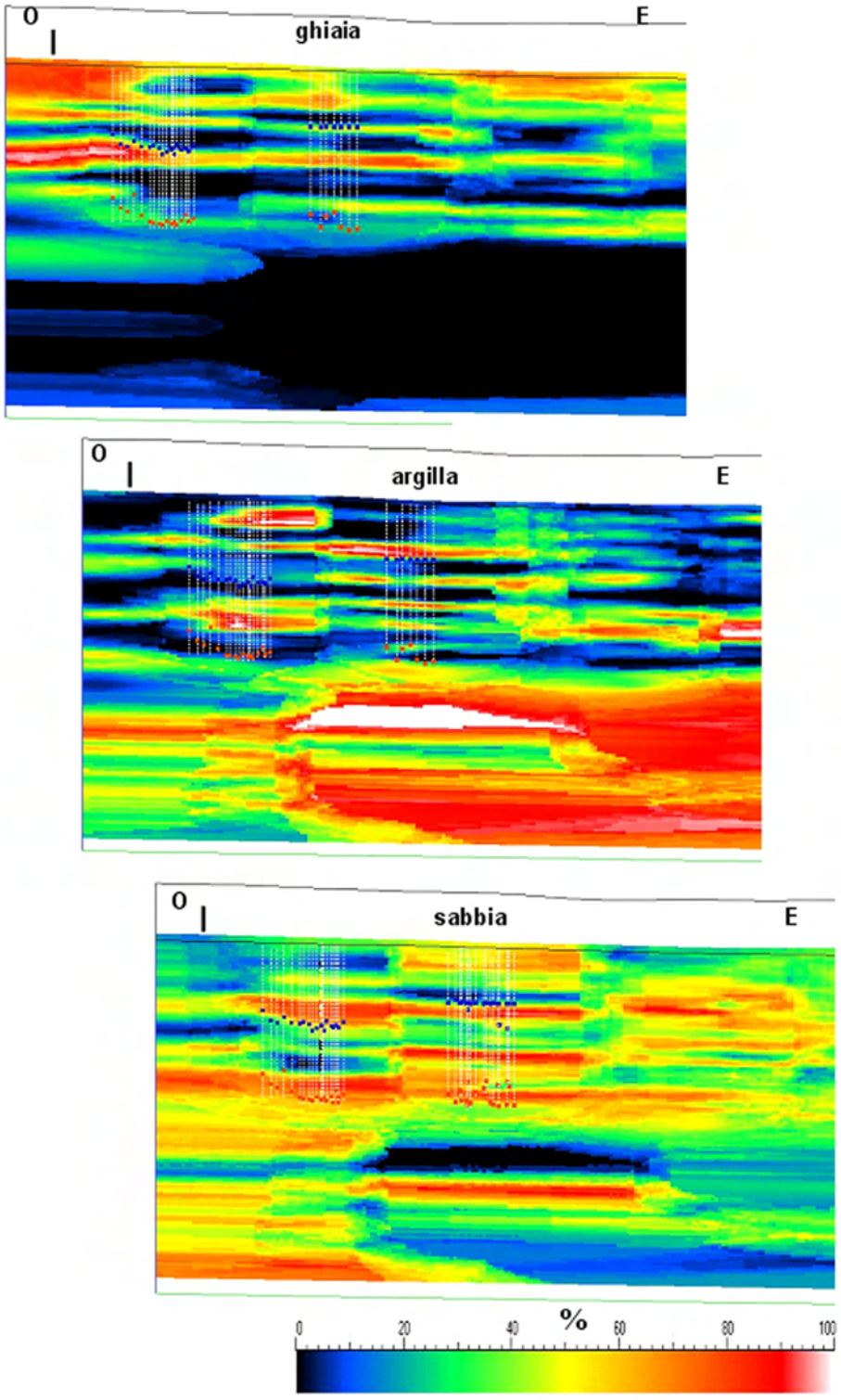


Figura 9 – Distribuzione percentuale della ghiaia, dell'argilla e della sabbia in Sezioni O-E. Sono visibili i pozzi della centrale Novara (verso nord) e quelli delle centrali Baggio e Assiano (verso sud). I punti blu indicano l'inizio dei tratti filtranti, i punti rossi la fine degli stessi.

Figure 9 – Distribution of gravel, sand and clay in W-E sections. The wells of Novara pumping plant (northern side) and of Baggio and Assiano (southern side) pumping plant are reported. The blu points show the top of the filters, the red points the bottom.

I valori di conducibilità e porosità efficace per ogni singolo intervallo stratigrafico di ogni singolo pozzo vengono calcolati come medie pesate dei dati di TANGRAM, campionati con la medesima procedura utilizzata per le percentuali tessiturali.

La ricostruzione di un modello di dettaglio 3D della struttura idrogeologica e la definizione di dettaglio dei parametri idraulici che la caratterizzano ottiene un consistente miglioramento nella simulazione delle direzioni delle linee di flusso nello spazio e dell'evolversi dei pennacchi di contaminazione.

Costruzione della griglia

La discretizzazione spaziale del sistema idrogeologico eseguita in GOCAD permette di avere informazioni per ogni cella della griglia e quindi di riprodurre l'ampia variabilità dei parametri considerati. Tali dati costituiscono i dati di input di MODFLOW (McDonald e Harbaugh, 1988, 1996; Harbaugh et al., 2000) per la modellizzazione tridimensionale del flusso delle acque nell'acquifero.

L'area modellizzata è circa 80 km^2, per 200 m di profondità suddiviso in 80 strati, con celle quadrate, di dimensioni 250 *x* 250 m. La discretizzazione verticale delle celle oscilla attorno a un valore medio di 2 m dal momento che gli strati non sono orizzontali ma risultano dalla deformazione della griglia, proporzionale alla distanza tra top e bottom dell'acquifero. La griglia è stata successivamente infittita per simulare meglio i pozzi della centrale Novara. La griglia finale risulta costituita da 92 righe, 114 colonne e 83 strati, per un totale di 870.504 celle di lato orizzontale variabile da un minimo di 31,25 m ad un massimo di 125 m (Figura 12)..

Attribuzione delle proprietà e dei limiti al contorno

Ogni cella deve essere caratterizzata da un valore di top elevation (che indica la quota della faccia superiore della cella), uno di bottom elevation (che indica la quota della faccia inferiore della cella), uno di conducibilità idraulica e uno di porosità efficace, che vengono assegnati a centro cella.

Gli strati in cui risultano suddivisi gli acquiferi sono adesi fra loro (modello pienamente 3D), quindi il top di ogni strato deve coincidere con il bottom dello strato soprastante. Conducibilità e porosità, sono univoche per ogni cella di ogni strato.

La porosità efficace è connessa con la capacità di percolazione del mezzo e, insieme alla conducibilità idraulica, è una proprietà che incide fortemente sull'idraulica dello stesso. Per tali parametri si assegnano i valori elaborati con GOCAD.

La visualizzazione di tali proprietà sia in pianta che in sezione, secondo la scala cromatica assegnatagli, è riportata nelle Figure 10 e 11, in alcune sezioni significative. In ogni figura è visibile una sezione Nord-Sud, una O-vest- Est ed una visione in pianta corrispondente al livello in cui è ipotizzata la sorgente (strato 24, corrispondente a circa 100 m s.l.m., 47 m di profondità).

Nel caso in esame, poiché non esistono elementi idrogeologici di rilievo all'interno dell'area, sono stati utilizzati come condizioni al contorno due limiti a carico costante del primo tipo, elementi di cui si suppone di poter conoscere nello spazio e nel tempo l'andamento del carico idraulico (indicati in blu in Figura 12). Lungo gli altri lati sono stati assegnati dei limiti del terzo tipo a carico variabile in funzione del flusso (indicati in azzurro in Figura 12). I carichi di riferimento sono tarati sulla piezometria del Giugno 2005, rilevata in campo (Figura 1). Lungo la verticale i potenziali sono stati posti costanti, visto che dai dati a disposizione e dalla letteratura non sono risultate indicazioni diverse al riguardo.

Nella simulazione sono stati successivamente inseriti i pozzi di via Novara, con portata pari a 1728 m^3/g (20 l/s) per 22 pozzi, e Chiusabella con portata pari a 950 m^3/g (11 l/s) per 20 pozzi. È sicuramente stata introdotta una sottostima dei prelievi in quanto i pozzi privati non sono stati inseriti. Si ritiene comunque che data l'ampia scala del modello l'interferenza del singolo pozzo privato sulla direzione del pennacchio di contaminazione, non risulterebbe determinante sul raggiungimento o meno delle centrali di pompaggio. Nel dominio non vi sono elementi idrografici significativi tale da poter determinare un contributo di scambio idrico tra acque sotterranee e superficiali.

In Figura 12 è riportato il confronto tra la piezometria reale e simulata. La piezometria simulata è stata tarata in base ai target di calibrazione corrispondenti ai pozzi della rete di monitoraggio, utilizzati per realizzare la piezometria reale (indicati in Figura 12 con i puntini neri).

Impostazione del modello di trasporto

Per simulare il trasporto dei solventi clorurati presenti nella falda in esame si è utilizzato il codice di calcolo MT3DMS.

In questa fase di lavoro è stato necessario tarare il modello in modo da ottenere dei risultati soddisfacenti che rispecchiassero la realtà il più fedelmente possibile. I dati a disposizione sono le concentrazioni rilevate nei pozzi presenti nell'area modellizzata, inseriti nel modello come punti di monitoraggio e di calibrazione. Tutti gli altri parametri da inserire nel modello sono di difficile determinazione, in quanto sono fortemente influenzati dalle condizioni ambientali e dalla variabilità delle caratteristiche dell'acquifero (tempo di dimezzamento, Kd, dispersività). Sono quindi stati inseriti dei valori di letteratura per le diverse proprietà e in base a questi il modello è stato tarato fino al conseguimento di un risultato ottimale.

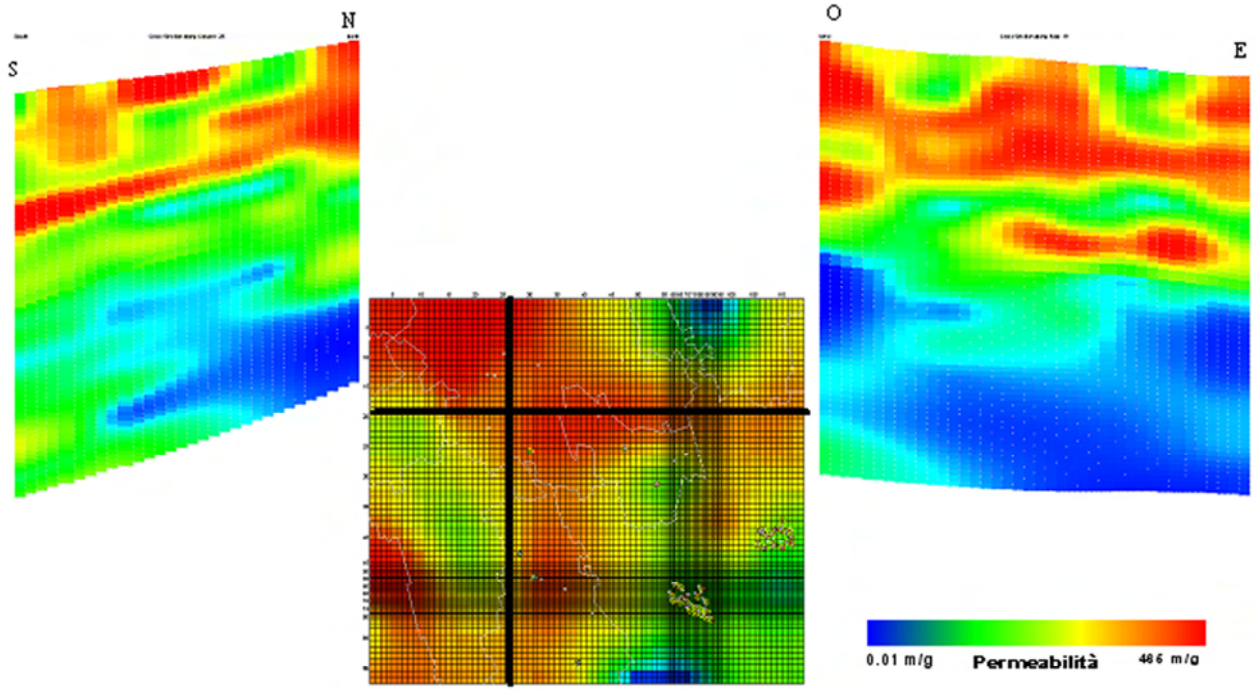


Figura 10 – Conducibilità idraulica in sezioni N-S ed O-E passanti per la sorgente (ex Chimica Bianchi). La visione in pianta rappresenta lo strato 24 in cui è ipotizzata la sorgente. Lo spessore totale è circa 200 m.
Figure 10 – Hydraulic conductivity in N-S and W-E sections through the spill area (exBianchi, Chemical Farm). The plan represents the 24th layer containing the contaminant source. The total thickness is 200 m.

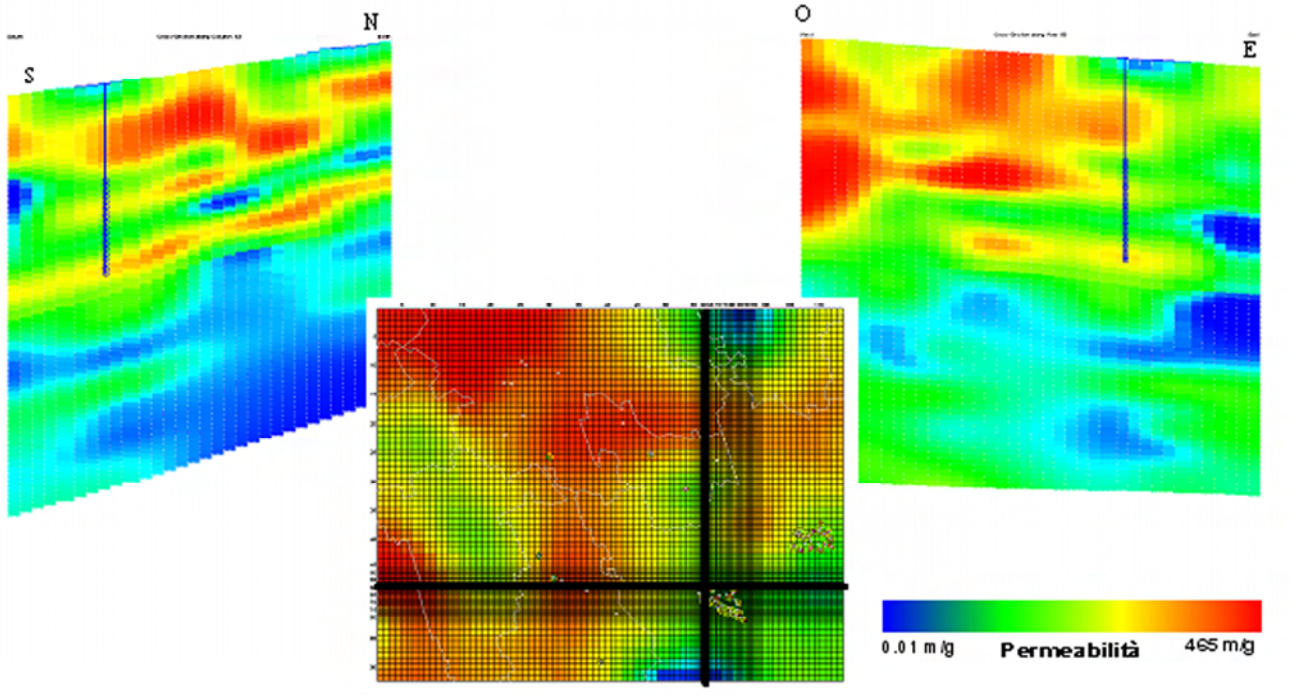


Figura 11 – Sezioni Nord-Sud e Ovest-Est, passanti per il pozzo 396 della centrale Novara, rappresentanti la variabilità della conducibilità idraulica. La visione in pianta rappresenta lo strato 24 in cui è ipotizzata la sorgente. Lo spessore totale è circa 200 m.
Figure 11 – Hydraulic conductivity in N-S and W-E sections through the Novara pumping plant. The plan represents the 24th layer containing the contaminant source. The total thickness is 200 m.

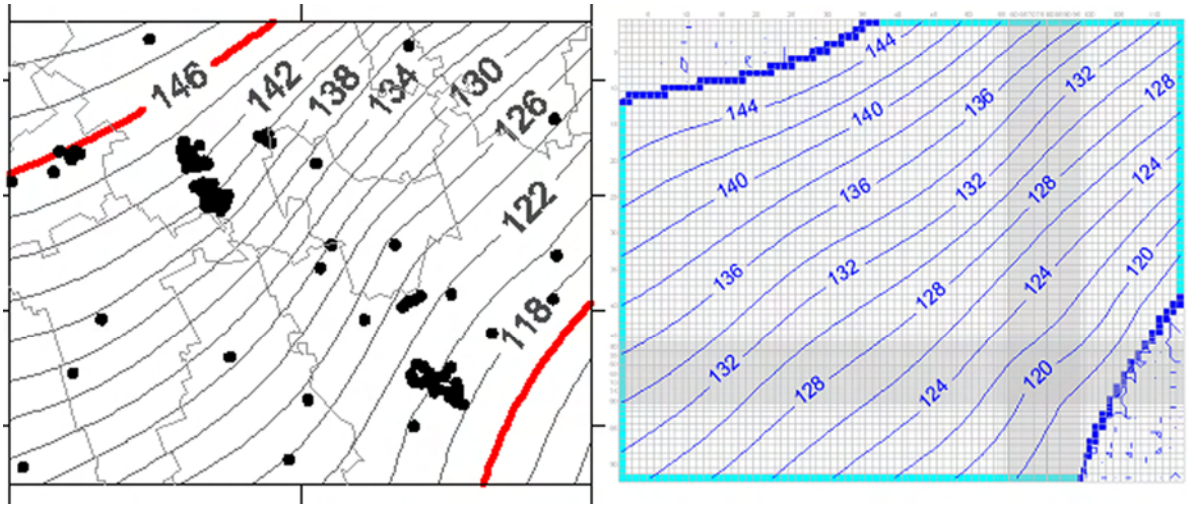


Figura 12 – Piezometria reale misurata a sinistra e piezometria simulata a destra. Sono visibili: il dominio di calcolo, i limiti a carico costante (in blu) con quote, rispettivamente, a NO di 146 m s.l.m. e a SE di 116 m s.l.m. e limiti del terzo tipo a carico variabile (in azzurro).

Figure 12 – Real (left) and simulated (right) piezometric levels. The simulated domain, the constant head boundary conditions (blu, 146 m s.l.m. NW and 116 m s.l.m. NE) and the third type boundary conditions (azure, variable head) are represented.

La taratura del modello è stata realizzata attraverso l'esecuzione di diverse prove relative al posizionamento della sorgente, al tempo totale di stabilizzazione, ai parametri idrochimici. Lo scopo è stato di ottenere una combinazione di parametri che fornisse le concentrazioni più prossime a quelle dei pozzi di cui sono disponibili i dati analitici.

Le prime simulazioni sono state condotte su periodi temporali di 15 e 20 anni. Le simulazioni hanno permesso di dedurre che le concentrazioni si stabilizzano intorno al 15° anno (Figura 13); quindi le successive prove sono state effettuate impostando un tempo di simulazione pari a 20 anni.

La sorgente è stata inserita nel modello in corrispondenza del pozzo dell'Area ex Chimica Bianchi in cui sono state rilevate le concentrazioni massime ed è stata collocata ad una profondità di circa 47 m, in corrispondenza dello strato 24, dove è presente uno spesso orizzonte ad elevata conducibilità idraulica, come ipotizzato in uno studio precedente (Provincia di Milano, 2001).

In Figura 14 sono riportate le visioni in pianta e in sezione del pennacchio e, al centro, in sezione il pennacchio ad isolinee visto rispetto alla distribuzione della permeabilità. La scala cromatica è espressa in µg/l, quella della permeabilità in m/g.

Nella parte centrale della figura si osserva, indicata con un pallino, la posizione attuale più profonda della sorgente; si suppone che tutta la colonna di terreno fino a tale profondità possa essere interessata da contaminazione. Le simulazioni prevedono un punto da cui la contaminazione comincia a spostarsi con il flusso idrico, rappresentato appunto dalla massima profondità a cui si ritiene sia presente la contaminazione. I risultati indicano una buona coincidenza dei valori simulati con quelli rilevati nel pozzo immediatamente a valle della sorgente (Tabella 1).

Sono stati inseriti valori di dispersività longitudinale pari a 5, 1, 0 m. La dispersività è il parametro che permette di quantificare la dispersione del contaminante nelle tre direzioni e quindi il volume dell'acquifero interessato dall'inquinamento, dovuto all'eterogeneità del campo di moto su lunghezze di scala inferiori a quelle considerate nel modello di flusso.

Sono state effettuate prove con tempi di dimezzamento pari a 300, 550 e 843 giorni, sulla base di valori riportati in letteratura in lavori precedenti (Pirrotta e Sala, 2001) e ottenuti da elaborazioni effettuate con il modello BIOCHLOR 2.2 (US EPA, 2000; AFCEE, 2002)

Per concludere, le prove più attendibili sono risultate essere quelle con:

- tempo totale di simulazione: 15 anni;
- Kd uguale a 0.07;
- sorgente posta a 47 m di profondità;
- tempo di dimezzamento pari a 550 giorni;
- dispersività pari a 0.

Rispetto ai dati di monitoraggio vi sono alcuni punti in cui la risposta è migliore di altri (Tabella 1), ma la taratura con ulteriori campagne di monitoraggio, oggetto del proseguo del lavoro, consentirà una migliore determinazione indiretta dai parametri.

Si può osservare (Figura 15), che il pennacchio, generato a partire dalla ex Chimica Bianchi, tende a dividersi nella porzione meridionale del modello: una parte continua la sua normale direzione verso la centrale Novara, mentre sul lato occidentale si osserva uno spostamento del pennacchio verso la centrale Assiano.

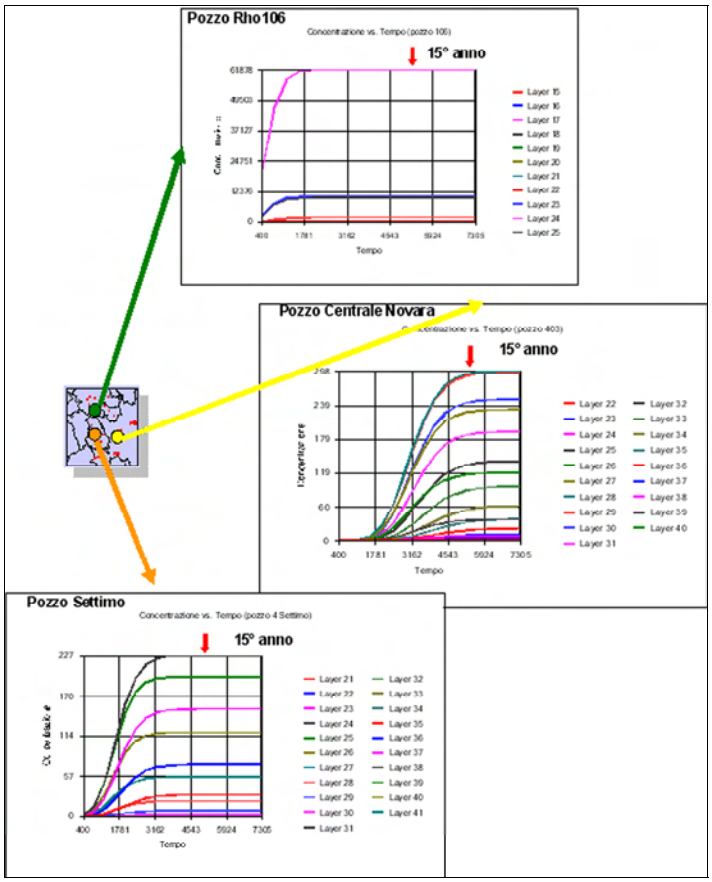


Figura 13 – Andamento delle concentrazioni nel tempo. Il tempo è in anni e le concentrazioni in µg/l
Figure 13 – Concentration changes with time. Timevalues are years and concentration are µg/l.

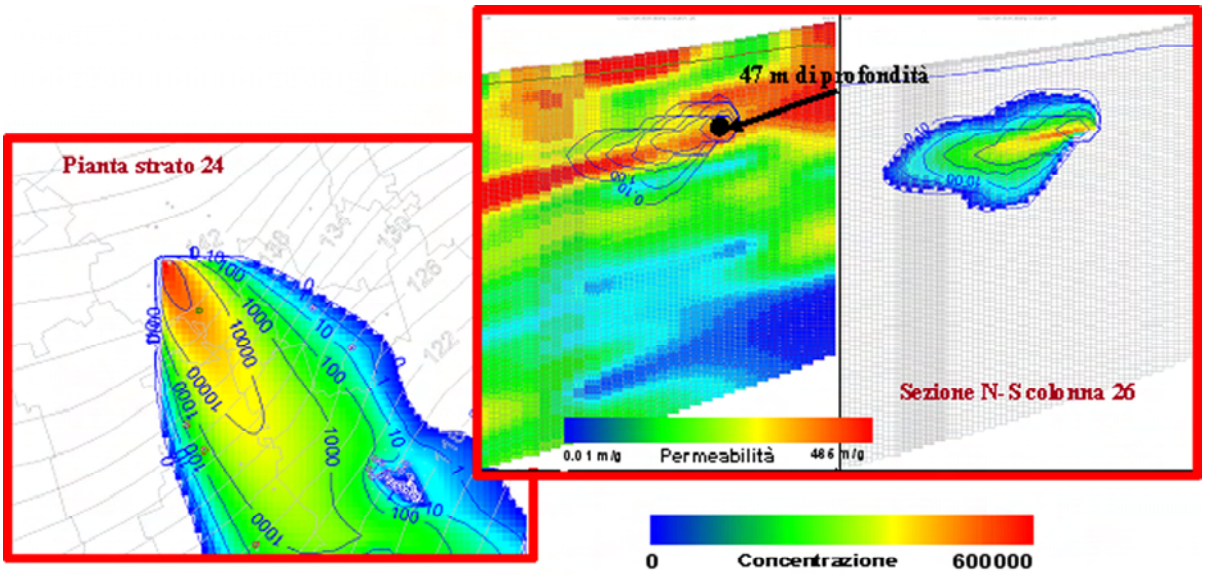


Figura 14 – Posizionamento della sorgente a circa 47 m di profondità. A destra e a sinistra è rappresentato il pennacchio, rispettivamente in pianta e in sezione. Nella parte centrale è riportata la permeabilità (m/g) riferita alla medesima sezione e il pennacchio ad isolinee (µg/l).
Figure 14 – The contaminant source at 47 m depth. The plume is represented in plan (left) and in section (right) view. The central figure shows the hydraulic conductivity (m/d) and the concentration lines (µg/l).

Tabella 1
Table 1

N° Pozzo	T ½ = 550 giorni Concentrazione (µg/l)	Dati campo Concentrazione max (µg/l)
Rho 106	8700	8330
Settimo 2	27	14
Settimo3	36	11
Settimo 4	63	10
Settimo 5	19	120
Settimo 6	31	7
Settimo 7	0.2	63
Novara 393	30	300
Novara 396	54	150
Novara 401	52	220
Novara 402	102	180
Novara 403	105	190

Tale fenomeno si determina a causa della presenza di una lente a bassa permeabilità che inizia subito a monte della centrale di Baggio e prosegue anche in corrispondenza della stessa, come evidenziato dal modello tessiturale. Il flusso idrico determina uno sdoppiamento del pennacchio sia arealmente sia verticalmente, dirigendosi verso zone con permeabilità maggiore. Questa situazione è ben evidente anche nella sezione verticale dove si nota che il pennacchio si biforca circondando la lente a bassa permeabilità.

Questo spiegherebbe le basse concentrazioni rilevate alla centrale di Baggio, come evidenziato nei capitoli precedenti, che risulta essere protetta da queste lenti ed invece i più alti valori di inquinamento misurati nei pozzi orientali della centrale di Assiano.

Tale risultato ha permesso di capire che sarebbe stato necessario estendere l'area di studio ancora più a sud, inglobando le centrali Assiano e Baggio; è quindi stato ricostruito il modello tessiturale più ampio, che in futuro sarà implementato in un nuovo modello di flusso e trasporto.

Considerazioni conclusive

Il lavoro svolto ha permesso di caratterizzare da un punto di vista idrogeologico e idrochimico un'ampia porzione di territorio a valle dell'ex Chimica Bianchi in comune di Rho, che si estende fino a comprendere i comuni di Settimo Milanese e Pero e le centrali Novara, Baggio e Assiano di Milano, interessando un'area complessiva di 200 km^2.

Questo territorio è da anni interessato da un pesante inquinamento delle falde acquifere da solventi clorurati. Lo scopo dello studio è stato la comprensione della distribuzione spaziale e temporale del fenomeno di inquinamento su un periodo temporale di 20 anni ed è stato perseguito collegando l'analisi idrochimica all'evoluzione piezometrica, in modo funzionale alla modellizzazione del fenomeno, mediante la ricostruzione della struttura tridimensionale tessiturale e idrogeologica degli acquiferi presenti.

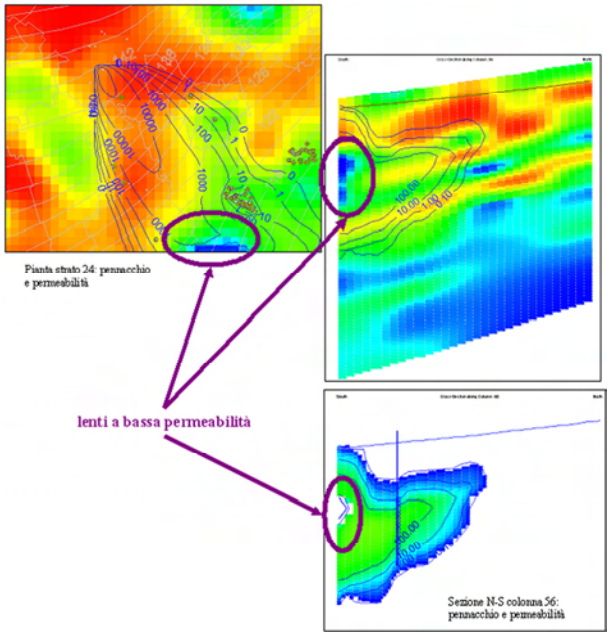


Figura 15 – Sezione e pianta dello strato 24 lungo la colonna 56: pennacchio e permeabilità
Figure 15 –Section and plan view of the 24th layer in the 56th column: concentrations and hydraulic conductivity

L'analisi idrochimica ha evidenziato che dal 1985 al 1995 è presente un pennacchio di TCE che ha raggiunto massicciamente alcune centrali per la distribuzione dell'acqua potabile del comune di Milano e che dalla fine del 1990 sembra determinare un incremento di concentrazioni in alcuni pozzi della centrale Novara ad indicare un nuovo evento di contaminazione. L'elaborazione dei dati piezometrici della rete di monitoraggio della Provincia di Milano dal 1980 ad oggi ha confermato che la falda in questa porzione di territorio della Pianura Padana presenta una forte stagionalità, dovuta all'ingente contributo delle irrigazioni. Non è stata riscontrata una variazione significativa della direzione del gradiente idraulico a scala generale tale da giustificare una migrazione del pennacchio verso sud e quindi verso le centrali. Si è quindi potuto concludere che la recente contaminazione delle centrali non sia strettamente connessa a variazioni dell'andamento piezometrico.

Per comprendere le concentrazioni di TCE osservate in passato ed attualmente nelle centrali Assiano e Baggio, si è cercato di ricostruire un modello tessiturale ed idrogeologico dell'area che interessasse gli acquiferi presenti, tramite una ricostruzione dettagliata delle relative eterogeneità, fondamentale per simulare al meglio in particolare i fenomeni di trasporto. È stato così possibile ottenere

un'elaborazione tridimensionale della distribuzione delle caratteristiche tessiturali e una loro interpretazione di dettaglio grazie alla costruzione di sezioni lungo le tre direzioni, che hanno consentito l'individuazione dei principali livelli a diversa permeabilità e del loro andamento spaziale. In particolare si è desunto che la transizione da lenti argillose a tessiture sabbioso argillose determinerebbe il passaggio verso sud da condizioni di separazione a quelle di intercomunicazione, con conseguente possibile scambio locale di acqua contaminata tra diverse falde, mentre la presenza di orizzonti a maggiore permeabilità potrebbe determinare variazioni locali della direzione del flusso idrico. In accordo con tale modello tessiturale, sono stati ricavati anche i valori di conducibilità idraulica e porosità efficace, che sono serviti per svolgere la parte dedicata alla modellistica.

L'applicazione di un modello di flusso e di trasporto per l'intera successione degli acquiferi presenti (circa 200 m di sottosuolo), mediante l'uso di MODFLOW, è stato impostato su una griglia costituita da celle inizialmente regolari di lato pari a 250 metri, infittite successivamente fino a raggiungere celle variabili da un minimo di 31,25 m ad un massimo di 125 m, nelle quali ad ogni cella di ogni strato viene attribuito uno specifico valore di quota del letto, del tetto, della conducibilità e della porosità efficace, che sono stati importati dal modello idrogeologico di dettaglio.

La successiva simulazione del trasporto, mediante l'uso di MT3DMS, è stata tarata in funzione dei dati della rete di monitoraggio presente.

Dai risultati ottenuti l'unica ipotesi di sbarramento d'emergenza che appare al momento proponibile per la centrale Novara è la possibile attivazione di una barriera a ridosso della centrale, ottenibile destinando alcuni pozzi di essa a tale scopo. Tale azione, pur proteggendo la centrale Novara, non andrebbe comunque ad influire sui percorsi dei flussi idrici e di un eventuale evento di contaminazione verso le centrali Assiano e di Baggio.

Gli sviluppi futuri saranno**:** ampliamento dell'area modellizzata, in modo da andare oltre le centrali Baggio ed Assiano e poter verificare con certezza gli scenari qui ipotizzati; ricerca anche dei prodotti di degradazione; considerare una sorgente con concentrazioni variabili nel tempo, come è nella realtà, e quindi riprodurre e tarare al meglio la storia della contaminazione nei pozzi di controllo, ciò al fine di poter effettuare significative previsioni future.

Bibliografia principale

AFCEE, 2002. BIOCHLOR Natural Attenuation Decision Support System, Version 2.2. Carol E. Aziz, Ph.D. and Charles J. Newell, Ph.D., P.E, Groundwater Services, Inc., March 2002.

Anderson, M.P., Woessner, W.W., 1992. Applied Groundwater Modeling, simulation of flow and advective transport. San Diego: Academic Press Inc.. xviii, 381 pp.

ARPA Lombardia, ASL Città di Milano, 2005. Relazione di sintesi sui fenomeni di inquinamento coinvolgenti la centrale dell'acquedotto di via Novara.. 23 pp.

Avanzini, M., Beretta G.P., Francani V., Nespoli M., 1995. Indagine preliminare sull'uso sostenibile delle falde profonde nella provincia di Milano. CAP Milano, Consorzio Acque Potabili, 85 pp.

Beretta, G.P., Cavallin A, Francani V, Mazzarella S, Pagotto A., 1985. Primo bilancio idrogeologico della Pianura Milanese. Acque sotterranee, 2-3-4, 35 pp., Milano.

Bondesan, A., Cavallin, A., Giuliano, G., Mari, G., 1994. Regional infiltrability map of the Po and Veneto-Friuli Plain. Mem. Sci. Geol. Padova., 46, 345-352.

Bonomi T., 1995. Sistemi Informativi territoriali per la valutazione del bilancio del sistema idrogeologico milanese. Minima Naturalia, pubblicazione n.11, Fondazione Lombardia Ambiente, Milano, 138 p.

Bonomi T., 1999. Groundwater level evolution in the Milan area for natural and human issues. Impacts of urban growth on surface water and groundwater quality (ed. by B. Ellis). IAHS Publ. n. 259, 195-202.

Bonomi T., 2009. Database development and 3D modeling of textural variations in heterogeneous, unconsolidated aquifer media: application to the Milan plain. Computers & Geosciences, 35, 134–145. DOI 10.1016/j.cageo.2007.09.006.

Bonomi, T., Cavallin A., 2005. Da un modello idrogeologico regionale ad un modello locale di flusso e trasporto. AVR05 Aquifer Vulnerability and Risk and 4th Congress on the Protection and Management of Groundwater, Colorno - Parma, Settembre 2005. 9 pp.

Bonomi, T., Cavallin A., De Amicis M., 1995. Un database per pozzi: Tangram. Quaderni Geologia Applicata, suppl. n. 31/95, 3.461-3.465.

Bonomi, T., Cavallin A., Marchetti M., Sironi S., 2006. 3-D geology and geomorphology in the Brescia plain. "Geological Mapping in Italy". Editors Venturini & Pasquarè,. APAT (Italian Agency for the Protection and Technical Services, Roma, Italy), in stampa da Selca, Roma.

Bonomi, T., Cavallin A., Stelluti G., Guerra G., 2002. 3D subsoil parameterisation in a plan region of North Italy. Mem. Soc. Geol. It., 57 (2002), 543-550.

Fleckenstein J.H., Niswonger R.G., Fogg G.E., 2006. River-Aquifer Interaction, Geologic Heterogeneity, and Low-Flow Management. Ground Water, vol. 44 (6), 837-852.

Freeze, R.A., Cherry, J.A., 1979. Groundwater, Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ 07632, 604 pp.

Giudici M., Colpo F., Ponzini G., Romano E. & Parravicini G., 2001. Calibration of groundwater recharge and hydraulic conductivity for the aquifer system beneath the city of Milan (Italy). In Impact of human activity on groundwater dynamics, Proceedings of a symposium held during the Sixth IAHS Scientific Assembly at Maastricht, The Netherlands, July 2001, 43-50, IAHS Publ. 296.

Giudici M., Foglia L., Parravicini G., Ponzini G. & Sincich B., 2000. A quasi three dimensional model of water flow in the subsurface of Milano (Italy): the stationary flow, Hydrology and Earth System Sciences, 4, 113-124.

Giudici M., Ponzini G., Romano, E., and Vassena C., 2003. Caso applicativo: studio del flusso idrico sotterraneo nell'area metropolitana milanese con modelli di flusso a diverse scale, in Modellizzazione applicata alle falde acquifere – bonifica dei siti contaminati e gestione delle risorse idropotabili (a cura di R. Bratan, F. Lorusso , C. Pontremoli, A. Soana), 59-78, Rapporti GSISR 145 – 05/03.

Giura R., De Wrachien D. & Gandolfi C., 1998. Controllo della risalita della falda nel milanese: analisi di alcuni scenari di intervento mediante modello matematico di simulazione. In Giornata di studio sull'innalzamento della falda nell'area milanese, Regione Lombardia – Direzione generale 'Opere pubbliche e Protezione civile', Presidenza del Consiglio dei Ministri – Dipartimento della Protezione Civile.

Giura R., De Wrachien D. & Savi F., 1995., Ground water simulation for the control of the hydraulic behaviour of a densely settled alluvial plain: a case study, ICID Journal, 44, 51-71.

Harbaugh, A.W., Banta, E.R., Hill, M.C., and McDonald, M.G., 2000. MODFLOW-2000. The U.S. Geological Survey modular ground water model- User Guide to modularization concepts and the ground-water flow process, U.S Geological Survey open file report 00-92.

Martin P.J. e Frind E.O., 1998. Modeling a Complex Multi Aquifer System: The Waterloo Moraine. Ground Water, vol. 36 (4), 679-690.

Martinis, B, Pozzi R, Cavallin A, Mancuso M., 1976. Indagine sugli acquiferi della Lombardia centro-settentrionale. Quaderni dell'Istituto di Ricerca sulle Acque, 28 (4), 97-134.

McDonald, M.G., Harbaugh, 1996. User's Documentation for MODFLOW-96, an update to the U.S. Geological Survey modular finite-difference groundwater flow model: U.S. Geological Survey Open File Report 96-485.

McDonald, M.G., Harbaugh, A.W., 1988. A modular three-dimensional finite-difference groundwater flow model. Scientific Software Group, U.S. Government, Washington, 528 pp.

Pirrotta, S, Sala P., 2001. Perimetrazione dell'inquinamento da TCE generato da un insediamento chimico mediante un modello di biodegradazione. Siti Contaminati, 2, 2001, 8-14.

Pozzi R, Francani V., 1981. Condizioni di alimentazione dalle riserve idriche del territorio milanese. Estratto da Vie e trasporti. La rivista della strada . Casa Editrice La Fiaccola, Milano anno XLIX, 467 – 470.

Provincia di Milano, 1999. Inquinamento della falda nell'ambito territoriale di Rho e Pero (L.R.62/85-Titolo IV). A cura di: A. Calloni, P. Sala, R. Virgilio, Ufficio Tutela Falda-Interventi.

Provincia di Milano, 2001. Individuazione del Pennacchio di inquinamento originato nell'area denominata Ex Bianchi di Rho e perimetrazione dell'area ad esso soggiacente (L.R. 62/85-Titolo IV), pp 55.

Provincia di Milano, 2001. La base dell'acquifero tradizionale. Quaderni Direzione Centrale Ambiente, pp. 23,

Provincia di Milano, 2002. Fenomeni di Contaminazione delle Acque Sotterranee nella Provincia di Milano, pp. 313.

Provincia di Milano, 2004. Biorisanamento in situ di falde contaminate da solventi clorurati: un caso di studio in Provincia di Milano. Parte I, Provincia di Milano, 2004.

Regione Lombardia, ENI Divisione Agip, a cura di Carcano C. e Piccin A., 2002. Geologia degli acquiferi padani della Regione Lombaridia. Relazione Tecnica.Provincia di Milano, 1996. Valutazione dell'innalzamento della falda nella città di Milano nei primi anni '90. Provincia di Milano, Milano.

US-EPA, 2000. BIOCHLOR Natural Attenuation Decision Support System. EPA/600/R-00/008, January 2000.

Venegoni, A., 2005. Piano della caratterizzazione, Area "Ex Chimica Bianchi Nord". Relazione interna, Rho (MI).

EngHydroEnv Geology 2009, 12, 61-70 - doi: 10.1474/EHEGeology.2009-12.0-05.0268

Riflessioni sui risultati del monitoraggio piezometrico condotto negli anni 2007/2008 dall'Autorità di bacino del Sarno

Alfonso Corniello[1], Federico Baistrocchi[2]

[1]Dipartimento di Ingegneria Idraulica, Geotecnica ed Ambientale – Facoltà di Ingegneria Università Federico II di Napoli
alfonso.corniello@unina.it
[2]Autorità di Bacino del Sarno, baistrocchi.federico@autoritabacinosarno.it

Considerations about the results of piezometric monitoring carried out in the years 2007/2008 by the Authority of Sarno Basin

ABSTRACT: The results of the piezometric monitoring, carried out in 2007/2008 in the Planes of T. Solofrana and of the Sarno River on request of the Authority of the Sarno Basin (from September 2007 to June 2008), are here discussed. As for the first zone, the comparison with previous monitoring has pointed out that the present water levels are some meters lower. This situation confirms that, in the zone, the ground water resources are overexploited, as the disappearance of sources or the strong reduction of flow, too, indicate. Instead, in large areas of the Sarno plane, the piezometric measurements indicate a raising of water levels in wells that, in the previous years, showed a clear lowering. These increases are considered referable, in part, to the greater rainfall recorded in the years 2004/06, in comparison with the past. Besides, a significant contribution comes from the increase of the underground inflow towards the plane (mainly from Somma-Vesuvio and Sarno relief), due to the checked reduction of drawings from well fields, here present.

Key terms: Basin of River Sarno, Campania, Piezometric monitoring
Termini chiave: Bacino fiume Sarno, Campania, Monitoraggio piezometrico

Riassunto

Vengono discussi i risultati del monitoraggio piezometrico fatto eseguire dall'Autorità di Bacino del Sarno nella piana del T. Solofrana ed il quella di Sarno dal settembre 2007 al giugno 2008.

Per vaste aree della piana di Sarno le misure piezometriche indicano una risalita dei livelli idrici in pozzi che negli anni precedenti mostravano un deciso abbassamento. Tali incrementi si ritengono riconducibili, in parte, alla maggiore piovosità registrata negli anni 2004/06 rispetto al passato. Un contributo significativo è poi derivato dall'aumento dei travasi sotterranei verso la piana (principalmente dal Somma-Vesuvio e dai rilievi di Sarno) dovuto all'accertata riduzione dei prelievi dai campi pozzi ivi presenti.

Per la zona del T. Solofrana, malgrado la maggiore piovosità prima segnalata, il confronto con precedenti rilevazioni ha invece evidenziato che i livelli idrici attuali sono di alcuni metri più bassi. Questa situazione conferma che, nella zona, le risorse idriche sotterranee sono sottoposte ad una pressione antropica molto forte, come indicano anche la scomparsa di sorgenti o la forte riduzione di portata, e suggerisce l'adozione di un'attenta politica di gestione di tali risorse.

Queste conclusioni sottolineano l'importanza di un monitoraggio costante in aree fortemente antropizzate. Anche la situazione pluviometrica va attentamente seguita: infatti le maggiori precipitazioni osservate nel periodo 2004/2006 potrebbero essere solo oscillazioni in un trend decrescente che sembra in atto considerando un più ampio intervallo temporale ed il cui consolidarsi potrà avere severe conseguenze sulla disponibilità delle risorse idriche.

1. Premessa

Dal settembre 2007 al giugno 2008 l'Autorità di Bacino del Sarno (Figura 1) ha fatto eseguire nel territorio di competenza rilievi piezometrici e misure di portata nell'ambito delle attività finalizzate all'aggiornamento del bilancio idrico (delibera 2290/2006 della Giunta Regionale della Campania). In questa sede l'attenzione degli Autori si è incentrata essenzialmente sui risultati del monitoraggio piezometrico, che ha interessato la piana estesa tra Montoro e Mercato S. Severino e quella di Sarno; questi rilievi hanno evidenziato situazioni di particolare interesse dalla cui analisi sono derivate alcune considerazioni formulate anche sulla base di quanto noto circa l'assetto idrogeologico dei territori indicati (Corniello, 2008).

2. La piana tra Montoro e Mercato S. Severino

La piana tra Montoro e Mercato S. Severino (Figura 2), che corrisponde al settore orientato N-S del bacino del T.

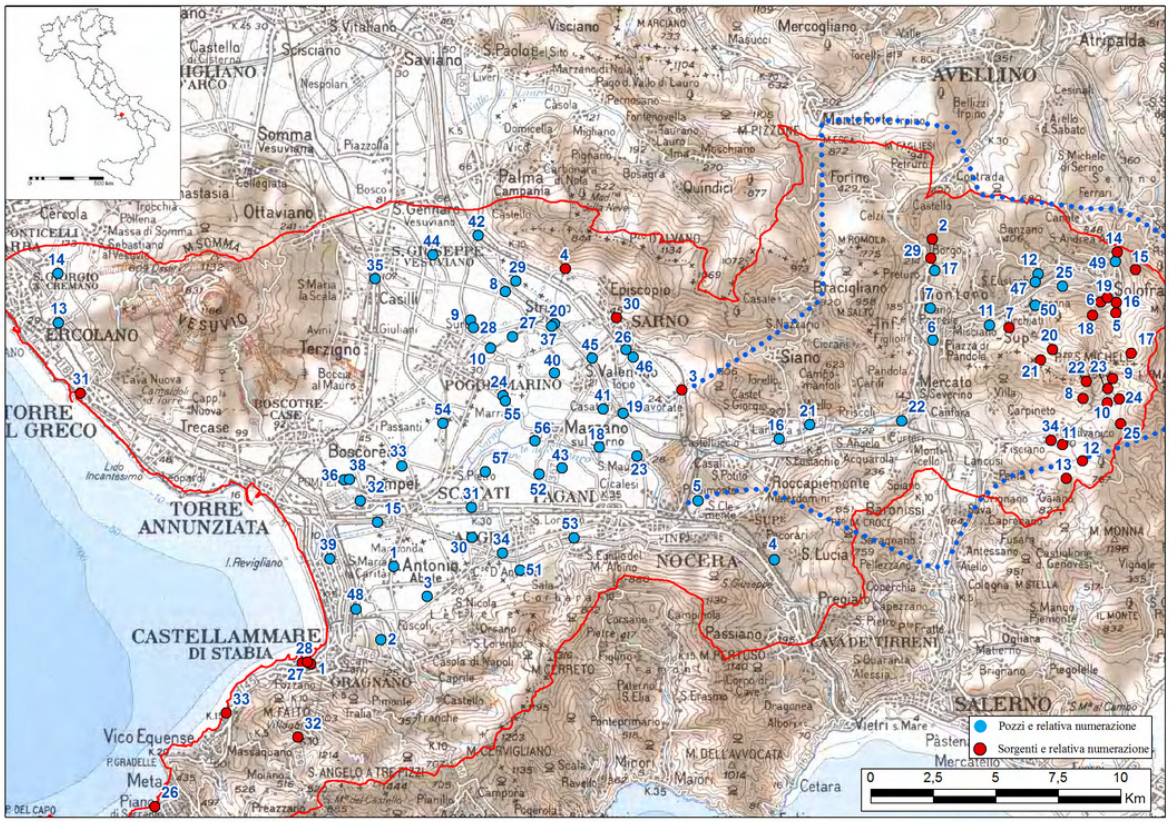


Figura 1: Pozzi e sorgenti monitorati a cura dell'AdB del Sarno nel periodo 2007/08. In rosso è il limite dell'AdB, in blu è invece il limite presumibile del "bacino idrogeologico" del T. Solofrana (cfr. testo). I nn. 3 e 4 indicano, rispettivamente, le sorgenti S. Marina di Lavorate e S. Maria la Foce; la sorgente S. Mauro scaturiva 2.5 km a sud della n. 3 (c/o il pozzo n. 23).
Figure 1: Monitored wells and springs by Authority of Sarno Basin in 2007/2008. The border of Authority of Sarno Basin territory is in red, instead is in blue the probable border of the "hydrogeological basin" of the Solofrana T. (see the text). The numbers 3 and 4 indicate, respectively, S. Marina di Lavorate and S. Maria la Foce springs; S. Mauro spring was present 2.5 Km south of the spring n. 3 (by the well n. 23).

Solofrana, è impostata su una depressione strutturale legata ad un'importante direttrice tettonica a carattere trascorrente (D'Argenio, 1966). Questa depressione prosegue, verso sud, nella valle del F. Irno dalla quale è separata da un modesto spartiacque superficiale a sud di Fisciano. È verosimile che in passato vi fosse continuità tra le due zone e che la formazione delle conoidi di Penta-Fisciano-Calvanico abbia determinato la loro separazione nonché l'evoluzione dell'attuale piana di Montoro s.l. prima in forma di bacino endoreico e quindi di tributario del F. Sarno attraverso la stretta di Nocera (Guzzetta, 1963).

La piana è circondata da rilievi di natura prevalentemente calcarea in destra idrografica e calcareo-dolomitica / dolomitica, in sinistra e verso sud. A nord-est la piana è invece limitata da colline a litologia arenaceo-marnoso-argillosa (zona di Banzano).

Nell'ambito della piana si ritrovano nel sottosuolo (verso il basso):

a) depositi detritico-alluvionali e piroclastici, in genere poco permeabili;
b) un livello di tufo piuttosto continuo, dotato di scarsa



Figura 2: Area del T. Solofrana e tracce delle sezioni idrogeologiche di Figura 3.
Figure 2: Location of Solofrana T. area; traces of the hydrogeological sections in Figure 3.

permeabilità e con spessori che tendono a crescere verso sud (cfr. Sez. C-C' di Figura 3);

c) terreni argilloso-sabbioso-ghiaiosi (con grado di permeabilità variabile da medio-basso a medio).

Gli spessori cumulati di questi materiali, di alcune decine di metri a nord, vanno aumentando (> 50 metri) verso la zona di Mercato S. Severino in corrispondenza cioè dei potenti accumuli di conoide.

Nella parte settentrionale della piana il substrato è rappresentato dagli stessi terreni arenaceo-marnoso-argillosi (assai poco permeabili) che affiorano più a nord-est; questi materiali si ritrovano in corrispondenza delle perforazioni nn. 6, 15 e fino all'altezza della n. 14 (Sezz. B-B' e C-C' di Figura 3). A valle di questa perforazione i terreni detritico-alluvionali e piroclastici s.l. poggiano direttamente su un basamento carbonatico (sez. C-C' di Figura 3).

Nella piana sono presenti due falde sovrapposte: una, più superficiale, contenuta nei depositi detritico-alluvionali e piroclastici e l'altra accolta nel substrato carbonatico.

Quest'ultimo è in continuità idraulica con i rilievi, anch'essi carbonatici, che delimitano la depressione e di fatto costituisce un'area di transito per flussi idrici sotterranei provenienti dai rilievi carbonatici che si ergono ad est ed a sud (Autorità di Bacino del Sarno, 2004 - Piano Stralcio di Tutela delle Acque; Figura 4).

Il recapito naturale della falda è rappresentato attualmente dalla sola sorgente S. Marina di Lavorate; le sorgenti S. Mauro e di Mercato S. Severino lo erano anch'esse prima che fossero prosciugate.

La falda dei depositi detritico-alluvionali e piroclastici (Celico *et alii,* 1991/b e Figura 4) presenta, nel settore settentrionale della piana di Montoro, quote intorno ai 190 m s.l.m. che vanno progressivamente riducendosi verso sud e sud-ovest. Sempre a nord (e fino alla località Piazza di Pandola) le due falde, superficiale e profonda, sono nettamente separate dall'interposizione dei depositi arenaceo-marnoso-argillosi scarsamente permeabili (Figura 3), come indicano anche le differenti quote piezometriche delle due falde (Figura 4).

A sud della località Piazza di Pandola, i depositi detritico-alluvionali e piroclastici poggiano direttamente sul substrato carbonatico rendendo così possibili interscambi idrici tra le falde. In particolare, nei pressi della località prima citata, ed ancora un paio di chilometri a sud-ovest, l'andamento delle curve di livello della falda superficiale e le sue quote, prossime a quelle registrate nella falda del substrato, lasciano intendere la presenza di zone di assorbimento preferenziale magari dovute ad inghiottitoi sepolti (Celico *et alii,* 1991/b), sviluppatisi verosimilmente quando la zona era una conca endoreica.

La piana tra Montoro e Mercato S. Severino è parte di un bacino idrogeologico che i dati indicherebbero sostanzialmente separato dalla restante parte dei M.ti Avella / Partenio / Pizzo d'Alvano. Anche se morfologicamente questa lettura non appare immediata, portano a tale ipotesi:

a) le diversità idrochimiche tra le due sorgenti S. Mauro e S. Marina di Lavorate e le restanti (S. Maria la Foce, Mercato e Palazzo, Cerola) del fronte sorgentizio di Sarno (Tabella 1 e Figura 1), differenze che permangono, sia pur con valori assoluti lievemente differenti, anche nelle analisi eseguite ai fini del Piano Stralcio di Tutela delle Acque sulla falda del substrato carbonatico;

b) la scomparsa, già da diversi anni, delle sorgenti S. Maria la Foce e S. Mauro che, nell'ambito del fronte sorgentizio suddetto, sono quelle che presentavano, rispettivamente, le quote di sfioro maggiore e minore. Poiché tutte le sorgenti del fronte sono classificabili come sorgenti per soglia sovrimposta, l'ipotesi di una falda alimentante unica rende difficile comprendere il motivo della scomparsa della sorgente più bassa in quota. Il problema di fatto potrebbe non sussistere considerando due falde sostanzialmente distinte, una che alimenta le sorgenti S. Maria la Foce, Mercato/Palazzo e Cerola, e l'altra le sorgenti S. Marina di Lavorate e S. Mauro;

c) gli incrementi di portata registrati alla sorgente S. Maria la Foce negli anni 2007/2008 mentre la sorgente S. Marina di Lavorate ha presentato deflussi del tutto confrontabili con quelli di annate precedenti (Tabella 3 a/b).

Giuste queste premesse, l'andamento locale dello spartiacque sotterraneo potrebbe seguire lo sviluppo (già suggerito in de Riso & Ducci, 1992) riportato in Figura 1.

Tabella 1: Dati idrochimici di alcune sorgenti presenti nell'area di studio: i valori sono in meq/l, se non diversamente indicato (da Celico *et alii*, 1980); in grassetto i dati del novembre 2003 (Autorità di Bacino del Sarno, 2004).

Table 1: Hydrochemical data of some springs in the study area: values in meq/L, if not differently indicated (by Celico et alii, 1980; in bold type, data of November 2003(Autorità di Bacino del Sarno, 2004).

sorgenti / *parametri*	*Cerola*	*S. Maria la Foce*	*Mercato Palazzo*	*S. Marina di Lavorate*	*S. Mauro*
TDS *mg/l*	408	449	450	600	560
SiO_2 *mg/l*	22.00	22.00	20.50	26.10	32.60
δ^{18} O *vs* SMOW	-7.32	-7.36	-7.61	-6.89	-6.31
rK/rNa	0.14	0.16	0.17	0.30	0.34
	-	**0,22**	**0,22**	**0,26**	-
rCa/rNa	3.03	3.63	4.03	7.67	6.07
r(Ca+Mg)/r(Na+K)	3.61	4.38	4.92	7.95	8.38
	-	**3,41**	**4,22**	**5,45**	-
rSO_4/rCl	0.34	0.20	0.15	0.39	0.40
	-	**0,32**	**0,41**	**0,47**	-

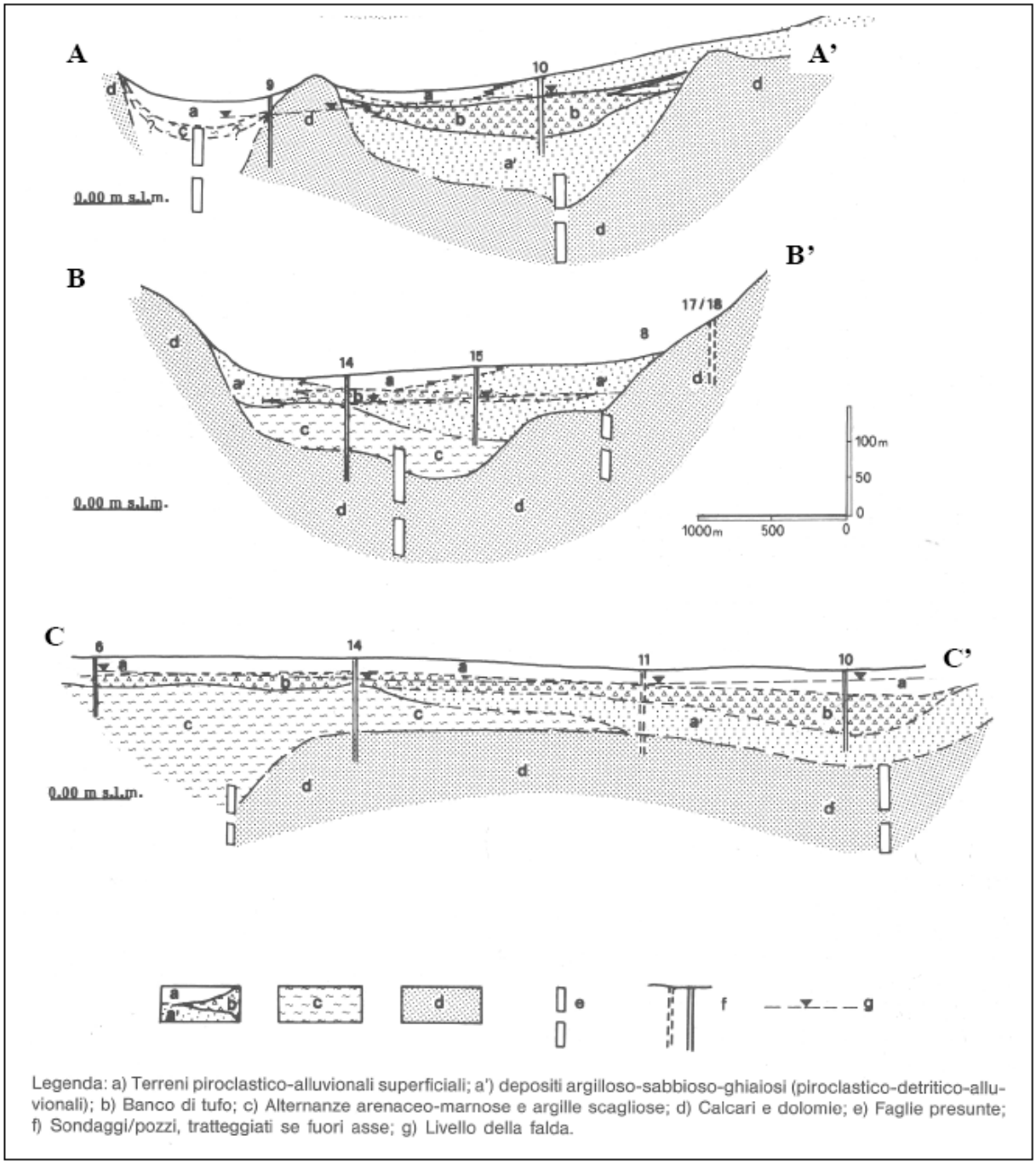


Figura 3: Sezioni idrogeologiche (da de Riso & Ducci, 1992; le tracce sono in Figura 2).
Figure 3: Hydrogeological sections (by de Riso & Ducci, 1992) - see Figure 2.

Nel 2007/2008 l'Autorità di Bacino del Sarno ha fatto eseguire misure del livello della falda del substrato carbonatico in una quindicina di pozzi (Figura 1), cinque dei quali (distribuiti tra Castel S. Giorgio, Mercato S. Severino e Montoro Inf.) già monitorati nel 2003/2004. Effettuando un confronto di dati per periodi sincroni (Tabella 2/parte alta) si osserva che i livelli piezometrici attuali sono decisamente più bassi di quelli precedenti. Questo risultato è abbastanza preoccupante perché in sintonia con altri segnali egualmente di segno negativo quali: a) la scomparsa (già ricordata) delle sorgenti S. Mauro e di Mercato S. Severino e b) la riduzione di portata della sorgente S. Marina di Lavorate che attualmente è molto più bassa rispetto ai dati storici (Q med circa 1.8 m^3/s in Celico, 1983 contro i 600-800 registrati negli ultimi anni).

Tabella 2: Livelli piezometrici (in m s.l.m.) rilevati nella piana di Sarno e del T. Solofrana nel 2007/2008 e confronto con le misure del 2003/04.
Table 2: Piezometric levels (m a.s.l.) in the Sarno plain and in the plain of T. Solofrana in 2007/2008 and comparison with measures of 2003/2004.

n.	Comune	a	b	b - a	a	b	b - a	a	b	b - a	a	b	b - a	a	b	b - a	a	b	b - a
		lug-03	lug-07		ago-03	ago-07		set-03	set-07		ott-03	ott-07		nov-03	nov-07		ap-04	ap-08	
9	Poggiomarino				15,44	18,65	3,21	15,41	18,67	3,26	15,95	18,65	2,70	16,09	18,58	2,49	17,94	19,28	1,34
10	Poggiomarino	14,78	16,46	1,68	13,56	16,18	2,62	13,70	16,38	2,68	13,60			13,78	16,24	2,46	16,26	17,22	0,96
28	Poggiomarino											16,48			16,58		15,33	16,83	1,50
15	Pompei	2,81	4,42	1,61	1,48	4,28	2,8	1,60	4,34	2,74							3,76	4,83	1,07
24	Scafati	11,25	12,49	1,24	10,67	12,46	1,79	11,50	13,69	2,19				11,66	14,62	2,96	13,01	14,99	1,98
8	Striano										16,54	17,04	0,50	16,53	18,08	1,55			
20	Striano	13,61	15,49	1,88	12,95	15,37	2,42	12,78	15,25	2,47				12,78	15,12	2,34	14,16	16,11	1,95
27	Striano											14,73			15,68		15,60	16,26	0,66
29	Striano											17,04			18,08		17,60	18,67	1,07
37	Striano														13,04		14,14	14,88	0,74
16	Castel S. Giorgio	83,81	79,25	-4,56	83,04	78,29	-4,75	83,03	78,54	-4,49				83,44	62,2	-21,24			
21	Castel S. Giorgio										87,83	64,5	-23,33	87,90	64,18	-23,62			
22	Mercato S. Severino										125,90	116,73	-9,17	125,88	116,67	-9,21			
17	Montoro Inferiore	158,72	152	-6,72	158,36	151,3	-7,06	158,5	150,8	-7,7									
19	Nocera Inferiore	17,18	19,16	1,98	16,05	19,04	2,99	16,36	19,58	3,22							17,46	18,53	1,07
23	Nocera Inferiore	22,74	22,26	-0,48	21,80	21,98	0,18	22,10	22,18	0,08									

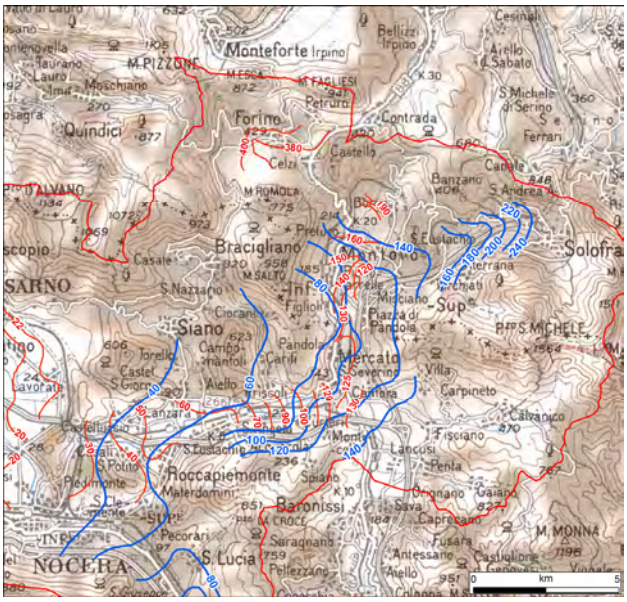


Figura 4: Curve piezometriche (in m s.l.m.) nell'acquifero carbonatico (blu) ed in quello piroclastico-alluvionale (rosso) della piana del T. Solofrana – dalla Tav. 9 in Piano Stralcio di Tutela delle Acque - Autorità di Bacino del Sarno, 2004. Il limite rosso esterno è quello dell'AdB del Sarno.
Figure 4: Piezometric contour (m a.s.l.) in the carbonate aquifer (blu) and in the pyroclastic-alluvial aquifer (red) in the plain of T. Solofrana (by Autorità di Bacino del Sarno, 2004).

Si aggiunga inoltre che il bilancio idrogeologico, calcolato in base ai dati disponibili presso l'AdB e sul bacino prima identificato, presenta un marcato disequilibrio riguardo le uscite. Infatti, a fronte di un'infiltrazione efficace dell'ordine di 2550 l/s (da dati riportati in Ducci, 2008) si segnalano prelievi/uscite per circa 2820 l/s. Di questi, più di 650 l/s rappresentano il fabbisogno idrico delle circa 150 concerie del polo industriale di Solfora; tutte queste, inoltre, attingono autonomamente dalla falda del substrato carbonatico dal momento che finora non si è manifestata la volontà politica di consorziare la fornitura idrica alle aziende suddette.

La falda idrica profonda presente nella valle del T. Solofrana risulta inoltre qualitativamente compromessa nel settore da Montoro a Mercato S. Severino mentre è migliore la situazione nel tratto superiore del T. Solofrana, almeno in base ai dati del 2003/04 (Figura 7).



Figura 5: Curve piezometriche (in m s.l.m.) nell'acquifero piroclastico-alluvionale principale della piana di Sarno (Autorità di Bacino del Sarno, 2004).
Figure 5: Piezometric contour (m a.s.l.) in the deep pyroclastic-alluvial aquifer of the Sarno plain (Autorità di Bacino del Sarno, 2004).

Al degrado qualitativo della falda profonda concorre anche la piana di Forino (Figura 4), una conca endoreica

nella quale le locali acque reflue vengono drenate e trasferite all'acquifero carbonatico dall'inghiottitoio di località Celsi (Santo *et alii*, 1998).

La situazione fin qui riassunta suggerisce una politica di notevole attenzione nei riguardi delle risorse idriche sotterranee della piana tra Montoro e Mercato S. Severino ed in particolare di:

- non consentire ulteriori prelievi dalla falda profonda se non in presenza di situazioni particolari e ben documentate (cfr. SOGESID, 2005);
- puntare all'impiego di acque meno pregiate (ad esempio provenienti dall'area vesuviana) per gli usi agricolo ed industriale;
- promuovere interventi per evitare l'immissione delle acque reflue nell'inghiottitoio della piana di Forino.

Parimenti andrebbero chiuse le captazioni di sorgenti presenti a nord di Solfora; ciò consentirebbe di restituire nell'alveo del T. Solofrana portate necessarie ad incrementare il deflusso minimo vitale. Tale misura, unita ad efficaci sanzioni nei confronti di chi effettua abusivamente scarichi industriali nello stesso alveo, consentirebbero di migliorare lo stato quali-quantitativo del T. Solofrana oggi fortemente compromesso.

3. La piana del Fiume Sarno

La piana costiera del F. Sarno è limitata a N dal Somma-Vesuvio mentre a sud e ad est i limiti sono segnati rispettivamente dai rilievi carbonatici dei Monti Lattari e dei Monti di Sarno s.l.

Nella piana si rinvengono potenti accumuli di materiali vulcanici, alluvionali e marini che, verso sud, risultano eteropici alle coltri detritiche ed agli accumuli di conoide dei Monti Lattari. I terreni più alti nei depositi della piana, così come i rapporti geometrici tra gli stessi e con i rilievi, di recente sono stati studiati in dettaglio da Amato (2008) attraverso l'analisi di molte perforazioni e la successiva realizzazione di sezioni geologiche. Come altri studi precedenti, anche questo ha posto in risalto la presenza di un bancone di Ignimbrite Campana che, in tutta la piana, è intercalato ai depositi detritico-piroclastico-alluvionali; il tetto di questa formazione mostra quote che dai 10-20 m s.l.m. (ai bordi della piana) si attestano intorno a -30 m s.l.m. in corrispondenza del F. Sarno (Aprile & Toccaceli, 2002).

Nella piana, e segnatamente nei livelli di più elevata granulometria, sono presenti significative risorse idriche sotterranee che il bancone di ignimbrite, assai poco permeabile, divide in due falde sovrapposte. La più importante (Figura 5) è al di sotto del tufo; ha carattere confinato o semi-confinato ed è alimentata in maniera cospicua dai travasi idrici sotterranei con origine nei rilievi limitrofi; l'altra, superficiale, è freatica e sovente poco significativa. La diversa potenza dell'ignimbrite, il suo disomogeneo grado di litificazione, la presenza di molti pozzi mal condizionati sono tutti elementi che, combinandosi in maniera diversificata, determinano la maggiore o minore connessione tra i due corpi idrici sovrapposti.

Tabella 3/a: Dettaglio delle portate della sorgente S. Maria la Foce (*Nota*: nel 2003/2004 la galleria di captazione risultava asciutta e la portata estratta veniva captata da pozzi presenti in galleria; nel periodo seguente la portata globale è data da quanto estratto dai pozzi e dal deflusso naturale in galleria (supero); nel passato, la portata media della sorgente era di circa 3,8 m^3/s).
Table 3/a: Detail of discharges of the S. Maria la Foce spring (Note: in 2003 the drainage gallery was dry and the discharge was drawn from the wells present in the gallery; in the following period the global discharge is taken from wells and from natural discharge in the gallery; in the past, the medium discharge of the spring was of about 3.8 m^3/s).

(l/s)	lug-03	ago-03	set-03	nov-03	gen-04	feb-04	apr-04
portata captata	168	148	129	112	122	139	224
(l/s)	**lug-07**	**ago-07**	**set-07**	**nov-07**	**gen-08**	**feb-08**	**apr-08**
portata captata	392	393	393	393	-	390	390
supero	145	118	126,00	118	-	148	185
portata globale	537	511	519	511	-	538	575

Tabella 3/b: Portate della sorgente S. Marina di Lavorate.
Table 3/b: Discharges of the S. Marina di Lavorate spring.

(l/s)	lug-03	ago-03	set-03	nov-03	gen-04	feb-04	apr-04
portata	794	665	492	250	193	217	645
	lug-07	**ago-07**	**set-07**	**nov-07**	**gen-08**	**feb-08**	**apr-08**
	677	536	388	256	-	496	654

Gli apporti sotterranei alla falda profonda sono ben evidenziati dai numerosi rilievi piezometrici che nel corso degli anni sono stati condotti nella piana (Civita *et alii,* 1973; Celico & Corniello, 1979; Celico, 1983; Celico *et alii,* 1991/a; Budetta *et alii,* 1994; Celico & Piscopo, 1994; Autorità di Bacino del Sarno, 2004; Fabbrocino *et alii,* 2004). Questi studi consentono inoltre di confrontare situazioni piezometriche riferite a tempi successivi e quindi di cogliere l'influenza di fattori diversi dalla normale ricarica degli acquiferi (es.: eccesso di prelievi). Nella nota di Fabbrocino *et alii* (2004) il raffronto tra i livelli piezometrici registrati nel 1993 con quelli del 2003 fa infatti emergere una situazione particolarmente negativa in quanto le quote di falda più recenti risultano di vari metri inferiori alle precedenti e su areali assai vasti (cfr. Figura 6).

Tabella 4: Medie pluviometriche annue (in mm) di talune stazioni di interesse.
Table 4: Medium annual values (mm) in some rain gauge stations.

Stazione pluviometrica	Media 2000 - 2003	Media 2004 - 2006
Quindici 15282	1095.9	1399.7
Sarno 15276	860.2	996.5
S. Mauro	875.5	1103.3
S. Pietro	1133.4	1382.3

Negli ultimi anni (quindi dopo il 2003) il trend piezometrico sembra invece essersi invertito come si è potuto verificare in base al monitoraggio degli anni 2007-2008 (i livelli dei pozzi misurati nella piana di Sarno sono riportati nella Figura 1 mentre la Tabella 2 (parte inferiore) riunisce i dati piezometrici più significativi). Il confronto dei livelli idrici del 2003/2004 e quelli del 2007/2008, per gli stessi pozzi e per identici periodi dell'anno, rende infatti evidente, nelle rilevazioni più recenti, un innalzamento delle quote piezometriche soprattutto nell'ambito del settore nord/nord-orientale della piana (Comuni di Pompei p.p., Scafati, Poggiomarino, Striano e Nocera Inf. p.p.). Nei numerosi pozzi (es.: Scafati, Poggiomarino etc.), per i quali si dispone dei livelli idrici del 1992, si osserva inoltre che questi ultimi sono assai prossimi a quelli attuali.

Dato che non vi sono elementi che facciano collegare tale situazione ad una riduzione dei prelievi da falda nella piana, è ragionevole ricondurre (p.p.) gli incrementi piezometrici alla maggiore piovosità registrata negli anni 2004/06 rispetto al passato - cfr. i dati riportati in Ducci (2008) ed in parte sintetizzati nella Tabella 4.

Un ulteriore fattore che di certo ha influito sull'assetto piezometrico è l'aumento dei travasi sotterranei da alcune delle strutture idrogeologiche limitrofe alla piana, e segnatamente dal Somma-Vesuvio e dai rilievi di Sarno.

In corrispondenza del Somma-Vesuvio il grosso dei prelievi idrici è effettuato nei campi pozzi dell'Acquedotto Vesuviano (attualmente GORI SpA) distribuiti tutt'attorno

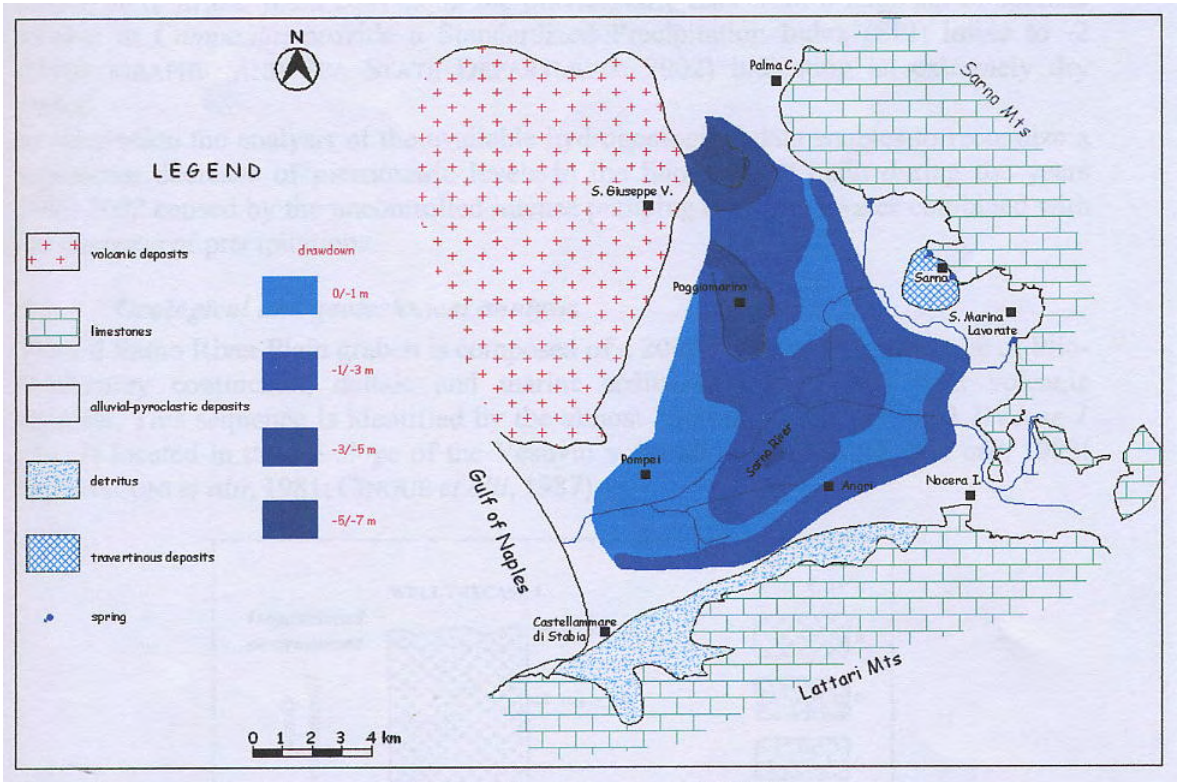


Figura 6: Abbassamenti piezometrici registrati tra il 1992 ed il 2003 nella piana di Sarno (da Fabbrocino *et alii*, 2004).
Figure 6: Piezometric drawdowns (m) in the deep pyroclastic-alluvial aquifer (by Fabbrocino et alii, 2004).

Tabella 5: Prelievi idrici (x 10^6 m^3), nei diversi anni, dai campi pozzi vesuviani (dati GORI).
Table 5: Discharges (x 10^6 m^3) *from vesuvian well fields in various years (GORI data).*

Campo Pozzi	Comune	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007
Pugliano	Ercolano	3,8	4,9	6,1	3,8	2,7	2,1	3,1	3,3
Tartaglia	San Giorgio a C.	3,8	4,7	5,0	4,9	2,7	3,5	3,5	4,3
Pittore		0,3	0,3	0,7	0,3	0,4	0,3	0,1	0,2
Casaliciello	Pollena Trocchia	0,9	0,7	0,9	0,6	0,4	0,4	0,5	0,5
M. D'Africa	Torre del Greco	0,0	0,3	0,5	0,3	0,4	0,0	0,7	0,1
Murata	Cercola	1,6	2,2	2,2	1,9	1,9	1,9	1,5	2,0
R.Trieste	Somma V.	0,6	0,5	0,3	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3
DeSiervo		3,0	2,9	3,3	3,1	2,8	2,6	2,7	2,4
Mosca		0,3	0,4	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2
Totali		14,4	16,7	19,2	15,4	11,9	11,3	12,5	13,4

all'edificio vulcanico (Somma Vesuviana, Pollena T., Cercola, S. Giorgio a Cremano, Ercolano e Torre del Greco).

Come si evince dalle Tabelle 5 e 6, a partire dal 2004 e considerando solo i pozzi che ricadono nel territorio dell'AdB del Sarno, i prelievi sono stati fortemente ridotti nella zona di Ercolano (campo pozzi Pugliano) e di S. Giorgio a Cremano (campo pozzi Tartaglia) passando (Tabella 6) da un prelievo totale di 39.4 x 106 m^3 nel periodo 2000-2003 a 27.3 x 106 m^3 nel 2004-2007. Per l'intero edificio vulcanico, e con riferimento agli stessi periodi, i prelievi sono diminuiti da 65.6 x 106 m^3 a 49.0 x 106 m^3. Questa riduzione è stata determinata soprattutto dalla necessità di limitare il tenore di fluoruri (di origine naturale cfr. anche § 4) nelle acque distribuite alle utenze: finalità raggiunta contenendo i prelievi dai pozzi locali e mescolando le acque estratte con altre, esterne all'area, meno ricche di F (Marati, 2008).

Tabella 6: Prelievi dai campi pozzi dell'Acquedotto Vesuviano (GORI SpA).
Table 6: Discharges from vesuvian well fields (GORI data).

territorio	Prelievi totali (x 10^6 m^3)	
	2000 - 2003	2004 - 2007
Intero edificio vulcanico	65.6	49.0
Autorità di Bacino Sarno	39.4	27.3

Anche per i rilievi carbonatici di cui sono parte integrante i Monti di Sarno s.l. (e cioè il gruppo Avella-Partenio-P.zo d'Alvano) si può segnalare un'analoga circostanza; infatti negli ultimi anni dai campi pozzi P.te Tavano 1 e 2 e Cancello (esterni al territorio dell'Autorità ma pescanti nella stessa falda presente nei Monti di Sarno) i prelievi nel periodo 2004/07 sono stati significativamente inferiori rispetto ai quattro anni immediatamente precedenti (Tabella 7).

Ciò ha comportato un incremento di portata alla sorgente S. Maria la Foce (Tabella 3/a) nonché, verosimilmente, un più consistente travaso idrico sotterraneo dai rilievi verso i depositi della piana di Sarno. Qui esso, sommato agli apporti dal Somma-Vesuvio ed agli effetti di una maggiore piovosità, di fatto concorre ad una più sostenuta alimentazione della falda e quindi agli innalzamenti piezometrici osservati.

Merita infine una riflessione l'assenza di incrementi di portata alla sorgente S. Marina di Lavorate (Tabella 3/b) sempre del fronte sorgentizio di Sarno (Figura 1); è verosimile che su tale comportamento siano stati determinanti l'appartenenza ad un bacino idrogeologico sostanzialmente separato da quello della sorgente S. Maria la Foce ed il sovrasfruttamento delle locali risorse idriche sotterranee (cfr. § 2).

Tabella 7: Prelievi dai campi pozzi della zona di Cancello (dati Regione Campania).
Table 7: Discharges from well fields of Cancello (Regione Campania data).

Campi pozzi	Prelievi totali (x 10^6 mc)	
	2000 - 2003	2004 - 2007
P.te Tavano 1	90	70
P.te Tavano 2	100	60
Cancello	90	60
totale	280	190

4. Conclusioni

L'elaborazione dei dati acquisiti durante le campagne di monitoraggio piezometrico condotte dall'AdB del Sarno nel 2007/08 hanno portato a riflettere su talune problematiche legate alle risorse idriche sotterranee del territorio.

Occorre rendere più stabile il flusso di informazioni verso l'Autorità di Bacino sugli effettivi prelievi effettuati, per i diversi usi, ai principali pozzi (e campi pozzi) così da rendere più affidabile il calcolo dei bilanci idrogeologici che a tutt'oggi risentono di imprecisioni ed approssimazioni. Per le stesse finalità è opportuno non interrompere il monitoraggio della falda, soprattutto facendo riferimento (fin quando possibile) sempre agli stessi pozzi, ed il controllo delle portate sorgentizie.

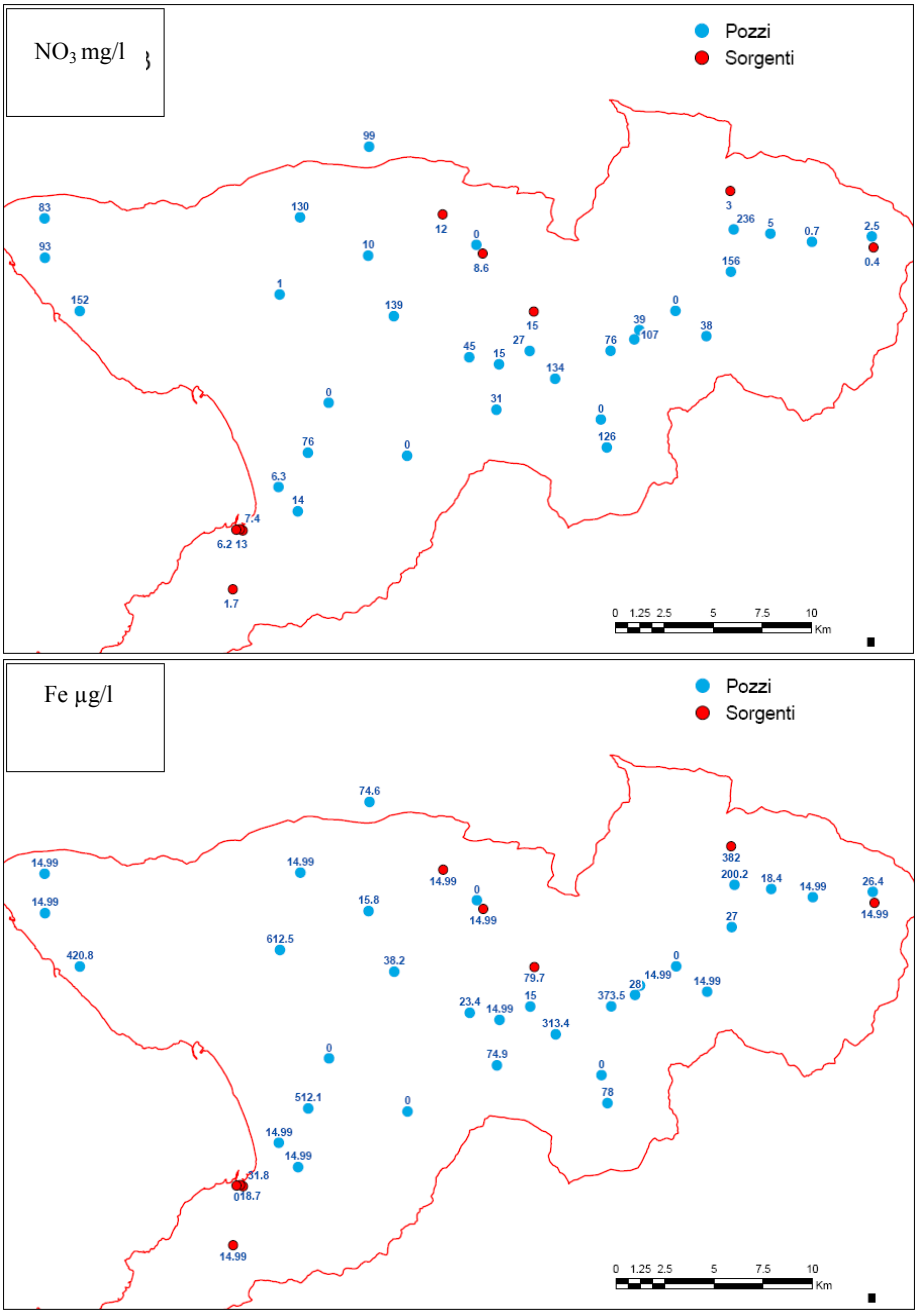


Figura 7: Punti di prelievo e di analisi delle acque sotterranee nel novembre 2003 (elaborazione da dati dell'Autorità di Bacino del Sarno, 2004); Fe (valore di parametro: 200 µg/l - parte C del D. Lgs. 31/2001); NO_3 (valore di parametro: 50 mg/l - parte B del D. Lgs. 31/2001).

Figure 7: Sampling places of groundwater in November 2003 - Autorità di Bacino del Sarno (2004) data; Fe (value of parameter: 200 µg/l – part C of the D. Lgs. 31/2001); NO_3 (value parameter: 50 mg/l - part B of the D. Lgs. 31/2001).

Fatti salvi i settori medio e basso del T. Solofrana (dove sono segnalati estesi fenomeni di contaminazione nella falda del substrato carbonatico – Figura 7), quasi sempre le falde accolte negli acquiferi carbonatici dell'AdB presentano buone caratteristiche chimiche; più scadente è invece la qualità delle acque sotterranee del Somma-Vesuvio (presenza di F, Mn, Fe – di origine naturale - associata spesso a contaminazione da nitrati; Bellucci *et alii,* 1993; Celico *et alii,* 1998; Marati, 2008). Sarebbe pertanto auspicabile riservare le acque dei rilievi carbonatici al solo uso potabile, destinando agli altri impieghi le risorse meno pregiate dell'area attorno al Vesuvio considerando: a) la riduzione dei prelievi nell'area vesuviana, anche in previsione del completamento del sistema di adduzione dall'Acquedotto della Campania Occidentale verso tale area, b) il costante innalzamento piezometrico registrato nella zona, c) la presenza di possibili apporti idrici profondi in corrispondenza dell'edificio vulcanico (Celico *et alii,* 1998).

Il periodo 2000-2006 è stato caratterizzato da una prima parte assai poco piovosa (anni dal 2000 al 2003) rispetto alla seconda (2004-2006). Se si considera tuttavia un arco temporale più lungo, la pioggia media annua sul territorio dell'Autorità di Bacino del Sarno (Ducci, 2008) è stata di 1133 mm (nel periodo 2000 – 2006) di 1140 mm (nel periodo 1981-1999) e di 1240 mm (nel periodo 1951-1980). Almeno fino ad oggi sembra dunque di assistere, nel corso dei vari anni, ad una progressiva riduzione degli apporti di pioggia. Si tratta comunque di una situazione che deve essere attentamente seguita: infatti le maggiori precipitazioni del periodo 2004/2006 potrebbero rappresentare l'inizio di un trend in crescita ovvero essere oscillazioni in un trend decrescente che dura già da tempo. Il consolidarsi di tale ultima tendenza, che di fatto segnerebbe una diminuzione nella ricarica degli acquiferi, dovrebbe comportare, parallelamente, politiche molto attente alla gestione della risorsa idrica.

Bibliografia

Amato A., 2008. Caratterizzazione stratigrafica degli acquiferi superficiali della Piana di Sarno da dati di sondaggio e implementazione dei relativi database su piattaforma GIS. Relazione inedita (c/o Autorità di Bacino del Sarno) – cfr anche Quaderni AdB, 1/2008.

Aprile F., Toccaceli R.M., 2002. Nuove conoscenze sulla stratigrafia e sulla distribuzione dei depositi ignimbritici quaternari nel sottosuolo della piana di Sarno (Salerno – Campania – Italia Meridionale). Il Quaternario, 15 (2), 169-174.

Autorità di Bacino del Sarno, 2004. Piano Stralcio di Tutela delle Acque (art. 17 L. 183/89, L.R. 9/84, D. Lgs. 152/99 e s.i.m.).

Bellucci F., Corniello A., de Riso R., 1993. Geology and Hydrogeology of the Somma-Vesuvio Volcano (Southern Italy). Memoires of the XXIV Congress of IAH, 137-149, Oslo.

Budetta P., Celico P., Corniello A., de Riso R., Ducci D., Nicotera P., 1994. Carta idrogeologica della Campania 1/200.000 e relativa memoria illustrativa. Atti IV Geoengineering International Congress: Soil and Groundwater Protection, 2, 565-586, Geda, Torino.

Celico F., Piscopo V., 1994. Idrodinamica sotterranea e vulnerabilità all'inquinamento delle piane del Sarno e del Solofrana (Campania). Quaderni di Geol. Appl, 2, 407-412.

Celico P., 1983. Idrogeologia dei massicci carbonatici, delle piane quaternarie e delle aree vulcaniche dell'Italia centro-meridionale. Quaderni della Cassa per il Mezzogiorno, 4.

Celico P., Corniello A., 1979. Idrodinamica, potenzialità e possibilità di sfruttamento delle risorse idriche sotterranee dei M.ti Lattari (Campania) – Mem. e Note Ist. Geol. Appl., Università di Napoli, 5, 1-24.

Celico P., de Gennaro M., Ferreri M., Ghiara M.R., Russo D., Stanzione D., Zenone F., 1980. Il margine orientale della piana campana: unità idrogeologiche e geochimiche. Periodico di Mineralogia, 49, 241-270.

Celico P., Malafronte A., Piscopo V., 1991/a. Bilancio idrologico e idrodinamica della piana del Sarno (SA). Atti I Conv. Naz. Giov. Ricerc. Geol. Appl., 22-23 ott., Gargnano (BS), in «Ricerca Scientifica ed Educazione Permanente», suppl. 93, 297-306.

Celico P., Mennella A., Piro M., Stanzione D., 1991/b. Interscambi idrici sotterranei nella valle del Solafrana (AV-SA). Atti I° Convegno Nazionale dei Giovani Ricercatori in Geologia Applicata, 22-23 ott., Gargnano (BS), in «Ricerca Scientifica ed Educazione Permanente», suppl. 93, 307-316.

Celico P., Stanzione D., Esposito L., Ghiara M.R., Piscopo V., Caliro S., La Gioia P., 1998. Caratterizzazione idrogeologica e idrogeochimica dell'area vesuviana. Boll. Soc. Geol. It. 117, 3-20.

Civita M., de Medici G.B., de Riso R, Nicotera P., Nota d'Elogio E., 1973. Carta Idrogeologica della Campania nord-occidentale. 2° Convegno Internazionale sulle acque sotterranee, Palermo.

Corniello A., 2008. Approfondimento delle conoscenze idrogeologiche in taluni settori del territorio dell'Autorità di Bacino del Sarno. Relazione inedita.

D'Argenio B., 1966. Zone isopiche e faglie trascorrenti nell'Appennino centro-meridionale. Mem. Soc. Geol. It., 5, 279-299.

de Riso R., Ducci D., 1992. Schema idrogeologico dell'alto Sarno (T. Solofrana – Campania). Geologia Tecnica ed ambientale, n. 3, 29-38.

Ducci D., 2008. Definizione del bilancio idrico e idrologico dei corpi idrici sotterranei. Relazione inedita.

Fabbrocino S., Lanari R., Celico P., Termolini G., Zeni G., 2004. Emungimenti e subsidenza nella pian del F. Sarno (Campania). Atti Workshop "Development in aquifer sedimentology and groundwater flow studies in Italy", giugno 2004 APAT.

Guzzetta G., 1963. L'evoluzione morfologica del bacino dell'Irno (Campania). Boll. Soc. Natur. in Napoli, 72, 169-176.

Marati G.P., 2008. La crisi idrica dell'acquedotto regionale ed i problemi qualitativi dell'acqua erogata da GORI nell'area vesuviana. Acqua e Territorio, anno IV, 16, 54-63.

Santo A., Liguori M., Aquino S., Galasso M., 1998. Problemi di geologia ambientale nei poje appenninici: l'esempio della Piana di Forino (Campania). Il Quaternario, 11, 2, 233-245.

SOGESID, 2005. Regione Campania – Attuazione dell'art. 44 del D. Lgs. 152/99 e s.i.m.: Piano di Tutela delle Acque.

EngHydroEnv Geology 2009, 12, 71-76 - doi: 10.1474/EHEGeology.2009-12.0-06.0267

Impiego di tecniche analitiche isotopiche per l'individuazione delle fonti di inquinamento da nitrati nelle acque sotterranee in due aree della Campania

Amedeo D'Antonio[1], Adolfo Mottola[2], Luisa Stellato[3], Tommaso Di Meo[2], Maria Rosaria Ingenito[1], Carmine Lubritto[3], Giuseppe Onorati[2]

[1]Assessorato all'Agricoltura e alle Politiche Produttive – Regione Campania (a.dantonio@maildip.regione.campania.it; mr.ingenito@maildip.regione.campania.it);
[2]Agenzia Regionale per la Protezione Ambientale della Campania (ARPAC) (a.mottola@arpacampania.it; t.dimeo@arpacampania.it; g.onorati@arpacampania.it);
[3]Center for Isotopic Research on Cultural and Environmental heritage (CIRCE), Dipartimento di Scienze Ambientali - Seconda Università degli Studi di Napoli (luisa.stellato@unina2.it; carmine.lubritto@unina2.it).

Nitrate pollution sources in groundwater of two alluvial plains in Campania region (Italy) discriminated by means of isotopic methodologies.

ABSTRACT: The Environment Protection Agency of Campania Region defined and carried out a research project based on isotope geochemistry of nitrates. Aim of the research has been the discrimination of the nitrates pollution sources in two major alluvial plains of Campania region: Sarno and Sele alluvial plains. Looking at the isotopic signature of oxygen and nitrogen of nitrates measured in shallow groundwater samples, an antropogenic and/or livestock origin of nitrate pollution has been hypothesized in the Sarno alluvial plain. The shallow aquifer of the Sele plain, instead, is characterized by predominant presence of nitrates coming from inorganic nitrogen fertilizers.

Key terms: Environmental Hydrogeology, Groundwater Chemistry, Nitrate Isotopes, Organic Nitrogen
Termini chiave: Idrogeologia ambientale, Chimica delle acque sotterranee, Isotopi dei nitrati, Azoto organico

Riassunto

L'Agenzia Regionale per la Protezione Ambientale della Campania (ARPAC) ha delineato e realizzato un progetto di ricerca basato sulla geochimica isotopica dei nitrati. Scopo della ricerca è stato la discriminazione delle fonti d'inquinamento da nitrati in due grandi pianure alluvionali della Campania: la Piana del Sarno e la Piana del Sele. L'origine umana e/o zootecnica dell'inquinamento da nitrati è stata ipotizzata sulla base dell'esame delle firme isotopiche di ossigeno e azoto nei nitrati misurati in campioni della falda superficiale nella piana alluvionale di Sarno. L'acquifero superficiale della Piana del Sele è risultato invece caratterizzato dalla presenza predominante di nitrati provenienti da fertilizzanti azotati di origine inorganica.

Introduzione

Il nitrato (NO_3^-) è uno dei maggiori inquinanti delle risorse idriche su scala mondiale. Sebbene recenti direttive europee (91/676/EEC o Direttiva Nitrati) ne abbiano ridotto gli *input* provenienti dall'agricoltura intensiva, i valori di NO_3^- misurati nelle acque sotterranee stanno pericolosamente raggiungendo quasi ovunque il limite fissato dalla normativa vigente di 50 mg/L (D.Lgs. 152/06). La presenza di nitrati nelle acque sotterranee della Campania, in concentrazioni elevate e spesso superiori al limite dei 50 mg/L, costituisce ormai una evidenza analitica del monitoraggio, così come l'esistenza in alcune zone della regione di trend temporali di progressivo arricchimento dell'inquinante in falda (ARPAC, 2003; di Meo *et alii*, 2007). I dati raccolti dall'Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente della Campania (ARPAC), nel corso delle campagne semestrali dal 2003 ad oggi presso i circa 180 punti di prelievo della rete regionale di monitoraggio delle acque sotterranee, evidenziano infatti che, per la quasi totalità delle acque di sorgente e di pozzo inquinate, il parametro decisivo per la classificazione ai sensi del D.Lgs. n. 152/06 è proprio la concentrazione di nitrati.

Lo sviluppo di pratiche di gestione efficaci a preservare la qualità dell'acqua e di piani di risanamento per aree già inquinate, richiede l'identificazione delle sorgenti e la comprensione dei processi che influenzano la presenza locale di nitrati. Tuttavia, la corrispondenza tra le concentrazioni di nitrati nelle acque sotterranee e superficiali e la quantità di nitrati introdotti da una fonte antropica è complicata dall'esistenza di molteplici fonti di nitrati provenienti da aree diverse, dalla sovrapposizione di fonti puntuali e diffuse, e dalla co-esistenza di diversi processi biogeochimici che ne possono alterare le concentrazioni (Kendall, 1998).

In molti casi lo studio degli isotopi, elementi con lo

stesso numero di protoni ma diverso numero di neutroni, offre un mezzo diretto di identificazione delle fonti, in quanto sorgenti diverse di nitrati hanno spesso composizione isotopica distintiva dell'azoto (N) e dell'ossigeno (O) costituenti la molecola. Inoltre, spesso i processi biogeochimici fanno variare i rapporti isotopici in maniera riconoscibile e/o prevedibile.

In questo contesto, la Giunta Regionale della Campania, nell'ambito delle iniziative promosse dall'Amministrazione Regionale in materia di "Direttiva Nitrati" e delle norme nazionale e regionale di recepimento, nel 2004 ha approvato un progetto di ricerca applicata che ha previsto, in due areali della Campania, piana del fiume Sarno e piana del fiume Sele, la misurazione dei rapporti isotopici di ossigeno e azoto dei nitrati disciolti nelle acque sotterranee. Recenti studi hanno ampiamente dimostrato il grande valore aggiunto dell'uso di questa metodologia isotopica per distinguere le sorgenti di nitrato nelle acque, tracciarne i percorsi, individuare aree di denitrificazione (Cirmo & McDonnell 1997, Kendall 1998, Kendall & Aravena 2000, Bohlke 2002, Widory *et alii* 2004, Widory *et alii* 2005).

La ricerca ha avuto come finalità principale la determinazione delle principali sorgenti di contaminazione da nitrati nelle acque sotterranee degli acquiferi alluvionali considerati, individuando quindi nitrati di origine sintetica, cioè derivanti dall'utilizzo di fertilizzanti agricoli, o nitrati di origine organica, cioè derivanti dallo spandimento di concimi di origine zootecnica e/o reflui fognari provenienti da fosse biologiche e perdite da fognature, mediante tecniche isotopiche affiancate ad analisi geochimiche (ARPAC 2003, Onorati *et alii* 2005).

Le aree di studio e l'assetto idrogeologico

Le aree di studio sono la piana costiera del fiume Sarno (40°46′10″N 14°35′40″E) e la piana del fiume Sele (40°37′1″N 15°3′23″E), rispettivamente localizzate a sud del Vesuvio e a nord di Paestum.

Il corpo idrico sotterraneo della Piana del Sarno occupa la parte meridionale della depressione strutturale della Piana Campana, compresa tra il Somma-Vesuvio a Nord, i Monti Avella-Pizzone-Alvano ad Est ed i Monti Lattari a Sud. Anche in questo caso, nelle prime centinaia di metri di profondità, sono presenti i prodotti piroclastici dell'attività esplosiva dei Campi Flegrei e del Somma-Vesuvio, quelli effusivi di quest'ultimo distretto vulcanico, depositi alluvionali e detritici provenienti dal disfacimento sia dei depositi piroclastici che dei rilievi carbonatici bordieri. L'unico orizzonte che ha una notevole continuità spaziale è rappresentato dalla facies litoide dell'Ignimbrite Campana.

Il deflusso sotterraneo avviene secondo uno schema a falde sovrapposte, intercomunicanti a grande scala, grazie alla ridotta continuità degli orizzonti chiaramente impermeabili o ai flussi di drenanza che caratterizzano i livelli semipermeabili, quale quello tufaceo. Dalle piezometrie disponibili, risulta, infatti, un'unica falda a deflusso radiale convergente verso il Fiume Sarno o la sua subalvea. L'acquifero è alimentato dagli apporti idrici diretti e da travasi sotterranei provenienti dai massicci carbonatici limitrofi e dal vulcano del Somma-Vesuvio (di Meo *et alii*, 2007).

Il corpo idrico sotterraneo della Piana del Sele corrisponde ad un'ampia depressione strutturale peritirrenica individuatasi tra le unità mesozoico-terziarie affioranti ai margini settentrionali ed orientali. La depressione tettonica è riempita da una potente successione di depositi clastici continentali, marini e fluvio-lacustri, con spessori fino ad alcune migliaia di metri. Nelle prime centinaia di metri, quelli di maggiore interesse idrogeologico, sono presenti terreni quaternari, comprendenti conglomerati pleistocenici, nel settore settentrionale presso Eboli, depositi alluvionali terrazzati (Pleistocene medio-superiore), travertini (Olocene-Pleistocene), sedimenti lacustri e lagunari olocenici, per gran parte della piana, e depositi marini terrazzati, di duna e di spiaggia del Pleistocene medio-superiore e di spiagge e dune costiere olocenici nel settore costiero. Il sistema acquifero della Piana del Sele è caratterizzato dalla presenza di un sistema multifalda. Localmente, le diverse falde sono tra loro separate da orizzonti impermeabili o semipermeabili (di Meo *et alii* 2004, SOGESID 2005).

Metodologia

In questa sezione si riportano i principi alla base dell'utilizzo degli isotopi stabili di azoto e ossigeno per la caratterizzazione delle fonti di inquinamento da nitrati.

Esistono due isotopi stabili dell'azoto: ^{14}N e ^{15}N ($^{15}N/^{14}N$ =1/272 in atmosfera). In genere i rapporti isotopici dell'azoto sono riportati in per mille (‰) relativi all'azoto molecolare presente in atmosfera N_2, utilizzando la notazione delta:

$$\delta^{15}N\ (‰) = \{[(^{15}N/^{14}N)_x/(^{15}N/^{14}N)_{AIR}]-1\}x1000$$

dove x è il campione e AIR è lo standard di riferimento internazionale, N_2 atmosferico ($\delta^{15}N=0$).

L'ossigeno ha tre isotopi stabili: ^{16}O, ^{17}O e ^{18}O. Le composizioni isotopiche sono riportate in termini di $^{18}O/^{16}O$, con un $\delta^{18}O$ definito in modo analogo al precedente usandoV-SMOW come standard di riferimento:

($\delta^{18}O_{VSMOW}=0$).

Le principali reazioni che controllano le dinamiche dell'azoto nel suolo e nelle acque sotterranee sono l'assimilazione, la nitrificazione e la denitrificazione, tutte mediate da microrganismi.

Il prerequisito per l'utilizzo di $\delta^{18}O$ e $\delta^{15}N$ nell'identificazione delle fonti di nitrati nelle acque sotterranee è l'esistenza di una differenza isotopica significativa tra le potenziali sorgenti.

Il campo di variazione della composizione isotopica dell'azoto è compreso tra –20 e + 30 ‰ ed in particolare

(Kendall, 1998):

- valori di ^{15}N intorno allo zero (-5; +5) individuano i fertilizzanti azotati, che vengono prodotti per sintesi;
- valori di ^{15}N compresi tra +3 e +25 ‰ individuano liquami di origine animale, per la prevalenza di processi biometabolici; infatti, il ^{14}N viene espulso con l'urina e l'ammoniaca presente nei liquami (isotopicamente arricchita in ^{14}N) volatilizza facilmente, causando l'arricchimento in ^{15}N;
- i composti azotati di origine atmosferica (piogge) non contribuiscono sensibilmente all'aumento della concentrazione di nitrati nei terreni agricoli e presentano campi di variazione del $\delta^{15}N$ sovrapponibili alle fonti sopra elencate.

Nei suoli caratterizzati da un buon drenaggio e nelle acque sotterranee ossigenate, con processi di nitrificazione rapida e minima denitrificazione, i valori di $\delta^{15}N$ si conservano sufficientemente costanti, consentendo dunque delle interpretazioni corrette sull'origine dell'azoto.

Tuttavia, i processi biochimici regolati dai microrganismi, soprattutto in ambienti riducenti, possono determinare ad esempio fenomeni di denitrificazione che producono significativi frazionamenti isotopici e possono sensibilmente alterare il quadro descritto, inducendo ad errori interpretativi. Ad esempio la denitrificazione di fertilizzanti azotati contenenti nitrato regolata da batteri, può produrre un arricchimento di $\delta^{15}N$ nel substrato arricchendolo, fino a valori pari a +30‰, valore che ricade all'interno del range caratteristico per l'azoto di origine animale.

Ciò dunque potrebbe inficiare l'interpretazione dei dati ed indurre ad attribuire la presenza dei nitrati ai liquami di origine animale o umana. In questi casi l'estensione dell'indagine anche ad isotopi di elementi diversi dall'azoto offre un notevole contributo all'interpretazione di dati che, altrimenti, potrebbero risultare fuorvianti e portare a conclusioni non corrette.

L'analisi della composizione isotopica dell'ossigeno dei nitrati, ad esempio, può contribuire a risolvere le difficoltà interpretative sopra illustrate, in quanto i valori delle coppie ($\delta^{15}N$, $\delta^{18}O$) si distribuiscono generalmente secondo un andamento caratteristico, come illustrato in Figure 1 e 2.

Differenti sorgenti di nitrati possono essere risolte efficacemente dalla misura duale di $\delta^{15}N$ e $\delta^{18}O$ (cfr. Figure 1 e 2). In particolare, nitrati proveniente da fertilizzanti di origine sintetica e nitrati derivanti dalla nitrificazione di ammonio e urea presentano dei valori di $\delta^{15}N$ e $\delta^{18}O$ molto differenti. Per i primi, il $\delta^{18}O$ ricade nel range tipico dell'O_2 atmosferico (15-20 ‰), essendo questa la sola fonte di ossigeno, per i secondi invece i valori di $\delta^{18}O$ sono più depleti, in quanto l'ossigeno deriva in parte dall'acqua e ne riflette la composizione isotopica.

L'estensione dell'indagine isotopica al ^{18}O del nitrato consente inoltre, come si evince dalla Figura 1, di distinguere anche il contributo prodotto dall'azoto presente nelle precipitazioni.

I nitrati provenienti da fertilizzanti sintetici e l'azoto del suolo possono quindi essere differenziati dai nitrati provenienti da deiezioni animali o domestiche usando il $\delta^{15}N$. Inoltre l'andamento di $\delta^{18}O$ e $\delta^{15}N$ osservato nel nitrato residuo durante la denitrificazione rende tali traccianti utili per differenziare il processo di diluizione (miscelamento) con acque aventi diversa (inferiore) concentrazione di nitrato dalla denitrificazione, processo molto importante nel ridurre le concentrazioni di nitrati in falda. Tuttavia, è importante sottolineare l'importanza di conoscere il sistema di flusso e la geochimica delle acque sotterranee che si vogliono studiare affiancando tali informazioni alle tecniche isotopiche per avere un quadro complessivo del sistema considerato.

Campionamenti e analisi

Il campionamento è stato realizzato da settembre 2006 a settembre 2007 con cadenza bimestrale su pozzi e piezometri presenti nelle due pianure alluvionali. In particolare, sono stati monitorati 5 punti d'acqua in ciascuna piana; nella piana del Sarno è stata campionata prevalentemente la falda superficiale (soggiacenza pari a 6-36 m), mentre nella piana del Sele è stata campionata acqua prevalentemente da falde profonde confinate (soggiacenza pari a 90-110 m). Per ogni punto sono stati determinati i parametri di campo (conducibilità elettrica, pH, T) dopo aver spurgato il pozzo o il piezometro per un tempo necessario a campionare l'acqua di circolazione attiva. I campioni di acqua per la determinazione della composizione isotopica dell'azoto e ossigeno dei nitrati disciolti sono stati addizionati con cloroformio in modo da inibire l'attività batterica e conservati refrigerati a +4°C. I campioni hanno subito un pre-trattamento in laboratorio prima dell'analisi mediante il sistema TC/EA-CF-IRMS (pirolizzatore accoppiato in flusso continuo ad uno spettrometro di massa per rapporti isotopici) presso i laboratori dell'ARPA Emilia Romagna.

Sono stati inoltre prelevati campioni di acque sotterranee negli stessi punti allo scopo di determinare ioni maggiori ed elementi in tracce mediante cromatografia liquida e spettrometria ad emissione ottica con plasma induttivamente accoppiato (ICP-OES) presso i laboratori dell'ARPA Campania. I risultati relativi alle analisi chimiche in dettaglio non saranno riportati nel presente lavoro.

Contestualmente al campionamento delle acque sotterranee è stato effettuato anche il campionamento di suoli in due siti, presso l'Istituto Tecnico Sperimentale per il Tabacco (C.R.A.) a Scafati (Salerno) nella piana del Sarno e presso l'Azienda Improsta (Eboli, Salerno) nella piana del Sele, allo scopo di determinare il $\delta^{15}N$ a diverse profondità e nel tempo ed eventualmente correlare tale informazione alla firma isotopica delle corrispondenti acque sotterranee. I campioni di suolo sono stati prelevati in

quantità pari a circa un chilogrammo relativamente ad orizzonti significativi identificati nel corso di indagini precedenti mediante un carotatore manuale e conservati a temperatura <-20°C. Le analisi di $\delta^{15}N$ sono state effettuate su sub-campioni di suolo essiccati, setacciati a 0.25 µm e omogeneizzati mediante il sistema EA-IRMS (analizzatore elementale accoppiato in flusso continuo con uno spettrometro di massa per rapporti isotopici) presso il laboratorio CIRCE della Seconda Università di Napoli.

Risultati e discussione

Acque sotterranee

Le analisi chimiche effettuate sui 5 punti d'acqua nella piana del Sarno evidenziano una mineralizzazione molto accentuata, rilevata da un valore medio della conducibilità elettrica specifica di 1443 µS/cm, con un minimo di 892 µS/cm misurato presso il pozzo Mariniello Officine di Poggiomarino ed un massimo di 2070 µS/cm misurato presso il Pozzo CRA di Scafati.

La durezza totale misurata presso i 5 pozzi è mediamente pari a 590 mg/L di $CaCO_3$, con un valore minimo di 420 mg/L di $CaCO_3$, misurato presso il pozzo Mariniello Officine di Poggiomarino ed un massimo di 750 mg/L di $CaCO_3$, misurato presso il Pozzo CRA di Scafati.

I parametri di base e gli addizionali, utilizzati ai fini della classificazione dello stato chimico delle acque, non risultano caratterizzati da valori elevati di concentrazione, ad eccezione dei nitrati.

Il valore medio della concentrazione dei nitrati nei 5 punti è pari a 59 mg/L, ma analogamente a quanto registrato nell'ambito della rete di monitoraggio dell'ARPA Campania si riscontrano valori sensibilmente diversi nei 5 pozzi: i pozzi CRA, Conservificio Romano e Turano di Scafati hanno fatto registrare concentrazioni medie di nitrati molto elevate, rispettivamente di 89.8 mg/L, 72.6 mg/L e 148 mg/L, quindi ben al di sopra del limite normativo di 50 mg/L; i pozzi Mariniello Officine di Poggiomarino e del conservificio Raimo presentano invece concentrazione medie di nitrati pari a 14 mg/L e 21 mg/L, rispettivamente.

Dalle analisi isotopiche sui nitrati, si osserva che i valori di $\delta^{18}O\text{-}NO_3^-$ variano tra 3.7 ‰ e 20.0 ‰ con una media di 10.8 ± 4.1 ‰, mentre il $\delta^{15}N\text{-}NO_3^-$ varia tra 3.3‰ e 15.7 ‰, con un valore medio di 6.9 ± 3.5 ‰. In particolare, dalla relazione tra il $\delta^{15}N\text{-}NO_3^-$ e il $\delta^{18}O\text{-}NO_3^-$ si può dedurre (Figura 1) che le acque di falda della piana del Sarno hanno una marcatura isotopica tipica del nitrato presente nelle acque di falda e dovuta al processo di nitrificazione di fertilizzanti azotati (Kendall & Aravena, 2000). Solo in alcuni pozzi (consorzio Romano) i nitrati disciolti sembrano avere un'origine prevalentemente organica, quindi legata probabilmente a perdite da fosse settiche, fognature e simili, essendo pressoché assente l'allevamento zootecnico in piana Sarno (di Meo *et alii* 2004). I picchi che si osservano nel $\delta^{18}O\text{-}NO_3^-$ sono probabilmente dovuti ad un campionamento effettuato subito dopo l'applicazione di fertilizzanti azotati al suolo.

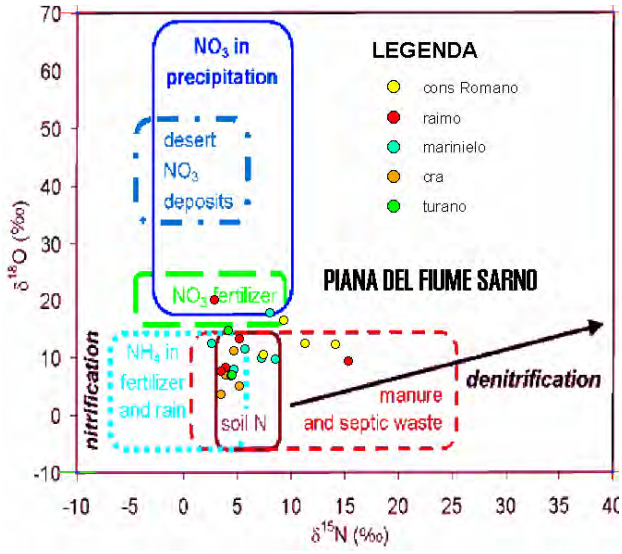


Figura 1. Diagramma $\delta^{18}O\text{-}\delta^{15}N$ relativo ai nitrati disciolti nelle acque sotterranee della piana del Sarno. Nel diagramma sono riportati gli intervalli caratteristici delle diverse sorgenti di nitrati.

Figure 1. $\delta^{18}O\text{-}\delta^{15}N$ diagram for the nitrates measured in the Sarno alluvial Plain groundwater. In the diagram the ranges of different sources of nitrates are also reported.

Le analisi chimiche effettuate sui 5 punti d'acqua nella piana del Sele evidenziano una mineralizzazione maggiore di quanto rilevato nell'ambito del monitoraggio dell'ARPA Campania condotto presso i punti della rete. Il valore medio della conducibilità elettrica specifica è di 734 µS/cm, con un minimo di 657 µS/cm misurato presso il Pozzo dell'Azienda Agricola Fasanella di Battipaglia ed un massimo di 802 µS/cm misurato presso il Pozzo dell'Azienda Improsta di Eboli.

La durezza totale misurata presso i 5 pozzi è mediamente pari a 371 mg/L di $CaCO_3$.

I parametri di base e gli addizionali, utilizzati ai fini della classificazione dello stato chimico delle acque, non risultano caratterizzati da valori elevati di concentrazione, ad eccezione dei nitrati. Il valore medio della concentrazione dei nitrati nei 5 punti è pari a 37 mg/L, con valori sensibilmente diversi nei pozzi: il pozzo dell'Azienda Improsta di Eboli presenta una concentrazione media dei nitrati pari a 58.6 mg/L, il pozzo dell'Azienda Agricola Fasanella fa registrare una concentrazione media di nitrati pari a 16.4 mg/L, il pozzo del Kartodromo del Sele di Battipaglia una concentrazione di 34.6 mg/L, il pozzo presso il Consorzio la Terra degli Orti presenta una concentrazione media di 21.7 mg/L, ed il pozzo nell'Istituto Agrario ha una concentrazione media pari a 21.0 mg/L. Le concentrazioni relativamente basse di nitrati misurate nella piana del Sele, e comunque inferiori ai limiti fissati

per legge, sono probabilmente dovute al campionamento della falda profonda, che quindi risulta essere influenzata meno direttamente di quella superficiale, dagli spandimenti al suolo di fertilizzanti, come invece accade nella piana del Sarno.

Dalle analisi isotopiche sui nitrati (Figura 2), in piana del fiume Sele si osserva che i valori di $\delta^{18}O\text{-}NO_3^-$ variano tra 5.2 ‰ e 24.8 ‰ con una media di 10.0 ± 4.6 ‰, mentre il $\delta^{15}N\text{-}NO_3^-$ varia tra 2.5‰ e 14.6 ‰, con un valore medio di 5.2 ± 2.6 ‰.

In particolare, dall'osservazione della relazione tra il $\delta^{15}N\text{-}NO_3^-$ e il $\delta^{18}O\text{-}NO_3^-$ le acque sotterranee campionate nella piana del Sele presentano nitrati dovuti all'applicazione di fertilizzanti azotati al suolo. Non si riscontrano valori indicativi di inquinamento da spandimenti di liquami o perdita da fosse settiche e/o fognature.

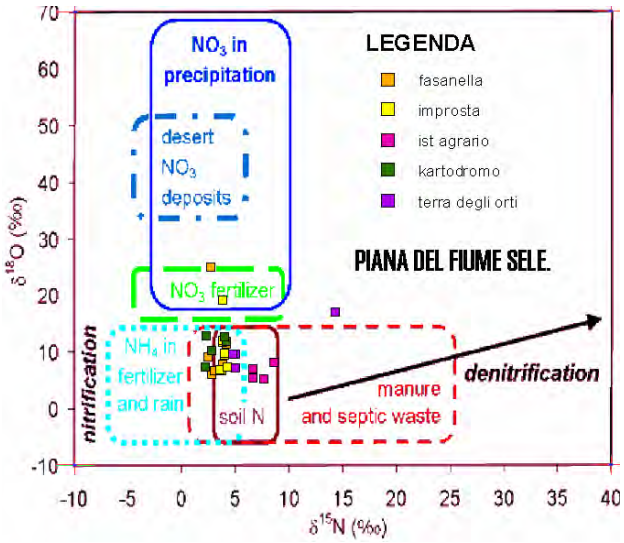


Figura 2. Diagramma $\delta^{18}O\text{-}\delta^{15}N$ relativo ai nitrati disciolti nelle acque sotterranee della piana del Sele. Nel diagramma sono riportati gli intervalli caratteristici delle diverse sorgenti di nitrati.
Figure 2. $\delta^{18}O\text{-}\delta^{15}N$ diagram for the nitrates measured in the Sele alluvial Plain groundwater. In the diagram the ranges of different sources of nitrates are also reported.

Suoli

In Figura 3 sono riportati i valori medi di $\delta^{15}N$ relativi all'orizzonte più superficiale nei due siti sperimentali misurati nel tempo, dal 22/09/06 al 23/11/07.

In entrambi i siti si osserva un andamento piuttosto costante nel tempo dei valori di $\delta^{15}N$, sebbene i campioni di suolo prelevati presso il sito di Eboli risultino più arricchiti rispetto ai campioni prelevati presso il sito di Scafati, con valori medi pari a 6.6±0.3 ‰ e 4.1±0.4 ‰, rispettivamente.

In Figura 4 sono riportati i valori di $\delta^{15}N$ misurati nel sito di Scafati e nel sito di Eboli a diverse profondità dal piano campagna.

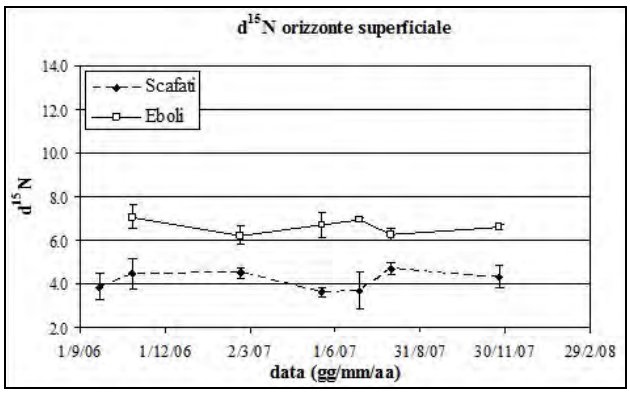


Figura 3. Valori medi di $\delta^{15}N$ misurati negli orizzonti superficiali dei siti sperimentali di Eboli e Scafati. Le barre di errore rappresentano la deviazione standard dei valori misurati.
Figure 3. Average $\delta^{15}N$ values measured in the surficial horizon of the experimental sites of Eboli and Scafati. The error bars depict the standard deviation of measured values.

Nel sito di Scafati, indisturbato, i valori misurati di $\delta^{15}N$ tendono ad arricchirsi nell'isotopo più pesante con l'aumentare della distanza dal piano campagna. In particolare, si osserva un picco nell'arricchimento fino ad una profondità media di 60 cm, da 3.9±0.6 ‰ a 6.8±0.3 ‰ e da 4.5±0.7 ‰ a 7.8±1.5 ‰ in due campagne di campionamento (settembre e ottobre 1007). In entrambe le campagne si osserva un debole decremento nell'orizzonte più profondo (circa 90 cm dal p.c.). Durante il campionamento di febbraio 2007 il $\delta^{15}N$ misurato tende ad arricchirsi all'aumentare della distanza dal piano campagna senza che si osservino picchi di arricchimento nel profilo di suolo; i valori variano da 4.5±0.3 ‰ nell'orizzonte più superficiale a 6.0±0.0 ‰ nello strato più profondo.

I valori misurati negli strati superficiali sono tipici per ecosistemi temperati e l'aumento osservato del $\delta^{15}N$ lungo il profilo di suolo è il risultato del frazionamento isotopico durante la decomposizione e la rimozione del carbonio inorganico depleto attraverso le piante, i batteri, la lisciviazione (Boeckx *et alii*, 2005), tipici di suoli ben drenati quali quelli del sito in esame.

I valori di $\delta^{15}N$ misurati nei suoli prelevati presso il sito di Eboli a diverse profondità dal piano campagna, mediamente più arricchiti rispetto al sito di Scafati, tendono a rimanere piuttosto costanti lungo tutto il profilo di suolo, con un valore medio di 6.7±0.5 ‰, probabilmente dovuto al fatto che il campo in cui sono stati prelevati i campioni è sottoposto a pratiche agricole, ed in particolare all'aratura.

Dall'analisi isotopica dell'azoto totale nei suoli delle due piane alluvionali si può ipotizzare un contributo del suolo all'azoto nitrico presente nelle acque di falda, sebbene non è possibile concludere che ci sia una relazione tra l'azoto totale misurato nel suolo e il nitrato presente in falda.

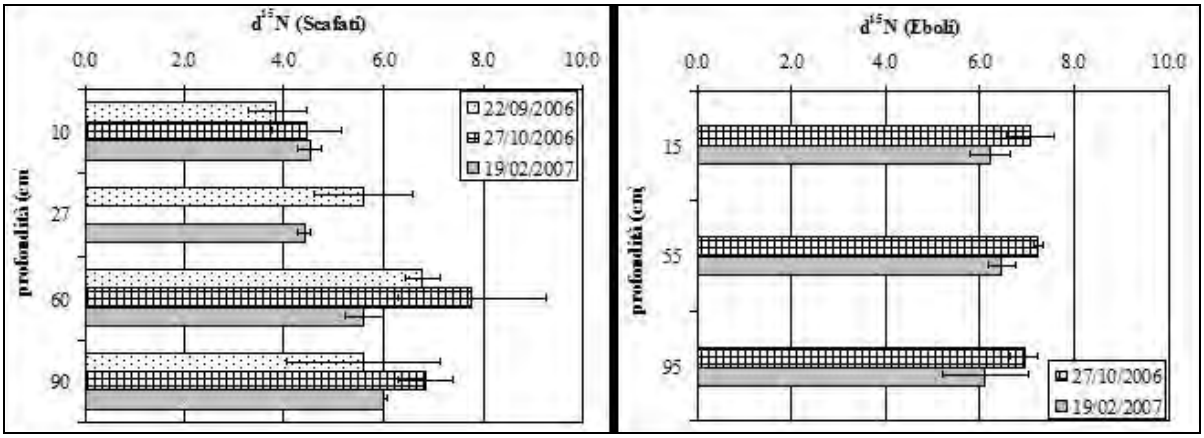


Figura 4. Valori di $\delta^{15}N$ misurati nel sito di Scafati e nel sito di Eboli a diverse profondità dal piano campagna.
Figure 4. $\delta^{15}N$ values measured in the sites of Eboli and Scafati at increasing depths from the soil surface.

Conclusioni

L'utilizzo di metodologie isotopiche accoppiate a prospezioni geochimiche per l'individuazione di fonti di inquinamento da nitrati in due pianure alluvionali della regione Campania ha evidenziato che la maggior parte dei campioni analizzati mostra contaminazione da nitrati nelle acque sotterranee di origine mista inorganica–organica. Soltanto in piana del fiume Sarno, alcuni campioni mostrano una firma isotopica di natura organica legata probabilmente al non corretto collettamento degli scarichi fognari e/o derivante da allevamenti e spargimenti al suolo di concimi provenienti dalle attività dell'allevamento.

In considerazione dell'importanza di questi temi l'ARPA Campania ha realizzato un proprio laboratorio di Isotopia Ambientale recentemente allestito presso il Dipartimento Tecnico ARPAC di Benevento, attrezzato con strumentazioni per la realizzazione di analisi chimico – isotopiche su tutte le matrici ambientali oltre che sugli alimenti.

Ringraziamenti
Ricerca eseguita con finanziamento della Regione Campania (P.O.R. 2000-2006 – Mis.1.1) e L.R. 28.03.02 n.5.

Bibliografia

Arpac, 2003. Seconda relazione sullo stato dell'ambiente della Campania, Napoli 2003.

Bohlke, J.K., 2002. Groundwater recharge and agricultural contamination, Hydrogeology Journal 10 153-179.

Capri, E., Civita, M., Corniello, A., Cusimano, G., De Maio, M., Ducci, D., Fait, G., Fiorucci, A., Hauser, S., Offi, M., Pisciotta, A., Pranzini, G., Trevisan, M., Vassallo, M., Delgado Huertas, A., Ferrari, F., Frullini, R., Nisi, B., Vaselli, O. and Vassallo, M., 2009. Assessment of nitrate contamination risk: The Italian experience. Journal of Geochemical Exploration, Elsevier, doi:10.1016/j.gexplo.2009.02.006. 43 pp.

Cirmo, C.P., McDonnell, J.J., 1997. Linking hydrological and biogeochemical controls of nitrogen transport in near-stream zones of temperate-forested catchments: a review, J. Hydrol., 199, 88-120.

di Meo, T., Ducci, D., Onorati, G., 2004. La Cartografia Dello Stato Chimico Delle Acque Sotterranee Nei Piani Di Tutela Delle Acque. Bollettino Dell'associazione Italiana Di Cartografia N. 121-122 /2004, 303-314.

di Meo, T., Mottola, A., Onorati, G., 2007. Acque Sotterranee, Cap. 4 In "Acqua: Il Monitoraggio In Campania 2002 – 2006".

di Meo, T., Mottola, A., Onorati, G., 2006. Il Gis Per La Caratterizzazione Dei Corpi Idrici Sotterranei Della Campania. Atti IX Conferenza Italiana Utenti Esri, Roma.

Kendall, C., 1998. Tracing nitrogen sources and cycling in catchments. In Kendall, C., and McDonnell, J.J. (Eds), 1998. Isotope tracers in catchment hydrology, Elsevier, Amsterdam, 517-576.

Kendall, C., and Aravena, R., 2000. Nitrate Isotopes In Groundwater Systems. In: P.G. Cook And A.L. Herczeg, Editors.

Nisi, B., Capecchiacci, F., Frullini, R., Delgado Huertas, A., Vaselli, O. and Pranzini, G., 2007. Inquinamento naturale ed antropico delle acque di falda della pianura costiera livornese fra Rosignano e San Vincenzo (Toscana centro-occidentale): evidenze geochimiche ed isotopiche. Acque Sotterranee, Novembre-Dicembre 2007, 11-20.

Onorati, G., Di Meo, T., Mottola, A., 2005. The Approach Of Campania Region To Groundwater Quality Monitoring, Abstracts Del Aquifer Vulnerability And Risk, 2nd Workshop – 4° Convegno Nazionale Sulla Protezione E Gestione Delle Acque Sotterranee, Parma.Sogesid. (2005) - Elaborati Per Il Piano Di Tutela Delle Acque Della Campania. Acque Sotterranee. A Cura Di P.B. Celico, Napoli.

Widory, D., Kloppmann, W., Chery, L., Bonnin, J., Rochdi, H., Guinamant, J.L., 2004. Nitrates in groundwater: an isotopic multi-tracer approach. Journal of Contaminant Hydrology, 72, 165-188.

Widory, D., Petelet-Giraud, E., Negrel, P., Ladouche, B., 2005. Tracking the sources of nitrate in groundwater using coupled nitrogen and boron isotopes: A synthesis. Environmental Science and Technology, 39, 539-548.

EngHydroEnv Geology 2009, 12, 77-91 - doi: 10.1474/EHEGeology.2009-12.0-06.0265

Proposta di una metodologia per la valutazione della vulnerabilità specifica di un acquifero ai nitrati in funzione delle caratteristiche idrodinamiche

Manuela Lasagna, Laura Debernardi, Domenico Antonio De Luca

Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Torino, e-mail: manuela.lasagna@unito.it; domenico.deluca@unito.it; laura-debernardi@libero.it

A specific vulnerability assessment method for nitrate contamination

ABSTRACT: In this paper a method for the nitrate vulnerability assessment is proposed. This method analyzes the aquifer ability in reducing nitrate contamination through dilution process. The levels of analysis are three. The level 1 represents the possibility that nitrogen N-leaching reaches groundwater. N-leaching is the amount of nitrogen fertilizer that reaches the vadose zone. It depends also from soil hydraulic parameters and amounts of nitrogen fertilizers. Considering effective infiltration, groundwater is "protected" or "not protected". When groundwater is protected, nitrate vulnerability is negligible; on the other side, when groundwater is not protected, nitrate vulnerability can be evaluated with subsequent analysis levels. The level 2 estimates the aquifer ability in reducing nitrate contamination by means of dilution process. This capacity can be measured through the volumetric flow rate per unit perpendicular to the flow direction (q_u): in fact q_u is directly proportional to aquifer ability to operate a contaminant concentration reduction. The level 3 evaluates the "Effective Attenuation Ability" of an aquifer, and so the nitrate vulnerability. The effective attenuation ability represents the aquifer ability in reduce the nitrate concentration by means of dilution process, in order not to exceed the nitrate legislative limits of 50 mg/l in groundwater (D.L. 152/2006). This method considers the presence of a pre-existence contamination in groundwater. This capacity can be measured through the acceptable nitrogen leaching (NLA). This method was used in sample areas of Piemonte plain (Italy), showing satisfactory results.

Key terms: Attenuation, Dilution, Groundwater, Nitrate, Specific vulnerability
Termini chiave: Attenuazione, Diluizione, Acque sotterranee, Nitrati, Vulnerabilità specifica

Riassunto

Nel presente lavoro si propone una metodologia per la valutazione della vulnerabilità specifica dell'acquifero ai nitrati. Il metodo si basa su tre livelli di analisi.

Il Livello 1 rappresenta la possibilità che l'azoto lisciviato presente alla base del profilo di suolo raggiunga la falda idrica. Per "azoto lisciviato" si intende il dato agronomico che rappresenta l'azoto idrotrasportato al di sotto dello strato esplorato dalle radici; il tenore in azoto dipende dalle colture e dalla matrice del suolo, non può più essere recuperato dalle piante ed è destinato ad attraversare gli orizzonti sottostanti fino a raggiungere la falda idrica. In questo livello gli orizzonti interessati sono rappresentati dal suolo e dalla zona non satura.

Sulla base dell'infiltrazione efficace, la falda può essere classificata come protetta o non protetta. Nel caso in cui la falda risulti protetta la vulnerabilità dell'acquifero risulta trascurabile; quando invece la falda risulta non protetta per definirne la vulnerabilità specifica ai nitrati è necessario affrontare i successivi livelli di analisi.

Il Livello 2 fornisce la classe di "Capacità di Attenuazione per Diluizione dell'Acquifero" valutato in base alla portata unitaria dell'acquifero (q_u).

Il Livello 3 permette di valutare la "Capacità di Attenuazione Effettiva" dell'acquifero, cioè la vulnerabilità specifica dell'acquifero ai nitrati. La capacità di attenuazione effettiva dell'acquifero, infatti, rappresenta la capacità della falda di attenuare le concentrazioni di nitrati per diluizione in modo tale da non superare il limite di legge di 50 mg/l (D.L. 152/2006), considerando anche la concentrazione di nitrati già presente in falda. Questa capacità è espressa in termini di Azoto Lisciviato Ammissibile (NLA). La vulnerabilità specifica dell'acquifero ai nitrati (espressa come capacità di attenuazione effettiva) può essere suddivisa in sei classi, in base al diverso valore di NLA.

La procedura descritta è stata applicata in due aree campione della pianura piemontese con buoni risultati.

La valutazione della capacità di diluizione dei nitrati in un acquifero superficiale può, quindi, risultare particolarmente significativa, rispondendo anche a quanto previsto dall'attuale legislazione nella quale si evidenzia la necessità di individuare aree vulnerabili da nitrati in funzione della capacità di attenuazione del suolo, dell'insaturo e dell'acquifero.

1. Introduzione

A partire dagli anni ’70 del secolo scorso è cominciata ad emergere sullo scenario internazionale, specialmente nelle regioni a più elevato sviluppo, la questione della contaminazione da nitrati nelle acque sotterranee. In effetti in tali anni le concentrazioni di nitrati nelle falde idriche sono progressivamente aumentate in molte zone del mondo, sia come estensione che come entità, fino a superare i livelli ritenuti accettabili per l’uso idropotabile.

In Italia il Decreto Legislativo 3 aprile 2006, n. 152 stabilisce la concentrazione massima ammissibile dei nitrati nelle acque sotterranee in 50 mg/l. Concentrazioni di nitrati superiori ai limiti consentiti dalla legge possono avere conseguenze pericolose per la salute umana e dannose per l’ambiente.

Il decreto legislativo propone quindi dei criteri per l’individuazione delle zone vulnerabili da nitrati di origine agricola. In particolare si considerano zone vulnerabili “le zone di territorio che scaricano direttamente o indirettamente composti azotati in acque già inquinate o che potrebbero esserlo in conseguenza di tali scarichi”.

La vulnerabilità dell’acquifero può essere valutata come vulnerabilità intrinseca, in una fase preliminare, e come vulnerabilità specifica ai nitrati di origine agricola per gli aggiornamenti successivi. Mentre i metodi per la valutazione della vulnerabilità intrinseca di un acquifero sono numerosi in bibliografia (Foster, 1987; Foster *et alii*, 2002; Aller *et alii*, 1987; Zampetti, 1983), la stima della vulnerabilità specifica ai nitrati risulta complessa e ancora poco approfondita a livello internazionale. Le procedure note in letteratura sono poco numerose e molte sono di tipo parametrico, basate su modelli a pesi e punteggi, come il Susceptibility Index SI (Ribeiro, 2000; Stigter *et alii*, 2006) o gli Indici di Pericolosità da Nitrati di Origine Agricola IPNOA (Padovani & Trevisan, 2002). In dettaglio il metodo SI è un adattamento per il metodo parametrico DRASTIC, introducendo l'uso del suolo come ulteriore strato informativo per valutare la vulnerabilità specifica ai nitrati (indice di suscettibilità). L’IPNOA è una metodologia per la valutazione del pericolo di inquinamento delle acque sotterranee da nitrati di origine agricola; il metodo tiene conto sia dei fattori di pericolo, mediante i quali viene stimata la quantità di azoto applicata alla superficie del terreno, sia i fattori di controllo, che influenzano in senso positivo la risposta di un sito in funzione delle caratteristiche del terreno, delle pratiche agricole ivi adottate e del clima locale. L’indice IPNOA può poi essere associato alla vulnerabilità intrinseca così da ottenere il rischio potenziale o intrinseco di inquinamento da nitrati.

Tali approcci risultano utili per ottenere delle valutazioni comparative sulle porzioni di territorio a differente vulnerabilità alla contaminazione ma di scarso interesse nel caso si richiedano delle stime assolute e quantitative. Inoltre, nel caso del SI, gli stessi Autori evidenziano delle lacune nella valutazione del corretto comportamento del mezzo acquifero (Stigter *et alii*, 2006): non considerando il processo di diluzione, infatti, il metodo tende a stimare la vulnerabilità in modo talora inesatto.

In tale contesto il presente lavoro propone un metodo numerico per la valutazione della vulnerabilità specifica di un acquifero ai nitrati. Tale metodo, di tipo multidisciplinare, considera e riunisce le componenti agronomiche ed idrogeologiche del sistema suolo – acquifero; permette inoltre identificare un sistema “gestione agronomica – inquinamento degli acquiferi (causa - effetto)” esplicativo dei processi responsabili dell’inquinamento e utilizzabile a livello di programmazione dell’uso del territorio.

Nel presente lavoro si intendono approfondire principalmente gli aspetti idrogeologici del problema.

2. Processi di attenuazione dei nitrati

Nel modello proposto per la valutazione della vulnerabilità specifica di un acquifero ai nitrati vengono considerati i processi di attenuazione di un contaminante che si esplicano nel suolo, nell’insaturo e nell’acquifero, come richiesto dalla normativa vigente.

2.1 Attenuazione dei nitrati nel suolo e nella zona vadosa

Affinché l’azoto e i suoi composti possano raggiungere le acque sotterranee è necessario che attraversino il suolo e la zona vadosa.

All’interno del suolo, infatti, l’azoto può subire i processi di assorbimento, da parte delle piante, sotto forma di nitrato o ammoniaca; assimilazione e fissazione nel corpo dei microrganismi; perdite di azoto con il raccolto; perdite di azoto nell’atmosfera attraverso processi di denitrificazione, volatilizzazione e combustione.

I nitrati presenti nel suolo e nella zona vadosa che non vengono eliminati o intrappolati attraverso i processi sopra descritti, vengono messi in soluzione dalle acque di infiltrazione e percolano attraverso la zona non satura fino all’acquifero.

I nitrati sono molto mobili nel suolo e nella zona non satura. L’elevata mobilità nel terreno è dovuta essenzialmente alla loro solubilità e alla carica elettrica negativa. Ne risulta che i nitrati possono essere adsorbiti sulle particelle del terreno solo in condizioni del tutto particolari (ad esempio in terreni vulcanici, in presenza di suoli acidi caolinitici o amorfi), mentre generalmente si muovono con velocità pari a quella dell’acqua.

L’effetto della zona non satura, quindi, si manifesta semplicemente in un ritardo con cui i nitrati raggiungono la falda idrica; tale lasso di tempo può anche corrispondere ad anni o decenni. I tempi di trasporto, infatti, dipendono dalla profondità della superficie freatica, dal grado di permeabilità della zona non satura e dalla velocità di nuovi apporti dalla superficie. Si può stimare, che in terreni alluvionali, la velocità di flusso media dei nitrati nel non saturo vari da 0.5 a 3 m/anno (Pratt *et alii*, 1978).

2.2 Attenuazione dei nitrati nell'acquifero

Una volta all'interno dell'acquifero i meccanismi principali di attenuazione e rimozione dei composti azotati sono la denitrificazione, la "*dissimilatory nitrate reduction to ammonium*" (DNRA) e la diluizione.

La denitrificazione, con la riduzione dei nitrati (NO_3^-) a fase gassosa come azoto elementare (N_2) oppure protossido d'azoto (N_2O), sembra essere il solo processo in grado di provocare una effettiva riduzione delle concentrazioni dei nitrati nelle acque (Korom, 1992; Venhuizen, 1995); gli altri meccanismi producono una temporanea immobilizzazione dell'azoto (N) o una sua mitigazione.

In aggiunta alla riduzione dei tenori di nitrati per opera dei batteri denitrificanti, nei sedimenti esistono batteri che portano alla trasformazione dei nitrati in ammonio, con un processo conosciuto come "*dissimilatory nitrate reduction to ammonium* (DNRA)".

Sebbene attivi, i processi di denitrificazione e DNRA sembrano ricoprire un ruolo significativo soprattutto negli acquiferi profondi, ove le condizioni anossiche sono più frequenti.

La diluizione, infine, rappresenta il fenomeno di riduzione di concentrazione di un soluto quando due fluidi a diverso tenore dello stesso soluto entrano in contatto. In particolare il fluido a concentrazione maggiore riduce la propria concentrazione mescolandosi con il fluido a concentrazione minore; negli acquiferi la diluizione ha luogo attraverso meccanismi di diffusione e, soprattutto, dispersione (longitudinale, trasversale e verticale).

Numerosi Autori hanno evidenziato come la capacità di un acquifero di operare una diminuzione della concentrazione dei nitrati è fortemente condizionata dai processi fisici, ed in particolare proprio dal processo di diluizione (Bekesi & McConchie, 2002; De Luca & Lasagna, 2005; Francani & Alberti, 1997; Stigter *et alii*, 2006; Lasagna, 2006; Debernardi *et alii*, 2008).

Al contrario della denitrificazione, il processo di diluizione è indipendente dalle condizioni chimico-fisiche delle acque sotterranee; risulta quindi che, a parità di apporti di azoto nelle acque sotterranee, il fenomeno che gioca un ruolo predominante nella variazione della concentrazione dei nitrati nell'acquifero superficiale è il processo di diluizione. Questo processo comporta una mitigazione della contaminazione da nitrati, pur senza rimuoverli definitivamente dal sistema (De Luca & Lasagna 2005; Lasagna 2006; Debernardi *et alii*, 2008).

In tale contesto il metodo proposto consente di stimare l'entità di riduzione della concentrazione di nitrati nell'acquifero ad opera del processo di diluizione che si esplica in esso.

3. Metodologia per la valutazione della vulnerabilità specifica dell'acquifero ai nitrati: livelli di analisi

La vulnerabilità specifica dell'acquifero ai nitrati è intesa, in questo lavoro, come presenza o possibile presenza di nitrati in falda con una concentrazione superiore a 50 mg/l (ai sensi del D. Lgs 152/2006).

La metodologia proposta accoppia gli strumenti creati per lo studio dell'idrologia e del ciclo dell'azoto relativi alla prima porzione di suolo (suolo agrario) con metodi finalizzati alla valutazione della vulnerabilità dell'acquifero libero all'inquinamento da nitrati. In dettaglio il metodo proposto si basa su tre livelli di analisi e permette di valutare la capacità di attenuazione per diluizione dell'acquifero nei confronti dei nitrati (funzione della portata unitaria) e la vulnerabilità specifica dell'acquifero ai nitrati (funzione della capacità di attenuazione effettiva dell'acquifero).

3.1 Livello 1: possibilità dei nitrati di attraversare la zona non satura

Il Livello 1 rappresenta la possibilità che l'azoto lisciviato (NL) presente alla base del profilo di suolo raggiunga la falda idrica (Figura 1).

Per "azoto lisciviato" (NL) si intende il dato agronomico che rappresenta l'azoto idrotrasportato al di sotto dello strato esplorato dalle radici; tale quantità di azoto dipende dalle colture e dalla matrice del suolo, non può più essere recuperato dalle piante ed è destinato ad attraversare gli orizzonti sottostanti fino a raggiungere la falda idrica. La valutazione del parametro azoto lisciviato può essere eseguita mediante modelli numerici oppure sottraendo alla quantità di azoto apportato al suolo gli asporti ad opera delle culture e dei fenomeni di attenuazione nel suolo e in atmosfera.

In questo livello di analisi, quindi, gli orizzonti interessati sono rappresentati dal suolo e dalla zona non satura: infatti, una volta che sia stato applicato un carico di azotati in superficie e che il suolo e le piante abbiano espresso la loro funzione di asporto, i nitrati in soluzione nelle acque di infiltrazione efficace attraversano la zona non satura e possono raggiungere la falda superficiale.

Per infiltrazione efficace si intende la frazione di acqua che si infiltra nel sottosuolo e raggiunge effettivamente la falda senza essere intercettata dalle piante o trattenuta nella zona non satura; l'infiltrazione efficace va quindi a costituire il deflusso idrico sotterraneo.

Il parametro preso in considerazione come fattore determinante l'arrivo in falda da parte dell'inquinante è l'infiltrazione efficace.

Nel caso in cui l'infiltrazione efficace sia pari a zero la falda è considerata protetta; al contrario, nei casi in cui l'infiltrazione efficace sia superiore a zero la falda è definita non protetta e, quindi, raggiungibile dai nitrati provenienti dal suolo e dalla zona non satura.

Nel caso in cui la falda sia protetta, la vulnerabilità specifica dell'acquifero ai nitrati risulta trascurabile; quando invece la falda risulta non protetta, per definirne la vulnerabilità specifica ai nitrati è necessario affrontare i successivi livelli di analisi.

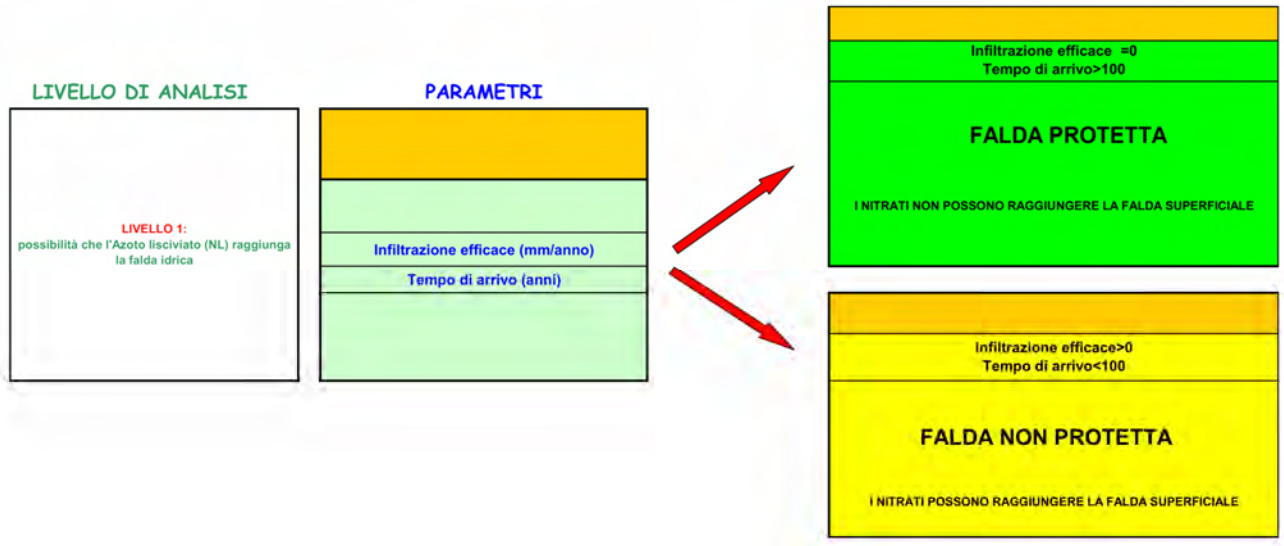


Figura 1: Livello 1: possibilità di contaminazione dell'acquifero.
Figure 1: Level 1: possibility that nitrogen N-leaching reaches groundwater.

3.2 Livello 2: valutazione della capacità di attenuazione per diluizione dell'acquifero

Il Livello 2 fornisce la classe di "Capacità di Attenuazione per Diluizione dell'Acquifero" valutato in base alla portata unitaria dell'acquifero (q_u, m^2/s).

La portata unitaria q_u rappresenta la portata che attraversa l'unità di larghezza della sezione di flusso. Tale parametro è proporzionale alla capacità di un acquifero di operare una diminuzione della concentrazione di un inquinante in falda (De Luca & Lasagna, 2005; Lasagna 2006; Debernardi *et alii*, 2008); di conseguenza, maggiore è la portata unitaria, maggiore la capacità dell'acquifero di ridurre la concentrazione di un inquinante attraverso il processo di diluizione. Al contrario, a bassi valori di portata unitaria corrisponde una scarsa capacità dell'acquifero nell'attenuare una contaminazione attraverso la diluizione, e quindi una elevata predisposizione idrogeologica alla contaminazione (Figura 2).

La portata unitaria q_u è definita dalla relazione seguente:

$$q_u = k \cdot i \cdot b = T \cdot i \qquad \text{(eq. 1)}$$

con:

- k = conducibilità idraulica dell'acquifero (m/s)
- i = gradiente idraulico (adim.)
- b = spessore dell'acquifero (m)
- T = trasmissività dell'acquifero (m^2/s).

La portata unitaria aumenta all'aumentare dei parametri k e b e risulta direttamente proporzionale alla capacità di attenuazione per diluizione dell'acquifero stesso.

I parametri che sono necessari per affrontare questo livello di analisi sono, quindi, la conducibilità idraulica dell'acquifero, lo spessore dell'acquifero e il gradiente idraulico.

A parità di azoto lisciviato (NL), maggiore è la portata unitaria (q_u) maggiore è la quantità d'acqua in grado di diluire il contaminante e quindi di mantenere basse concentrazioni di contaminante in falda.

In base ai differenti valori di portata unitaria si definisce quindi la Classe di *Capacità di attenuazione per diluizione dell'acquifero* secondo la classificazione di Figura 2.

3.3 Livello 3: valutazione della vulnerabilità specifica dell'acquifero ai nitrati

Il Livello 3 permette di valutare la "Capacità di Attenuazione Effettiva" dell'acquifero, cioè la vulnerabilità specifica dell'acquifero ai nitrati.

La capacità di attenuazione effettiva dell'acquifero rappresenta la capacità della falda di attenuare le concentrazioni di nitrati per diluizione in modo tale da non superare il limite di legge di 50 mg/l (D.L. 152/2006), considerando anche la concentrazione di nitrati già presente in falda. Questa capacità è espressa in termini di Azoto Lisciviato Ammissibile (NLA, kg N/ha), che rappresenta il valore di Azoto lisciviato massimo che la falda riesce a sopportare in modo che non venga superata la concentrazione limite di 50 mg/l di nitrati.

La vulnerabilità specifica dell'acquifero ai nitrati è, quindi, inversamente proporzionale all'Azoto lisciviato ammissibile. Infatti, tanto più la falda è in grado di sopportare elevati carichi azotati senza superare a valle i 50 mg/l, tanto più la sua vulnerabilità specifica risulterà bassa (Figura 3).

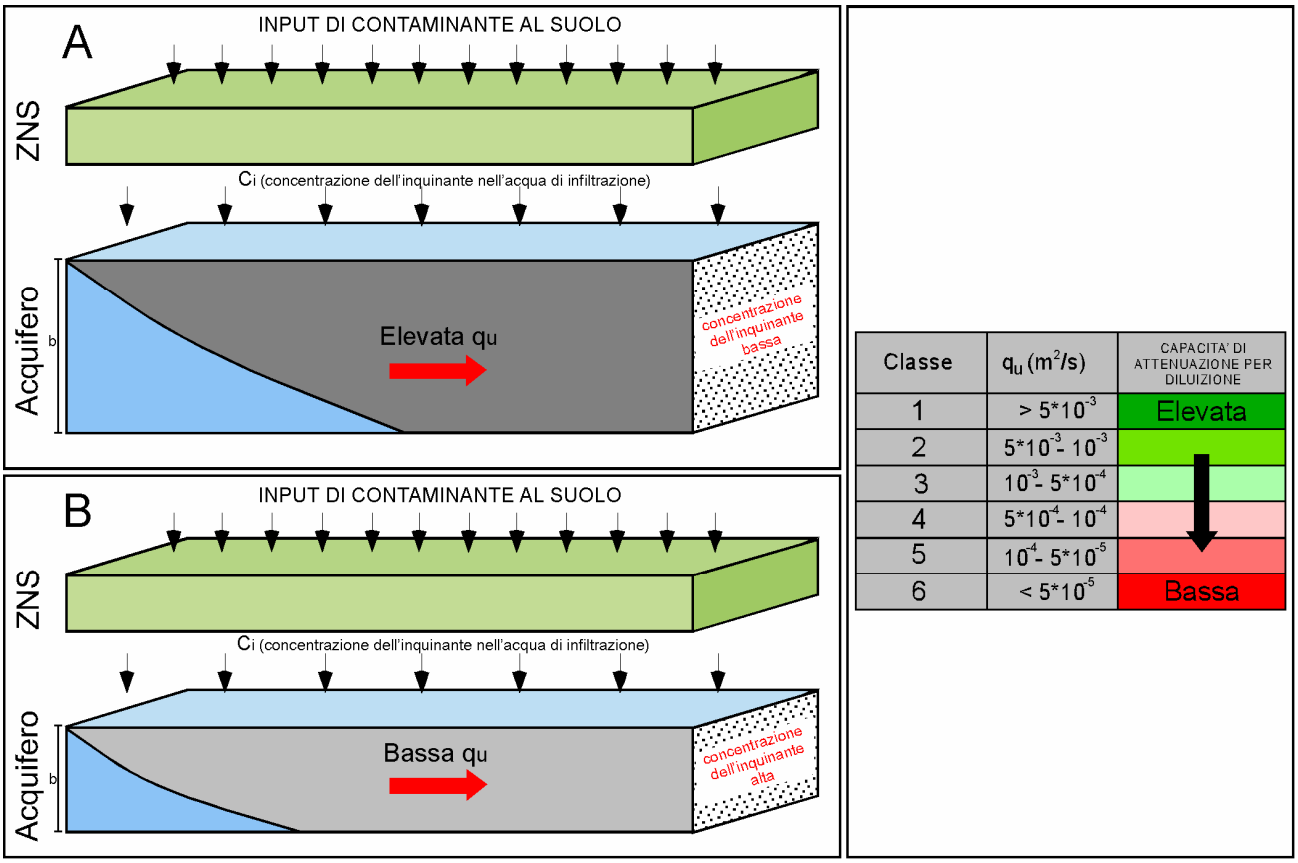


Figura 2: La portata unitaria dell'acquifero (q_u) è direttamente proporzionale alla capacità di attenuazione per diluizione di un inquinante (C_i = concentrazione di nitrati nelle acque di infiltrazione efficace; b = spessore dell'acquifero). A parità di Azoto lisciviato (NL), maggiore è la q_u, maggiore è la quantità d'acqua in grado di diluire il contaminante e, quindi, di mantenere concentrazioni di contaminante in falda basse.

Figure. 2: the volumetric flow rate per unit perpendicular to the flow direction (q_u) is directly proportional to aquifer ability to operate a contaminant concentration reduction (C_i = nitrate concentration in the infiltration water; b = aquifer depth).

Il parametro NLA può essere calcolato considerando un modello semplificato di un acquifero non confinato; tale modello è rappresentato da una rete di flusso a celle quadrangolari in cui sia conosciuta la concentrazione in ingresso alla cella (C_{ae}, mg/l) e vi sia un apporto di nitrati dall'infiltrazione efficace (C_i, mg/l); è quindi possibile valutare i parametri da cui dipende la concentrazione in uscita da ciascuna cella (C_u, mg/l), mediante la seguente equazione (Lasagna 2006; Debernardi *et alii*, 2008):

$$C_u = \frac{(q_u \cdot C_{ae}) + (I_e \cdot L \cdot C_i)}{(q_u + I_e \cdot L)} \qquad \text{(eq. 2)}$$

dove I_e è l'infiltrazione efficace (mm/anno) e L la lunghezza della cella esaminata (m).

Tale approccio risulta conservativo poiché la procedura adottata:

- prevede gli effetti in regime permanente;
- non prende in considerazione la dispersione trasversale tra tubi di flusso contigui che può ridurre le concentrazioni di nitrati effettive in falda;
- non prende in considerazione i fenomeni di denitrificazione che, in alcuni contesti chimico-fisici, possono ridurre l'entità della contaminazione da nitrati;
- non considera le eventuali intercomunicazioni con acquiferi più profondi;
- ipotizza che le acque di infiltrazione, data l'elevata solubilità dei nitrati, siano in grado di portare in soluzione l'intero azoto lisciviato annuo.

Nell'equazione 2 si pone C_i come incognita (definita C_{iAMM}) e C_u pari alla concentrazione limite dei nitrati nelle acque sotterranee (50 mg/l); in tal modo si ricava l'equazione seguente:

$$C_{iAMM} = q_u \cdot \left(\frac{50 - C_{ae}}{I_e \cdot L} \right) + 50 \qquad \text{(eq. 3)}$$

C_{iAMM} rappresenta la concentrazione ammissibile di nitrati nelle acque di infiltrazione efficace, affinché non si superi in uscita dalla cella la concentrazione limite di nitrati di 50 mg/l. Risulta che:

$$C_{iAMM} = \frac{NLA}{I_e} \qquad \text{(eq. 4)}$$

dove NLA pari è alla quantità di azoto lisciviato ammissibile tale per cui, data una certa infiltrazione efficace, non venga superata la C_{iAMM}, e quindi la concentrazione di nitrati in uscita dalla cella non superi 50 mg/l.

Sostituendo l'eq. 4 nell'eq. 3 e ponendo in evidenza NLA, si ottiene:

$$NLA = C_{iAMM} \cdot I_e = q_u \cdot \left(\frac{50 - C_{ae}}{L} \right) + (50 \cdot I_e) \qquad \text{(eq.5)}$$

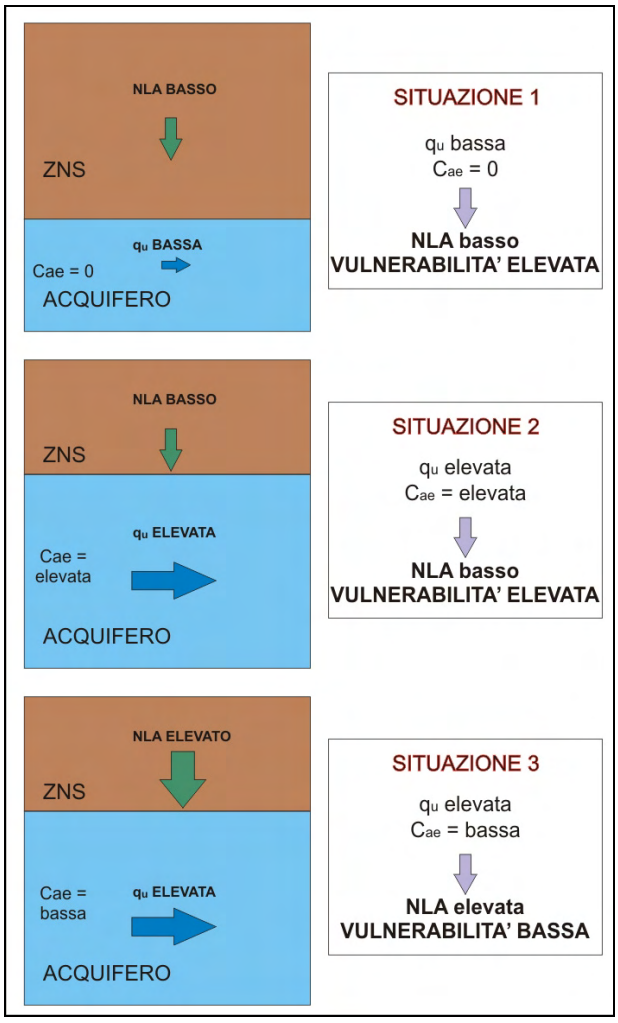


Figura 3: Situazioni semplificative della vulnerabilità specifica ai nitrati al variare della q_u e della concentrazione di nitrati in falda (C_{ae}).

Figure 3: Theoretical schemes about nitrate vulnerability with different q_u values and nitrate concentration in groundwater (C_{ae}).

La vulnerabilità specifica dell'acquifero ai nitrati può essere suddivisa in sei classi, in base al diverso valore di NLA (Tabella 1). Tale parametro è stato calcolato considerando la lunghezza della cella di flusso L pari a 1 km. Questa distanza rappresenta il tratto percorso dalle acque sotterranee per solo moto avvettivo in un tempo non superiore a 5 anni nei contesti idrogeologici presi in esame. In effetti, il modello considerato è subordinato all'ipotesi semplificativa di instaurazione di un regime permanente; tali ipotesi prevede, quindi, un apporto di azoto dalla superficie topografica continuo e con concentrazioni costanti da un tempo sufficientemente lungo. Dal momento che si ipotizzano condizioni climatiche e agro-colturali rimaste invariate nelle aree in esame per un periodo antecedente ad oggi pari ad almeno 5 anni, la scelta di una lunghezza della cella di 1 km risulta giustificata. È possibile, tuttavia, utilizzare L diverse da 1 km in base alle specifiche esigenze di analisi; in tal caso la Tabella 1 andrà riformulata.

Tabella 1: Classi di vulnerabilità specifica ai nitrati sulla base dell'azoto lisciviato ammissibile NLA.

Table 1: Nitrate vulnerability classes on the base of NLA (acceptable nitrogen leaching).

CLASSE	NLA (kg N/ha)	Vulnerabilità specifica ai nitrati
Classe 1	(> 500)	Bassa
Classe 2	(300 – 500)	
Classe 3	(150 – 300)	
Classe 4	(50 – 150)	
Classe 5	(0 – 50)	
Classe 6	(< 0)	Elevata

In particolare, la Classe 6 rappresenta il caso in cui l'acquifero risulta già contaminato, cioè l'eventualità in cui le concentrazioni di nitrati in falda superino i 50 mg/l; in tale situazione non è possibile introdurre nel sistema un ulteriore carico di composti azotati, essendo la qualità dell'acquifero già compromessa, ma sarebbe necessario, da un punto di vista teorico, asportare dell'azoto, da cui il valore negativo.

4. Aree di studio

La procedura descritta è stata applicata in due aree campione della pianura piemontese (Italia nord-occidentale) la cui ubicazione è riportata in Figura 4.

L'area A è situata nel centro della pianura cuneese e si estende per circa 120 km²; tale settore, costituito da una pianura blandamente inclinata verso nord-est, è delimitato a nord dai settori meridionali della pianura torinese, ad est dai rilievi collinari delle Langhe e del Roero, a sud dalle Alpi Liguri e ad ovest dalle Alpi Occidentali.

Il territorio, in corrispondenza dei centri abitati, è fortemente antropizzato ed è soggetto ad un intenso sfruttamento agricolo con coltivazioni di frutteti, cereali, foraggiere e colture ortive; sono inoltre numerosi gli allevamenti zootecnici, soprattutto di ovini e suini.

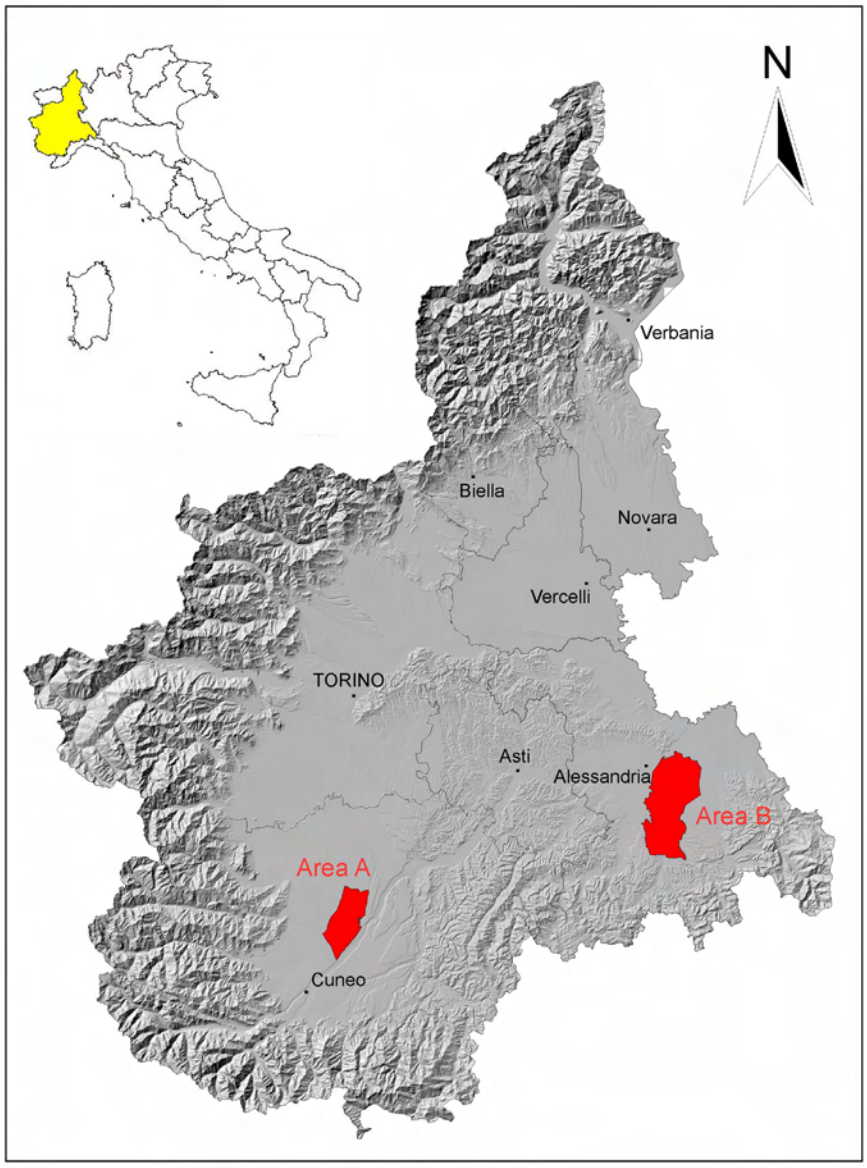


Figura 4: Aree di studio; l'area A ricade nella pianura cuneese, l'area B nella pianura alessandrina.
Figure 4: Study areas: area A is in the Cuneo plain, area B in the Alessandria plain.

La seconda area oggetto di studio (Area B) è situata nella pianura alessandrina e si estende per circa 300 km².

Da un punto di vista morfologico, sono presenti varie superfici terrazzate con una caratteristica convergenza delle acclività verso la zona di Alessandria. Le scarpate dei terrazzi presentano talora altezze comprese tra 25 e 50 m. Gli insediamenti industriali sono localizzati soprattutto nelle vicinanze dei centri principali. Per quanto riguarda l'uso del suolo l'80% del settore pianeggiante è caratterizzato dalla presenza di seminativi con prevalenza di mais e/o grano; una porzione centrale ed allungata in direzione nord-sud è, invece, adibita a prati permanenti mentre nei settori meridionali, rilevati rispetto alla sottostante pianura, si trovano vigneti, frutteti e noccioleti.

4.1 - Assetto idrogeologico

Lo schema idrogeologico semplificato a scala regionale è caratterizzato da sedimenti alluvionali grossolani del Quaternario superiore seguiti, scendendo in profondità, dalle sequenze del Villafranchiano, caratterizzate dall'alternanza di livelli ghiaioso-sabbiosi e livelli argilloso-limosi; al di sotto seguono i depositi marini del Pliocene. Il basamento cristallino della catena montuosa alpina da un lato ed i sedimenti marini pre-pliocenici della Collina di Torino dall'altro, si immergono al di sotto di questa sequenza di sedimenti.

La potenza dei sedimenti descritti è fortemente influenzata dai processi tettonici: in particolare le due aree di studio sono situate in zone che, proprio a causa dei suddetti processi, risultano depresse rispetto alla restante parte della pianura.

Le possibilità di reperimento idrico nell'ambito della pianura piemontese sono legate allo sfruttamento della falda idrica superficiale, generalmente di tipo libero, impostata nelle alluvioni grossolane del Quaternario superiore, nonché delle falde profonde appartenenti al sistema multifalde in pressione presente entro le sequenze del Villafranchiano; infine è presente una falda nelle sabbie marine plioceniche in facies astiana.

In dettaglio, l'area A risulta costituita da depositi alluvionali grossolani caratterizzati da buona permeabilità e si trova nella parte distale della serie di grandi conoidi venutesi a formare in seguito alla migrazione dei fiumi allo sbocco delle valli alpine. Lo spessore dei depositi varia da 40 a 80 m nella zona di apice, sino a ridursi gradualmente a 10-20 m nelle zone più distali di pianura. I sistemi acquiferi presenti in questo complesso sono alimentati dalle precipitazioni locali e dalle ingenti perdite dei corsi d'acqua provenienti dalle vallate alpine, soprattutto nelle zone pedemontane. Muovendosi dalle zone apicali verso le aree più distali si osserva un'inversione di tendenza e gli acquiferi liberi tendono progressivamente ad alimentare i vari corsi d'acqua.

L'area B risulta costituita da depositi di origine prevalentemente fluviale, con sedimenti ghiaiosi a matrice fine scarsa, e perciò ben permeabili, e rare lenti argillose. In questo contesto idrogeologico si può riconoscere un pri-

mo acquifero, relativamente superficiale, presente in tutta la pianura e che si sviluppa nelle alluvioni grossolane superficiali aventi generalmente elevati spessori, fino a 50 m.

I depositi fluviali più antichi (Fluviale Antico), altimetricamente più elevati, formano i terrazzi a sud di Capriata d'Orba. Seguono le superfici del Fluviale Medio, incassate nelle precedenti o sviluppate all'esterno di esse, che formano la piana che si estende a nord di Basaluzzo. Il complesso più recente, denominato Fluviale Recente, si distingue nettamente dal Fluviale Medio soprattutto lungo i corsi d'acqua principali, mentre altrove il passaggio tra questi due tipi di depositi risulta sfumato.

Il sistema idrico sotterraneo della pianura di Alessandria è alimentato dalle acque di precipitazione, che si infiltrano attraverso la serie alluvionale permeabile, alimentando essenzialmente la prima falda; inoltre la ricarica è anche da imputare alle acque provenienti dalle principali valli a sud del settore analizzato, dove le precipitazioni atmosferiche raggiungono anche i 1000 - 2000 mm/anno.

4.2 - Piezometria della falda superficiale

Le carte piezometriche della falda superficiale relative alle campagne di misura in pozzi irrigui e domestici relative a Gennaio e Agosto 2005 per l'area A e a Maggio e Novembre 2005 per l'area B sono riportate in Figura 5 e Figura 6.

Le carte piezometriche realizzate per le due aree in esame presentano un andamento della falda pressoché identico nelle due campagne di misura.

In dettaglio l'area di studio nella pianura cuneese presenta, complessivamente, un andamento delle linee isopiezometriche abbastanza regolare; la direzione generale di deflusso delle acque sotterranee è sudovest-nordest in accordo con la pendenza generale della pianura. Sono evidenti, inoltre, tre settori con caratteristiche piezometriche omogenee: un settore settentrionale, in cui le isopieze hanno andamento regolare e sono sub-parallele fra loro, con gradiente idraulico medio di 0.005; un settore meridionale in cui le isopiezometriche sono più ravvicinate e meno rettilinee, e il gradiente idraulico risulta in media di 0.007; un settore a ridosso del terrazzo del Fiume Stura di Demonte, in cui le linee piezometriche sono molto ravvicinate con gradiente mediamente di 0.05: questa porzione è condizionata fortemente dalla topografia, caratterizzata da una scarpata di circa 30 m.

Per quanto concerne i rapporti della superficie piezometrica con i corsi d'acqua, si evidenzia una falda fortemente influenzata della presenza del Torrente Stura di Demonte; in particolare in questo settore di pianura il corso d'acqua risulta fortemente drenante. La falda idrica presenta, invece, un comportamento quasi indifferente nei confronti del Torrente Mellea, che delimita l'area di studio a nord-est.

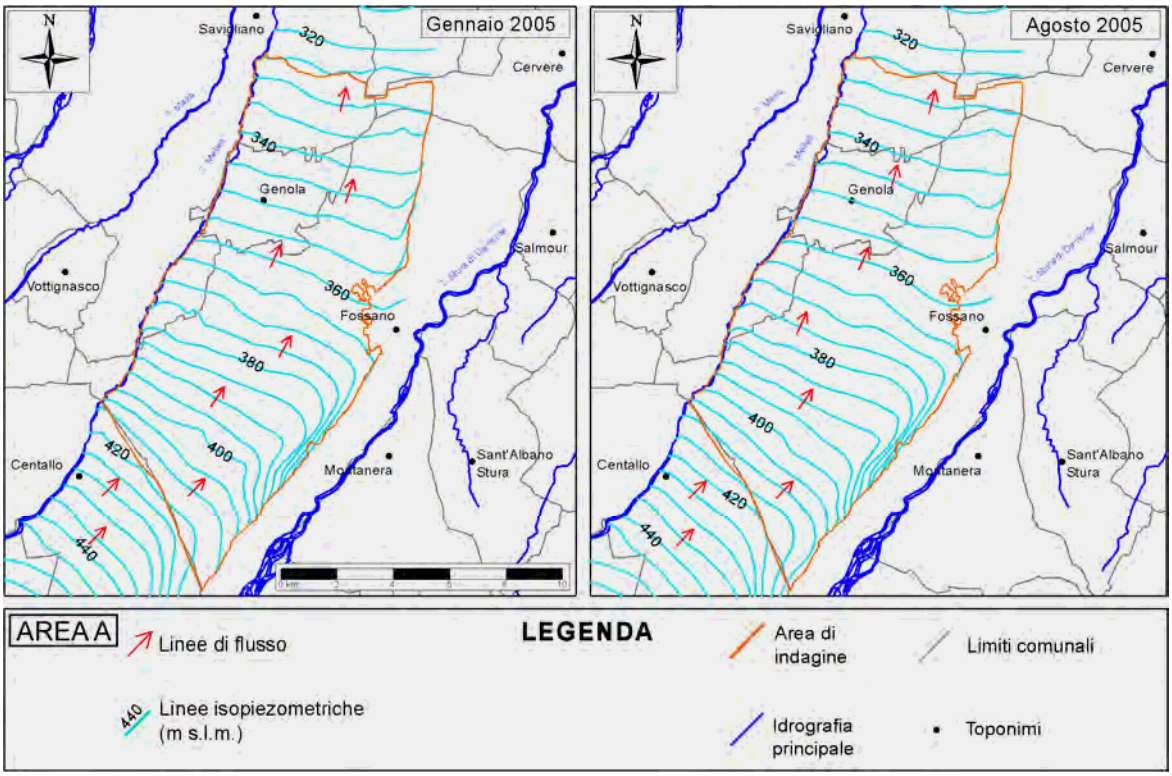


Figura 5: Carte piezometriche della falda superficiale relative alla 1ª campagna (gennaio 2005) ed alla 2ª campagna (agosto 2005) nell'area A (pianura cuneese).

Figure 5: Piezometric maps of shallow aquifer (January 2005 and August 2005) in area A.

Per l'area di studio B, il flusso idrico sotterraneo è caratterizzato da un andamento generale in direzione sud-est-nordovest. In accordo con l'assetto delle paleosuperfici, tuttavia, è possibile osservare un flusso idrico con andamento radiale centripeto nella pianura alessandrina s.s., mentre nel settore nord-est di studio assume un andamento da sud verso nord.

La morfologia della falda rimarca l'andamento della superficie topografica, rimanendo chiaramente influenzata dalla diversa permeabilità dei litotipi che attraversa.

È possibile inoltre notare la presenza di assi drenanti, che indicano probabilmente la presenza di paleoalvei. L'analisi delle isofreatiche consente inoltre di individuare uno spartiacque sotterraneo ben visibile tra Mandrogne e Castelceriolo.

Il gradiente idraulico risulta molto variabile, diminuendo da sudest verso nordovest.

Per quanto riguarda il rapporto tra falda freatica e le acque superficiali, il Fiume Bormida, il Torrente Orba e il Torrente Lemme, che attraversano l'area in esame, esercitano un'azione drenante nei confronti della falda.

4.3 - La trasmissività dell'acquifero libero

La distribuzione della trasmissività nelle due aree in esame è riportata in Figura 7.

I valori di trasmissività sono stati ricavati, partendo dalla portata specifica, in corrispondenza a 44 pozzi nella pianura cuneese e 170 in quella alessandrina, con i filtri esclusivamente nella falda superficiale.

Nella settore di pianura cuneese esaminato, la trasmissività presenta valori compresi tra $2.00 \cdot E^{-01}$ m^2/s, nel settore occidentale di pianura a ovest di Genola, e $1.10 \cdot E^{-02}$ m^2/s nei settori centro-meridionali e orientali.

Dalla carta della trasmissività della pianura alessandrina analizzata, si distingue un settore centro-orientale caratterizzato da valori di trasmissività bassi (inferiori a 1.0E-02 m^2/s); ciò è legato alla presenza di alluvioni prevalentemente sabbioso-siltoso-argillose e alluvioni fortemente alterate.

I valori di trasmissività più elevati ($2.0 \cdot E^{-02}$ m^2/s – $3.3 \cdot E^{-02}$ m^2/s) si riscontrano nel settore nordoccidentale dell'area, lungo la direttrice Alessandria - Bosco Marengo, dove affiorano depositi essenzialmente ghiaioso-sabbioso caratterizzati da una modesta alterazione superficiale e quindi buona permeabilità; una buona permeabilità si può osservare anche a nord-ovest di Capriata d'Orba in corrispondenza ai depositi del Fluviale Recente.

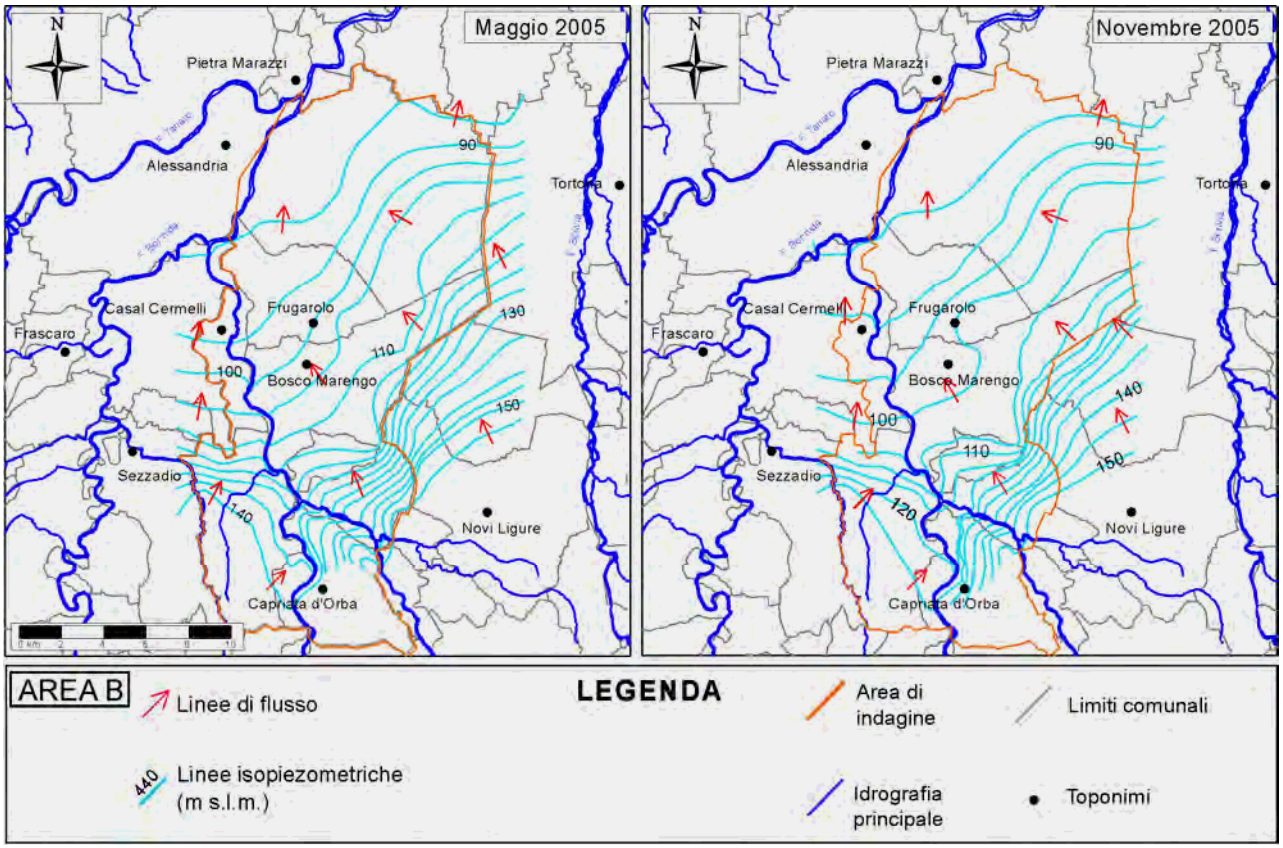


Figura 6: Carte piezometriche relative alla 1ª campagna (maggio 2005) ed alla 2ª campagna (novembre 2005) nell'area B (pianura alessandrina).

Figure 6: Piezometric maps of shallow aquifer (May 2005 and November 2005) in area B.

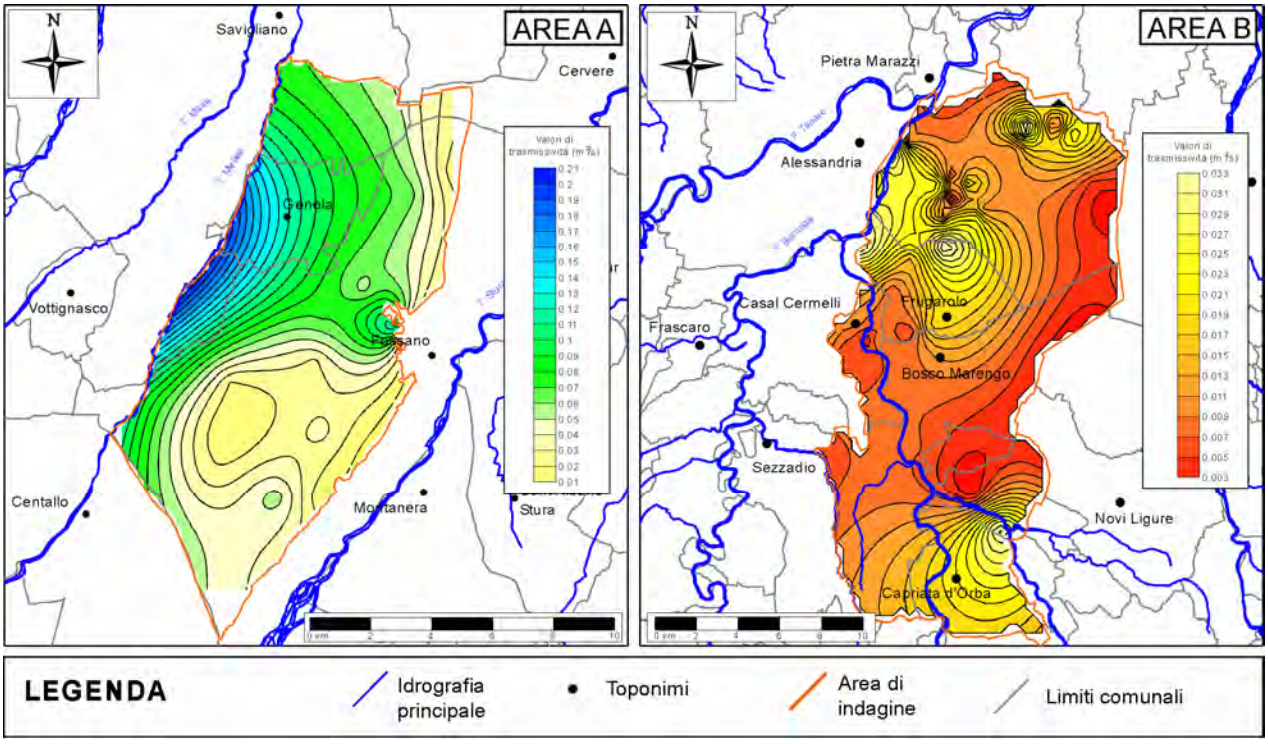


Figura 7: Carte della trasmissività dell'acquifero superficiale nell'area A (pianura cuneese) e nell'area B (pianura alessandrina).
Figure 7: Transmissivity maps of shallow aquifer in area A and B.

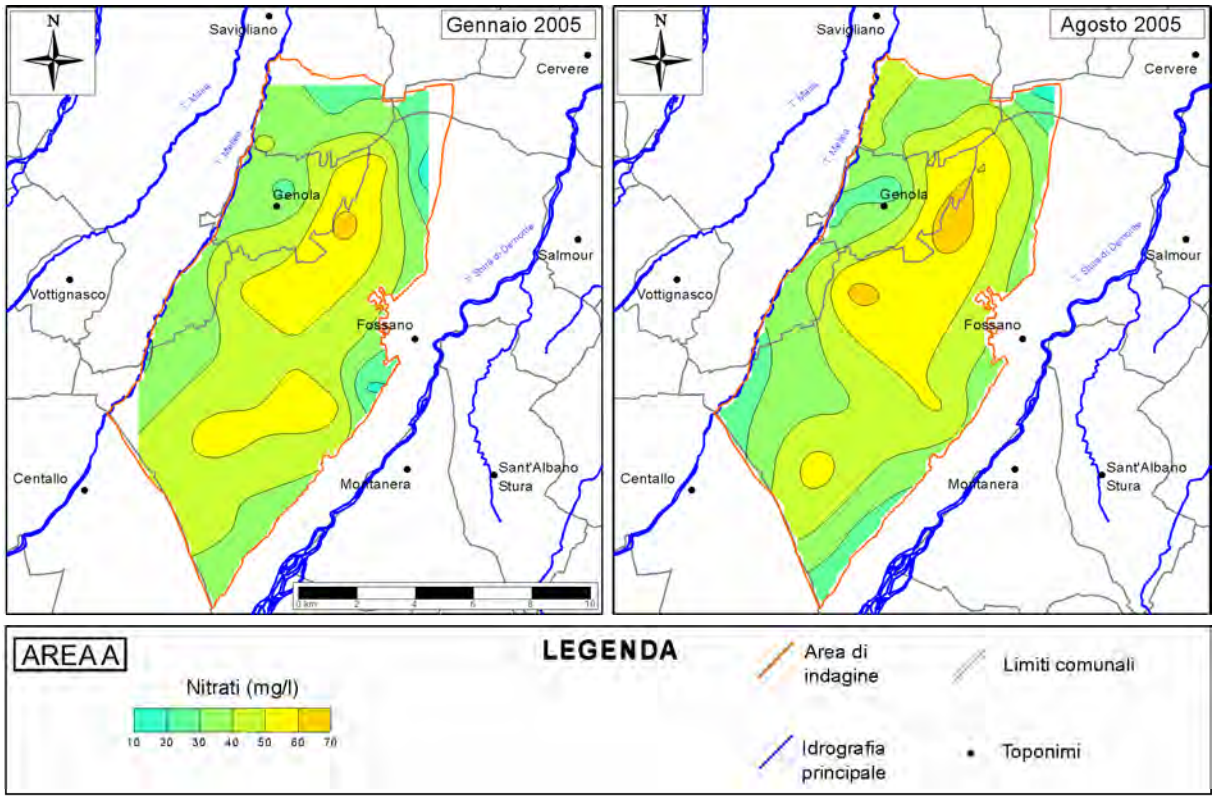


Figura 8: Carte della distribuzione dei nitrati nell'area A (pianura cuneese) relative a Gennaio 2005 e Agosto 2005.
Figure 8: Nitrate concentration maps in area A (January 2005 and August 2005).

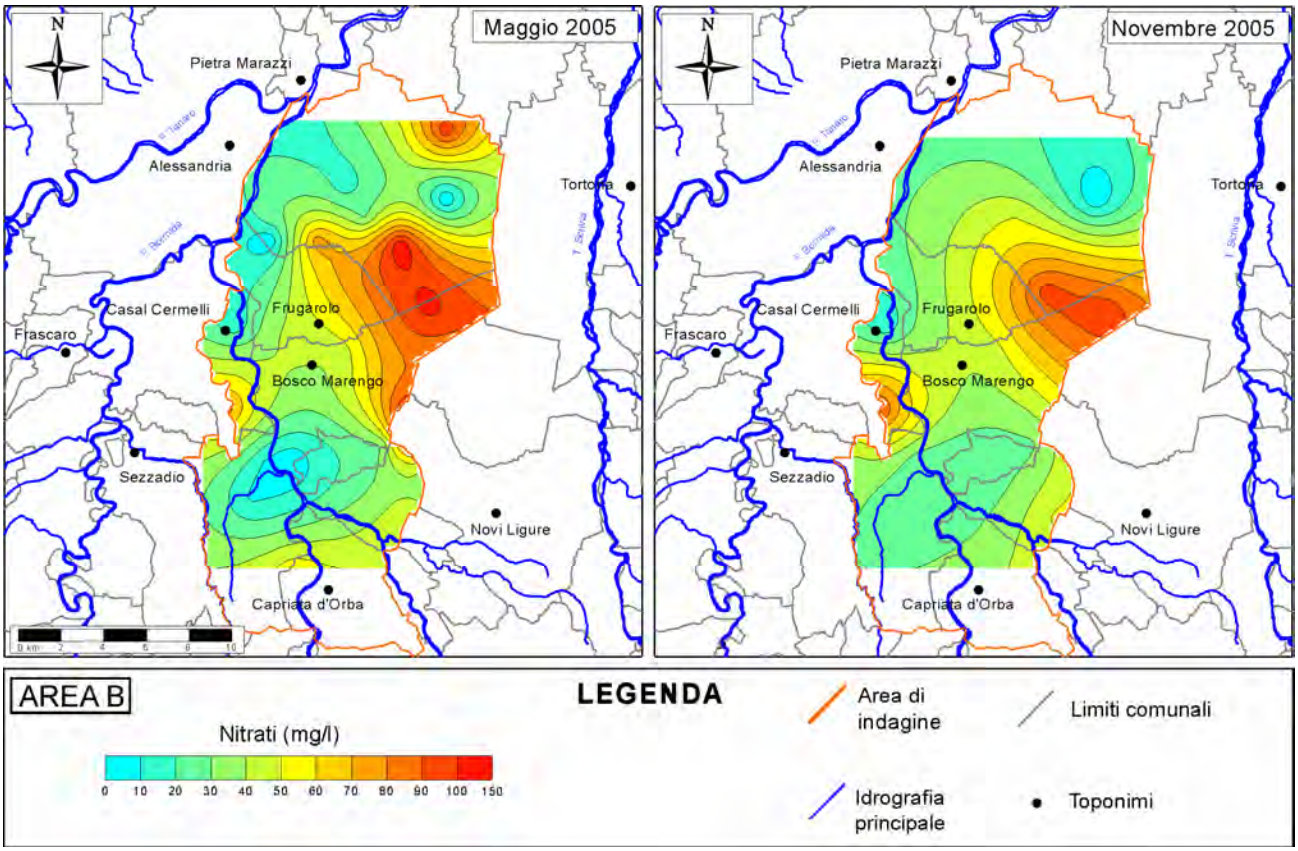


Figura 9: Carte della distribuzione dei nitrati nell'area B (pianura alessandrina) relative a Maggio 2005 e Novembre 2005.
Figure 9: Nitrate concentration maps in area B (May 2005 and November 2005).

4.4 – I nitrati nell'acquifero superficiale

Al fine di valutare la distribuzione dei nitrati nell'acquifero superficiale, sono state condotte due campagne di misura nell'area A (Gennaio e Agosto 2005) e due campagne nell'area B (Maggio e Novembre 2005).

Nell'area A (Figura 8) le concentrazioni di nitrati sono generalmente elevate, sebbene il superamento dei limiti di legge (50 mg/l) sia stato riscontrato solamente in alcuni punti di misura ubicati nel settore centrale dell'area di studio.

Sono inoltre stati prelevati quattro campioni di acqua dal Torrente Mellea. Tali campioni presentano tenori prossimi a 15 mg/l nella campagna di misura invernale e tenori compresi tra 15 e 30 mg/l nella campagna estiva.

Nel settore di pianura alessandrino analizzato (Figura 9) si evidenziano, per entrambe le campagne di misura, tenori molto elevati in gran parte dell'area di studio; inoltre frequentemente le concentrazioni di nitrati superano il limite di legge, con tenori talora prossimi a 150 mg/l. Questo fenomeno si verifica nella parte centro-orientale della pianura ed in un'area localizzata nel settore occidentale. Procedendo verso sud e avvicinandosi ai rilievi collinari, dove l'attività agricola è più limitata, le concentrazioni dei nitrati diminuiscono.

I corsi d'acqua superficiali, campionati in 7 punti, presentano, invece, valori sempre inferiori a 10 mg/l.

5. Applicazione del metodo

Nelle aree campione di pianura cuneese e alessandrina descritte nei paragrafi precedenti, sono stati applicati i 3 livelli di analisi al fine di definire la vulnerabilità specifica ai nitrati dell'acquifero superficiale.

5.1 Applicazione del Livello 1

Il parametro necessario per affrontare il livello 1 di analisi è l'infiltrazione efficace (I_e).

Per l'area del Fossanese i valori di infiltrazione efficace sono stati considerati pari alla quantità d'acqua drenata al di sotto del profilo di suolo; tali dati sono stati forniti dal Dipartimento Agroselviter dell'Università di Torino.

Per l'area dell'Alessandrino, l'infiltrazione efficace è stata calcolata come differenza tra gli apporti dovuti alle precipitazioni (Regione Piemonte, 1985a; Regione Piemonte, 1985b) e all'irrigazione (De Vecchi Pellati & Pesce, 1986) e gli asporti legati all'evapotraspirazione reale, valutata mediante la formula di Turc. È stato, infine, utilizzato un coefficiente di infiltrazione potenziale in modo da tener conto del contesto geologico e delle caratteristiche del suolo.

Sia l'area del cuneese sia quella dell'alessandrino sono caratterizzate da una situazione di infiltrazione efficace superiore a zero. Considerando che l'infiltrazione efficace è ubiquitariamente maggiore di zero, la falda superficiale è definibile come "non protetta".

5.2 - Applicazione del Livello 2

La Capacità di attenuazione per diluizione dell'acquifero rappresenta la capacità della falda di attenuare la concentrazione dei nitrati attraverso il processo di diluizione.

I parametri necessari per affrontare il livello 2 di analisi sono la trasmissività dell'acquifero e il gradiente idraulico.

Le carte della trasmissività dell'acquifero superficiale sono riportate in Figura 7 per entrambe le aree di studio; i valori di gradiente sono, invece, stati ricavati dalle rispettive carte piezometriche (Figura 5 e Figura 6).

È stato, quindi, calcolato il parametro portata unitaria dell'acquifero q_u, la cui distribuzione è riportata in Figura 10.

Per quanto riguarda la carta della capacità di attenuazione per diluizione dell'acquifero dell'area A si nota che la portata unitaria, probabilmente a causa delle dimensioni ridotte dell'area in esame e alla scarsa variabilità dei parametri esaminati, assume ovunque valori compresi tra $1 \cdot E^{-04}$ m^2/s e $5 \cdot E^{-04}$ m^2/s e, quindi, ricade interamente all'interno della Classe 4. Nel settore di pianura cuneese analizzato, quindi, risulta una capacità di attenuazione per diluizione media.

Nell'area B, al contrario, il parametro presenta una notevole variabilità in un range tra $5 \cdot E^{-05}$ m^2/s e $5 \cdot E^{-04}$ m^2/s. In particolare, la maggior parte dall'area indagata ricade all'interno della Classe 6 (q_u < 5E-05 m^2/s), evidenziando una capacità di attenuazione per diluizione bassa; tuttavia si discostano le porzioni centro-occidentali e una piccola area meridionale che ricadono in Classe 5, mentre l'area a est-sudest ricade in Classe 4. Generalmente le zone che rientrano in Classe 5 risultano anche caratterizzate da valori di conducibilità idraulica più elevati rispetto alle aree circostanti; la Classe 4 è, invece, da ricondurre ad un elevato valore del gradiente idraulico. I settori in Classe 4 e 5 indicano una capacità di attenuazione per diluizione medio-bassa.

5.3 - Applicazione del Livello 3

I parametri necessari per affrontare il livello 3 di analisi sono la trasmissività dell'acquifero, il gradiente idraulico, la concentrazione di nitrati presente in falda e l'infiltrazione efficace. La descrizione di tali parametri è riportata nei paragrafi precedenti. Per quanto concerne la concentrazione di nitrati nell'acquifero superficiale, nel livello 3 è stata considerata la distribuzione di tale parametro relativa al mese di Agosto 2005 nel caso dell'area A e al mese di Maggio 2005 per l'area B.

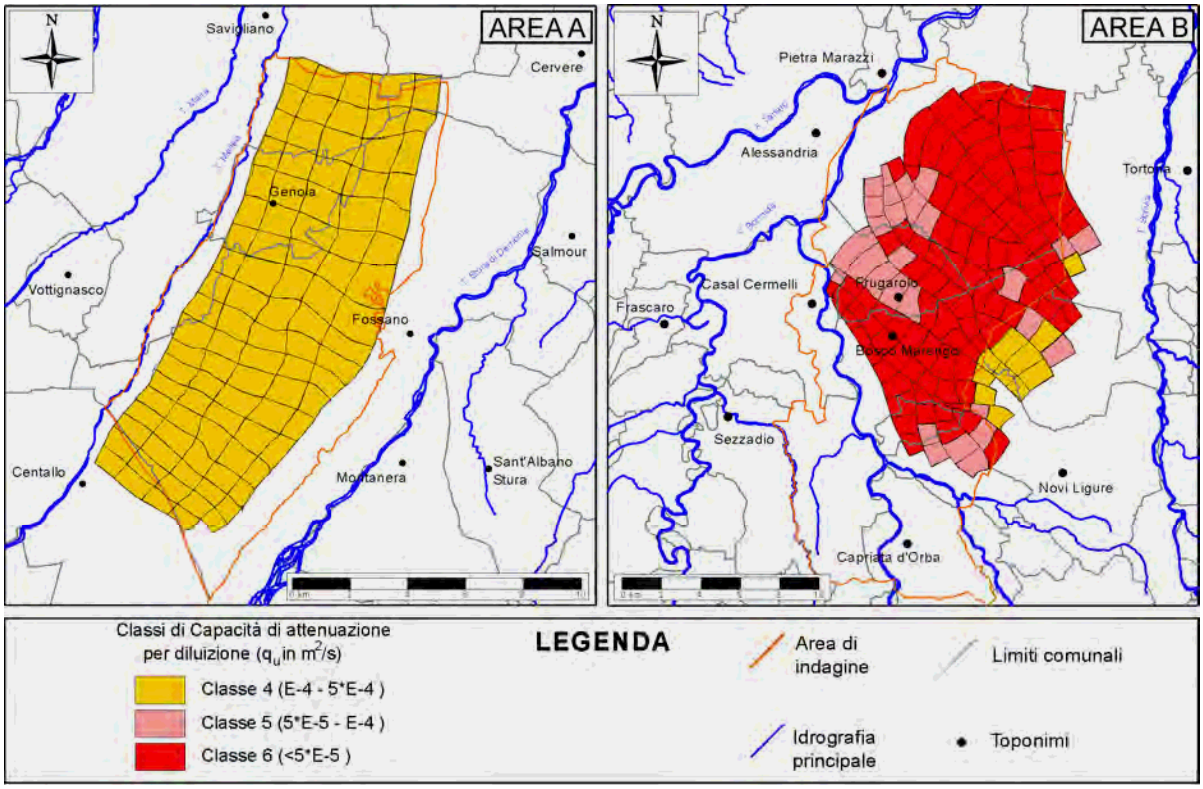


Figura 10: Carte della capacità di attenuazione per diluizione (q_u) dell'acquifero nell'area A (pianura cuneese) e nell'area B (pianura alessandrina).

Figure 10: Maps of dilution attenuation capacity of shallow aquifer (evaluated as q_u) in area A and area B.

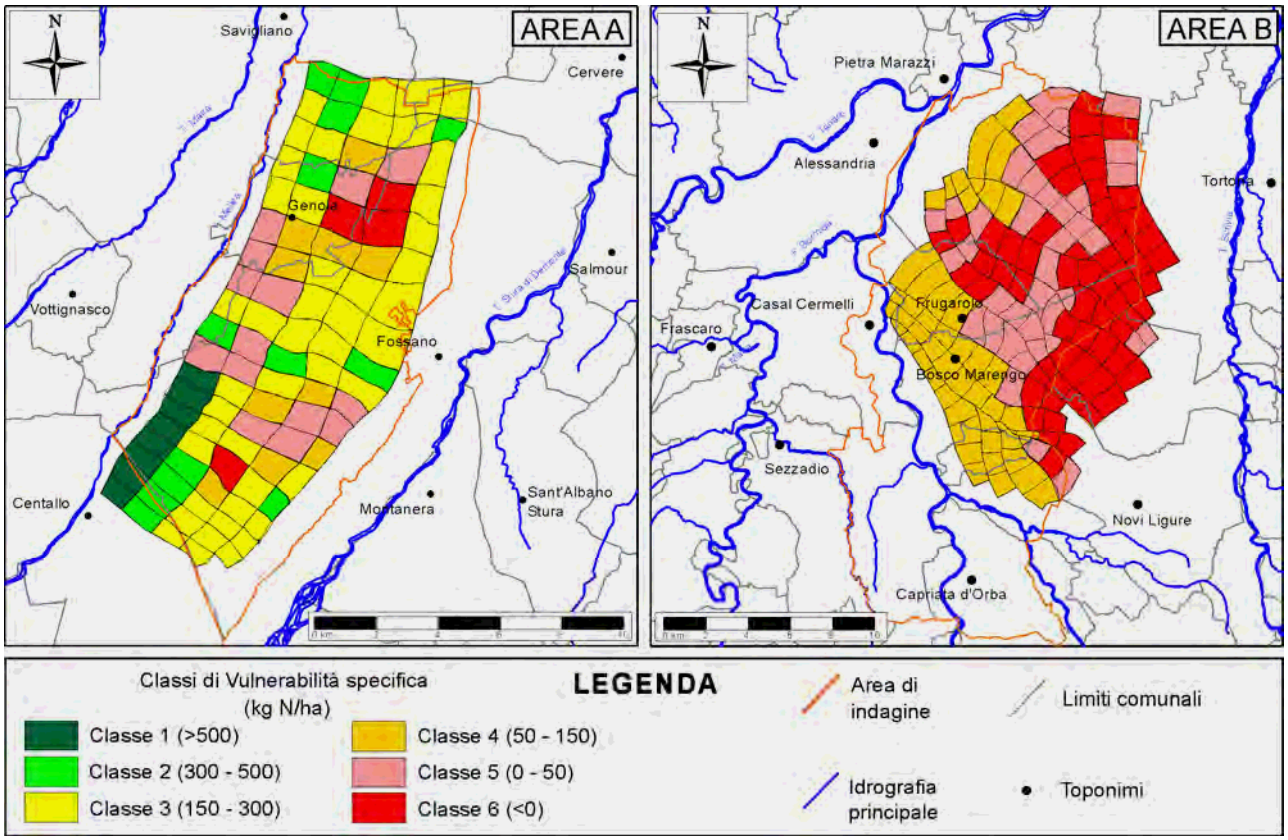


Figura11: carte della vulnerabilità specifica ai nitrati nell'area A (pianura cuneese) e nell'area B (pianura alessandrina). La vulnerabilità specifica ai nitrati è crescente dalla classe 1 (vulnerabilità bassa) alla classe 6 (vulnerabilità elevata).
Figure 11: groundwater nitrate vulnerability maps in area A and B.

Mediante l'applicazione dell'equazione 5 è stato ricavato il valore di Azoto Lisciviato Ammissibile (NLA) in kg N/ha che rappresenta il massimo valore di Azoto lisciviato che la falda riesce a sostenere in modo che, in ciascuna delle celle di flusso di 1 km di lunghezza considerate, non venga superata la concentrazione limite di 50 mg/l di nitrati.

Questo parametro è direttamente proporzionale alla capacità di attenuazione effettiva dell'acquifero ma inversamente proporzionale alla vulnerabilità specifica dell'acquifero ai nitrati. Infatti, tanto più la falda è in grado di sopportare elevati carichi azotati senza superare a valle i 50 mg/l, tanto più la sua vulnerabilità risulta bassa.

In base ai diversi valori di NLA le due aree in esame sono state suddivise in classi di vulnerabilità specifica ai nitrati**;** le due carte sono riportate in Figura 11.

Nell'area A i valori di NLA risultano molto variabili. In particolare, le celle che ricadono in Classe 6 (elevata vulnerabilità) sono quelle caratterizzate da valori di NLA negativi, ovvero sono zone in cui la concentrazione di nitrati in falda risulta già superiore a 50 mg/l; si tratta quindi di celle in cui l'acquifero non è più in grado di sopportare ulteriormente la pressione dei carichi azotati che, al contrario, andrebbero sottratti al sistema. Quasi la metà delle celle ricade all'interno della Classe 3, cioè presenta valori di NLA compresi tra 150 e 300 kg N/ha. Le celle che sono bianche in carta rappresentano aree in cui i dati sono insufficienti per realizzare l'elaborazione.

Per quanto riguarda l'area B, la maggior parte del settore orientale è caratterizzata da valori negativi di NLA; sono, quindi, settori in cui la falda è già contaminata. La restante parte dell'area in esame presenta, invece, valori di NLA compresi tra 0 kg N/ha e 150 kg N/ha, ossia ricade all'interno delle Classi 4 e 5 che, comunque, evidenziano una situazione di vulnerabilità specifica dell'acquifero ai nitrati media-elevata. La porzione a sud dell'area, a ridosso del Torrente Orba, non è stata elaborata mediante l'applicazione di questa metodologia per mancanza di dati.

6. Confronto tra la vulnerabilità specifica ai nitrati e lo stato di contaminazione della falda libera

Al fine di valutare la validità del metodo proposto sono stati realizzati dei grafici di correlazione tra i parametri NLA e la concentrazione di nitrati riscontrata nei pozzi in falda superficiale. In zone ad elevata vulnerabilità specifica ai nitrati (e quindi valori bassi NLA), in effetti, è plausibile aspettarsi alte concentrazioni di nitrati misurate

nelle acque sotterranee, e viceversa.

Dai grafici di Figura 12 e Figura 13 emerge che nell'area A la correlazione tra i due parametri in esame è caratterizzata da un R^2 pari a 0.74, mentre nell'area B la correlazione tra i parametri considerati ha un R^2 pari a 0.77.

Nonostante il modesto numero di dati di concentrazione di nitrati disponibili, quindi, risulta una buona correlazione tra i due parametri; fanno eccezione alcuni valori che si discostano leggermente dal trend generale (Figura 13) mostrando, pur in zone ad alta vulnerabilità, concentrazioni di nitrati più elevate rispetto alla normale tendenza di distribuzione dei dati.

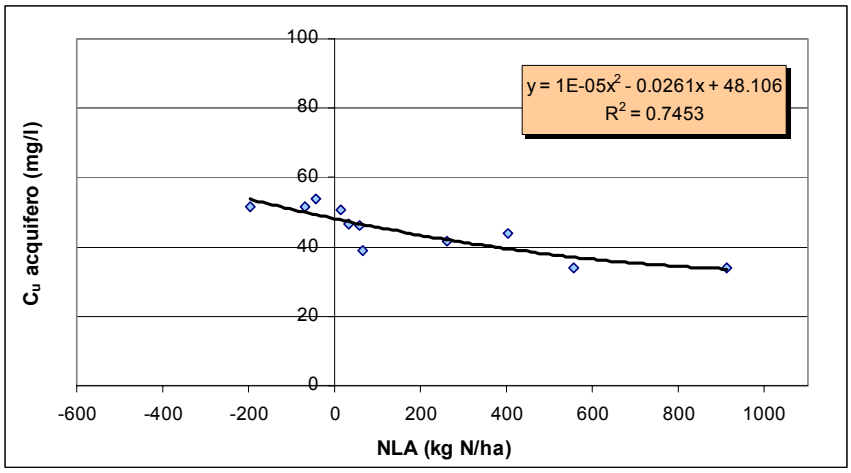


Figura 12: Relazione esistente tra l'azoto lisciviato ammissibile (NLA) e la concentrazione di nitrati rilevata in falda per l'area A (pianura cuneese). Il parametro NLA è inversamente proporzionale alla vulnerabilità specifica ai nitrati.

Figure 12: Correlation between NLA (acceptable nitrogen leaching) and nitrate concentration in groundwater in area A. NLA is in inverse relation to nitrate vulnerability.

Verosimilmente è possibile imputare questo scostamento a situazioni puntuali in cui la vulnerabilità è stata sottostimata rispetto al suo reale valore: ciò può essere legato ad una sottostima del valore di concentrazione di nitrati in ingresso alla cella (per esempio a causa di sversamenti localizzati di reflui azotati non evidenziati nella campagna di monitoraggio) o per un errore nella valutazione dei parametri idrogeologici connessi a situazioni locali di anomalia.

Tuttavia, la generale buona correlazione tra NLA e concentrazione di nitrati in falda induce a ritenere valido l'approccio descritto, che necessita comunque di trovare altre conferme in condizioni idrogeologiche diverse.

7. Conclusioni

Il metodo proposto consente la valutazione della capacità di attenuazione per diluizione dell'acquifero nei confronti dei nitrati, in funzione della portata unitaria, e della vulnerabilità specifica dell'acquifero ai nitrati, in funzione della capacità di attenuazione effettiva dell'acquifero.

La portata unitaria q_u è proporzionale alla capacità di un acquifero di operare una diminuzione della concentrazione di un inquinante in falda: a parità di Azoto lisciviato (NL), maggiore è la q_u, maggiore è la quantità d'acqua in grado di diluire il contaminante e, quindi, di mantenere bassa concentrazioni di contaminante in falda. La portata unitaria è direttamente proporzionale ai parametri trasmissività dell'acquifero e gradiente idraulico.

La capacità di attenuazione effettiva dell'acquifero rappresenta la capacità della falda di attenuare le concentrazioni di nitrati per diluizione in modo tale da non superare il limite di legge di 50 mg/l, considerando anche la concentrazione di nitrati già presente in falda. Questa capacità è espressa in termini di Azoto Lisciviato Ammissibile (NLA, kg N/ha), che rappresenta il valore di Azoto lisciviato massimo che la falda riesce a sopportare in modo che non venga superata la concentrazione limite di 50 mg/l di nitrati. La vulnerabilità specifica dell'acquifero ai nitrati è inversamente proporzionale alla NLA. Infatti, tanto più la falda è in grado di sopportare elevati carichi azotati senza superare a valle i 50 mg/l, tanto più la sua vulnerabilità speci-

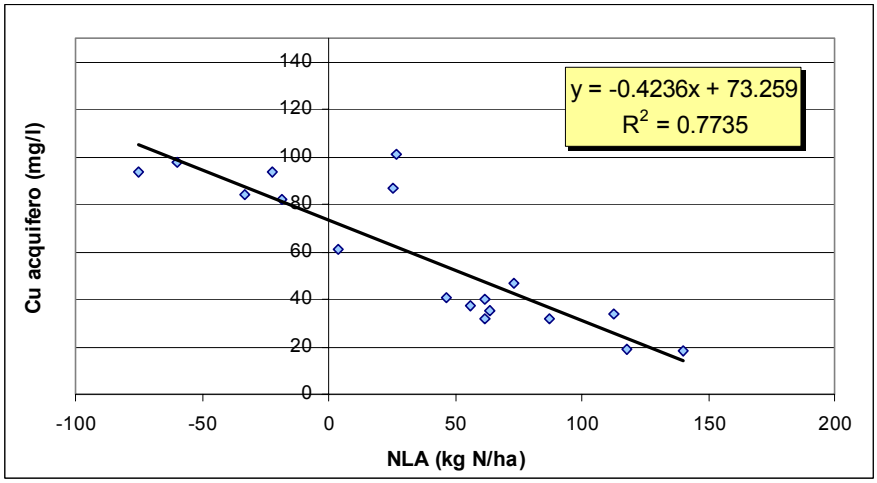


Figura 13: Relazione esistente tra l'azoto lisciviato ammissibile (NLA) e la concentrazione di nitrati rilevata in falda per l'area B (pianura alessandrina). Il parametro NLA è inversamente proporzionale alla vulnerabilità specifica ai nitrati.

Figure 13: Correlation between NLA (acceptable nitrogen leaching) and nitrate concentration in groundwater in area B. NLA is in inverse relation to nitrate vulnerability.

fica risulterà bassa. L'Azoto Lisciviato Ammissibile può essere calcolato conoscendo i parametri portata unitaria, concentrazione di nitrati già presente in falda e infiltrazione efficace.

Tale metodologia risulta in linea con le richieste del D.L. 152/2006, il quale tende alla definizione della vulnerabilità specifica ai nitrati in funzione delle capacità di attenuazione del suolo, dell'insaturo e dell'acquifero.

In tale contesto risulta, quindi, un possibile strumento da utilizzare per studi a carattere previsionale in termini di gestione e salvaguardia delle risorse idriche.

È inoltre un metodo multidisciplinare che permette di riunire le componenti del sistema suolo/zona non satura al sistema acquifero; in questo modo identifica un sistema "gestione agronomica – inquinamento degli acquiferi (causa - effetto)" utilizzabile a livello di programmazione dell'uso del territorio.

L'applicazione del metodo in due aree campione della pianura piemontese (settori di pianura cuneese e pianura alessandrina) ha dato buoni risultati. Infatti i grafici di correlazione tra i parametri NLA e concentrazione di nitrati rilevata nei pozzi in falda superficiale presentano coefficienti di correlazione R^2 superiori a 0.74. Risulta quindi che in aree a elevati valori di NLA (e quindi bassa vulnerabilità specifica ai nitrati) si rilevano generalmente concentrazioni di nitrati in falda più bassi. Al contrario sono stati stimati valori di NLA bassi (e quindi una vulnerabilità elevata) in aree in cui sono state rilevate elevate concentrazioni di nitrati.

Bibliografia

Aller L., Bennet T., Lehr J.H., Petty R.J., Hacket G., 1987. DRASTIC: a standardized system for evaluating ground water pollution potential using hydrogeologic settings. NWWA/EPA Ser. EPA 600/287035, 455 pp.

Andreo B., Goldscheider N., Vadillo I., Vias J.M., Neukum C., Sinreich M., Jimenez P., Brechenmacher J., Carrasco F., Hotzl H., Perles M.J., Zwahlen F. (2006). Karst groundwater protection: first application of a Pan-European approach to vulnerability, hazard and risk mapping in the Sierra de Libar (Southern Spain). Science of the Total Environment 357 (1–3), 54–73.

Bekesi G., McConchie J., 2002. The use of aquifer-media characteristics to model vulnerability to contamination, Manawatu region, New Zealand. Hydrogeol J 10, 322–331.

Canuti P., Crescenti U., Francani V. (a cura di), 2008. Geologia applicata all'ambiente. Casa Editrice Ambrosiana, Milano, 448pp.

De Luca D.A., Lasagna M., 2005. Aquifer role in reducing nitrate contamination by means of the dilution process. Proceedings of the 6th International Conference "Sharing a common vision of our water resources", Menton, France, 7-10 September 2005, Paper EWRA066c, 17 pp.

De Vecchi Pellati, Pesce, 1986. Censimento consorzi irrigui. Censimento degli organismi gestori di irrigazioni collettive in Piemonte (pianura e collina). ESA, 97pp.

Debernardi L., De Luca D.A., Lasagna M., 2008. Correlation between nitrate concentration in groundwater and parameter affecting aquifer intrinsic vulnerability. Env. Geol., 55, 539-558.

Debernardi L., De Luca D.A, Lasagna M., 2009. Proposta di una metodologia per la valutazione della vulnerabilità specifica di un acquifero ai nitrati in funzione delle caratteristiche idrodinamiche. Atti del 3° Congresso Nazionale AIGA - Centro di geotecnologie, Università degli Studi di Siena, San Giovanni Valdarno (AR), 25-27 Febbraio 2009, 205-206.

Decreto Legislativo 3 aprile 2006, n. 152. Norme in materia ambientale. Gazzetta Ufficiale n. 88 del 14 aprile 2006 - Supplemento Ordinario n. 96.

Foster S., Hirata R., Gomes D., D'Elia M., Paris M., 2002. Groundwater Quality Protection: a Guide for Water Utilities, Municipal Authorities and Environment Agencies. World Bank Publication: Washington D.C., USA, 103 pp.

Foster S.S.D., 1987. Fundamental concepts in aquifer vulnerability, pollution risk and protection strategy. Proc. Int. Conf. vulnerability of soil and groundwater to pollutants, Noordwijk, The Netherlands, 69-86.

Francani V., Alberti L., 1997. Utilità delle carte di flusso per lo studio delle contaminazioni da nitrati in Lombardia. Acque sotterranee 54, 9-15.

Francani V., Gattinoni P., 2008. Statistical risk analysis of groundwater pollution", Geocongress 2008: Geosustainability and Geohazard Mitigation, 154-161 (New Orleans, USA).

Korom S.F.,1992. Natural denitrification in the saturated zone: A review. Water Resources Research, 8, 1657-1668.

Lasagna M., 2006. I nitrati nelle acque sotterranee della pianura piemontese: distribuzione, origine, attenuazione e condizionamenti idrogeologici. Ph.D. Thesis, 350 pp.

Padovani L., Trevisan M., 2002. I nitrati di origine agricola nelle acque sotterranee. Pitagora Editrice – Bologna, 103 pp.

Pratt P.F., Lund L.J., Rible J.M., 1978. An approach to measuring leaching of nitrate from freely drained irrigated field, in: Nitrogen Environmental, vol. 1. academic Press, London – New York.

Regione Piemonte, 1985a. Progetto per la pianificazione delle risorse idriche del territorio piemontese. Carta delle isoiete medie annuali (1921-1970), scala 1:500.000.

Regione Piemonte, 1985b. Progetto per la pianificazione delle risorse idriche del territorio piemontese. Carta delle iso-termiche medie annuali (1926-1970), scala 1:500.000.

Ribeiro L., 2000. IS: um novo indice de susceptibilidade de aquíferos à contaminacao agricola. Internal report, ERSHA/CVRM, Instituto Superior Técnico, Lisbon, Portugal, 12 pp.

Stigter T.Y., Ribeiro L., Carvalho Dill A.M.M., 2006. Evaluation of an intrinsic and a specific vulnerability assessment method in comparison with groundwater salinisation and nitrate contamination levels in two agricultural regions in the south of Portugal. Hydrogeology Journal 14, 79–99.

Venhuizen D., 1995. An Analysis of the Potential Impacts on Groundwater Quality of On-Site Wastewater Management Using Alternative Management Practices. http://www.swopnet.com/geo_water_reuse/SoilTreat.html

Zampetti M., 1983. Informazioni e dati relativi alla quantità e alla qualità delle acque sotterranee sotterranee nella Comunità Europea. Inquinamento delle acque sotterranee da composti organo-clorurati di origine industriale. Monduzzi Editore, Bologna.

EngHydroEnv Geology 2009, 12, 93-100 - doi: 10.1474/EHEGeology.2009-12.0-08.0276

Caratterizzazione idrogeochimica e qualità delle acque di un acquifero ospitato entro rocce metamorfiche nella Calabria nord occidentale

Carmine Apollaro[1], Andrea Bloise[1], Rosanna De Rosa[1], Luigi Marini[2], Domenico Miriello[1], Francesco Muto[1], Maurizio Polemio[3]

[1]Dipartimento di Scienze della Terra, Università della Calabria, apollaro@unical.it; andrea.bloise@unical.it; derosa @unical.it; miriello@unical.it; mutofr@unical.it
[2]Laboratorio di Geochimica, Dip.Te.Ris., Università di Genoa, lmarini@dipteris.unige.it
[3]CNR-IRPI, Bari, m.polemio@ba.irpi.cnr.it

Groundwater quality and hydrogeochemical characteristics of a metamorphic aquifer in Northern Calabria

ABSTRACT: This paper illustrates the results of an hydrogeological and geochemical study of an aquifer hosted into metamorphic rocks in north-western Calabria. The characteristics of the aquifer were investigated through chemical analyses of 35 samples of spring water, 23 samples of stream water and 4 samples of rain water. On the basis of Langelier-Ludwig classification diagram, most of the analyzed samples show a Ca-HCO_3 composition; few samples fall in the Na-Cl field suggesting immature composition typical of coastal areas. This is confirmed by the salinity values ranging from 0.2-0.7 meq/l from rain waters to 12-17 meq/l from fluvial and spring waters. The knowledge of the complex hydrogeological environment, the chemical composition of waters and the interpretation of geochemical maps allow us to define flow domain, groundwater quality and degradation processes affecting the studied aquifer.

Key terms: Geochemistry, Water quality, Metamorphic aquifer, Contamination
Termini chiave: Geochimica, Qualità delle acque, Acquifero metamorfico, Contaminanti

Riassunto

In questo lavoro vengono riportati i risultati di un'indagine idrogeologica e geochimica condotta su un acquifero ospitato entro rocce metamorfiche nella Calabria nord-occidentale.

In particolare sono stati campionati ed analizzati 35 campioni di acque di falda, 23 campioni di acque fluviali e 4 campioni di acque di pioggia. La classificazione chimica delle acque, effettuata attraverso il diagramma quadrato di Langelier-Ludwig, mostra che la maggior parte delle acque campionate appartiene alla facies bicarbonato-calcica, con qualche campione a minore salinità che risente ancora della composizione cloruro-sodica, tipica delle acque di pioggia delle regioni costiere. Questa variazione composizionale è accompagnata da una variazione di salinità da 0.2-0.7 meq/l nelle acque piovane a 12-17 meq/l nelle acque fluviali e sorgive.

Considerazioni sulla composizione chimica delle acque sorgive e fluviali, associate ad informazioni di carattere idrogeologico e alla interpretazione di carte tematiche consentono di definire i domini di flusso, lo stato qualitativo delle acque sotterranee e i processi di degradazione qualitativa.

Introduzione

Le acque sotterranee rappresentano un patrimonio naturale di notevole rilevanza socio-economica per l'intero territorio dell'Italia meridionale, le cui popolazioni le utilizzano sia per usi irrigui che per usi potabili.

La crescente domanda idrica, le sempre più frequenti siccità ed il degrado qualitativo subito da alcune tra le risorse tradizionalmente utilizzate (Pearce, 1994) spingono ad estendere le conoscenze anche agli acquiferi in roccia, finora non compiutamente caratterizzati o utilizzati, sia per la frequente minore entità delle portate sorgive attese, sia per l'intrinseca complessità delle condizioni geologico-strutturali, che svolgono un ruolo determinante per la circolazione idrica sotterranea entro questi corpi. In questo contesto si inserisce la presente nota, che condensa gli studi svolti al fine di validare, mediante un approccio prevalentemente geochimico, il modello idrogeologico concettuale di un area montuosa posta sul versante tirrenico della Calabria centro-occidentale, al confine tra le province di Catanzaro e Cosenza, demarcato dal corso del Fiume Savuto (Figura 1).

Inquadramento geologico ed idrogeologico

L'area oggetto del presente lavoro è costituita dal bacino idrografico del Fiume Grande, affluente di sinistra del Fiume Savuto, ed include i centri abitati di Nocera Terinese, San Mango d'Aquino e Pietrebianche.

Il bacino del Fiume Grande ha una superficie di circa

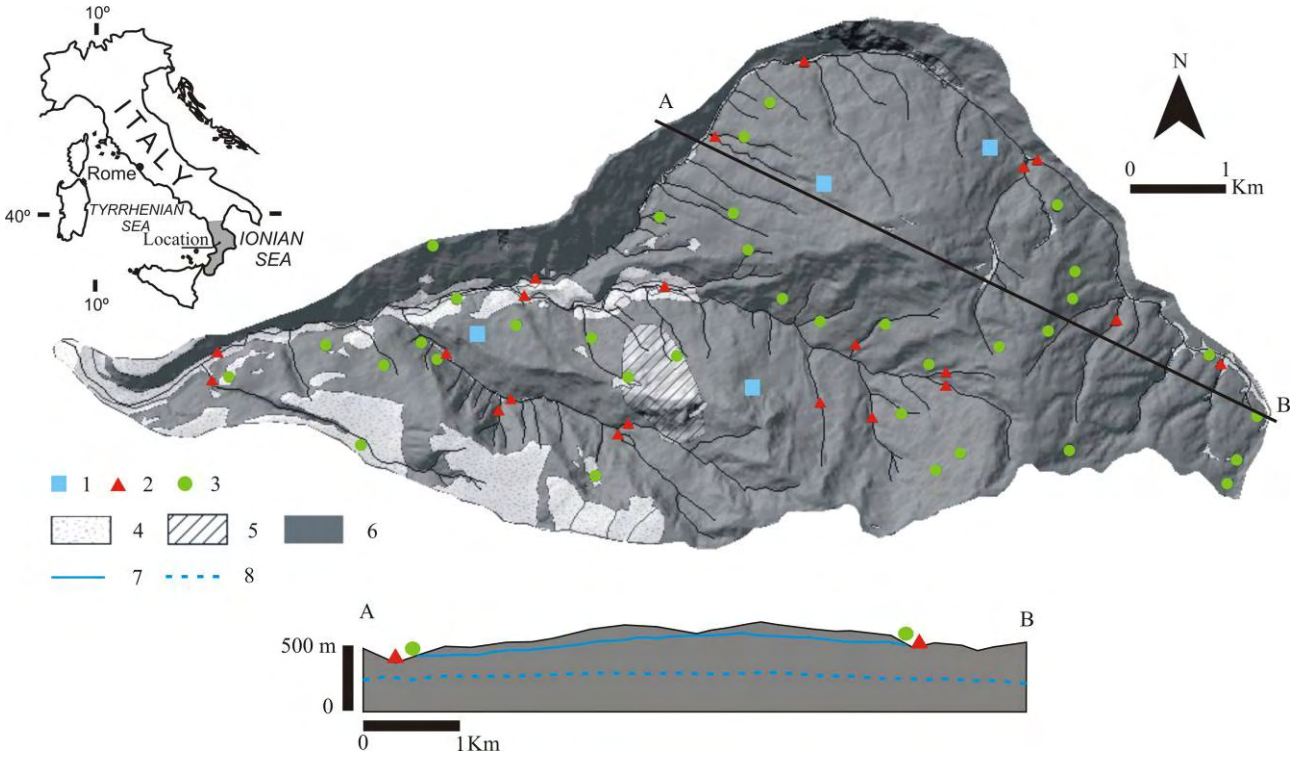


Figura 1 – Carta geologica semplificata dell'area in esame con l'ubicazione delle acque di falda e di superficie campionate. Legenda: 1- acque meteoriche; 2- acque fluviali; 3- acque sorgive; 4- depositi marini e fluviali; 5- scisti verdi; 6- filladi; 7- superficie piezometrica superficiale: 8- superficie piezometrica profonda.
Figure 1 – Geological sketch map of the study area and location of groundwater and stream water samples. Legend: 1- meteoric waters; 2- fluvial waters; 3- spring waters; 4- fluvial and marine deposits; 5- greenstones; 6- Phyllites; 7- Superficial water table; 8- Deep water table.

37 Km^2, presenta una valle principale con una spiccata asimmetria; il reticolo idrografico include aste secondarie orientate all'incirca NNO-SSE, con evidente controllo strutturale, ed un'asta principale orientata NE-SO, ad andamento parallelo al Fiume Savuto. L'asimmetria è messa in evidenza da un versante settentrionale acclive in netto contrasto con quello meridionale meno acclive e che raggiunge la quota di 1000 metri s.l.m. Il reticolo idrografico ha un pattern dendritico con sottobacini che mostrano una spiccata tendenza all'approfondimento. Le sorgenti censite si dispongono quasi esclusivamente sul versante sinistro ed all'interno dei bacini minori, presentando una buona distribuzione areale ed altimetrica.

Le rocce più antiche dell'area appartengono al gruppo filladico o Unità del Frido, del Cretacico (Amodio Morelli et al., 1976; Piccarretta e Zirpoli, 1970), costituita in prevalenza da argilloscisti, filladi quarzifere e quarziti che, nella parte più elevata, passano a metareniti e metarcose conglomeratiche.

Su queste metamorfiti poggiano metabasiti, serpentiniti, filladi e metareniti afferenti all'Unità di Gimigliano di età Giurassico-Cretacico. L'acquifero metamorfico è caratterizzato dall'alternanza di rocce litoidi, quali quarziti, e filladi a grana fina. La deformazione delle metamorfiti ha portato alla sovrapposizione di ammassi rocciosi fratturati confinati e sospesi da intervalli semipermeabili o impermeabili. Tale carattere strutturale, unitamente all'originaria struttura del protolite con alternanza tra sedimenti a diversa granulometria (arenarie e peliti), provoca nell'acquifero un'accentuata disomogeneità e anisotropia. L'ammasso roccioso presenta, infatti, permeabilità relativa generalmente bassa, salvo lungo le discontinuità principali e lungo le fratture (Ippolito et al., 1979; Allocca et al., 2003). L'acquifero è riferibile ad un sistema multi-falda, il cui spessore complessivo è di qualche centinaio di metri. In tale contesto, nel bacino considerato, la circolazione idrica sotterranea, che alimenta le sorgenti censite, avviene negli intervalli relativamente superficiali dell'acquifero metamorfico. La portata di ciascuna sorgente è comunque bassa, in genere inferiore al litro al secondo.

Campionamento ed analisi

Nell'area di studio sono state campionate le acque sotterranee in 37 sorgenti e le acque fluviali in 22 punti, con una densità media di campionamento superiore a 1 campione per km^2; inoltre, all'interno del bacino, sono stati raccolti 4 campioni di acqua piovana (Figura 1) (Apollaro et al., 2007). La campagna di campionamento è stata ef-

fettuata nel mese di giugno 2003 per le acque fluviali e nel mese di novembre 2003 per le sorgenti.

Per ogni campione di acqua sorgiva o fluviale sono stati misurati direttamente in campagna alcuni parametri chimico-fisici, alcuni dei quali intrinsecamente instabili: temperatura, pH, conducibilità elettrica specifica, potenziale ossido-riduttivo e portata. Inoltre, ogni giorno al ritorno dal campionamento, è stata determinata l'alcalinità totale per titolazione con HCl 0.1 N utilizzando il metilarancio come indicatore. Per ogni campione sono state raccolte due aliquote per le successive analisi di laboratorio, ossia un'aliquota filtrata per la determinazione degli anioni ed una aliquota ed acidificata con HNO_3 concentrato per la determinazione dei cationi. La filtrazione è stata eseguita direttamente in sito, utilizzando membrane di acetato di cellulosa da 0.45 μm.

In particolare, i contenuti in fluoro, cloro, nitrati e solfati sono stati determinati tramite cromatografia ionica. Il grado di alcalinità è stato ottenuto per titolazione acidimetrica, mentre il contenuto in Ca, Mg, Na, K e Si in spettrometria di emissione atomica con sorgente di plasma ad accoppiamento induttivo.

Le analisi sono state eseguite presso i laboratori del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università della Calabria, generalmente entro pochi giorni dal prelievo.

La precisione è stata valutata sulla base di tre repliche di ciascun dato analitico, utilizzando la relazione RSD = s/x, dove s è la deviazione standard e x la media delle misure (Shaw, 1969). L'accuratezza è stata determinata, per ciascuna seduta analitica, attraverso l'analisi di uno standard certificato (SRM1643d). La precisione e l'accuratezza per la maggior parte degli elementi minori e in traccia sono risultate minori o uguali al 10%. Come quantità più bassa significativamente misurabile si è scelto il limite di determinazione quantitativa (LOQ, *Limit Of Quantitation*) pari a 10 volte il valore della deviazione standard ricavata dalle analisi del bianco, analizzato più volte durante le sedute analitiche. Per ogni campione di acqua, infine, è stato calcolato il bilancio delle cariche, che è sempre risultato inferiore a ±10% (Biddau et al., 2005).

Confronto fra caratteristiche chimiche delle acque campionate e quelle delle precipitazioni

Per effettuare il confronto tra acque di precipitazione meteorica, di sorgente e del deflusso fluviale sono stati utilizzati diagrammi di correlazione fra le varie specie chimiche ed il cloruro (Marini e Ottonello, 1997). Il cloruro è stato scelto come variabile di riferimento non tanto perché rappresenta il tipico tracciante degli aerosol marini, quanto perché viene acquisito in misura trascurabile dalle acque di origine meteorica nel corso della interazione acqua-roccia, soprattutto durante le prime fasi, a meno che non siano implicate rocce particolari quali le evaporiti, peraltro totalmente assenti nell'area investigata.

I diagrammi di correlazione sono tracciati in scala logaritmica perché i contenuti di alcune specie chimiche variano di diversi ordini di grandezza passando dalle precipitazioni atmosferiche alle acque fluviali e sorgive.

Dall'analisi dei diagrammi di Figura 2 si osserva come le concentrazioni di alcune delle principali specie chimiche disciolte nelle acque fluviali e sorgive sono ben maggiori di quelle delle piogge e non sono pertanto spiegabili in base all'apporto degli aerosol marini ed agli altri processi, sia naturali che antropici, che controllano le caratteristiche chimiche delle precipitazioni atmosferiche.

In particolare, si osserva che il solfato disciolto nelle piogge è confrontabile o a volte superiore a quello atteso per dissoluzione del sale marino trasportato in atmosfera. Le acque sorgive presentano contenuti di solfato variabili da alcuni ppm ad alcune decine di ppm. Queste alte concentrazioni sono probabilmente riconducibili a dissoluzione ossidativa della pirite, nel corso dell'interazione acqua-roccia in presenza di ossigeno.

La concentrazione di nitrato presente nelle acque sorgive/fluviali è, rispetto a quella misurata nelle acque di pioggia, da simile, in ordine di grandezza, a decisamente maggiore, fino a 1-2 ordini di grandezza. In entrambi i tipi di acque "interne", le concentrazioni di nitrato sono decisamente superiori ai valori attesi per dissoluzione del sale marino trasportato in atmosfera. Fra le possibili fonti di questo nitrato vi sono: processi di nitrificazione, coltivazioni che fissano l'N_2 atmosferico e lo assimilano come azoto organico, uso di fertilizzanti nelle attività agricole nonchè percolazione in falda di acque di scarico ricche di nitrato.

Classificazione chimica delle acque

La classificazione chimica delle acque, effettuata attraverso il diagramma quadrato di Langelier-Ludwig, mostra che la maggior parte delle acque campionate appartiene alla facies bicarbonato-calcica, con qualche campione a minore salinità che risente ancora della composizione cloruro-sodica, tipica delle acque di pioggia delle regioni costiere (Figura 3). Questa variazione composizionale è accompagnata da una variazione di salinità da 0.2-0.7 meq/l nelle acque piovane a 12-17 meq/l nelle acque fluviali e sorgive (Apollaro et al., 2007).

Mappe di distribuzione territoriale

Per ottenere una semplice rappresentazione cartografica di alcune caratteristiche chimico-fisiche delle acque campionate, sono state realizzate in ambiente GIS alcune carte tematiche che rappresentano ciascun parametro mediante classi di variabilità. Le carte sono state ottenute studiando prima i variogrammi sperimentali nelle varie direzioni e controllando la presenza di eventuali anisotropie.

Il variogramma sperimentale è stato poi riprodotto mediante un opportuno modello teorico, necessario per la

successiva mappatura dei dati, effettuata mediante l'Ordinary Kriging. La scelta del modello è stata fatta verificando quale offrisse il miglior risultato attraverso la procedura di validazione incrociata (Isaaks & Srivastava, 1989).

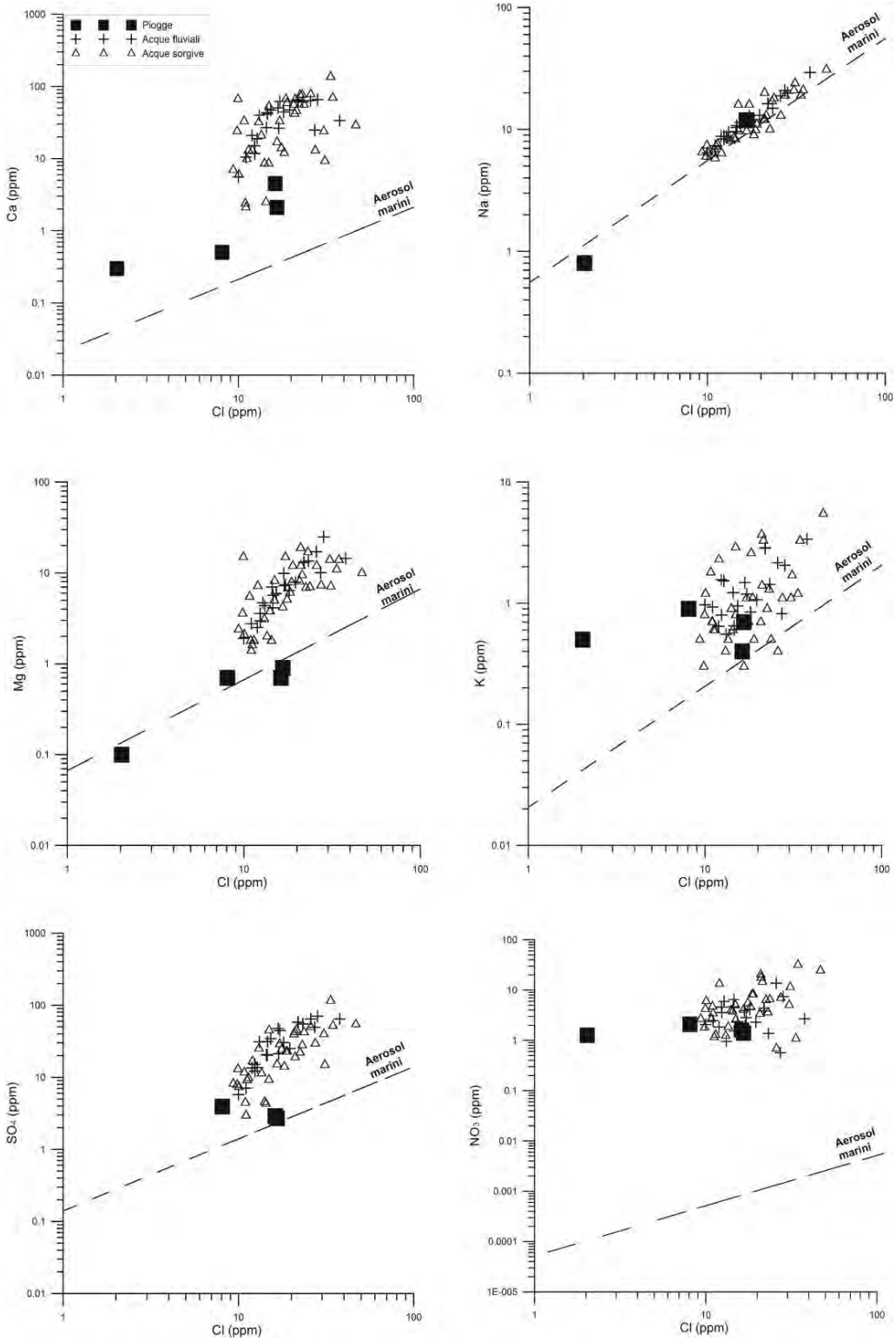


Figura 2 – Diagrammi di correlazione fra Cl e Ca, Na, Mg, K, SO_4 e NO_3.
Figure 2 - Diagrams of correlation between Cl and Ca, Na, Mg, K, SO_4 and NO_3.

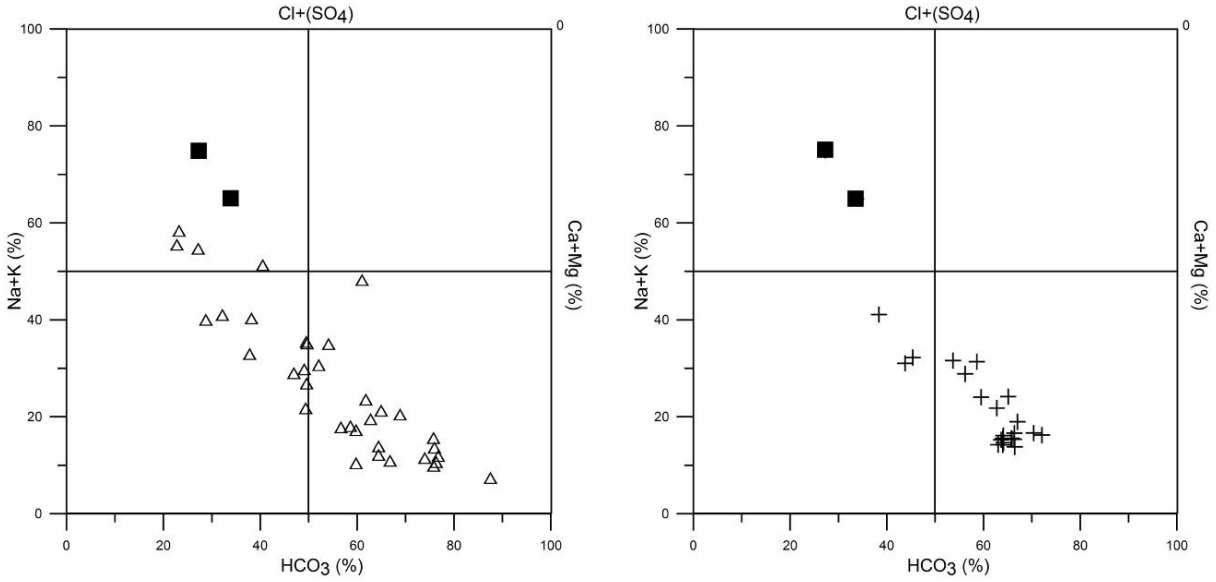


Figura 3 – Diagramma quadrato di Langelier-Ludwig. I triangoli indicano le sorgenti, le croci i campioni di acque fluviali e i quadrati le acque di pioggia.
Figure 3 - Langelier-Ludwig square diagram. Spring waters, fluvial waters and rain waters are identified by triangles, crosses and squares, respectively.

I valori assunti da ciascun parametro sono stati estrapolati, mediante Kriging applicato a griglia regolare di punti, a partire dai dati che riguardano le sole acque di falda. Su ciascuna mappa è stato infine riportato il valore misurato per le acque fluviali utilizzando come base della rappresentazione il modello digitale del terreno.

L'analisi dei valori del pH (Figura 4) permette di valutare l'apporto di sostanze acide alla soluzione acquosa. In generale, l'acidità della soluzione acquosa dipende dalla quantità di CO_2 disciolta, CO_2 che viene acquisita dall'acqua già in atmosfera, per poi aumentare di almeno 1-2 ordini di grandezza, per azione prevalentemente biologica, una volta che l'acqua entra in contatto con il suolo. Gli acidi apportati alla soluzione acquosa vengono progressivamente neutralizzati, principalmente per interazione delle acque con le rocce.

Nell'area in studio, il valore medio del pH delle acque sorgive è di 7.15 con un minimo di 5.57, un massimo di 8.34 ed una deviazione standard di 0.73. Nelle acque fluviali, invece, il valore medio è di 7.76 con un minimo di 6.54, un massimo di 8.37 ed una deviazione standard di 0.41. I valori massimi delle acque sorgive sono ubicati nella fascia centrale del bacino, in corrispondenza degli scisti verdi, mentre per le acque fluviali i valori più alti si trovano a valle, sui depositi alluvionali (Figura 4).

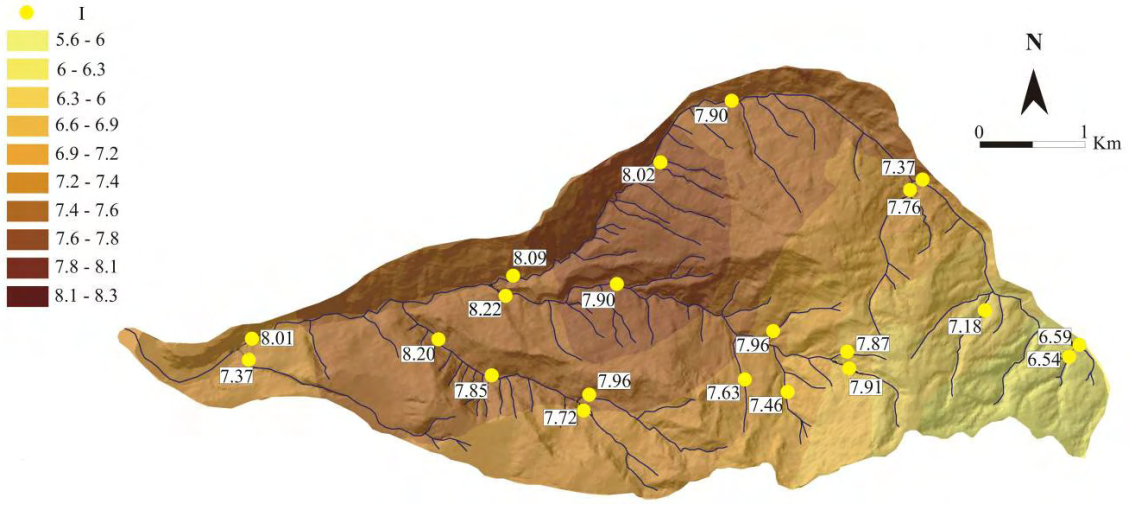


Figura 4 – Carta di distribuzione del pH. Legenda: I- acque fluviali.
Figure 4 – Distribution maps of pH. Legend: I- fluvial waters.

I valori più bassi, per entrambi i tipi di acque, si riscontrano invece nel settore orientale del bacino, in acque a bassa conducibilità che non hanno ancora neutralizzato la loro carica acida acquisita per interazione con i suoli.

Nelle acque naturali sono generalmente presenti varie coppie di ossido-riduzione (Eh), l'una in disequilibrio rispetto all'altra, fatto che complica l'uso dei valori di Eh misurati per valutazioni quantitative (Lindberg e Runnels, 1984; Nordstrom, 2002). L'Eh rappresenta comunque un parametro molto utile per considerazioni semi-quantitative o qualitative.

Tutte le acque investigate si avvicinano al buffer redox NH_4^+/NO_3^- e presentano un valore medio di +234 mV per le acque sorgive e di +203 mV per le acque fluviali. I valori variano tra +121 mV e +334 mV nelle sorgenti, mentre nelle acque fluviali il minimo è di +118 mV e il massimo è di +302 mV. Geograficamente i valori massimi (Figura 5), sia nelle acque sorgive che in quelle fluviali, sono localizzati nella porzione orientale del bacino mentre i valori più bassi sono localizzati nel settore occidentale.

La media della conducibilità elettrica specifica delle acque sorgive risulta di 282 µS/cm a 20 °C, con un minimo di 50 µS/cm, un massimo di 755 µS/cm ed una deviazione standard di 167 µS/cm. Il valore medio delle acque fluviali è di 273 µS/cm a 20 °C, con un minimo di 95 µS/cm, un massimo di 485 µS/cm ed una deviazione standard di 116 µS/cm. La cartografia (Figura 6) evidenzia che i valori più bassi di conducibilità elettrica si trovano ad est del bacino, alle quote più alte, mentre i valori più elevati sono situati nella zona centrale del bacino, sugli scisti filladici ad epidoto e sui depositi alluvionali.

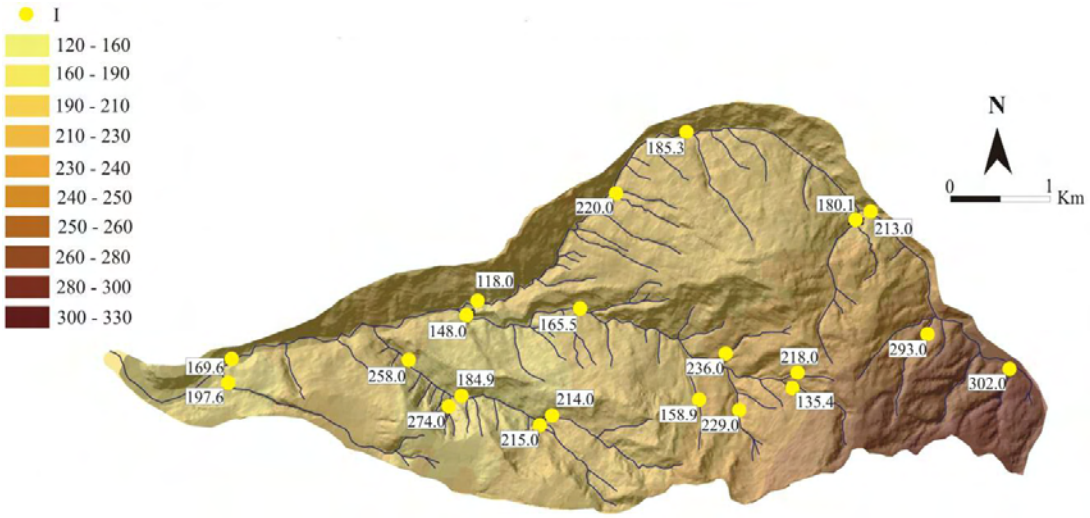


Figura 5 – Carta di distribuzione dell' Eh (mV). Legenda: I- acque fluviali.
Figure 5 – Distribution map of Eh (mV). Legend: I- fluvial waters.

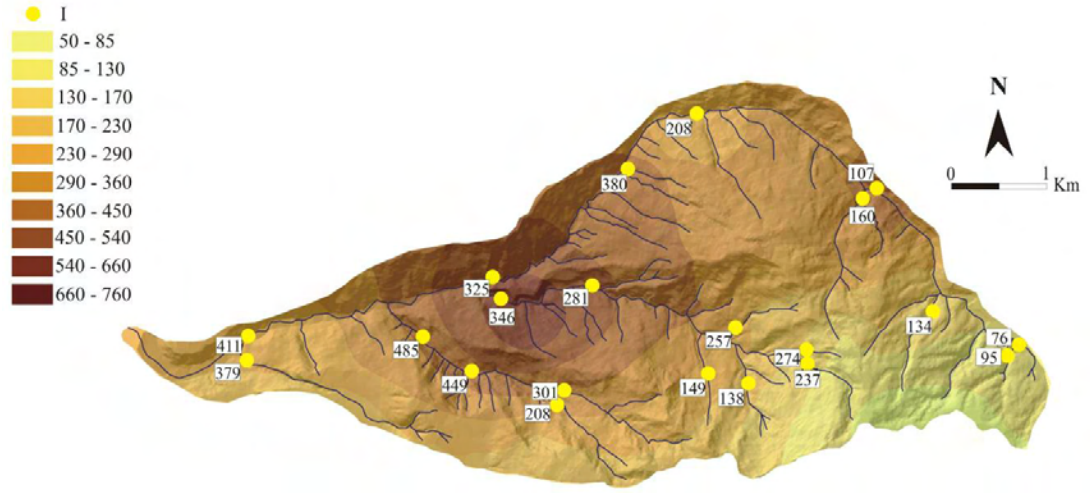


Figura 6 – Carta di distribuzione della conducibilità elettrica specifica (µS/cm a 20 °C). Legenda: I- acque fluviali.
*Figure 6 – Distribution map of electrical conductivity (*µS/cm at 20 °C*). Legend: I- fluvial waters.*

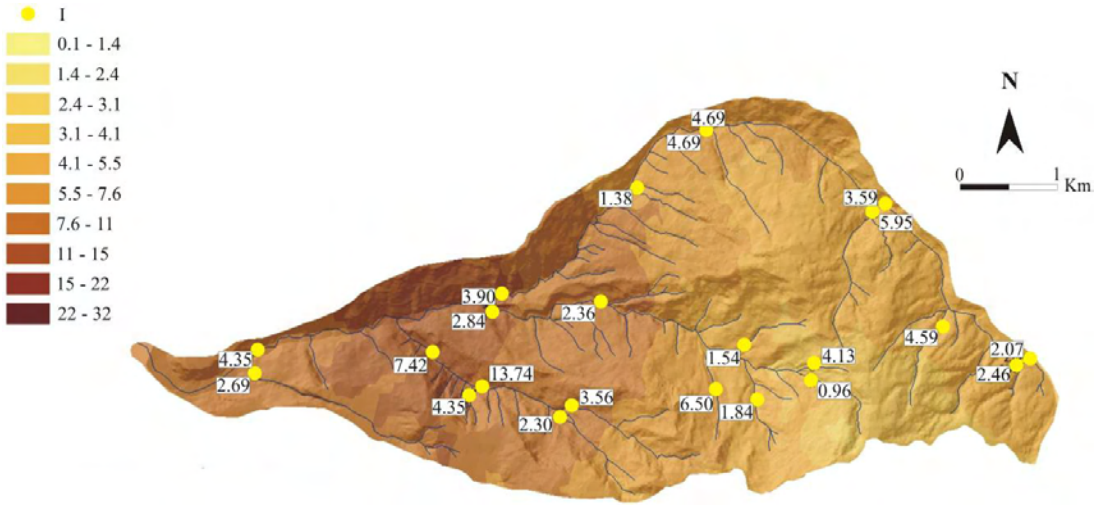


Figura 7 – Carta di distribuzione del nitrato (ppm). Legenda: I- acque fluviali.
Figure 7 – Distribution map of nitrate (ppm). Legend: I- fluvial waters.

Come già accennato, il nitrato disciolto nelle acque deriva in parte dalle precipitazioni meteoriche, in parte da processi naturali di nitrificazione ed in parte da contaminazioni antropiche.

Il contenuto medio di nitrato nelle sorgenti è di 7 mg/l, con un minimo di 0,1 mg/l, un massimo di 32 mg/l e una deviazione standard di 7 mg/l. Nelle acque fluviali la media è di 4 mg/l, con un minimo di 0.6 mg/l, un massimo di 14 mg/l e una deviazione standard di 3 mg/l. Tutte le acque hanno contenuti di nitrato inferiori alla concentrazione massima ammissibile di 50 mg/l. Le concentrazioni più elevate (Figura 7) sono geograficamente localizzate nelle aree a valle e sono probabilmente imputabili a contaminazioni antropiche, come l'uso di fertilizzanti e la percolazione in falda di acque di scarico.

Risultati e conclusioni

L'indagine svolta nell'area di studio ha permesso di caratterizzare l'acquifero metamorfico nel suo complesso. Nel suo insieme l'acquifero può essere considerato un sistema multi-falda, in cui la circolazione idrica si sviluppa principalmente negli intervalli relativamente superficiali (Figura 1).

La composizione bicarbonato-calcica e la bassa salinità che contraddistinguono la maggior parte delle acque campionate ed analizzate sono riferibili ad una moderata interazione delle acque meteoriche con rocce silicatiche, contenenti minerali carbonatici, come calcite e dolomite, anche in piccole quantità. Infatti diversi autori (White et al., 1999a, 1999b; Apollaro et al., 2007, 2009), evidenziano come anche in rocce cristalline come graniti o filladi, la composizione delle acque evolve verso la facies bicarbonato-calcica grazie alla presenza di minerali carbonatici presenti anche in piccolissime quantità, difficilmente rilevabili dal punto di vista petrografico.

Basandoci su queste caratteristiche idrogeochimiche, le acque sorgive possono essere riferite al circuito superficiale e ad una circolazione idrica che avviene prevalentemente entro le rocce filladiche, che rappresentano appunto la litologia prevalente nell'area.

Gli studi chimici condotti evidenziano la disponibilità nell'area investigata di acque sorgive idonee all'uso idropotabile. Infatti, in nessuna di queste sorgenti viene superato il limite di legge imposto dal decreto legge del 2 febbraio 2001 n°31 (G.U.R.I., 2001, Table 2) per quanto riguarda Cl, F, Na, NO_3, SO_4, Al, As, B, Ba, Cd, Cu, Fe, Hg, Mn, Ni, Pb, Sb, U, V e Zn.

Tuttavia la mappa di distribuzione del nitrato disciolto evidenzia effetti derivanti da contaminazioni antropiche, probabilmente determinati dall'uso di fertilizzanti e dalla percolazione in falda di acque di scarico, analogamente a quanto osservato altrove (Onorati et al., 2006). Questi processi causano, localmente, situazioni di degrado della qualità delle acque, che devono essere evitati, mediante l'adozione di opportuni provvedimenti, per la salvaguardia delle risorse idriche in oggetto.

Ringraziamenti
Gli autori ringraziano Walter Dragoni e un referee anonimo per l'attenta revisione e per i preziosi suggerimenti formulati.

Bibliografia

Allocca, V., Celico, F., Celico, P., De Vita, P., Fabbrocino, S., Mattia, C., Musilli, I., Piscopo, V., Summa, G. (2003). Carta idrogeologica dell'Italia meridionale continentale.

Amodio Morelli, L., Bonardi, G., Colonna, V., Dietrich, D., Giunta, G., Ippolito, F., Liguori, V., Lorenzoni, S., Paglionico, A., Perrone, V., Piccarreta, G., Russo, M., Scandone, P., Zanettin-Lorenzoni, E., and Zuppetta, A. (1976). L'arco Calabro - Peloritano nell'orogene Appenninico-Maghrebide: Società Geologica Italiana Bollettino, v. 17, p. 1-60.

Apollaro, C., Accornero, M., Marini, L., Barca, D., De Rosa, R. (2009). The impact of dolomite and plagioclase weathering on the chemistry of shallow groundwaters circulating in a granodiorite-dominated catchment of the Sila Massif (Calabria, Southern Italy). Applied Geochemistry, 24, 957-979.

Apollaro, C., Marini, L., De Rosa, R. (2007). Use of reaction path modeling to predict the chemistry of stream water and groundwater: a case study from the Fiume Grande valley (Calabria, Italy). Env. Geol., 51, 1133-1145.

G.U.R.I., Gazzetta Ufficiale della Repubblica Italiana (2001). Decreto Legislativo 2 febbraio 2001, n. 31. In: Supplemento n. 52, 3 marzo 2001. Istituto Poligrafico dello Stato, Roma, Italy.

Grenon, M. & Batisse, M. (1989). The futures of the Mediterranean basin. Oxford University Press, Oxford.

Ippolito, F., Nicotera, P., Lucini P., Civita M., De Riso, R. (1979).Geologia Tecnica, Isedi, Milano.

Isaak, E. H. & , R. M. (1989). An introduction to Applied Geostatistics. Oxford University Press, New York.

Lindberg, R. D., Runnells, D. D. (1984). Ground water redox reactions: An analysis of equilibrium state applied to Eh measurements and geochemical modeling. Science, 225, 925-927.

Marini, L. & Ottonello, G. (1997). Atlante degli acquiferi del comune di Genova. Volume 1: Alta Val Bisogno ed Alta Val Polcevera, Pacini Editore, 42 pp. (52 tav.), Pisa.

Nordstrom, D. K. (2002) Aqueous Redox Chemistry and the Behavior of Iron in Acid Mine Waters. Workshop on Monitoring Oxidation-Reduction Processes for Ground-water Restoration. Dallas, Texas - April 25-27, 2000, Rapporto EPA/600/R-02/002, 43-47.

Onorati, G., di Meo, T., Fabiani, C., Farrace, M. G., Fava, A., Ferronato, A., Mion, F., Marchetti, G., Martinelli A., Mazzoni M. (2006). Groundwater Quality Monitoring in Italy for the Implementation of the EU Water Framework Directive. Physics and Chemistry of the Earth, Volume 31, Issue 17, 1004-1014.

Pearce, D (1994). Integrated management of water resource in the context of sustainable management. Presentation to the course in integrated water resources management, April 11 1994. University of Malta.

Piccarretta, G., Zirpoli, G. (1970). Contributo alla conoscenza delle metamorfiti comprese fra Martirano e Falerna (Calabria). Boll. Soc. Geol. It., 89, 113-144.

Biddau, R. & Cidu, R. (2005). Hydrogeochemical baseline studies prior to gold mining: A case study in Sardinia (Italy). Journal of Geochemical Exploration, 86, 61-85.

Shaw, D. M. (1969). Evaluation of data. Handbook of Geochemistry (Ed. Wedephol). Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York, Italy, 324-375.

White, A. F., Blum, A. E., Bullen, T. D., Vivit, D. V., Schulz, M., Fitzpatrick, J. (1999a). The effect of temperature on experimental and natural chemical weathering rates of granitoid rocks. Geochim. Cosmochim. Acta, 63, 3277–3291.

White, A. F., Bullen, T. D., Vivit, D. V., Schulz, M., Clow, D. W. (1999b). The role of disseminated calcite in the chemical weathering of granitoid rocks. Geochim. Cosmochim. Acta, 63, 1939–1953.

EngHydroEnv Geology 2009, 12, 101-117 - doi: 10.1474/EHEGeology.2009-12.0-09.0270

Studio idrogeologico-geochimico dell'acquifero freatico nella zona compresa tra il Canale Burlamacca ed il Fosso della Bufalina (Viareggio, Toscana)

Marco Doveri[1], Roberto Giannecchini[2], Gianluca Giusti[3], Matteo Butteri[3]

[1]Consiglio Nazionale delle Ricerche - Istituto di Geoscienze e Georisorse, Pisa.
[2]Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Pisa
[3]Collaboratore esterno

Hydrogeological-geochemical study of the phreatic aquifer in the area between Burlamacca Canal and Bufalina Ditch (Viareggio, Tuscany).

ABSTRACT: The study area is located in the coastal plain between the Burlamacca Canal and Bufalina Ditch (South of Viareggio, Northern Tuscany) and is bounded by the topographically depressed zones of the Massaciuccoli Lake to the East. Due to its peculiar physiographic, hydrogeological and anthropic features, this territory well represents a case study of the natural and human factors combination in the enhancing of the groundwater degradation caused by seawater intrusion. The hydrogeological-hydrogeochemical interdisciplinary approach of this study allowed to define the hydrostructural, piezometric and hydrochemical-isotopic characteristics of the phreatic aquifer as well as to assess the relationship between groundwater and superficial water and their seawater contamination. The hydrostratigraphic study let us to individuate a phreatic aquifer, 20-40 thick, characterized by sandy and sandy-silty deposits. A continuous clayey horizon is present beneath the last, acting as impermeable bedrock. Both in the low stage (October 2005) and in the high stage (May 2006), the piezometric surface shows two areas characterized by values under the sea level (along the coastline in the southern portion and close to the artificial lakes). As confirmed by chemical and isotopic data, such situations, linked to a over-exploitation of the water resource (mainly farms and bathing establishments), cause favorable conditions to drain seawater in aquifer. The surveys let us to assume an interpretative model of the preferential path of the seawater in the phreatic aquifer. The seawater intrusion in aquifer occurs by means both of advancing from the coastline of the seawater-fresh water interface, and of water drainage from the artificial canals system. In this case, the seawater may reach the lakes through the Burlamacca Canal.

Key terms: Hydrogeology, Hydrochemistry, Water isotopes, Water table morphology, Seawater intrusion, Human impact, Northern Tuscany
Termini chiave: Idrogeologia, Idrochimica, Isotopi dell'acqua, Superficie freatica, Intrusione marina, Impatto antropico, Toscana settentrionale

Riassunto

La fascia costiera versiliese in studio è compresa tra la linea di riva, ad Ovest, i canali Burlamacca e Bufalina, rispettivamente a Nord e a Sud, ed il comprensorio di bonifica del Lago di Massaciuccoli, ad Est, dove il piano campagna risulta depresso sotto il livello del mare. Nella parte orientale, oltre al Lago di Massaciuccoli ed al suo emissario (Fosso Le Quindici), è presente una serie di laghi artificiali collegati al mare attraverso il Canale Burlamacca. Questo territorio, in funzione delle sue peculiari caratteristiche fisiografiche, idrologiche, idrogeologiche ed antropiche, costituisce un esemplare caso di studio di come fattori naturali possano combinarsi, direttamente e/o indirettamente, con quelli antropici nell'esaltare i rischi di degrado delle risorse idriche sotterranee per effetto del fenomeno dell'intrusione marina.

L'approccio interdisciplinare idrogeologico-idrogeochimico, sul quale il presente studio si è basato, ha permesso di definire le caratteristiche idrostrutturali ed idrochimico-isotopiche dell'acquifero freatico nella zona in esame, nonché di valutare i rapporti tra le acque superficiali e quelle sotterranee ed il loro interessamento da parte dell'ingressione marina.

Lo studio idrostratigrafico ha permesso di individuare un acquifero freatico che si sviluppa in terreni sabbiosi e sabbioso-limosi di origine marino-transizionale ed eolica, di spessore variabile tra 20 e 40 metri; al di sotto di questi terreni permeabili è presente un livello continuo di argille, che svolge il ruolo di substrato impermeabile.

Sia nella situazione di magra (ottobre 2005) che in quella di morbida (maggio 2006), la superficie piezometrica mostra due zone, una lungo la costa nella parte me-

ridionale ed una nella parte interna a ridosso del sistema dei laghi, con livelli inferiori a quello del mare. Come confermato dai dati chimici ed isotopici, queste situazioni di minimo piezometrico, dovute ad un sovrasfruttamento della risorsa idrica (principalmente aziende florovivaistiche e stabilimenti balneari), determinano condizioni favorevoli ad un richiamo di acqua di mare in acquifero.

Le indagini hanno permesso di ipotizzare un modello interpretativo delle vie preferenziali di salinizzazione della falda freatica. In particolare, si evidenzia come l'intrusione marina in acquifero avvenga sia per avanzamento dell'interfaccia acqua dolce-acqua salata dalla linea di riva, sia per richiamo di acque dal sistema dei laghi artificiali, nel quale l'acqua di mare risale attraverso il Canale Burlamacca.

Introduzione

Le pianure costiere costituiscono aree preferenziali di insediamento urbano, industriale ed agricolo, in ragione della facilità di accesso e trasporto, della ricchezza di acqua e della fertilità dei terreni. Più di 150 milioni di persone al mondo vivono al di sotto della quota di 1 m s.l.m. e 250 milioni al di sotto dei 5 m s.l.m. (UNESCO, 2007). La vocazione turistica che in molti casi contraddistingue queste aree determina inoltre un significativo aumento stagionale della popolazione.

Si tratta quindi di aree soggette ad una forte pressione antropica, la quale spesso conduce ad un deterioramento delle matrici ambientali, tra cui quella idrica. Gli episodi d'inquinamento, così come il sovrasfruttamento delle falde acquifere, determinano una progressiva degradazione qualitativa e quantitativa dei corpi idrici. Uno degli effetti più ricorrenti è l'alterazione dell'equilibrio naturale tra acque dolci ed acqua di mare, con conseguente avanzamento del cuneo salino in acquifero. Studi recenti (Ericson *et alii*, 2006) mostrano peraltro come in diverse aree costiere del mondo questo processo possa accentuarsi a causa dell'innalzamento relativo del livello medio marino (fino a 12,5 mm/anno), principalmente causato dai fenomeni di subsidenza e dalle naturali variazioni eustatiche, ma anche da diminuzioni degli apporti solidi dai fiumi, come evidenziato da Walling & Fang (2003).

Su molte aree costiere italiane è presente la problematica dell'intrusione marina (Barrocu, 2003) ed anche in Toscana sono state evidenziate situazioni di criticità legate alla salinizzazione delle falde (Rossi & Spandre, 1994; Barazzuoli *et alii*, 1999; Giménez *et alii*, 2001; Pranzini, 2002; Grassi *et alii*, 2007), che in alcuni casi contribuiscono alla mobilizzazione di metalli pesanti dai sedimenti (Grassi & Netti, 2000). La conduzione di studi finalizzati a definire quadri conoscitivi di dettaglio, su cui basarsi in termini di pianificazione della gestione della risorsa idrica, risulta sempre più necessaria per far fronte agli aspetti sopra delineati.

Con il presente studio, che si inserisce in un progetto esteso a tutta la fascia costiera versiliese-pisana, corrispondente al territorio del Parco Regionale Migliarino-S. Rossore-Massaciuccoli, viene analizzato in particolar modo il fenomeno dell'intrusione marina nell'acquifero freatico situato nella zona di Viareggio, tra il Canale Burlamacca e il Fosso della Bufalina (Figura 1). Questa zona, di estensione pari a circa 30 km^2, è situata in un tratto di fascia costiera dove il sistema dunare risulta compreso tra la linea di riva e le zone depresse (fino sotto al livello del mare) appartenenti al Comprensorio di Bonifica del Lago di Massaciuccoli; essa risulta così delimitata, oltre che dal mare, da un sistema di canali artificiali di bonifica, che sono in collegamento diretto (Canale Burlamacca e Fosso della Bufalina) o indiretto (Fosso Le Quindici) con il mare stesso. Il Fosso Le Quindici è inoltre affiancato da una serie di laghi artificiali (cave di sabbie silicee dismesse) il cui fondo si trova assai al di sotto del livello del mare. Il Canale Burlamacca, che riceve anche le acque della Gora di Stiava, e il Fosso della Bufalina (realizzato nel 1704) sono emissari regolatori del livello idrico del lago; recente è l'inaugurazione in quest'ultimo di un sistema di idrovore con finalità di mitigazione del rischio idraulico (abbassa il livello del lago in caso di eccessive precipitazioni). Il Fosso Le Quindici ha una direzione delle acque verso NW, confluendo nel Canale Burlamacca (Figura 1); alla confluenza è presente un debole salto morfologico, che impedisce l'ingresso delle acque di quest'ultimo nel Fosso Le Quindici. Nei mesi estivi, in questi canali vengono effettuati anche prelievi per scopi irrigui.

E' da mettere inoltre in evidenza, per le sue implicazioni piezometriche, che, nella fascia adiacente ai laghi artificiali e al Comprensorio di Bonifica, il sistema dunare è stato completamente antropizzato (riduzione delle quote e parziale impermeabilizzazione delle aree di alimentazione dell'acquifero freatico), con destinazione sia agricola-florovivaistica, sia urbana, con relativo impatto sulle risorse idriche; a ciò si aggiungono infine gli emungimenti concentrati nella zona litoranea di Marina di Torre del Lago, connessi all'attività degli stabilimenti balneari.

In definitiva, nella zona studiata si sovrappongono condizioni naturali e antropiche favorevoli al verificarsi dei fenomeni di intrusione marina, non solo attraverso la risalita dell'interfaccia acqua dolce/acqua salata lungo la linea di riva, ma anche per risalita di acque salmastre nei canali artificiali, a loro volta collegati con le cave di sabbie silicee e con il Lago di Massaciuccoli.

Con gli studi svolti in passato in questa zona (Ferrari & Duchi, 1984; Duchi, 2002; Cavazza *et alii*, 2002; Cavazza, 2004) sono state essenzialmente monitorate le condizioni freatimetriche e di salinità delle acque. Il presente lavoro si è basato viceversa su un approccio multidisciplinare, idrogeologico-geochimico, ed ha consentito di definire le caratteristiche idrostratigrafiche, piezometriche ed idrochimico-isotopiche del sistema acquifero

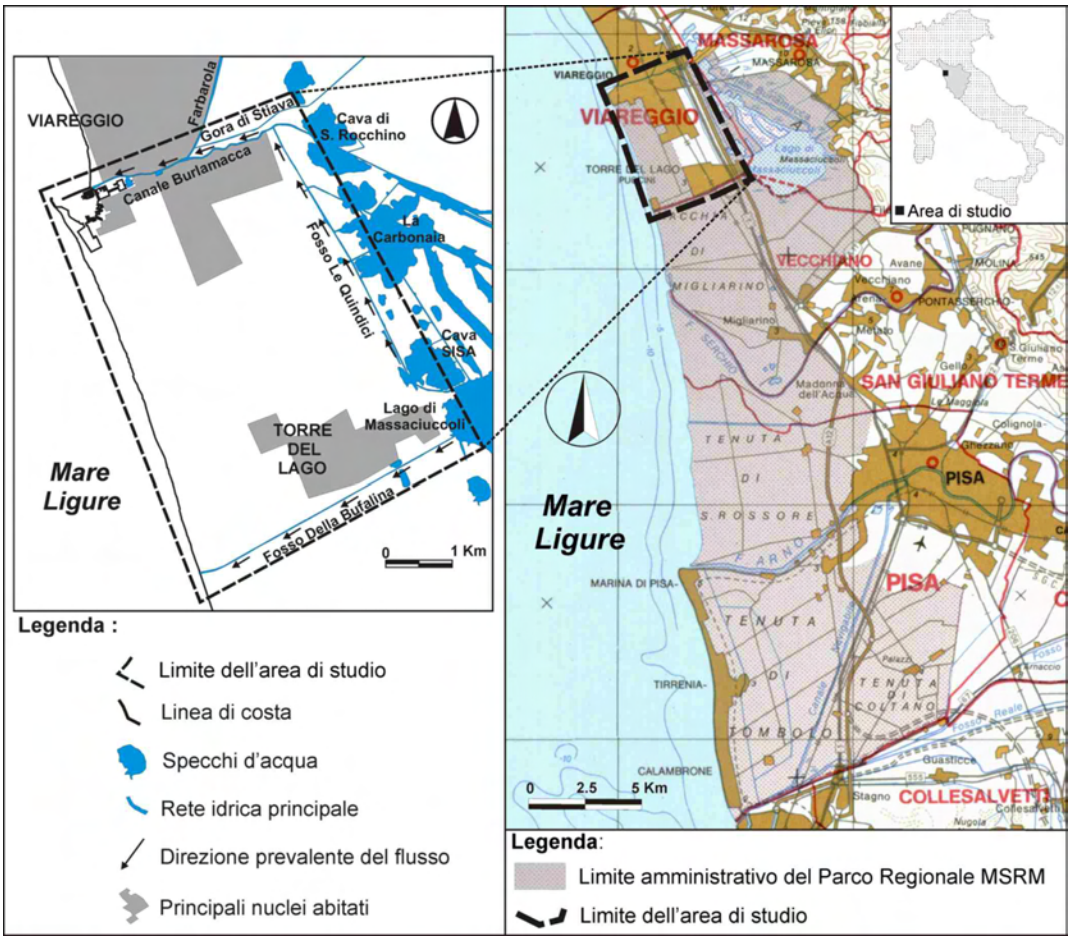


Figura 1 - Inquadramento geografico dell'area di studio.
Figure 1 - Location of the study area.

freatico. L'utilizzo degli isotopi ambientali ha in particolare costituito un valore aggiunto in termini conoscitivi.

Inquadramento strutturale

Gli acquiferi freatici della fascia costiera versiliese-pisana, corrispondenti nel loro insieme al sistema dunare litoraneo, fanno parte dello strato sommitale di un complesso apparato deposizionale, che costituisce il riempimento post-orogenico di una struttura a *graben*, denominata Bacino Versiliese-Pisano, che si estende dalla foce del Fiume Magra ai dintorni di Pisa e Livorno (Mazzanti & Pasquinucci, 1983; Federici, 1993).

Tale struttura consiste in una depressione tettonica di forma sub-triangolare allungata, orientata NW-SE e delimitata ad Est dalle Alpi Apuane, dai Monti d'Oltre Serchio e dai Monti Pisani, ad Ovest dalla dorsale di Viareggio, sommersa dal mare, ed a Sud dai Monti Livornesi e quelli di Casciana Terme. Questa depressione tettonica, il cui sprofondamento nella parte assiale e centrale (zona di Viareggio), iniziato nel Miocene sup., è valutato in circa 3.000 metri (Tongiorgi, 1978), è stata successivamente colmata da sedimenti detritici incoerenti di origine marina, marino-transizionale e continentale, in quest'ultimo caso derivanti principalmente dai bacini dei fiumi Magra, Serchio ed Arno.

Durante il Pleistocene medio, il carico solido proveniente dai corsi d'acqua, e quindi la costruzione delle pianure e dei litorali, sono stati fortemente influenzati dalle variazioni del livello marino, collegate con le vicende del glacialismo. Con la variazione negativa del Würm II, i depositi alluvionali del paleo-Serchio (a quel tempo confluente in Arno), danno origine ad un livello ciottoloso leggermente inclinato verso mare, posto ad una profondità circa compresa tra 40 e 60 metri sotto la piana di Pisa. Il ritiro del mare è seguito dal formarsi di notevoli complessi di dune, ad oggi rintracciate nel sottosuolo di Viareggio e Pisa ed affioranti con le loro culminazioni in sinistra dell'Arno e tra Arno e Serchio. Dopo l'acme della glaciazione würmiana il livello del mare inizia a salire (trasgressione versiliana), senza tuttavia mai oltrepassare quello attuale (Mazzanti, 1983). La trasgressione versiliana progredisce verso l'interno fino al II-I secolo a.C., dopodichè, sebbene il livello del mare continui lentamen-

te e mediamente a salire, in tutto il litorale versiliese-pisano si verifica l'avanzamento delle spiagge (Mazzanti & Pasquinucci, 1983). Questo fenomeno è determinato dall'aumento degli apporti solidi dei corsi d'acqua, ed in modo particolare dell'Arno, a sua volta favorito da alcune attività antropiche, come il notevole disboscamento e l'estensione delle pratiche agricole in seguito alla colonizzazione romana. I depositi fini (sabbie, limi e argille) portati dall'Arno, poiché facilmente trasportabili dalla deriva marina, liberano la linea di riva dalla stretta dipendenza dal piede delle Alpi Apuane, dei Monti d'Oltre Serchio e dei Monti Pisani, nonché dai coni di deiezione agli sbocchi dei torrenti da essi discendenti.

Il meccanismo di accrescimento del litorale è avvenuto attraverso la formazione di barre parallele che, inizialmente sommerse, venivano col tempo ad emergere in lunghi lidi paralleli alla linea di riva, che separavano strette lagune interdunali o più ampi specchi d'acqua retrodunali, che hanno permesso la deposizione di modesti livelli limosi con intercalazioni torbose. L'emersione dei lidi, favorendo l'accumulo delle sabbie trasportate dal vento, ha contribuito poi alla formazione di cordoni di dune e alla trasformazione delle lagune in paludi, con il conseguente ampliamento delle terre emerse. L'esempio più significativo di questo tipo di morfogenesi costiera è rappresentato dal complesso del Lago di Massaciuccoli e delle zone acquitrinose ad esso adiacenti, attualmente in buona parte drenate da canali artificiali.

L'evoluzione paleogeografica della pianura versiliese-pisana ha in definitiva determinato la formazione di un apparato deposizionale composito, costituito da sedimenti alluvionali e palustri di varia granulometria (da ciottoli e ghiaie a limi con torbe e argille), da sedimenti eolici (essenzialmente sabbie) e da sedimenti marini e marino-transizionali (sabbie, sabbie-limose, limi e limi argillosi), poggianti sul substrato roccioso pre-messiniano; nella parte sommatale di tale successione di depositi post-orogenici ha sede la struttura acquifera oggetto di questo studio.

Caratteristiche idrogeologiche

Per una definizione delle condizioni idrogeologiche relative al sistema freatico della fascia costiera compresa tra il Canale Burlamacca ed il Fosso della Bufalina, è stata elaborata una carta della permeabilità (Figura 2) a partire dalla cartografia geologica di base esistente alla scala 1:10.000 (Regione Toscana-Servizio Geologico, Provincia di Pisa, 2005). La classificazione delle unità idrogeologiche affioranti si è basata principalmente su una valutazione qualitativa, in funzione delle caratteristiche granulometriche dei terreni (seguendo anche una precedente classificazione di Baldacci *et alii*, 1994) e su alcuni parametri idrodinamici ottenuti attraverso una serie di prove di emungimento in pozzi insistenti sull'acquifero sabbioso (Cavazza, 2004).

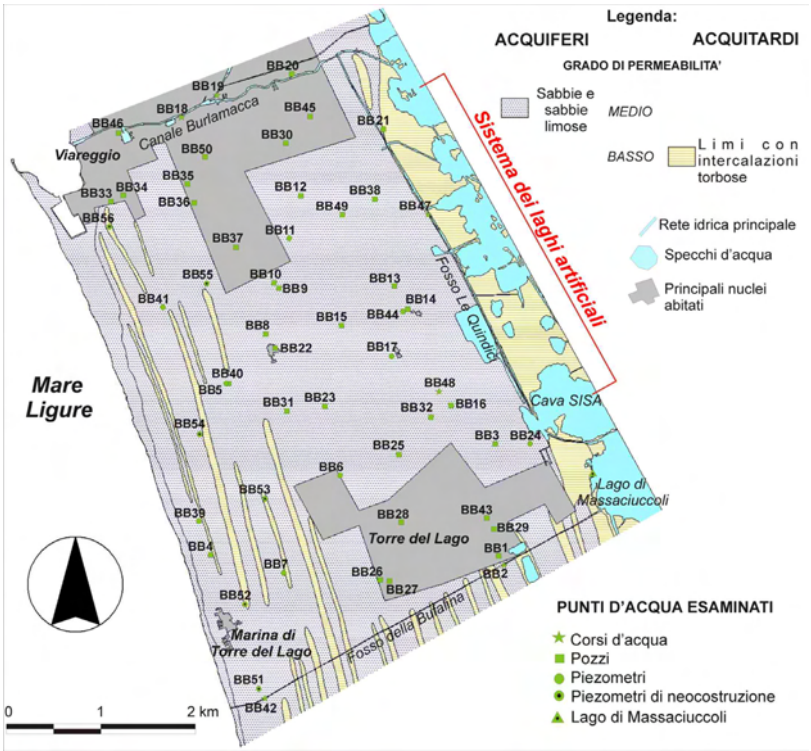


Figura 2 - Carta schematica della permeabilità relativa con ubicazione di pozzi, piezometri e punti di controllo delle acque superficiali esaminati.

Figure 2 - Permeability sketch map with location of wells, piezometers and monitoring points of superficial water investigated.

Le varie unità idrogeologiche, come riportato nella legenda di Figura 2, sono state classificate come acquiferi e acquitardi, attribuendo loro un grado di permeabilità relativo. I termini considerati acquiferi sono le sabbie di duna e di spiaggia attuale; viceversa i termini considerati acquitardi sono i limi argillosi con torba della zona del Lago di Massaciuccoli ed i limi che formano le lame interdunari. Questi ultimi sono ormai quasi assenti a causa dell'urbanizzazione dell'area e del rimaneggiamento operato dalle colture agricole.

Le sezioni idrogeologiche A, B e 1, 2, 3 (Figura 3), rispettivamente longitudinali (direzione N-NW/S-SE) e trasversali (direzione W-SW/E-NE) alla pianura costiera, hanno consentito di risalire alle condizioni idrostrutturali della zona in esame; i dati stratigrafici utilizzati, derivanti da 40 logs di sondaggio, sono stati reperiti nella Banca Dati Ambientale del S.I.R.A. (Sistema Informativo Regionale Ambientale - ARPAT) e nello studio di Cavazza (2004). Si fa notare che le sezioni stratigrafiche hanno una più dettagliata descrizione delle caratteristiche litologiche dei terreni affioranti rispetto alla carta della permeabilità di Figura 2; ciò è dovuto al fatto che nella cartografia geologica di base utilizzata non erano differenziate sabbie e sabbie limose. D'altra parte, la distribuzione dei sondaggi disponibili non ha consentito di aggiornare, almeno in questa fase, anche la carta della permeabilità. Nelle sezioni, non sono tuttavia visibili, per motivi legati alla scala, alcune lenti superficiali di limi con intercalazioni torbose che, viceversa, sono indicate in Figura 2.

Le sabbie limose presentano un grado di permeabilità medio-basso, inferiore quindi a quello delle sabbie; nel complesso, i due litotipi vanno tuttavia a costituire un unico orizzonte acquifero di tipo freatico. La base impermeabile è costituita da argille, che si distribuiscono con continuità al di sotto dell'acquifero. Le due sezioni longitudinali mettono maggiormente in risalto, oltre ai passaggi laterali di facies, le variazioni di spessore dell'orizzonte acquifero, con valori massimi dell'ordine dei 40 metri, raggiunti nella parte centrale della sezione B.

Nella parte più a Nord dell'area studiata (sezione 1 in Figura 3) l'acquifero freatico è costituito soltanto dalle sabbie, mentre, spostandosi verso sud, sotto le sabbie si osserva uno spessore continuo (15-20 metri) di sabbie limose (sezione 2), nonché la presenza di un discontinuo ma potente orizzonte acquitardo costituito da limi con intercalazioni torbose (sezione 3). Si rileva inoltre dalle sezioni longitudinali A e B che livelli di sabbie limose si possono ritrovare localmente sopra terreni più francamente sabbiosi. Il substrato argilloso è presente su tutta l'estensione dell'acquifero in studio ed è rintracciabile a profondità medie di 20-30 metri.

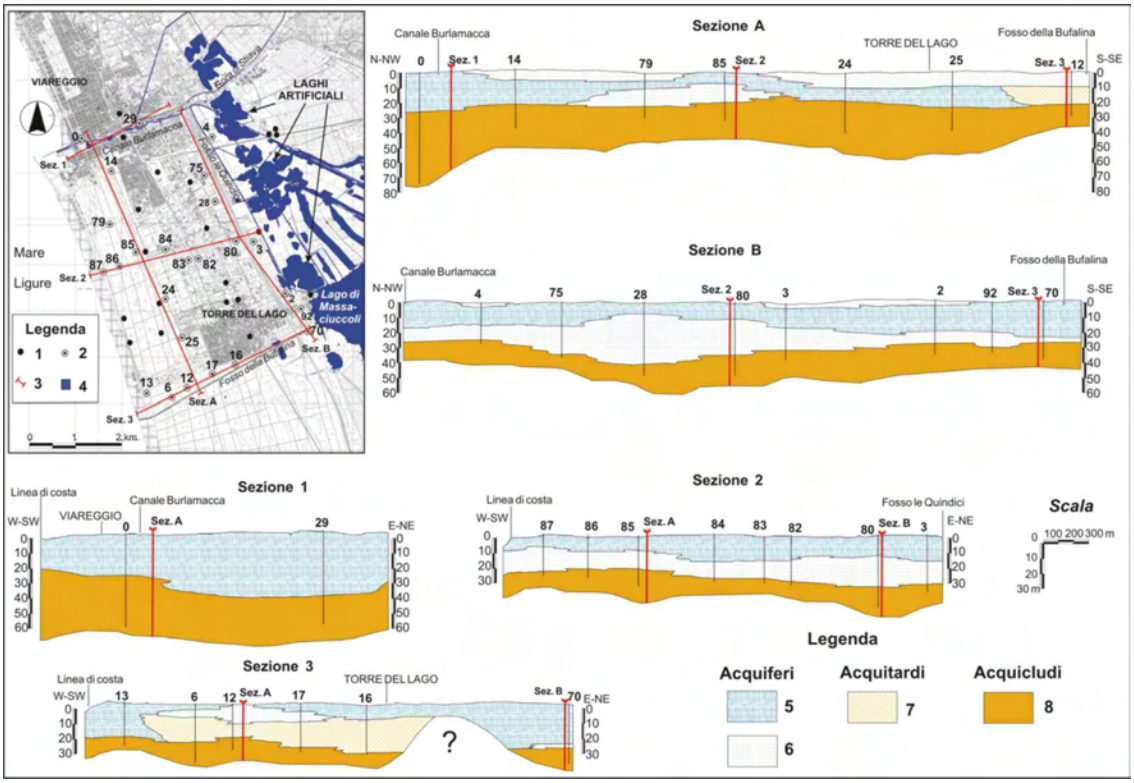


Figura 3 - Sezioni idrostratigrafiche. (1) sondaggi; (2) sondaggi utilizzati per elaborare le sezioni; (3) tracce di sezione; (4) corpi idrici superficiali; (5) sabbie; (6) sabbie limose; (7) limi con locali intercalazioni torbose; (8) argille.

Figure 3 - Hydrostratigraphic sections. (1) borehole; (2) borehole used to elaborate the cross sections; (3) section trace; (4) surface water body; (5) sand; (6) silty sand; (7) silt with local peaty intercalations; (8) clay.

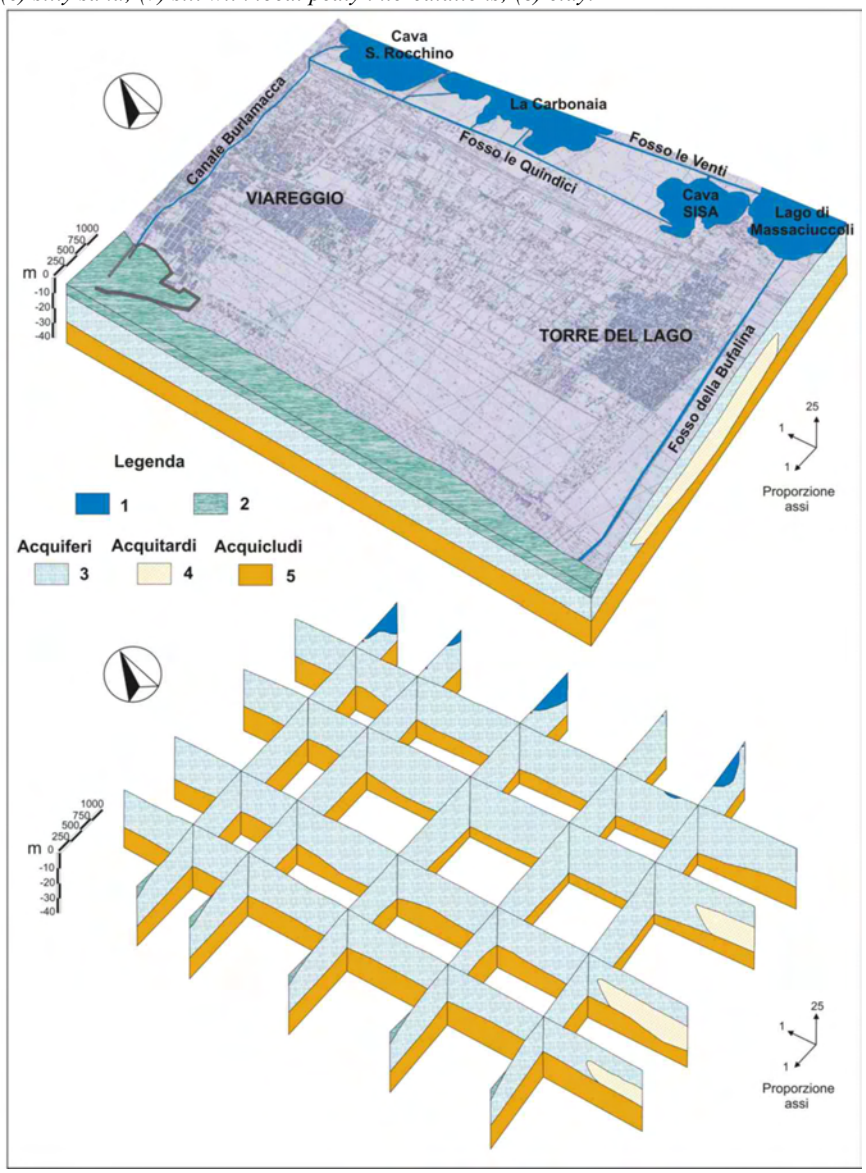


Figura 4 - *Block-diagram* dell'area di studio (sopra) e relativo *fence-diagram* (sotto). (1) acque superficiali; (2) acqua di mare; (3) sabbie e sabbie limose; (4) limi con locali intercalazioni torbose; (5) argille.
Figure 4 - Block-diagram of the study area (top) and pertinent fence-diagram (down). (1) surface water; (2) seawater; (3) sand and silty sand; (4) silt with local peaty intercalation; (5) clay.

L'elevato numero di informazioni stratigrafiche disponibili ha inoltre permesso di elaborare un *block-diagram* ed un *fence-diagram*, in cui le unità acquifere sono state accorpate (Figura 4). Questa rappresentazione mette bene in evidenza nelle tre dimensioni la struttura sostanzialmente semplice dell'acquifero freatico in studio.

Materiali e metodi

Al fine di ottenere un quadro sulle caratteristiche piezometriche ed idrochimiche, nell'ambito di questo studio sono state svolte due campagne di campionamento, la prima a Ottobre 2005 e la seconda a Maggio 2006, rispettivamente rappresentative di condizioni di magra e di morbida della falda freatica. Durante le campagne sono stati misurati: livelli piezometrici, alcalinità totale (attraverso titolazione con HCl 0,1M), pH, temperatura e conducibilità elettrica (riferita a 20°C), nonché prelevati campioni (tal quali e filtrati-acidificati) per le analisi chimiche ed isotopiche di laboratorio, effettuate poi su una selezione di punti d'acqua. Le quote dei bocca-pozzo, utilizzate per ottenere i livelli piezometrici assoluti, sono

state ottenute dalla cartografia tecnica regionale 1:10.000, commettendo un errore stimabile di ± 10 cm.

Le indagini hanno riguardato un totale di 52 punti d'acqua (Figura 2), tra cui 6 relativi ad acque superficiali (Canale Burlamacca, Fosso Le Quindici, Fosso della Bufalina, Lago di Massaciuccoli) e 34 e 12 relativi, rispettivamente, a pozzi e piezometri. Le acque superficiali sono state prelevate in prossimità del fondo di ciascun corpo idrico. In merito a pozzi e piezometri, il prelievo di campioni è stato sempre preceduto da un'operazione di spurgo. Nel caso dei piezometri, il campionamento è stato effettuato per mezzo di *bailers*, al fine di prelevare acqua a differenti quote. In questi casi, con buona approssimazione, sono state verificate, in relazione al fenomeno dell'intrusione marina, le eventuali variazioni di conducibilità e dei valori isotopici delle acque sotterranee con la profondità.

Per la determinazione delle specie ioniche Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, NH_4^+, Cl^-, SO_4^{2-}, Br^-, NO_3^-, sono state svolte analisi in cromatografia ionica. Relativamente ai contenuti isotopici, è stato determinato il valore $\delta^{18}O‰$ (Fritz & Fontes, 1980) mediante spettrometria di massa in fase gassosa con spettrometri a doppio ingresso, dopo opportuna preparazione del campione con l'uso di linee sottovuoto ed equilibrazione isotopica a 25°C con CO_2.

Tabella 1 - Dati fisico-chimici e piezometrici (* = profondità del pozzo/piezometro o, nel caso dei corpi idrici superficiali, profondità di campionamento rispetto al pelo libero).
Table 1 - Physical-chemical and piezometric data (= well/piezometer depth or sample depth referred to the surface of the water for superficial water bodies).*

Codice punto	Tipo di punto	Profondità (m)*	CAMPAGNA OTTOBRE 2005				CAMPAGNA MAGGIO 2006			
			Livello piezometrico/idrometrico (m s.l.m.)	Conducibilità (µS/cm a 20° C)	pH	T (° C)	Livello piezometrico/idrometrico (m s.l.m.)	Conducibilità (µS/cm a 20° C)	pH	T (° C)
BB1	Pozzo	6,0	×	730	6,95	16,9	×	802	7,66	16,0
BB2	Acqua superficiale	0,8	0,08	4910	7,83	14,6	×	×	×	×
BB3	Pozzo	6,0	×	672	7,26	18,8	×	786	7,33	19,4
BB4	Pozzo	8,0	×	1504	7,12	17,1	×	1728	7,10	15,7
BB5	Pozzo	×	×	1348	7,12	17,1	×	×	×	×
BB6	Piezometro	8,0	0,50	502	7,14	20,8	0,86	627	7,26	15,6
BB7	Piezometro	26,0	0,87	8410	8,10	15,4	1,48	5200	8,15	15,7
BB8	Pozzo	8,0	×	763	7,40	18,0	×	969	7,40	15,8
BB9	Pozzo	7,0	×	686	7,20	17,2	×	664	7,46	14,9
BB10	Pozzo	5,3	0,75	634	7,25	18,6	×	×	×	×
BB11	Piezometro	20,0	0,68	790	7,36	19,1	0,96	568	7,53	15,4
BB12	Pozzo	6,0	×	596	7,14	18,9	×	780	7,50	14,2
BB13	Pozzo	1,6	0,05	484	7,66	17,9	0,16	543	7,65	14,0
BB14	Pozzo	6,0	×	1553	7,26	18,7	×	×	×	×
BB15	Pozzo	2,3	0,46	560	7,46	18,2	0,72	739	7,58	14,4
BB16	Pozzo	6,0	0,04	743	7,32	17,9	0,09	802	7,48	15,1
BB17	Piezometro	6,0	0,16	933	7,02	20,8	0,28	453	7,18	15,5
BB18	Acqua superficiale	0,8	0,10	18340	7,36	20,4	0,18	17090	7,56	18,2
BB19	Acqua superficiale	0,8	0,35	11430	7,43	20,7	0,25	4910	7,51	18,3
BB20	Pozzo	13,0	×	732	6,98	19,8	×	903	7,44	15,9
BB21	Pozzo	×	×	1937	6,93	17,8	×	1457	7,26	18,3
BB22	Pozzo	4,5	0,98	644	7,06	18,1	1,27	789	7,41	15,9
BB23	Pozzo	6,0	×	837	7,29	20,4	×	938	7,36	16,9
BB24	Piezometro	30,0	0,02	590	8,48	17,9	0,02	17420	8,16	15,2
BB25	Pozzo	6,0	×	864	7,12	18,5	×	710	7,29	15,7
BB26	Pozzo	6,0	×	496	7,72	19,8	×	542	7,61	17,3
BB27	Pozzo	6,0	×	706	7,43	19,9	×	×	×	×
BB28	Pozzo	×	×	802	7,61	17,9	×	832	6,75	15,7
BB29	Pozzo	6,0	×	663	6,96	22,0	×	647	7,47	18,4
BB30	Pozzo	8,0	×	698	7,37	19,7	×	820	7,40	16,2
BB31	Pozzo	6,0	1,03	567	7,63	18,7	1,13	621	7,51	16,2
BB32	Pozzo	6,0	×	714	7,62	19,3	×	761	7,34	17,5
BB33	Pozzo	6,0	×	1023	7,20	18,9	×	1326	6,57	15,4
BB34	Pozzo	8,0	×	744	7,47	16,5	×	905	7,37	16,0
BB35	Pozzo	6,0	×	612	7,12	20,9	×	×	×	×
BB36	Pozzo	×	×	511	7,20	19,1	×	706	7,47	15,7
BB37	Pozzo	×	×	618	7,35	21,9	×	679	7,12	16,6
BB38	Pozzo	×	×	781	7,44	18,4	×	683	6,60	15,0
BB39	Piezometro	4,6	0,19	832	7,80	18,3	-0,06	×	×	×
BB40	Piezometro	23,5	0,43	1583	7,59	18,3	0,45	1270	7,38	14,5
BB41	Piezometro	20,0	0,48	663	7,21	17,3	0,81	1487	7,74	14,7
BB42	Acqua superficiale	0,8	×	6410	7,94	18,5	×	2940	8,20	20,3
BB43	Pozzo	×	0,39	512	6,53	18,3	0,45	401	7,87	15,1
BB44	Piezometro	20,0	0,22	307	6,38	19,9	0,14	1372	7,46	15,6
BB45	Pozzo	×	0,42	×	×	×	0,10	×	×	×
BB46	Pozzo	×	×	912	7,52	17,7	×	1130	7,41	15,3
BB47	Acqua superficiale	0,8	0,2	3820	7,33	17,2	0,15	3610	8,06	20,4
BB48	Acqua superficiale	0,8	×	760	6,85	17,1	×	707	7,58	18,6
BB49	Pozzo	2,0	1,16	1085	6,92	18,5	0,67	1185	7,55	14,0
BB50	Pozzo	1,9	1,33	760	7,05	16,0	×	×	×	×
BB51	Piezometro	4,0	×	×	×	×	0,87	534	6,59	18,1
BB52	Piezometro	3,0	×	×	×	×	1,03	868	7,41	14,6
BB53	Piezometro	3,0	×	×	×	×	0,60	937	7,49	16,3
BB54	Piezometro	3,5	×	×	×	×	0,92	877	7,20	16,6
BB55	Piezometro	4,0	×	×	×	×	1,37	×	×	×
BB56	Piezometro	3,8	×	×	×	×	1,22	×	×	×

Lo standard isotopico di riferimento è il V-SMOW (Hoefs, 2004) e l'errore standard è pari a ±0,1‰. L'utilizzo degli isotopi ambientali in questo tipo di studi consente di ottenere informazioni importanti. A differenza dei parametri chimici, i contenuti isotopici non sono infatti influenzati dai processi di interazione tra acqua e matrice solida (a meno di condizioni con elevate temperature), per cui mantengono informazioni sull'origine delle acque d'infiltrazione e, in riferimento agli acquiferi costieri, permettono di discriminare se la salinità della falda è effettivamente legata ad un *mixing* tra acqua dolce e acqua di mare, oppure se è da attribuire alla dissoluzione di depositi salini verosimilmente presenti in terreni che, come quelli in studio, si sono formati durante episodi relativamente recenti di trasgressione marina.

I dati piezometrici e quelli fisico-chimici reperiti *in situ* sono riportati in Tabella 1, mentre i risultati delle analisi chimiche sono inseriti in Tabella 2. Relativamente ai piezometri, i suddetti parametri fisico-chimici e chimici si riferiscono ad aliquote d'acqua prelevate a profondità tra 5 e 10 metri da piano campagna.

Tabella 2 - Risultati delle analisi chimiche.
Table 2 - Chemical data.

Codice punto	Cl^- (mg/l)	SO_4^- (mg/l)	HCO_3^- (mg/l)	NO_3^- (mg/l)	Na^+ (mg/l)	K^+ (mg/l)	Ca^+ (mg/l)	Mg^+ (mg/l)	NH_4^+ (mg/l)
BB6	6,8	13,4	454	5,3	10,8	1,9	120	10	< 0,2
BB7	1382	0,5	681	2,4	860	28,9	51,2	132	8,27
BB11	13,8	28,8	344	1,1	17,2	2,1	99,9	8,2	0,2
BB13	17,4	5,9	325	0,6	24,1	13,4	79,7	7,3	0,49
BB18	5129	891	293	7,8	3042	120	226	383	< 0,2
BB20	16,7	127	415	35,7	14,3	5,7	160	18,8	< 0,2
BB22	34,4	29,6	390	52,6	17,5	20,1	117	17,3	< 0,2
BB24	5880	77,8	837	2,2	3128	77,6	80,6	140	22
BB26	10,8	24,6	366	4,8	15	4,6	91,3	10,4	< 0,2
BB32	27,4	68,9	366	49,3	22,2	12,9	120	13,9	< 0,2
BB36	25,2	91,8	317	8,4	18,3	6,4	117	13,2	0,5
BB41	187	28,8	600	0,2	117,3	32,6	57,6	59,2	7,47
BB42	760	103	439	3,8	415	26,2	97,5	83,7	< 0,2
BB43	6,7	11,3	268	1,2	6,6	33,4	59,2	2,3	0,34
BB44	189	146	303	5,1	151	15,6	95,7	19,6	6,33
BB47	910	403	268	6,1	507	22,6	163	85,4	< 0,2
BB49	79,4	118	493	11,1	66,2	6,4	167	18,3	< 0,2
BB51	14,7	6,2	251	1,1	20,6	2,4	58,4	8,8	< 0,2
BB52	75,8	26,5	425	<0,2	37	2,7	119	20,7	< 0,2
BB53	58,3	45,6	403	<0,2	47,5	5,7	110	16,5	< 0,2
BB54	20,1	60,9	527	0,4	12,3	10,2	125	33,3	< 0,2

Tabella 3 - Valori di $\delta^{18}O$‰ e di conducibilità delle acque (n.c. = non conosciuta; * = profondità di campionamento rispetto al boccapozzo o, nel caso dei corpi idrici superficiali, al pelo libero dell'acqua).
*Table 3 - $\delta^{18}O$‰ and conductivity values (n.c. = unknown; * = sample depth).*

	TIPO e/o NOME PUNTO D'ACQUA	CODICE PUNTO	DATA CAMPIONAMENTO	$\delta^{18}O$‰	CONDUCIBILITÀ (µS/cm a 20°C)	PROFONDITÀ (m) *
I CAMPAGNA	pozzo	BB1	12/10/2005	-5,71	730	6
	Fosso Bufalina	BB2	12/10/2005	-4,18	4910	0,8
	pozzo	BB3	12/10/2005	-5,22	672	6
	piezometro	BB7	13/10/2005	-4,37	8410	26
	pozzo	BB9	13/10/2005	-5,42	686	7
	pozzo	BB21	14/10/2005	-5,05	1937	n.c.
	pozzo	BB22	18/10/2005	-4,91	644	4,5
	piezometro	BB24	21/10/2005	-4,58	540	30
	pozzo	BB27	24/10/2005	-6,35	706	6
	pozzo	BB30	24/10/2005	-5,54	698	8
	pozzo	BB33	28/10/2005	-5,43	1023	6
	piezometro	BB40 BIS	04/11/2005	-5,27	1810	11
	piezometro	BB40 QUAT	04/11/2005	-4,96	4430	23
	piezometro	BB44 TER	04/11/2005	-4,40	8980	20
	piezometro	BB41	04/11/2005	-5,19	663	11
	piezometro	BB41BIS	04/11/2005	-5,55	1153	20
	fosso	BB48	23/09/2005	-5,42	760	0,8
II CAMPAGNA	piezometro	BB6	27/04/2006	-6,14	627	8
	piezometro	BB7	26/04/2006	-4,60	5200	26
	piezometro	BB11	27/04/2006	-5,71	568	20
	Canale Burlamacca	BB18	10/05/2006	-3,48	17090	0,8
	pozzo	BB20	09/05/2006	-5,37	903	13
	pozzo	BB22	09/05/2006	-4,99	789	4,5
	piezometro	BB24	28/04/2006	-3,51	17420	30
	piezometro	BB41	27/04/2006	-5,56	1487	20
	piezometro	BB44	27/04/2006	-4,90	1372	20
	Canale Le Quindici	BB47	10/05/2006	-2,62	3610	0,8
	pozzo	BB49	28/04/2006	-5,14	1185	2
	piezometro	BB51	26/04/2006	-3,27	534	4
	piezometro	BB52	26/04/2006	-5,14	868	3
	Lago di Massaciuccoli	Lago	28/04/2006	-2,92	3100	0,8

Questo intervallo di profondità di campionamento è stato scelto poiché ritenuto del tutto confrontabile a quello di cui è rappresentativa la maggior parte dei campioni prelevati dai pozzi dotati di pompa (tenendo conto delle caratteristiche di condizionamento dei pozzi stessi); tutto ciò nel tentativo di disporre, distribuito sull'intera zona, di un *set* di dati che si riferisse ad un intervallo di quota più omogeneo possibile. E' opportuno tuttavia specificare che, per buona parte dei piezometri, non si disponeva di informazioni dettagliate relative alla profondità dei tratti filtrati; peraltro, da comunicazioni orali da parte degli Enti di gestione del territorio, risulta che la maggior parte di essi è fenestrata su tutta l'estensione.

In Tabella 3 sono riportati i dati di conducibilità elettrica ed i valori di $\delta^{18}O‰$ relativi ai campioni prelevati a profondità via via maggiori, per la verifica dei rapporti acqua dolce-acqua di mare.

Morfologia della superficie freatica

I dati piezometrici e idrometrici raccolti sono stati interpolati con il metodo della triangolazione (interpolazione lineare), ottenendo due carte freatimetriche relative rispettivamente al periodo di magra (Ottobre 2005; Figura 5) ed a quello di morbida (Maggio 2006; Figura 6); in considerazione dei modesti gradienti idraulici, l'equidistanza tra le isofreatiche è stata fissata in 0,25 metri. L'elaborazione relativa alla seconda campagna si basa su un maggior numero di punti di rilevamento, per l'installazione di 4 nuovi piezometri eseguita fra Gennaio e Febbraio 2006 dagli scriventi stessi. Dalla carta di Ottobre 2005 si possono notare due minimi piezometrici. Il minimo assoluto è caratterizzato da valori di circa -0,20 m s.l.m e si individua nell'area di Marina di Torre del Lago, laddove gli emungimenti estivi dai pozzi degli stabilimenti balneari influenzano significativamente il livello della falda. Il minimo relativo, caratterizzato da valori prossimi al livello del mare, si dispone parallelamente al Fosso Le Quindici in corrispondenza della zona in cui si trovano numerose aziende florovivaistiche, con pozzi che si attestano nell'acquifero freatico e che, in particolar modo nel periodo Marzo-Ottobre, vengono utilizzati quotidianamente.

Si possono inoltre osservare massimi piezometrici determinati dall'infiltrazione diretta di acque meteoriche nelle sabbie dunari. Una zona con massimi relativi è disposta in direzione N-NW/S-SE, longitudinalmente alla linea di costa, su tutta l'area corrispondente all'alto morfologico rappresentato dalle dune costiere. La ricarica dell'acquifero in questa zona avviene direttamente per infiltrazione di acqua meteorica, favorita dalla buona permeabilità delle sabbie. I valori dei gradienti idraulici sono piuttosto bassi, in linea con quelli delle pianure costiere: i valori più elevati della zona, dell'ordine di 0,3-0,4%, si rilevano in corrispondenza del Canale Burlamacca. I gradienti misurati per l'area centrale hanno invece valori variabili compresi tra 0,1% e 0,2%.

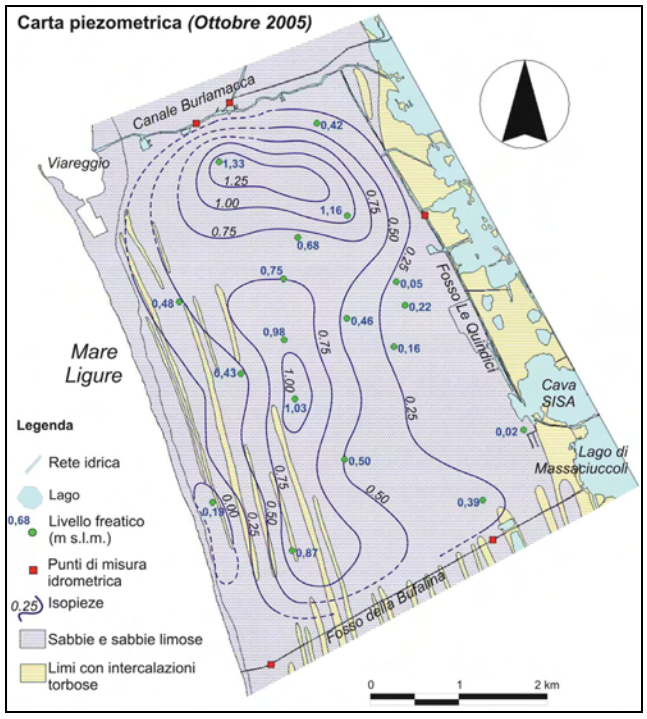


Figura 5 - Carta piezometrica della campagna di magra (Ottobre 2005).
Figure 5 - Piezometric map of October 2005.

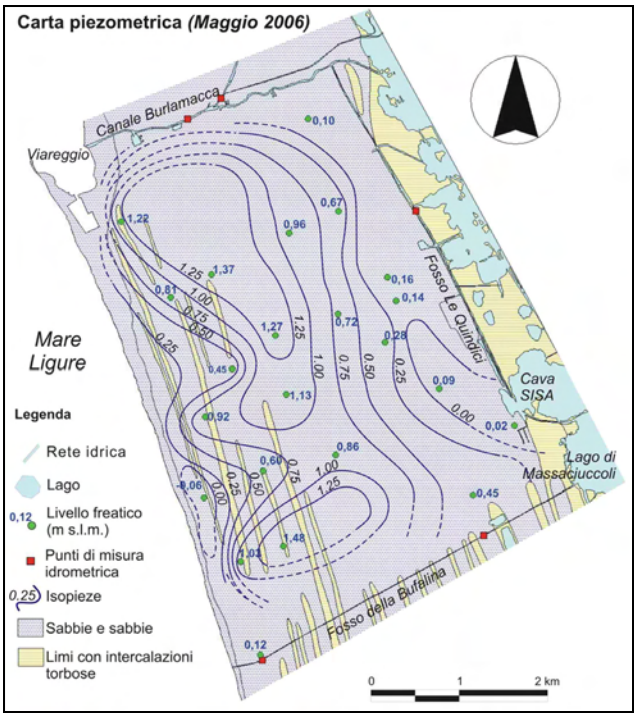


Figura 6 - Carta piezometrica riferita a Maggio 2006.
Figure 6 - Piezometric map of May 2006.

Nella carta di Maggio 2006 si può notare un notevole aumento, rispetto ad Ottobre 2005, delle aree racchiuse dalle linee isofreatiche corrispondenti ai valori di 1 m s.l.m., a testimonianza di un'importante ricarica avvenuta durante la stagione piovosa nella zona delle dune costiere. In particolare, l'elaborazione dei dati di questa campagna mostra zone di alto con quote piezometriche massime superiori a 1,25 m s.l.m. In prossimità della costa si rileva nuovamente il minimo in corrispondenza degli stabilimenti balneari, sebbene rispetto al periodo di magra i livelli risultino relativamente più elevati. Il minimo assoluto si registra tuttavia nella zona in cui insistono le già menzionate aziende florovivaistiche, i cui emungimenti determinano evidentemente condizioni favorevoli al richiamo di acqua dal Fosso Le Quindici e dal sistema dei laghi artificiali. I gradienti sono confrontabili con la situazione di magra, eccetto che nei pressi della darsena di Viareggio, dove si rilevano valori di poco superiori a 0,4%.

In merito ai rapporti corsi d'acqua-falda, si può affermare che, ad esclusione della zona limitrofa al Fosso Le Quindici, dove il minimo piezometrico di natura antropica rende possibile un drenaggio delle acque superficiali in acquifero, sulla restante area le condizioni piezometriche sono indicative di un drenaggio della falda da parte dei corsi d'acqua, come del resto è lecito attendersi per effetto del ruolo svolto da canali che sono prevalentemente di bonifica.

Caratteristiche chimiche ed isotopiche delle acque

Conducibilità elettrica

A partire dai dati puntuali di Tabella 1, sono state realizzate le carte conducimetriche relative alle due campagne di campionamento (Figure 7 e 8). Le linee di isoconducibilità si riferiscono alle acque sotterranee, mentre per i corsi d'acqua sono stati inseriti punti di grandezza proporzionale ai valori in essi registrati. Quest'ultimi non sono stati considerati nell'elaborazione delle isolinee poiché, risultando marcatamente maggiori di quelli delle acque di falda, avrebbero fortemente condizionato l'interpolazione.

Su tutta la fascia centrale, e con estensione longitudinale rispetto alla costa, le acque di falda presentano una conducibilità relativamente bassa, con valori che in entrambi i periodi non superano i 1.000 μS/cm. Viceversa, sulla fascia costiera, e in quella a ridosso del Fosso Le Quindici-laghi artificiali, nelle acque di falda si ritrovano valori di conducibilità relativamente alti. Per quanto riguarda la zona costiera, i valori più elevati (8.400 μS/cm) si registrano durante la campagna di Ottobre 2005 nelle acque del piezometro BB7, posto nella parte meridionale. Questi elevati valori di conducibilità sono da mettere verosimilmente in relazione con la presenza di acqua di mare. Tuttavia, tale situazione appare in disaccordo con la relativa situazione piezometrica (Figura 5), che in prossimità del BB7 mostra un alto relativo. Di fatto, questo piezometro raggiunge una profondità di 26 m, dove non è da escludere la presenza dell'interfaccia acqua dolce-acqua salata. L'avanzamento di quest'ultima è inoltre favorito dai livelli freatici inferiori a quello marino, posti immediatamente ad ovest e imputabili alla presenza di diffusi stabilimenti balneari ed esercizi turistici. Peraltro, come evidenziato in seguito, il piezometro BB7 potrebbe essere caratterizzato da tratti filtrati solo nella parte terminale; non avendo informazioni certe sul condizionamento, come già accennato in precedenza, si è ritenuto ugualmente utile cautelativamente considerare anche questo dato nell'elaborazione della carta della conducibilità. Anche i valori relativamente elevati del settore orientale dell'area di studio sono da ricondurre al minimo piezometrico che insiste in questa zona e che può richiamare acque con elevate conducibilità dal sistema Fosso Le Quindici - Lago di Massaciuccoli - laghi artificiali (per le conducibilità delle acque dei laghi si rimanda ai lavori di Baneschi *et alii*, 2005 e Baneschi, 2006). Il valore più elevato in questo settore è stato misurato nel Maggio 2006 (17.420 μS/cm) nelle acque del piezometro BB24, prossimo al lago artificiale della cava Sisa. Le acque di questo piezometro hanno peraltro un comportamento particolare, in quanto nella campagna di Ottobre 2005 fanno registrare una conducibilità marcatamente più bassa (590 μS/cm). Quest'ultimo valore è con ogni probabilità da associare all'influenza delle piogge cadute in abbondanza (circa 50 mm) il giorno precedente a quello della misura; in prossimità del punto in questione tale effetto di diluizione è peraltro favorito dalla presenza di uno scarico di acque piovane nella cava Sisa, attivato in caso di eventi meteorici intensi per alleggerire il carico all'impianto di depurazione del Comune di Viareggio. Come si può notare dalle Figure 7 e 8, oltre al Fosso Le Quindici, anche il Canale Burlamacca ed il Fosso della Bufalina sono caratterizzati da elevati valori di conducibilità elettrica, come osservato anche da Autorità di Bacino del Fiume Serchio (2007) per quanto concerne il primo.

Caratteristiche chimiche

Al fine di classificare chimicamente le acque analizzate, le concentrazioni relative agli elementi fondamentali sono state rappresentate in un diagramma di Piper (Piper, 1944), sulla base del quale si riconoscono due facies idrochimiche fondamentali (Figura 9):

1. *Facies bicarbonato-alcalino- terrosa*: la maggior parte dei campioni fa parte di questa famiglia; si tratta di acque di falda con chimismo determinato principalmente dall'interazione tra le acque di ricarica meteorica e i terreni prevalentemente sabbiosi che costituiscono l'acquifero. Nella losanga si nota che il campione BB41, pur rientrando nel campo composizionale bicarbonato-alcalino-terroso, si discosta dagli altri punti in direzione del campo clorurato-alcalino. Tale comportamento,

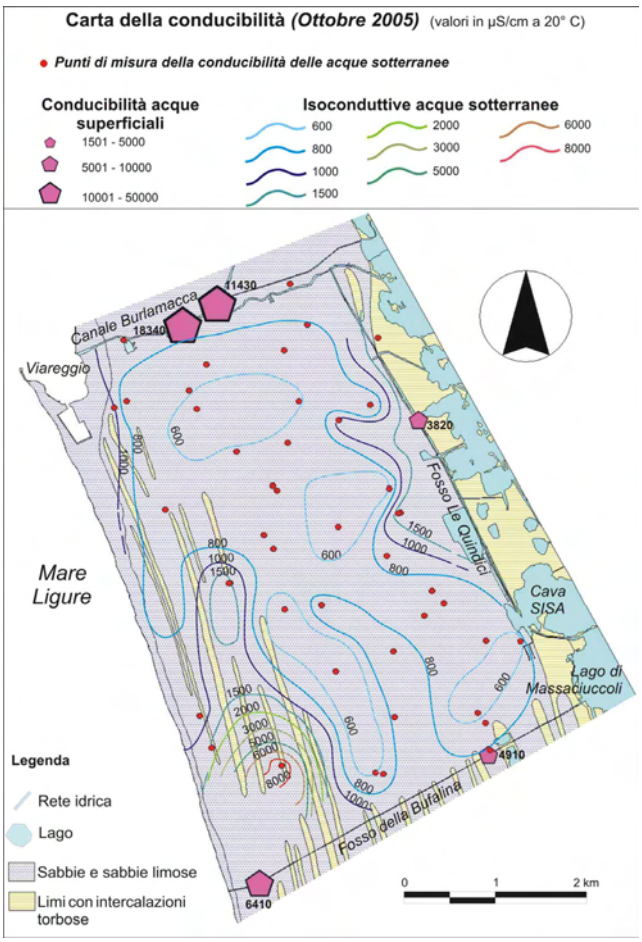


Figura 7 - Carta conducimetrica di Ottobre 2005.
Figure 7 - Conductivity map of October 2005.

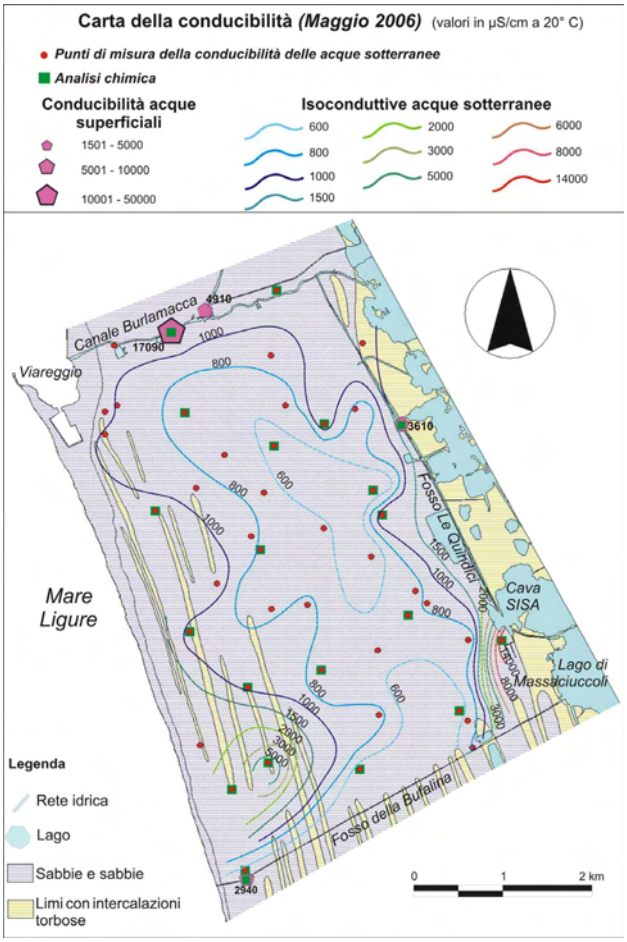


Figura 8 - Carta conducimetrica di Maggio 2006.
Figure 8 - Conductivity map of May 2006.

tenendo conto anche della relativa vicinanza del punto d'acqua BB41 alla linea di riva, potrebbe essere indicativo di una minima influenza da parte dell'acqua di mare.

2. *Facies clorurato-alcalina*: rientrano in questa facies le acque superficiali del Canale Burlamacca (BB18), del Fosso Bufalina (BB42), del Fosso Le Quindici (BB47) e del Lago di Massaciuccoli, nonché le acque di falda prelevate nella zona a ridosso del sistema Fosso Le Quindici-laghi artificiali-Lago di Massaciuccoli (BB24 e BB44) e nelle vicinanze della costa (BB7). Il punto BB47, rappresentativo del Fosso Le Quindici, va a sovrapporsi al punto relativo al Lago di Massaciuccoli, a testimonianza del fatto che tale corso d'acqua funziona principalmente da emissario del lago. Nella losanga si nota inoltre un significativo spostamento di questi due punti d'acqua rispetto ai rimanenti, che denotano una composizione clorurato-alcalina e che nell'insieme mostrano un *trend* verso l'acqua di mare. Tale aspetto conferma i risultati dello studio di Baneschi (2006), in cui la salinità e il chimismo delle acque del Lago di Massaciuccoli sono attribuiti principalmente a fenomeni di evaporazione e di impatto antropico e non alla presenza di acqua di mare (peraltro, per questo studio non sono disponibili i dati specifici sui tipi di scarichi antropici esistenti e sulla loro composizione chimica).

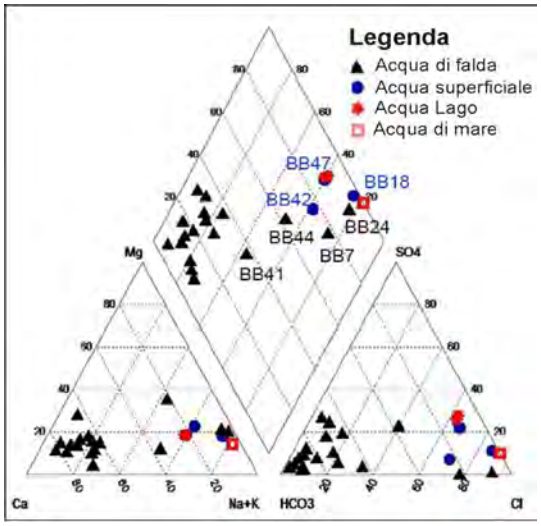


Figura 9 - Diagramma di Piper-Hill di composizione chimica delle acque (Maggio 2006).
Figure 9 - Piper-Hill diagram (May 2006)

Il diagramma SO_4/Cl (Figura 10), che può costituire uno strumento molto utile per evidenziare la miscelazione tra acqua di mare e acque dolci (per il mare tale rapporto è 0,1, mentre per le acque continentali risulta decisamente più alto – Custodio & Llamas, 1996), conferma ulteriormente la stessa natura delle acque del Fosso Le Quindici (BB47) e di quelle del Lago di Massaciuccoli ed inoltre che il chimismo del campione BB42, prelevato dal Fosso della Bufalina, ed ancor di più quello del campione BB18, relativo al Canale Burlamacca, sono chiaramente condizionati da un'ingressione di acqua di mare.

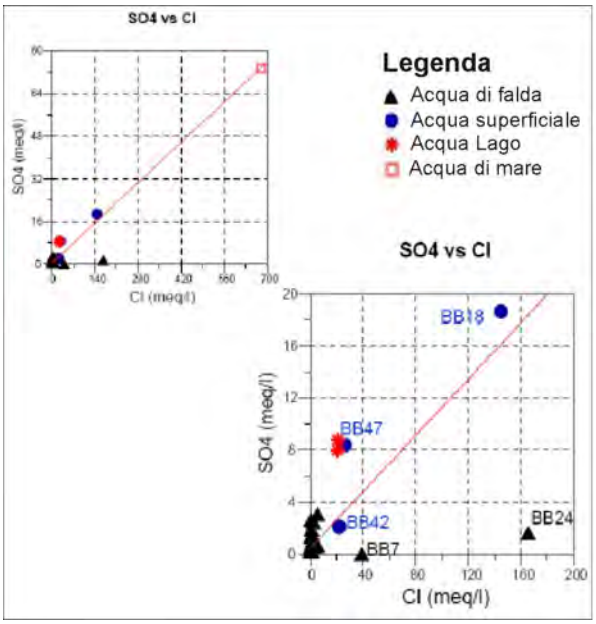


Figura 10 - Diagramma binario SO_4 vs. Cl (in basso è presente un ingrandimento relativo ai dati analizzati).
Figure 10 - Binary diagram SO_4 vs. Cl (in the lower part an enlargement related to the analyzed data is present).

Sulla base di questo grafico è inoltre possibile asserire che per i due campioni di acque sotterranee BB24 e BB7 il probabile mescolamento in acquifero tra acque dolci e acqua di mare non trova riscontro nei valori del rapporto tra SO_4 e Cl, in quanto in entrambi i punti si osservano bassi tenori di SO_4 che, a fronte di elevati contenuti in Cl, riducono drasticamente tale rapporto. Questa forte e anomala discrepanza nei rapporti di concentrazione fra i due anioni nei due punti menzionati, è molto probabilmente da ricondurre ad un processo di sottrazione dei solfati dalla soluzione acquosa, quale è quello determinato dall'ossidazione della materia organica da parte dei solfobatteri in condizioni anossiche. In ambienti idrici con insufficiente ossigeno disciolto la materia organica è, di fatto, ossidata anaerobicamente dai suddetti batteri attraverso una riduzione dei solfati a solfuri, secondo la seguente reazione (Stumm, 2004):

$$2\,[CH_2O] + SO_4 \leftrightarrow 2\,HCO_3 + H_2S$$

Relativamente alle due acque BB24 e BB7, l'esistenza di condizioni riducenti favorevoli a questo processo ed il fatto che quest'ultimo si sviluppi trovano conferma nella presenza, in tali acque, di NH_4^+ (Tabella 2) e di un relativo arricchimento di HCO_3 (Figura 11) prodotto dalla suddetta reazione.

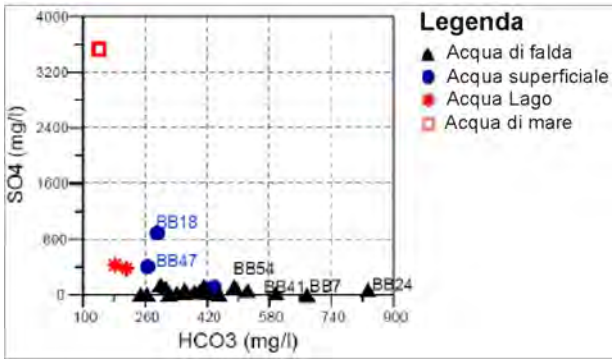


Figura 11- Diagramma binario SO_4 vs. HCO_3.
Figure 11 - Binary diagram SO_4 vs. HCO_3.

In definitiva, sulla base delle caratteristiche chimiche e chimico-fisiche fin qui descritte, questi due punti d'acqua sotterranea evidenziano la presenza di un processo di mescolamento acqua di mare-acqua di falda, che però non avviene secondo un meccanismo conservativo, vista la consistente sottrazione dello ione solfato. Anche il diagramma Br/Cl (Figura 12) discrimina in maniera netta la maggior parte delle acque di falda, non interessate da *mixing* con acque saline, dalle acque superficiali e dai due campioni di acque sotterranee, BB7 e BB24, che viceversa rappresentano il risultato di tale processo.

L'intrusione di acque di mare in acquifero in un caso (BB7) è favorita dagli emungimenti degli stabilimenti balneari che determinano un avanzamento del cuneo salino dalla linea di costa; nell'altro (BB24) si manifesta in ragione del minimo piezometrico (dovuto agli emungimenti delle aziende florovivaistiche) posto in sinistra del Fosso Le Quindici e del conseguente richiamo di acque dai laghi artificiali della parte occidentale dell'area in studio, nei quali la presenza di acqua di mare, per risalita dal Canale Burlamacca, è stata già documentata dal recente studio di Baneschi (2006). La risalita di acqua di mare lungo il canale è verosimilmente da ascrivere ai modesti gradienti idraulici del canale stesso, i cui livelli idrici risentono significativamente dei fenomeni di marea e di forti mareggiate (è da ricordare inoltre che il Canale Burlamacca ha la sua parte terminale direttamente nelle darsene e quindi nel porto di Viareggio). Talvolta, burrasche particolarmente eccezionali hanno causato anche la tracimazione del canale. Questi fenomeni hanno spinto l'Amministrazione Provinciale di Lucca a progettare un sistema di paratie (tipo "porte vinciane") in grado di chiudersi in occasione del superamento di valori-soglia di salinità, in modo da salvaguardare le acque del Lago di Massaciuccoli (Provincia di Lucca, 2008).

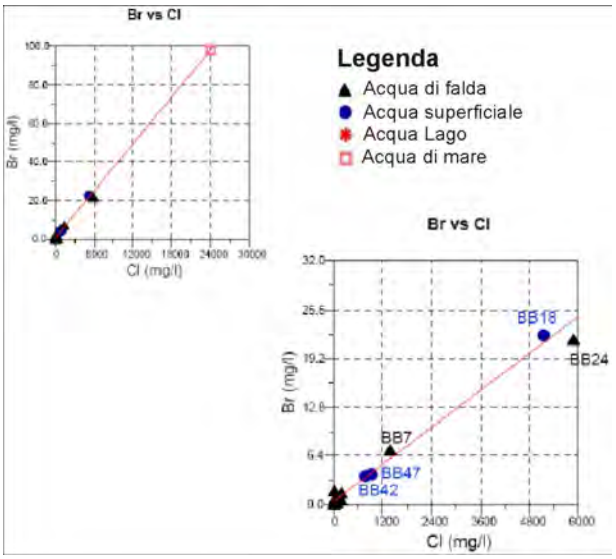


Figura 12 - Diagramma binario Br vs. Cl (in basso è presente un ingrandimento relativo ai dati analizzati).
Figure 12 - Binary diagram Br vs. Cl (in the lower part an enlargement related to the analyzed data is present).

Oltre alla problematica dell'intrusione salina, nell'acquifero in studio si individuano locali situazioni di scarsa qualità delle acque, principalmente legate ad elevati contenuti in nitrati. In particolar modo nei due pozzi BB32 e BB22, ubicati nella parte centrale dell'area in studio, si riscontrano circa 50 mg/l e nel pozzo BB20, posto presso l'abitato di Viareggio, si rilevano circa 35 mg/l; tali contenuti sono in prima analisi ricollegabili a processi di contaminazione legati alle attività agricole/florovivaistiche ed ai reflui di origine urbana. Per quanto riguarda lo ione ammonio (NH_4^+), i punti d'acqua che hanno fatto registrare concentrazioni significative sono i seguenti: BB7 (8,27 mg/l), BB44 (6,33 mg/l), BB41 (7,47 mg/l) e BB24 (22 mg/l), verosimilmente influenzati da processi naturali di degradazione anaerobica della materia organica presente nei terreni limo-torbosi, sia all'interno dei depositi lacustri della parte orientale dell'area, sia all'interno dei sedimenti di interduna della fascia costiera.

Caratteristiche isotopiche

Come detto in precedenza, a supporto di una migliore comprensione del quadro chimico delle acque di sottosuolo e superficiali analizzate in questo lavoro, sono state eseguite analisi isotopiche su alcuni punti d'acqua campionati sia nella prima campagna, sia nella seconda (Tabella 3); in alcuni casi le analisi isotopiche hanno riguardato campioni prelevati a quote differenti all'interno di uno stesso piezometro ed in particolare ciò si è verificato laddove il campionamento in quota ha mostrato differenti valori di conducibilità elettrica lungo una verticale. Il parametro isotopico determinato è il $\delta^{18}O‰$, che, oltre a dare indicazioni riguardo le aree di alimentazione dei circuiti idrici, permette di verificare se questi vanno ad interferire con acqua di mare.

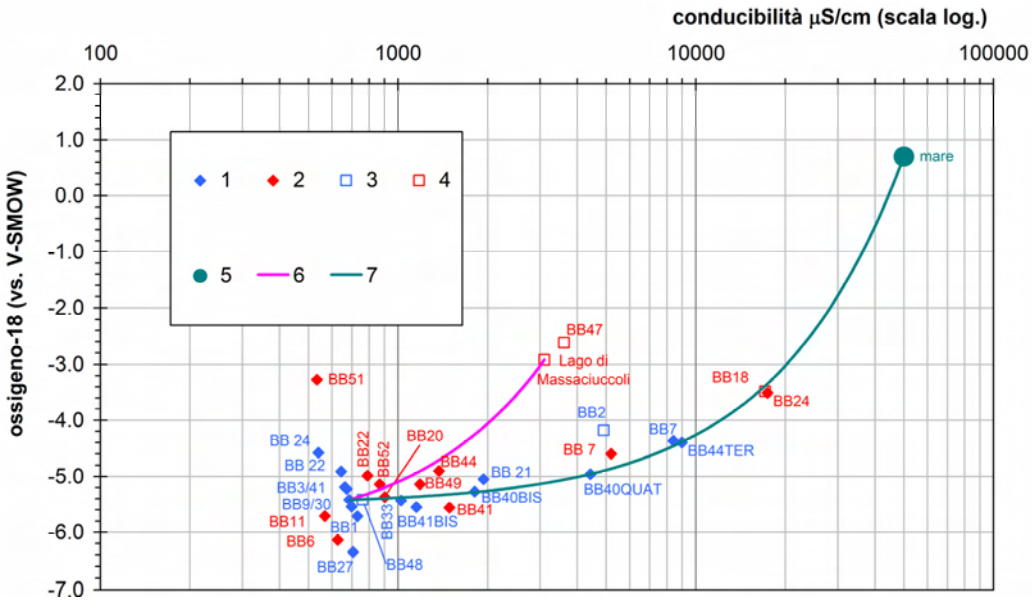


Figura 13 - Diagramma Ossigeno-18 vs. Conducibilità. (1) e (2): pozzi/piezometri a Set.'05 e Apr.'06, rispettivamente; (3) e (4): acque superficiali a Set.'05 e Apr.'06, rispettivamente; (5): acqua di mare; (6): curva di mescolamento tra acque dolci locali e acque del Lago di Massaciuccoli; (7): curva di mescolamento tra acque dolci locali e acqua di mare (le etichette con suffisso BIS, TER, ecc. si riferiscono a campioni prelevati a differenti profondità).
Figure 13 - Oxygen-18 vs. Conductivity. (1) and (2): well/piezometer in Sept.'05 and Apr.'06, respectively; (3) and (4): surface water in Sept.'05 and Apr.'06, respectively; (5): seawater; (6): mixing curve between local freshwater and Massaciuccoli Lake water; (7): mixing curve between local freshwater and seawater (labels with suffix BIS, TER, etc. are related to different depth samples).

Di fatto, quest'ultima è caratterizzata da valori di $\delta^{18}O‰$ prossimi allo zero, mentre le acque di precipitazione meteorica, e quindi i corpi idrici che da esse traggono alimentazione, mostrano valori decisamente inferiori. In particolare, alla quota mare le acque meteoriche del settore di Mar Ligure in cui si colloca l'area di studio mostrano valori medi annui di $\delta^{18}O$ compresi tra -5,3 e -5,6‰ (Longinelli & Selmo, 2003; Doveri, 2004); man mano che aumentano le quote di precipitazione, questi valori subiscono decrementi, con gradienti medi che nella zona studiata possono ritenersi di circa -0,15 ÷ -0,2‰ ogni 100 metri (Mussi *et alii*, 1998).

Dal diagramma semilogaritmico di Figura 13, dove i valori di $\delta^{18}O$ sono messi a confronto con la conducibilità, si evince che la maggior parte dei campioni è rappresentativa di acque che si infiltrano localmente e che devono la loro salinità ai semplici processi di interazione con i depositi, prevalentemente sabbiosi, presenti in zona.

Sono queste le acque caratterizzate da conducibilità inferiori ai 1.100 μs/cm e valori di $\delta^{18}O‰$ in molti casi compresi tra -5,2 e -5,8‰, ovvero valori confrontabili con quelli medi annui delle precipitazioni locali. Sempre per basse conducibilità si individuano inoltre alcuni campioni (BB51, BB22, BB24, BB6 e BB27) con un $\delta^{18}O‰$ superiore a -5,0 o inferiore a -6,0, indice di un'influenza da parte della variabilità isotopica tipica delle ricariche stagionali. Sulla base dei dati delle stazioni di Pisa e Genova (IAEA/WMO, 2001), si può quindi affermare che, nella zona in esame, le precipitazioni nell'arco dell'anno sono caratterizzate da valori di $\delta^{18}O$ massimi di circa -4‰ (periodo estivo) e minimi di circa -7‰ (periodo invernale); per i campioni con i più elevati valori $\delta^{18}O‰$, ed in particolare per il BB51, la cui profondità non supera i 4 metri, è possibile ipotizzare anche la presenza di significativi fenomeni di evapotraspirazione che determinano appunto un incremento relativo dei valori isotopici stessi (Clark & Fritz, 1997).

Nel diagramma sono anche rappresentati, mediante le due curve di interpolazione, i possibili fenomeni di mescolamento tra un'acqua dolce, con caratteristiche medie di conducibilità e di $\delta^{18}O‰$, e acque rispettivamente di mare e del Lago di Massaciuccoli. Considerando le posizioni nel grafico dei punti rappresentativi dei corsi d'acqua si evince, a conferma di quanto emerso dal chimismo, come la composizione del Fosso Le Quindici (BB47) sia esclusivamente determinata dalle acque provenienti dal Lago di Massaciuccoli, mentre quella del Canale Burlamacca (BB18) sia decisamente influenzata da una risalita di acqua di mare lungo il canale stesso; il campione BB2 prelevato dal Fosso della Bufalina fornisce invece indicazione di una coesistenza delle acque di mare e del lago. È inoltre evidente come questo grafico confermi quanto visto con la chimica circa la presenza di un'ingressione marina dalla linea di costa. Infatti, per i piezometri BB7 e BB40 (quest'ultimo non analizzato chimicamente), entrambi ubicati nel settore occidentale della zona studiata, è chiara una loro intercettazione di acque di falda interessate da un *mixing* con quelle del cuneo salino. Va specificato che il piezometro BB40 mostra caratteristiche fisico-chimiche ed isotopiche chiaramente indicative del suddetto fenomeno nel campione prelevato a circa 24 metri di profondità (BB40 QUAT), mentre nel BB7 tali evidenze si rilevano in maniera costante lungo tutto il suo intervallo altimetrico, in ragione di una filtratura del piezometro solo nella parte più profonda (a circa 25 metri dal piano campagna). Per quanto riguarda le acque di falda della parte orientale della zona studiata, quelle prelevate dal piezometro BB24 (a Maggio 2006) risultano decisamente interessate, vista la loro coincidenza nel diagramma con il campione BB8 relativo al Canale Burlamacca, da un mescolamento con acqua di mare; questo aspetto evidenzia indirettamente che l'ingressione del cuneo salino attraverso il sistema Canale Burlamacca-laghi artificiali si spinge fino alla Cava Sisa, posta proprio nelle immediate vicinanze del piezometro. Sempre nella parte orientale anche il piezometro BB44, che analogamente al BB24 si spinge a profondità superiori ai 20 metri, evidenzia un richiamo in falda delle acque di mare presenti nel sistema dei laghi artificiali, richiamo che è favorito dalla depressione piezometrica indotta dagli emungimenti delle aziende florovivaistiche della zona (vedi Figure 5 e 6). La composizione osservata per i campioni prelevati a diverse quote nel piezometro BB44 suggerisce inoltre che l'interfaccia con acqua di mare è collocabile a profondità di circa 20-25 metri.

Sintesi dei risultati e considerazioni conclusive

L'approccio interdisciplinare idrogeologico-geochimico, sul quale il presente studio si è basato, ha permesso di definire le caratteristiche idrostrutturali, idrochimiche ed isotopiche dell'acquifero freatico presente tra il Canale Burlamacca ed il Fosso della Bufalina, nonché di valutare i rapporti tra le acque superficiali e quelle sotterranee ed il loro interessamento da parte dell'ingressione marina.

Gli aspetti affrontati nella discussione dei dati ed i principali risultati raggiunti sono così riassumibili:

- l'acquifero freatico risiede in terreni sabbiosi e sabbioso-limosi di origine marino-transizionale ed eolica, con spessori compresi tra i 20 e 40 metri. Al di sotto è presente un livello continuo di argille, che svolge il ruolo di substrato impermeabile nei riguardi dell'acquifero stesso. Su tutta la fascia costiera studiata risulta invece assente una copertura impermeabile di apprezzabile continuità;

- l'elaborazione dei livelli piezometrici ha evidenziato, sia per il periodo di magra che per quello di morbida, la presenza di un alto su una fascia con sviluppo longitudinale rispetto alla costa e circa in corrispondenza degli alti morfologici delle dune sabbiose, in parte rimodellate dalle attività antropiche; tale fascia costituisce

un'importante area di ricarica dell'acquifero. Sia nella fascia prossima al litorale, in particolar modo nella sua parte meridionale, sia nel settore orientale dell'area di studio, a ridosso della Cava Sisa, si rilevano invece condizioni di minimo piezometrico con valori, sia pur di poco, inferiori al livello del mare. Tali depressioni piezometriche sono da ricondurre agli emungimenti eseguiti rispettivamente dagli stabilimenti balneari di Marina di Torre del Lago e dalle aziende florovivaistiche dell'area immediatamente a sud/sud-ovest del Fosso Le Quindici. In entrambe le zone è dunque favorita l'intrusione verso la falda di acque saline, in un caso attraverso la risalita dell'interfaccia acqua dolce-acqua salata lungo la linea di riva, nell'altro per richiamo di acque dal sistema dei laghi artificiali (cave), nel quale è presente acqua di mare per risalita attraverso il Canale Burlamacca. Confrontando la piezometria della falda coi livelli idrometrici dei corsi d'acqua si rilevano condizioni favorevoli ad un richiamo delle acque sotterranee dai corpi idrici superficiali pressoché in tutte le zone, ad eccezione di quella in cui la depressione piezometrica determinata dagli emungimenti delle aziende florovivaistiche determina condizioni di alimentazione dal Fosso Le Quindici verso la falda;

- l'elaborazione delle carte conducimetriche ha evidenziato una convergenza tra i dati piezometrici e chimico-fisici delle acque. Nell'area centrale, in cui è presente l'alto piezometrico, in generale si rileva una bassa salinità della falda (conducibilità <1.000 µS/cm), indice di un'interazione delle acque di ricarica soltanto con il mezzo acquifero; viceversa, nella fascia costiera e in quella adiacente al Fosso le Quindici-laghi artificiali, ovvero laddove insistono i minimi piezometrici con valori anche al di sotto del livello del mare, si misurano elevate conducibilità delle acque (superiori a 8.000 e 18.000 µS/cm nei pozzi più profondi, posti rispettivamente lungo costa ed a ridosso dei laghi), indicative di un mescolamento tra acque di falda e acqua di mare. La presenza di quest'ultima in acquifero è confermata anche dalla composizione clorurato-sodica e da alcuni rapporti chimici caratteristici (SO_4/Cl; Br/Cl), oltre che dai valori di $\delta^{18}O‰$, osservati nelle acque delle due zone sopra menzionate; dall'esame dei valori isotopici e di quelli di conducibilità rilevati a differenti profondità della zona satura, è inoltre possibile ipotizzare l'esistenza, nelle due zone sopra menzionate, di una fascia di miscelamento (zona di transizione) acque dolci-acqua di mare, che si dispone rispettivamente a 25 e 20 metri di profondità dal piano campagna.

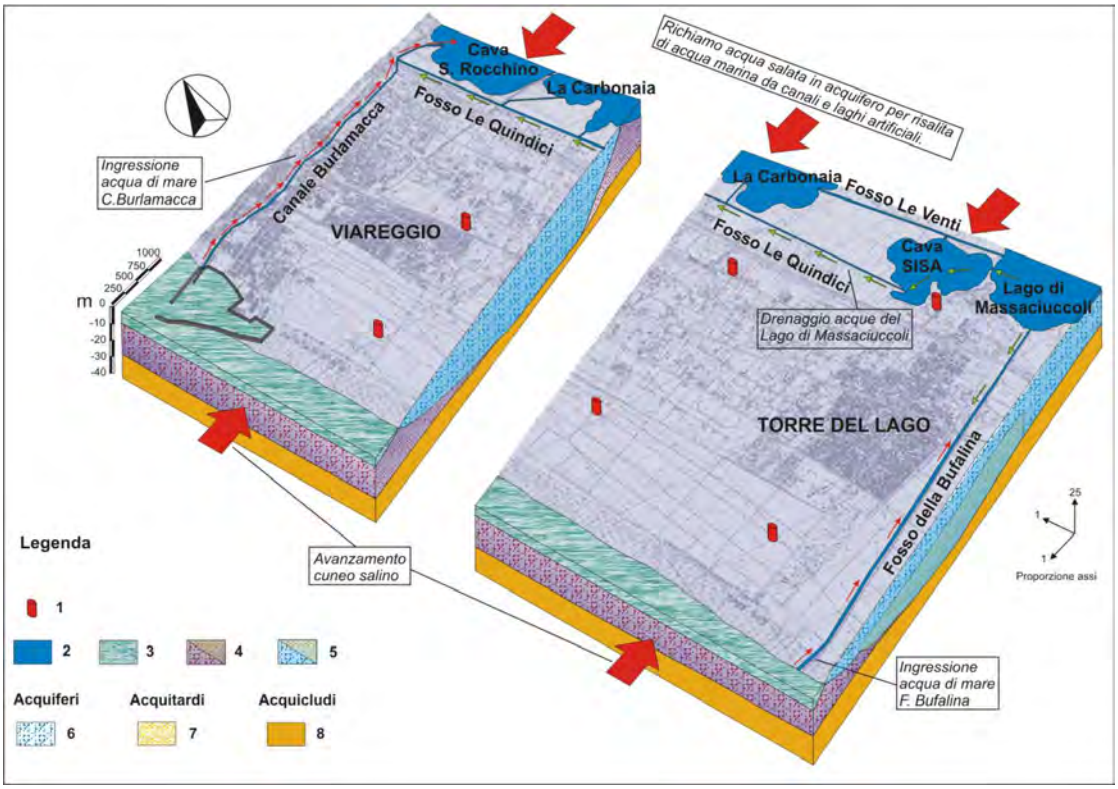


Figura 14 - Modello semplificato delle vie preferenziali di salinizzazione della falda. (1) piezometri utilizzati per la ricostruzione dell'interfaccia acqua dolce/acqua salata; (2) acque superficiali; (3) acqua di mare; (4) acqua di mare; (5) acqua dolce sotterranea; (6) sabbie e sabbie limose; (7) limi con intercalazioni torbose; (8) argille.

Figure 14 - Simplified model of the salinization preferential ways of the unconfined aquifer. (1) piezometer used for reconstruction of the fresh water/seawater interface; (2) surface water; (3) seawater; (4) seawater; (5) freshwater; (6) sand and silty sand; (7) silt with local peaty intercalations; (8) clay.

Viceversa, su tutta la fascia centrale parallela alla costa, la composizione bicarbonato-alcalino-terrosa ed i valori di $\delta^{18}O‰$ solitamente compresi tra -5,2 e -5,8, confermano in modo inequivocabile che sulla falda è dominante l'effetto della ricarica meteorica locale. Tutte le acque superficiali analizzate hanno mostrato una salinità elevata. Sulla base della loro composizione chimica ed isotopica, si conclude che:

a) il Canale Burlamacca è decisamente interessato da ingressione di acqua di mare;

b) il Fosso Le Quindici drena principalmente le acque del Lago di Massaciuccoli, la cui salinità è da attribuire prevalentemente al fenomeno dell'evaporazione ed a cause antropiche, secondo quanto già documentato da Baneschi (2005, 2006);

c) nel Fosso della Bufalina è presente sia acqua di mare sia acqua del Lago di Massaciuccoli.

In definitiva, l'insieme delle considerazioni sopra effettuate ha permesso di giungere alla schematizzazione di Figura 14, in cui si evidenzia che la falda freatica della zona costiera Burlamacca-Bufalina, area che contiene anche alcune zone di elevato pregio ambientale, quali la Pineta di Levante (a Viareggio) e la Macchia Lucchese (a Torre del Lago) e inserite nel Parco Naturale di Migliarino, San Rossore, Massaciuccoli, è vulnerabile rispetto ad una duplice intrusione marina, dalla costa e dal sistema idrologico Canale Burlamacca-laghi artificiali.

Ringraziamenti

Gli autori desiderano ricordare il significativo contributo dei revisori nel miglioramento di questo lavoro.

Bibliografia

Autorità di Bacino del Fiume Serchio, 2007. Progetto di Piano di Bacino Stralcio "Bilancio Idrico del Bacino del Lago di Massaciuccoli. Relazione di Piano – Allegato 1. La salinità delle acque del bacino del Lago di Massaciuccoli, 57 pp.

Baldacci, F., Bellini, L., Raggi G., 1994. Le risorse idriche sotterranee della Pianura Pisana. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem. Serie A, 51, 241- 322.

Baneschi, I., 2006. Geochemical and Environmental study of a coastal ecosystem: Massaciuccoli Lake (Northern Tuscany, Italy). PhD. Cà Foscari University of Venice.

Baneschi, I., Guidi, M., Zuppi, G.M., 2005. Idrogeochimica delle zone profonde del Massaciuccoli. 2° Incontro dei Dottorandi in Scienze dei Sistemi Acquatici. Bertinoro, Italia.

Barazzuoli, P., Bouzelboudjen, M., Cucini, S., Kiraly, L., Menicori, P., Salleolini, M., 1999. Olocenic alluvial aquifer of the River Cornia coastal plain (southern Tuscany, Italy): database design for groundwater management. Environmental Geology, 39, 123-143.

Barrocu, G., 2003. Seawater intrusion in the coastal aquifers of Italy. In: Calaferra, J. (ed) State of seawater intrusion in coastal aquifers of the Mediterranean Coast. SWIM-SWICA, Alicante, Spain.

Cavazza, S., 2004. Indagini idrogeologiche e progettazione preliminare di opere necessarie per la regolazione dei livelli di falda nella Pineta di Levante (Viareggio). Relazione tecnica, Comune di Viareggio.

Cavazza, S., Cortopassi, P., Crisci, A, Duchi, G., Paradossi, A., Simonetta, J. 2002. Nuovi studi sulla crisi idrica e salinizzazione a Viareggio e in Versilia. Tipografia Massarosa, 108 pp.

Clark, I., Fritz, P., 1997. Environmental isotopes in hydrogeology. Lewis Publishers, CRC Press, Boca Raton - New York, 328 pp.

Custodio E., Llamas, M.R., 1996. Hidrologia subterranea. Ed. Omega, 1230 pp.

Doveri, M., 2004. Studio idrogeologico e idrogeochimico dei sistemi acquiferi del bacino del Torrente Carrione e dell'antistante piana costiera. Tesi di Dottorato inedita, Università di Pisa, 178 pp.

Duchi, G., 2002. Monitoraggio idrogeologico dell'area a sud di Viareggio (confronto tra i dati acquisiti dal 1984 al 2002). Relazione tecnica, Comune di Viareggio.

Ericson, J.P., Vörösmarty, C.J., Dingman, S.L., Ward, L.G., Meybeck, M., 2006. Effective sea-level rise and deltas: causes of change and human dimension implications. Globary and Planetary Change, 50, 63-82.

Federici, P.R., 1993. The Versilian transgression of the Versilia area (Tuscany, Italy) in the light of the drillings and radiometric data. Mem. Soc. Geol. It., 49, 217-225.

Ferrari, R., Duchi, G., 1984. Analisi geologica e stratigrafica generale. Freatimetria dell'acquifero superficiale e analisi isoconduttive. In: Studio idrogeologico della piana versiliese. Ass. Intercom. Versilia.

Fritz, P., Fontes, J.Ch., 1980. Introduction. In: Handbook of Environmental Isotope Geochemistry (Editori Fritz P. e Fontes J.Ch.), 1, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam-Oxford-New York, 1-19.

Giménez Forcata, E., Bencini, A., Pranzino, G., 2001. Salinization in coastal plain of Grosseto: Hydrochemical study. In: Cidu, R. (Ed.), Proc. of the Tenth International Symposium on Water-Rock Interaction, 1, Balkema, Lisse, 517-520.

Grassi S., Cortecci G., Squarci P., 2007. Groundwater resource degradation in coastal plains: the example of the Cecina area (Tuscany - Central Italy). Appl. Geochem., 22, 2273-2289.

Grassi, S., Netti, R., 2000. Sea water intrusion and mercury pollution of some coastal aquifers in the province of Grosseto (Southern Tuscany-Italy). Journal of Hydrology, 237, 198-211.

Hoefs, J., 2004. Stable isotope geochemistry. 5th edition, Springer Verlag, Berlin, 244 pp.

IAEA/WMO, 2001. Global Network of Isotopes in Precipitation. <http://isohis.iaea.org>.

Longinelli, A., Selmo, E., 2003. Isotopic composition of precipitation in Italy: a first overall map. Journal of Hydrology, 270, 75-88.

Mazzanti, R., 1983. Il punto sul Quaternario della fascia costiera e dell'Arcipelago della Toscana. Boll. Soc. Geol. It., 102, 419-456.

Mazzanti, R., Pasquinucci, M., 1983. L'evoluzione del litorale lunense-pisano fino alla metà del XIX secolo. Boll. Soc. Geogr. It., 102, 603-628.

Mussi, M., Leone, G., Nardi, I., 1998. Isotopic geochemistry of natural water from the Alpi Apuane-Garfagnana area, Northern Tuscany, Italy. Miner. Petrogr. Acta, 41, 163-178.

Piper, A.M., 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. American Geophysical Union Transactions, 25, 914-923.

Pranzini, G., 2002. Groundwater salinization in Versilia (Italy). Proc. SWIM 17th, Delft (Olanda), 412-421.

Provincia di Lucca, 2008. Comunicato stampa a cura del Servizio Difesa del Suolo. http://www.provincia.lucca.it/provinciainforma_show.asp?idInforma=7712

Provincia di Pisa, 2005. La Geologia della Provincia di Pisa - Cartografia, Geositi e Banche Dati. Provincia di Pisa, Area Governo del Territorio-Servizio Difesa del Suolo.

Regione Toscana - ARPAT. Sistema Informativo Regionale Ambientale. *Banca dati Ambientale del SIRA. http://sira.arpat.toscana.it/sira/*

Regione Toscana - Servizio Geologico. Carta Geologica Regionale in scala 1:10.000.

w*ww.rete.toscana.it/sett/pta/terra/geologia/geo10k.htm.*

Rossi, S., Spandre, R., 1994. L'intrusione marina nella falda artesiana in ghiaia nel litorale pisano. Acque sotterranee, 43, 51-58.

Stumm, W., 2004. Chemical process regulating the composition of lake waters. In: The Lakes Handbook. Limnology and Limnetic Ecology. O'Sullivan P.E. and Reynolds C.S. Eds., Wiley-Blackwell, 79-106.

Tongiorgi M., 1978. La subsidenza nelle basse pianure dell'Arno e del Serchio. In: Atti Convegno "I problemi della subsidenza nella politica del territorio e della difesa del suolo", Pisa, 1978, 2, 3-14.

UNESCO, 2007. Global sea level: past, present and future. Reprint from IOC Annual Report 2006, 8 pp.

Walling, D.E., Fang, D., 2003. Recent trends in the suspended sediment loads of the World's Rivers. Global and Planetary Change, 39, 111-126.

EngHydroEnv Geology 2009, 12, 119-130 – doi: 10.1474/EHEGeology.2009-12.0-10.277

Considerazioni geologico ambientali sulla presenza di nichel nelle acque della regione Piemonte (Italia nord-occidentale)

Annalisa Bove, Davide Damato, Enrico Destefanis, Luciano Masciocco

Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Torino
annalisa.bove@unito.it, enrico.destefanis@unito.it, luciano.masciocco@unito.it

Geologic environmental considerations on the occurrence of nickel in waters in Piedmont Region (north-western Italy)

ABSTRACT: An overview on the occurrence of nickel in waters in Piedmont Region (north-western Italy) is given in the paper. A hydrologic study has been carried out on the alluvial fan of the Stura di Lanzo River, a territory whose high levels of nickel concentration in groundwater seems to be related to the occurrence of ultramafic rocks in the watershed rather than to human activities. The whole set of groundwater samples (28) shows nickel concentrations higher than the law threshold of 20 μg/l. A methodology is proposed in order to evaluate the nickel natural baseline quality for the local shallow aquifers.

Key terms: Environmental Geology, Nickel, Piedmont Region, Water resources, Natural baseline quality
Termini chiave: Geologia ambientale, Nichel, Regione Piemonte, Risorse idriche, Valore di fondo naturale

Riassunto

Il presente lavoro si propone di esaminare i contenuti di nichel nelle acque della Regione Piemonte proponendo dei valori di fondo naturale laddove le concentrazioni superiori ai limiti di legge siano riconducibili ad apporti della matrice litologica piuttosto che da inquinamento antropico.

La concentrazione di nichel nelle acque viene controllata, da un lato, per scopi sanitari-idropotabili e dall'altro per valutare la qualità ambientale dei corpi idrici. In merito a questo secondo aspetto, la normativa vigente italiana impone il raggiungimento dello stato di qualità ambientale "buono" per i corpi idrici entro il 2015 che indica, per le sole acque superficiali, come una concentrazione di 20 μg/l di nichel; per quanto concerne le acque sotterranee, la Comunità Europea demanda agli stati membri la ricerca dei valori di fondo naturale di alcuni elementi, per poi definire gli standard di qualità ambientale del corpo idrico sotterraneo.

Al fine di effettuare considerazioni geologico-ambientali sulla presenza di nichel nelle acque della pianura piemontese, si è scelta come area campione il conoide del Fiume Stura di Lanzo, una zona in cui la rete di monitoraggio quali-quantitativa delle acque installata dalla Regione Piemonte, operativa dal 2000, mostra un'elevata concentrazione di nichel nelle acque che sembra essere collegata alla componente ultramafica della matrice litologica dell'acquifero piuttosto che all'attività dell'uomo.

Per caratterizzare l'area dal punto di vista idrochimico sono state campionate e analizzate le acque da pozzi e piezometri, filtrati nell'acquifero superficiale (28 campioni) e da corpi idrici superficiali (10 campioni). Sono stati, inoltre, considerati i dati della rete di monitoraggio della Regione Piemonte relativi a ulteriori 5 punti dell'acquifero superficiale e 5 dell'acquifero profondo.

I dati analitici hanno mostrano come quasi tutti i campioni di acqua presentino facies bicarbonato-calcico-magnesiaca. Le acque sotterranee relative all'acquifero superficiale mostrano una concentrazione di nichel maggiore di 20 μg/l, mentre i campioni di acqua superficiale evidenziano un solo superamento. La concentrazione in nichel nelle acque risulta proporzionale al contenuto in elementi rappresentanti della facies idrochimica.

Data l'assenza di significative fonti di inquinamento antropico dell'area di studio, si è attribuita la concentrazione anomala in nichel nelle acque sotterranee alle componenti ultrabasiche nella matrice litologica dell'acquifero e si è proposto un valore di fondo naturale in nichel per l'acquifero superficiale, attraverso l'impiego di tre diverse metodologie statistiche.

Premessa

Il controllo della concentrazione di nichel nelle acque viene principalmente effettuato per due scopi distinti: l'uno, sanitario, riguardante la potabilità delle acque, l'altro, ambientale, concernente lo stato di impatto antropico sui corpi idrici. Per quanto riguarda gli effetti sulla salute umana, nel 1998 è stato stabilito un valore soglia di 20 μg/l sulla base di esperimenti su cavie (No Observed Adverse Effect Level), utilizzando un fattore di incertezza pari a 1000 (Oller & Bates, 2003). Pertanto, l'attuale

normativa italiana sulle acque destinate al consumo umano (Repubblica Italiana, 2001) ha abbassato a tale valore di parametro la Concentrazione Massima Ammissibile di 50 µg/l prevista dalla precedente regolamentazione (Repubblica Italiana, 1988). Per quanto concerne la tutela dell'ambiente idrico dall'inquinamento, il D. Lgs. 152/2006 (Repubblica Italiana, 2006) impone il raggiungimento dello stato di qualità ambientale "buono" per i corpi idrici entro l'anno 2015, indicando standard di qualità per le sole acque superficiali (20 µg/l per il nichel). Per le acque sotterranee, la Direttiva CE 2006/118 (Comunità Europea, 2006) demanda agli stati membri la ricerca dei valori di fondo naturale dei vari parametri indicatori, per poi definire gli standard di qualità ambientale delle acque sotterranee. Lo stesso Decreto Legislativo, nella parte riguardante le bonifiche, pone comunque, per il nichel nelle acque sotterranee, una Concentrazione Soglia di Contaminazione di 20 µg/l.

Il presente lavoro si inserisce in tale contesto, fornendo prime indicazioni sulle concentrazioni di fondo naturale di nichel nelle acque sotterranee della Regione Piemonte.

Il Nichel nelle acque

La presenza del nichel nelle acque si può attribuire o ad apporti antropici o a cause naturali. Tra le principali sorgenti antropiche, si ricorda l'uso dei fertilizzanti, l'attività siderurgica, l'uso di detergenti e la combustione di combustibili fossili (Reimann & De Caritat, 1998). Le fonti di origine naturale, lo studio delle quali è di fondamentale importanza per la ricerca dei valori di fondo naturale, sono da ricercare nella dissoluzione di minerali contenenti nichel in quantità apprezzabile. Secondo Turekian (1972), il nichel è presente nelle rocce cristalline in quantità molto differenti tra loro; i contenuti variano da unità di ppm nelle rocce granitiche a migliaia di ppm nelle rocce ultrabasiche, ove si riscontra in modo particolare nelle olivine come vicariante del ferro (Tabella 1).

Tabella 1 – Distribuzione del nichel (ppm) nei diversi minerali delle rocce ultramafiche (Mercy & O'Hara, 1967).
Table 1 – Nickel distribution (ppm) in the different minerals of the ultramafic rocks (Mercy & O'Hara, 1967).

	Olivina	Opx	Cpx	Granato	Spinello
Ultramafiti norvegesi	3.390	800	500	210	
Kimberliti africane	2.950	850	470	120	
Ultramafiti Svizzera	2.900	630	1.020	240	
Ultramafiti Francia	2.800	660	160	370	3.550
Ultramafiti Scozia		670	360		

Nelle rocce sedimentarie, le concentrazioni si attestano sull'ordine delle decine di ppm, mentre nei sedimenti esse variano tra le decine di ppm nei depositi continentali o di mare poco profondo e le centinaia di ppm in quelli oceanici. L'abbondanza nelle acque naturali è dell'ordine dei decimi o delle unità di ppm. La presenza del nichel nelle acque sotterranee è generalmente riconducibile alla natura litologica dell'acquifero e delle zone di alimentazione delle falde. Inoltre i processi di ossidazione che interessano per esempio il ciclo dell'azoto o quello dello zolfo o più in generale quelli controllati dal clima, dall'idrologia e da fattori antropici, contribuiscono a creare ambienti riducenti in cui il nichel può andare facilmente in soluzione (McMahon et al., 2003).

Il Nichel in Piemonte

Le concentrazioni di nichel e di altri parametri nelle acque della Regione Piemonte sono rilevate in modo sistematico dal 2000, anno in cui è entrata in funzione la rete regionale di monitoraggio delle acque superficiali e sotterranee. Attualmente la rete per il monitoraggio qualitativo delle acque sotterranee della pianura piemontese (Balsotti et al., 2004) è costituita da oltre 800 pozzi, dei quali circa 600, di profondità limitata (in media 20-30 m), interessano l'acquifero superficiale e i restanti (circa 200, dei quali molti d'acquedotto) attingono acqua esclusivamente dagli acquiferi più profondi; a questi punti di controllo già esistenti, si aggiungono 70 piezometri fatti installare dalla Regione Piemonte espressamente per il monitoraggio ambientale. Dal 2000 vengono regolarmente effettuate due campagne di campionamento all'anno. Da un'analisi complessiva dei dati della rete di monitoraggio, si evidenziano superamenti della soglia dei 20 µg/l in circa 80 punti nell'acquifero superficiale (Figura 1), mentre nell'acquifero profondo e nei corsi d'acqua i superamenti sono quasi assenti. Le anomalie, in alcuni casi, potrebbero essere messe in relazione con le caratteristiche litologiche dei bacini montani retrostanti come, ad esempio, le Valli di Lanzo per la pianura torinese settentrionale (Figura 1-Area 1), la Valle Po per parte della pianura cuneese (Figura 1-Area 2) e la Valle Orba per la pianura alessandrina (Figura 1-Area 3) ove affiorano unità litologiche comprendenti rocce ultrabasiche (evidenziate in verde nella Figura 1). In altri contesti in cui siano più difficilmente ipotizzabili correlazioni tra la presenza di nichel e la natura del substrato, come la zona delle risaie della pianura vercellese (Figura 1-Area 4), i valori elevati potrebbero essere invece correlati all'attività agricola (fertilizzanti contenenti nichel) e a condizioni pH-Eh favorevoli alla messa in soluzione dei metalli. In corrispondenza dei bacini sopra menzionati si riscontrano anche gli sporadici superamenti della soglia dei 20 µg/l in nichel nella rete di monitoraggio delle acque superficiali. Anche i controlli di potabilità delle acque destinate al consumo umano confermano superamenti dei limiti in queste aree: in due pozzi acquedottistici si è dovuto far ricorso a un impianto di denichelizzazione (comune di Rifreddo, Val-

le Po) e a miscelazione con acque di altri pozzi nell'altro (comune di Silvano d'Orba, Valle Orba) per riportare le concentrazioni di nichel nella norma.

Studio di un'area campione: il conoide del F. Stura di Lanzo

Tra i territori individuati, si è scelta come area campione il conoide del F. Stura di Lanzo (area 1 nella Figura 1). In questo settore, oltre ai dati della rete di monitoraggio, gli alti tenori sono già noti e trattati in letteratura anche in lavori riguardanti la presenza di asbesto nelle acque (Buzio et al., 2000).

Inquadramento geologico e idrogeologico

Il conoide dello Stura di Lanzo è situato allo sbocco delle Valli di Lanzo nella pianura torinese (Figura 1-Area 1). Essa ha un'area di circa 120 Km^2 ed è caratterizzato da una serie di piani terrazzati prodotti dall'alternanza di periodi di erosione e deposito da parte del corso d'acqua.

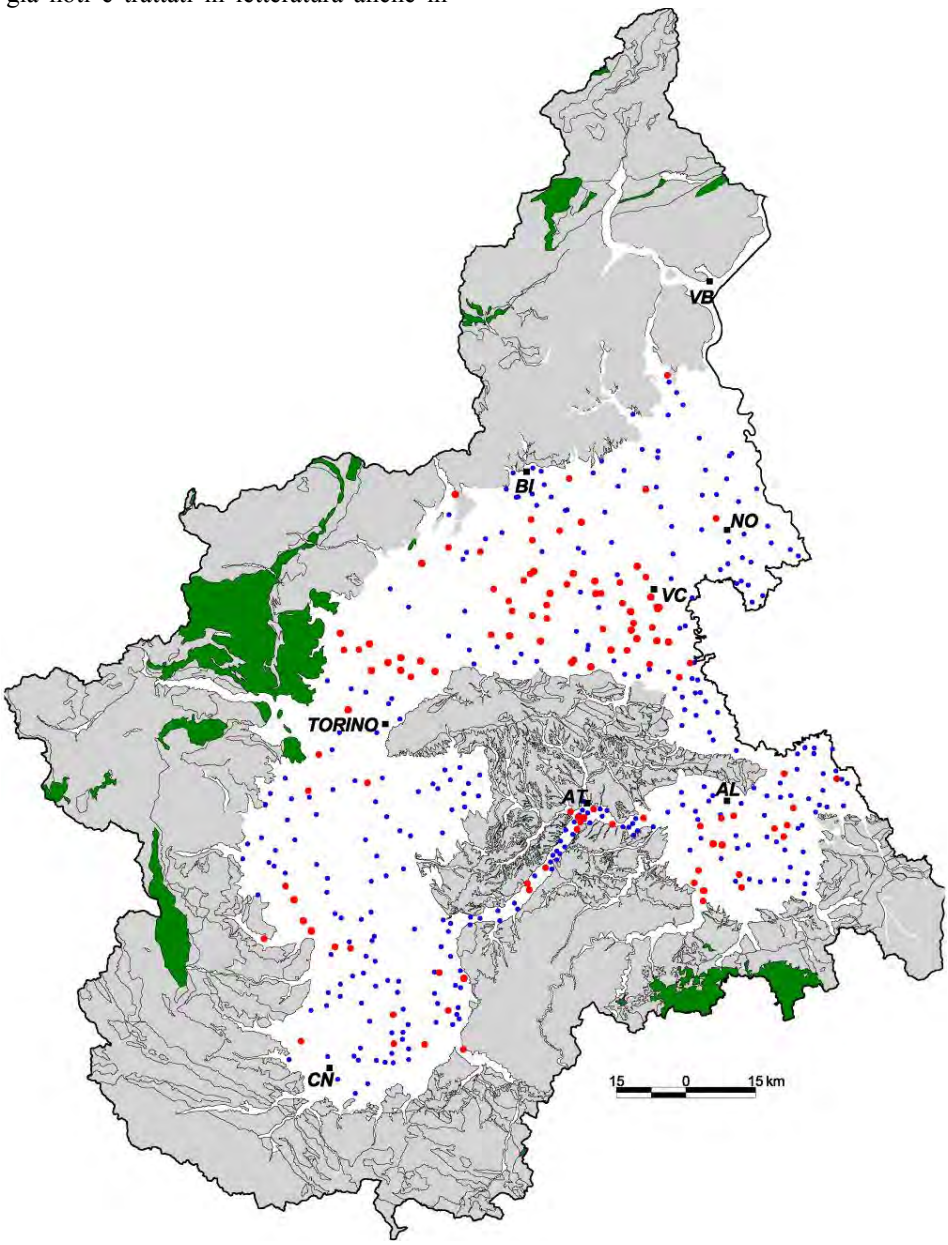


Figura 1 – Tenori in nichel nelle acque sotterranee della pianura piemontese. In azzurro le acque con concentrazione in nichel nella norma. In rosso le acque con tenori in nichel superiori a 20 µg/l (Rete di monitoraggio delle acque sotterranee della Regione Piemonte, prima campagna 2008).

Figure 1 – Nickel concentration in groundwater of the Piedmont plain. Blue dots show concentrations lower than the law threshold of 20 µg/l. Red dots show concentrations higher than 20 µg/l (Monitoring network of the Piedmont Region).

L'area presa in esame (Figura 2) rappresenta un settore di circa 120 Km^2, occupato da depositi rissiani e recenti e limitato dalle scarpate dei terrazzi mindeliani (Bonsignore et al., 1969). Tali depositi trovano origine dallo smantellamento dei rilievi posti più a monte costituiti dalle rocce facenti parte del Massiccio Ultrabasico di Lanzo; Rigault (1958) espone i risultati ottenuti da uno studio ottico-microscopico e chimico-spettrografico sulla massa peridotitico-serpentinosa di S. Germagnano in Val di Lanzo, i cui litotipi predominanti sono essenzialmente peridotiti, serpentine e serpentinoscisti. Le analisi chimiche delle rocce effettuate indicano concentrazioni di nichel di migliaia di ppm (Tabella 2). Successivamente, Rossetti et al. (1988) evidenziano inoltre come le serpentiniti di Balangero contengano leghe di ferro-nichel associate a solfuri di ferro e/o nichel e magnetite.

Tabella 2 – Distribuzione del nichel in alcune rocce ultramafiche nei pressi di Balangero.
Table 2 – Nickel distribution in some ultramafic rocks near Balangero.

Roccia	ppm nichel
Peridotiti	1900
serpentiniti	1000

Secondo la Carta Geologica d'Italia, i depositi mindeliani sono rappresentati da sedimenti fluviali di alto terrazzo ricoperti da paleosuolo argilloso di colore rosso-bruno, completamente decalcificato ("ferretto") per uno spessore di oltre 5 metri; essi costituiscono i lembi relitti dell'antico conoide del F. Stura di Lanzo, che attualmente affiorano su un terrazzo sospeso di qualche decina di metri sulla pianura rissiana e risulta diviso in due grandi tronconi per l'intensa attività erosiva da parte del fiume stesso. Numerose e profonde incisioni dei corsi d'acqua minori mettono in luce depositi più antichi (in facies villafranchiana) che stanno alla base (Martinetto e Farina, 2005).

I depositi fluviali rissiani sono rappresentati da sedimenti ghiaioso-sabbiosi con possibile presenza di un paleosuolo di colore rosso-arancio; nella zona di studio costituiscono un ampio terrazzo intermedio tra i depositi mindeliani e i depositi alluvionali e corrispondono al livello fondamentale dell'alta pianura torinese.

Le Alluvioni Antiche, Recenti e Attuali sono prevalentemente di natura ghiaiosa più o meno grossolana, con lenti sabbiose ed argilloso-sabbiose; esse fiancheggiano il F. Stura di Lanzo per una larghezza massima di circa 2 km. I depositi alluvionali più antichi sono ristretti in piccoli lembi terrazzati, di poco sospesi sugli alvei attuali e che sfumano verso i depositi recenti, da cui si differenziano solo per la quota di affioramento che li preserva dalle inondazioni più frequenti.

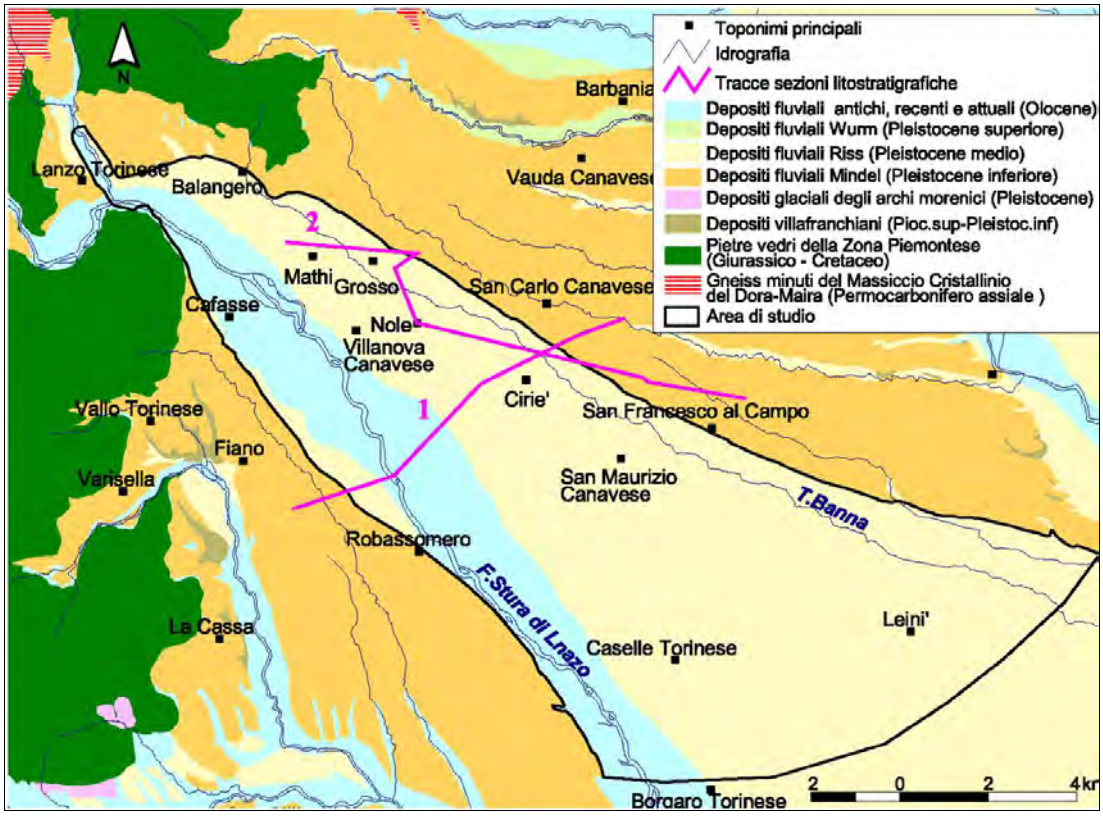


Figura 2 – Carta geolitologica dell'area di studio.
Figure 2 – Geological setting of the study area.

Le ricerche effettuate da Antonelli et al., 1985 e dal Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Torino hanno comportato la ricostruzione litostratigrafica del sottosuolo (Bortolami et al., 1976; Bortolami et al., 1980; Carraro, 1985; Comazzi, 1988; De Luca et al., 1992; Bortolami et al., 2002; Regione Piemonte, 2002; Canavese et al., 2004a; Canavese. et al., 2004b; Biancotti et al., 2005; Bove et al., 2005; Barbero et al., 2007). L'assetto litostratigrafico e idrogeologico del settore indagato, derivante da tali studi, è così schematizzabile (Figura 2, Figura 3a, 3b): a partire dalla superficie si evidenziano depositi fluviali più o meno grossolani costituenti l'acquifero superficiale e sede di una falda idrica a superfice libera con andamento NW-SE che generalmente svolge un'azione drenante nei confronti del F. Stura di Lanzo; al di sotto di esso sono presenti sedimenti sabbiosi, con lenti di ghiaie e diffuse intercalazioni di corpi argilloso-siltosi, di ambiente prima di transizione e poi continentale, rappresentanti un acquifero confinato, più profondo del precedente, ospitante un sistema multifalde in pressione.

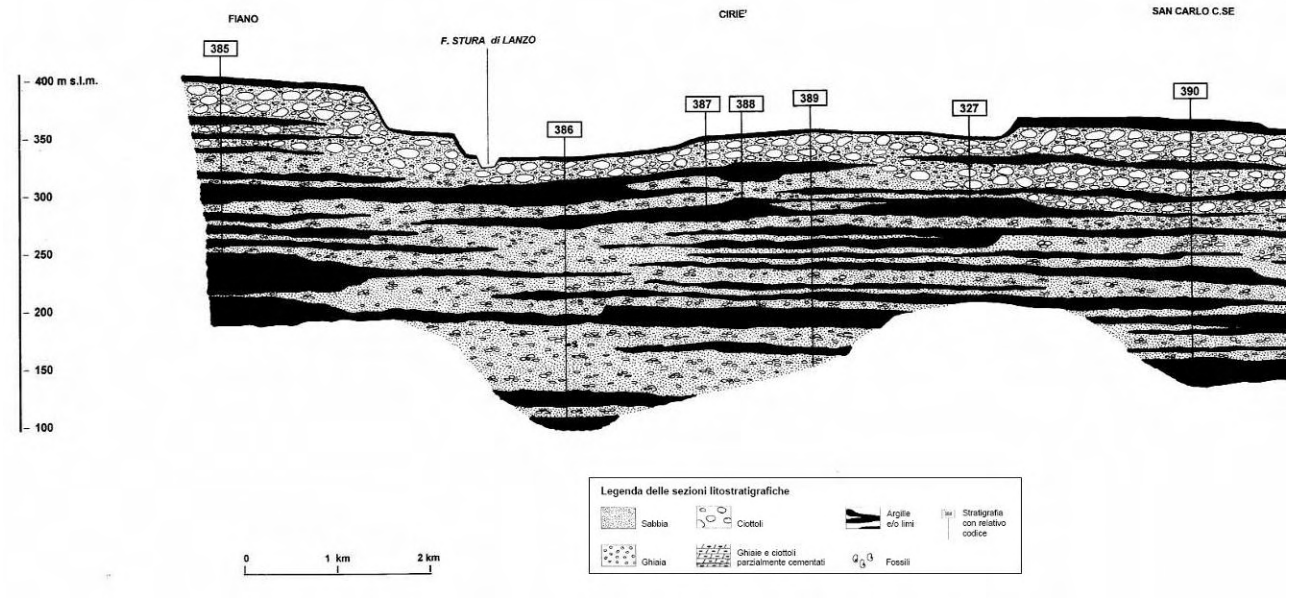


Figura 3a – Sezione litostratigrafica 1 (Bortolami et al., 2002).
Figure 3a – Lithostratigraphic profile (Bortolami et al., 2002).

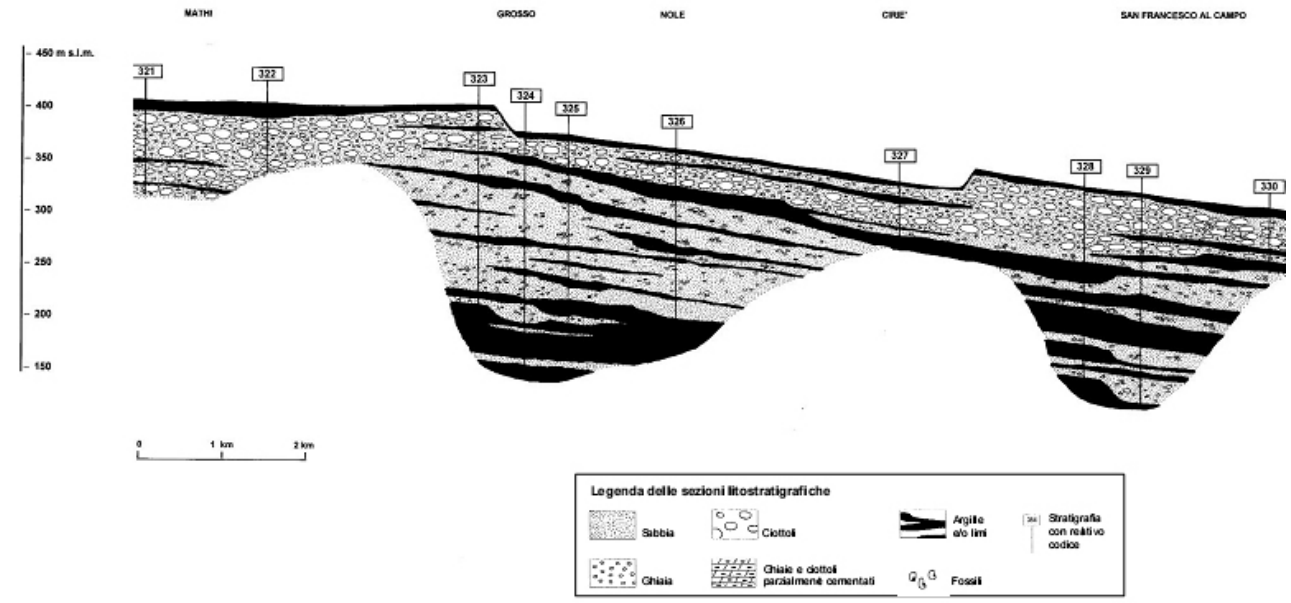


Figura 3b – Sezione litostratigrafica 2 (Bortolami et al., 2002).
Figure 3b – Lithostratigraphic profile (Bortolami et al., 2002).

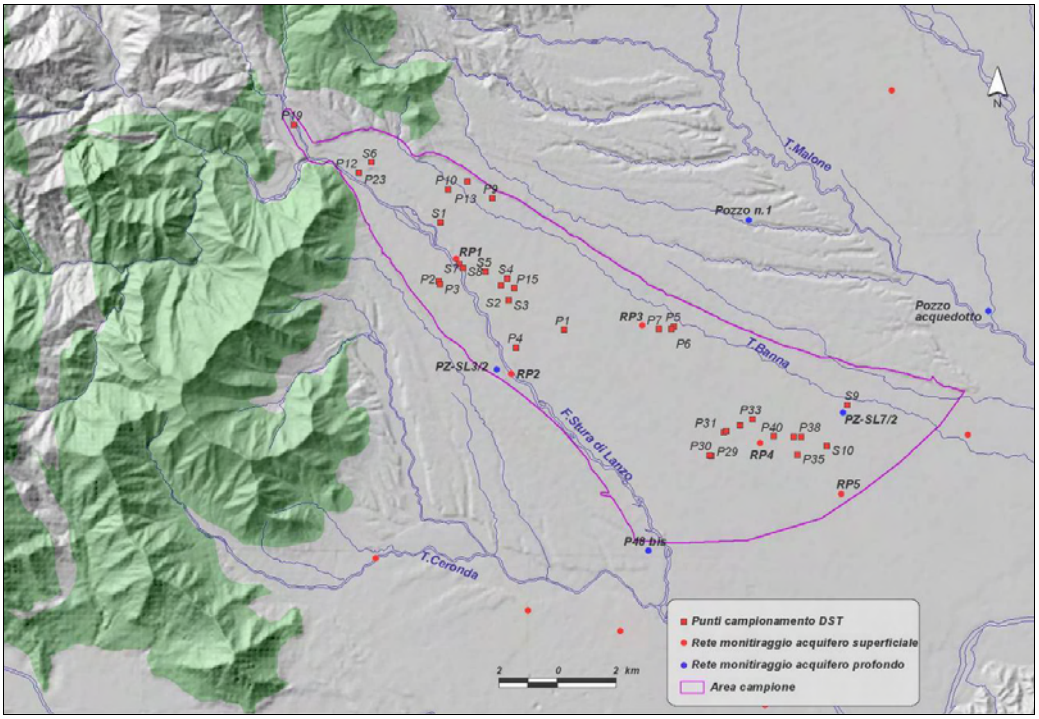


Figura 4 – Distribuzione dei punti di prelievo delle acque. In verde sono riportate le unità litologiche comprendenti rocce ultrabasiche.
Figure 4 - Distribution of water samples. The lithologic units with ultrabasic rocks are represented in green.

Bortolami et al. (2002) individuano la base dell'acquifero superficiale relativa alla Provincia di Torino, delineando una separazione tra due differenti sistemi acquiferi, caratterizzata dalla presenza di spessori significativi di depositi fini. Nell'area indagata, lo spessore dell'acquifero superficiale varia da un minimo di 10 metri ad un massimo di circa 70 metri, in funzione della quota topografica e della configurazione morfologica.

Studio Idrochimico

Per caratterizzare la zona dal punto di vista idrochimico e per valutare la presenza di nichel sono stati utilizzati dati provenienti dalla Rete di Monitoraggio della Regione Piemonte (n.5 punti per l'acquifero superficiale e n.5 punti per quello profondo) e sono stati individuati ulteriori 28 pozzi filtranti la falda superficiale.

Nel mese di luglio 2008 sono stati eseguiti dei prelievi sia da questi nuovi pozzi sia da 10 punti sul reticolo idrografico (Figura 4).

Sui campioni d'acqua prelevati sono state eseguite le analisi (Tabella 3) dei principali parametri chimico-fisici (pH, conducibilità elettrolitica, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+}, HCO_3^{-}, SO_4^{2-}, Cl^{-}, NO_3^{-}) presso i Laboratori di Idrochimica del Dipartimento di Scienze della Terra di Torino.

Le analisi del nichel (Tabella 4), sono state effettuate con tecnica ICP/OES presso il Laboratorio di Analisi Chimiche Elementari della Sezione di Torino dell'IGG-CNR.

Nella falda superficiale, i valori di conducibilità elettrolitica (in media 249 µS/cm) variano da 101 µS/cm in corrispondenza del punto P12 situato in comune di Balangero a 408 µS/cm nel punto P21 in comune di Lanzo Torinese, mentre, per le acque prelevate dal reticolo idrografico, la conducibilità media è di 134 µS/cm con valori variabili tra 108 µS/cm e 207 µS/cm.

Dai diagrammi di Piper e Schoeller (Figura 5, Figura 6) è possibile osservare come le acque appartengano alla famiglia bicarbonato-alcalino-terrosa.

Le differenze tra le diverse specie chimiche nelle acque riscontrate sul diagramma di Piper sono prevalentemente relative ai tenori delle specie alcalino-terrose; in particolare le acque appartenenti al reticolo idrografico sono più ricche di calcio mentre quelle sotterranee mostrano un arricchimento in magnesio. Il diagramma di Schoeller conferma l'appartenenza delle acque esaminate alla medesima famiglia a parte i campioni P24 e P12 che mostrano rispettivamente tenori in cloruri e solfati inferiori alla media a favore dei bicarbonati e un'accentuazione del contenuto in calcio rispetto al magnesio. Inoltre sul grafico si distinguono chiaramente le acque del reticolo idrografico caratterizzate da un minor arricchimento in sali rispetto a quelle sotterranee. La distribuzione delle concentrazioni delle diverse specie ioniche mostra una lieve tendenza all'aumento dei valori di solfati e nitrati verso la zona meridionale dell'area. Tuttavia si riscontrano valori elevati puntuali in diverse zone che non sono riconducibili ad un trend ben definito (Figura 7).

Tabella 3 – Valori dei parametri chimico-fisici dei campioni analizzati. In blu sono riportati i campioni relativi alle acque superficiali.
Table 3 – Chemical-physical parameters of the samples. Blue: shallow waters samples.

sigla campione	pH	conduc. elettrol. µS/cm	Na^+ (mg/l)	K^+ (mg/l)	Ca^{2+} (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	Cl^- (mg/l)	HCO_3^- (mg/l)	SO_4^{2-} (mg/l)	NO_3^- (mg/l)
P1	6,1	177	5,35	1,55	14,51	9,98	3,57	76,40	14,61	10,60
P2	6,6	184	4,03	2,20	19,80	9,58	3,25	89,70	13,79	10,47
P3	6,3	240	6,93	3,29	24,75	10,42	7,06	88,48	12,30	30,52
P4	6,8	180	3,77	1,36	21,68	7,51	2,29	75,05	16,32	10,55
P5	6,7	350	10,05	3,82	38,89	15,74	14,81	108,62	30,43	37,30
P6	6,8	283	9,72	3,33	28,70	11,19	13,74	97,27	28,11	34,69
P7	6,6	221	6,50	2,54	22,77	11,38	7,23	92,99	16,20	23,40
P8	7,2	502	34,64	67,92	33,68	6,76	10,85	219,67	22,96	37,23
P9	6,8	327	12,20	2,00	16,27	22,62	22,29	90,55	14,28	43,56
P10	6,9	166	3,01	1,82	14,56	10,30	2,44	79,20	6,21	8,71
P12	6,6	101	1,87	0,79	11,56	4,10	17,85	46,50	5,81	5,40
P13	6,3	199	3,37	1,06	15,66	13,36	5,34	88,23	12,94	8,53
P15	6,9	188	5,18	2,16	19,03	7,85	3,99	74,08	15,45	15,92
P19	6,2	172	6,37	1,87	12,33	9,14	9,06	50,28	10,24	21,78
P21	6,9	408	18,65	8,48	39,28	13,33	31,62	137,17	15,18	26,53
P23	6,2	202	5,27	2,02	24,34	6,96	3,06	86,77	15,40	7,88
P24	6,8	135	3,75	1,01	17,01	3,93	1,53	68,83	9,88	3,34
P27	6,6	216	4,77	2,50	22,86	10,30	6,55	89,58	15,26	10,80
P28	6,8	317	13,37	3,72	29,18	11,70	18,47	95,80	22,11	28,78
P29	6,7	276	12,49	3,53	28,84	10,64	14,47	95,44	18,13	20,74
P30	6,9	270	12,39	3,32	24,53	9,80	14,40	89,94	18,71	21,20
P31	6,7	287	9,31	2,84	26,16	15,55	8,62	112,52	19,66	20,05
P32	6,8	274	9,43	2,67	26,10	12,19	8,34	95,80	19,91	23,79
P33	6,6	267	7,47	3,32	22,83	14,40	7,87	103,12	21,67	21,09
P34	6,5	229	8,16	3,02	16,83	13,04	17,30	83,35	8,67	14,73
P35	6,9	323	12,86	7,18	28,34	12,02	12,25	106,17	27,07	37,74
P38	6,2	255	8,48	3,52	23,55	9,84	10,40	79,81	14,72	25,85
P39	6,5	228	7,50	2,63	21,71	10,72	7,47	80,42	17,84	19,13
P40	6,3	232	8,79	3,26	22,93	8,37	8,32	79,94	16,29	22,51
S1	6,2	117	2,00	0,97	16,88	2,98	1,60	58,95	6,88	5,05
S2	6,7	129	4,47	0,89	16,67	3,31	2,57	55,28	11,95	4,10
S3	6,5	122	3,46	0,85	16,67	2,92	1,25	55,77	10,27	2,61
S4	6,9	123	4,14	0,85	15,98	3,53	1,32	56,87	11,29	2,39
S5	6,6	124	3,94	0,83	17,15	2,58	1,26	56,50	10,98	3,22
S6	6,7	108	1,78	0,80	16,35	2,53	0,32	60,17	1,76	1,25
S7	6,6	124	3,77	1,07	16,35	0,80	2,22	52,72	9,62	3,66
S8	6,8	122	3,32	0,83	16,46	3,43	2,09	59,31	12,59	6,22
S9	6,9	156	3,45	1,50	17,31	6,15	3,39	68,22	10,06	8,08
S10	6,7	215	6,63	3,49	23,25	7,15	7,23	71,39	13,88	21,54

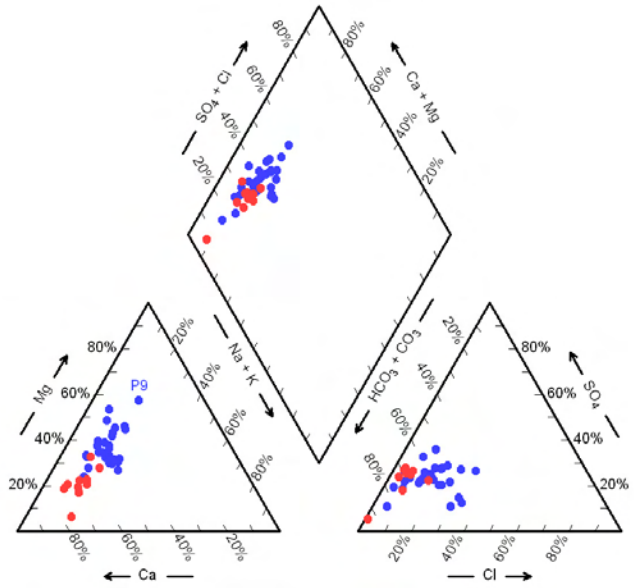


Figura 5 – Diagramma di Piper relativo ai campioni prelevati. In blu sono riportati i campioni delle acque sotterranee e in rosso i campioni delle acque appartenenti al reticolo idrografico.
Figure 5 – Piper diagram of the samples of this study. Blue dots represent the groundwater samples and red dots the hydrographic network samples.

Tabella 4 – Valori di nichel riscontrati nei punti di prelievo. Inoltre sono riportati i dati provenienti dalla Rete di Monitoraggio Regionale: in rosso i punti della falda superficiale e in blu quelli della falda profonda.
Table 4 – Nickel values found in the samples. The red dots show the superficial Regional Monitoring Network data and the blue show the deep superficial Regional Monitoring Network data.

Codice pozzo	Località	Nichel mg/l
P1	Ciriè	57
P2	Villanova Canavese	111
P3	Villanova Canavese	63
P4	Ciriè	61
P5	S.Francesco al Campo	115
P6	S.Francesco al Campo	93
P7	S.Maurizio Canavese	80
P9	Nole	72
P10	Mathi	35
P12	Balangero	24
P13	Mathi	73
P15	Nole	85
P19	Lanzo Torinese	0
P21	Lanzo Torinese	36
P23	Villanova Canavese	23
P24	Villanova Canavese	50
P27	Villanova Canavese	79
P28	Caselle	95
P29	Caselle	74
P30	Caselle	79
P31	Caselle	140
P32	Caselle	78
P33	Caselle	61
P34	Caselle	91
P35	Leinì	135
P39	Leinì	74
P38	Leinì	99
P40	Leinì	93
RP1	Villanova Canavese	42
RP2	Ciriè	495
RP3	S.Maurizio Canavese	53
RP4	Caselle	96
RP5	Leinì	50
PZ-SL3/2	Ciriè	5
P48 bis	Venaria Reale	5
PZ-SL7/2	Leinì	5
Pozzo n.1	Rivarossa	17
Pozzo acquedotto	San Benigno Canavese	5

Per quanto concerne la presenza di nichel nelle acque esaminate (Tabella 4), si è riscontrato un solo superamento della soglia di 20 µg/l nelle acque superficiali, mentre praticamente tutti i campioni di acque sotterranee analizzati,(27 su 28) hanno superato tale tenore.

Mettendo in relazione il nichel con gli altri parametri chimici analizzati, si è evidenziata una buona correlazione con la conducibilità elettrolitica (Figura 8) che testimonierebbe a favore di un'origine legata alla dissoluzione della matrice litologica: più questa è alta e più nichel viene portato in soluzione. Quest'ipotesi è anche supportata dal generale aumento delle concentrazioni verso valle, zone in cui le acque sono state maggiormente a contatto con la matrice litologica; si può osservare come i dati si dispongano lungo una fascia in cui la relazione tra i due parametri si evidenzia bene dalla posizione delle acque del reticolo idrografico, posizionate più vicine all'origine, e quelle della falda superficiale che seguono lo stesso andamento con posizioni però più distanti e distribuite.

Le acque appartenenti ai circuiti profondi, in accordo con quanto è riscontrabile generalmente sul territorio regionale, mostrano una conducibilità elettrolitica più bassa rispetto quelle dei circuiti più superficiali. Il contenuto del nichel segue questa tendenza attestandosi generalmente su valori inferiori a 5 µg/l. E' quindi probabile che la presenza di nichel nelle acque della falda superficiale sia causata dall'interazione tra le acque della falda e quelle della zona non satura, sede di importanti reazioni tra le matrici solide, liquide e gassose.

A conferma dell'origine naturale del nichel nelle acque dell'area di studio, è da sottolineare che i punti monitorati dalla Regione Piemonte mostrano superamenti solo per il nichel e mai per 113 ulteriori parametri (organici e inorganici) previsti per il controllo qualitativo.

All'inverso, il censimento delle attività antropiche della zona ha evidenziato l'assenza di potenziali fonti di inquinamento da nichel nella quasi totalità del territorio e le poche riscontrate sono peraltro tutte poste nel settore idrogeologicamente a valle dell'area di studio e quindi non influenti.

L'ipotesi molto probabile di un'origine non antropica di nichel nelle acque consente, a completamento dello studio, di applicare alcune metodologie per la valutazione dei valori di fondo naturale per l'acquifero superficiale dell'area studiata.

Definizione dei valori del fondo naturale

Al fine di ricavare un valore di fondo naturale di nichel nella zona in esame, sono stati impiegati metodi statistici ad una sola variabile. I valori analitici di nichel riscontrati, compresi tra 0 e 495 µg/l, sono stati suddivisi in classi di concentrazione con ampiezza pari a 10 µg/l partendo dal valore di 5 µg/l (limite di rilevabilità strumentale con la tecnica analitica utilizzata).

Dal diagramma della distribuzione delle diverse classi (Figura 9), si può osservare come le maggiori frequenze si trovino comprese tra i 75 e i 95 µg/l.

Successivamente, è stato applicato il metodo di Lepeltier (1969) col quale si rappresenta su un diagramma bilogaritmico una curva che descrive l'andamento delle concentrazioni in funzione delle frequenze cumulate. Il metodo si basa sull'ipotesi che le concentrazioni degli elementi in traccia presenti naturalmente nelle matrici ambientali si dispongano secondo una curva normal-logaritmica; la presenza sul diagramma di un'interruzione di tale andamento è indice di anomalie non imputabili a origine naturale.

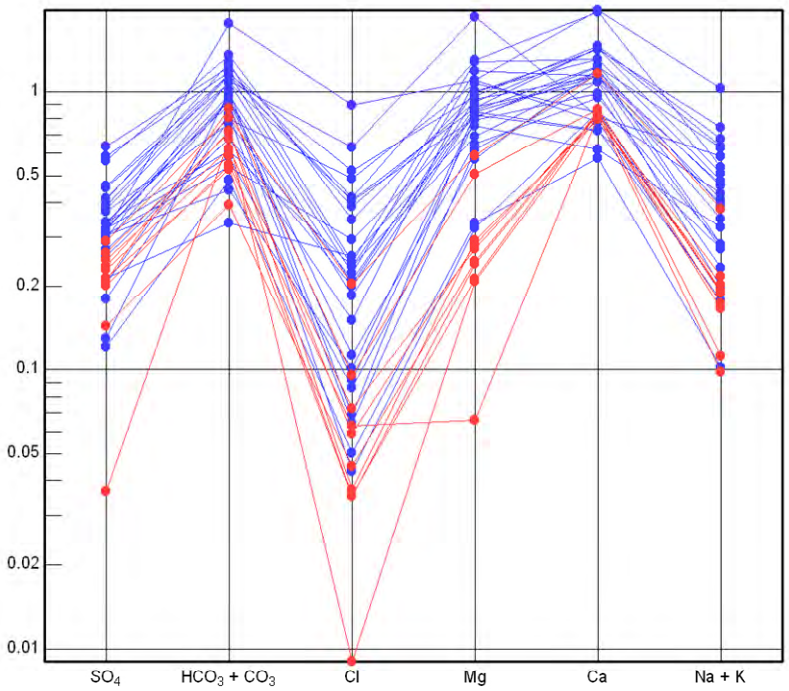


Figura 6 – Diagramma di Schoeller relativo ai campioni prelevati. In ordinata meq/L: in blu sono riportati i campioni delle acque sotterranee e in rosso i campioni delle acque appartenenti al reticolo idrografico.
Figure 6 – Schoeller diagram of the samples of this study. Blue lines and dots represent meq/L of groundwater samples; red lines and dots represent the hydrographic network samples.

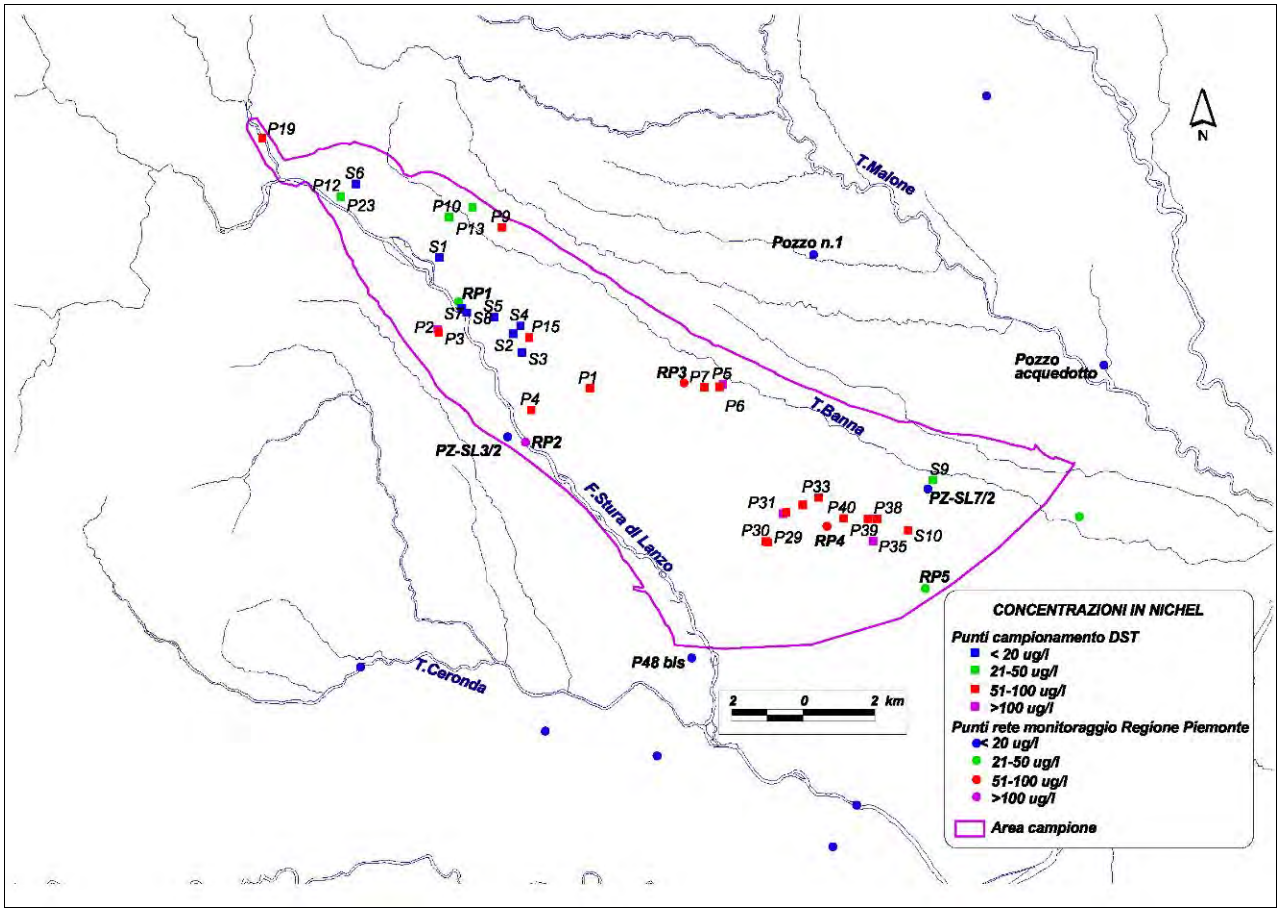


Figura 7 – Distribuzione del nichel nelle acque sotterranee.
Figure 7 – Distribution of nickel in groundwater.

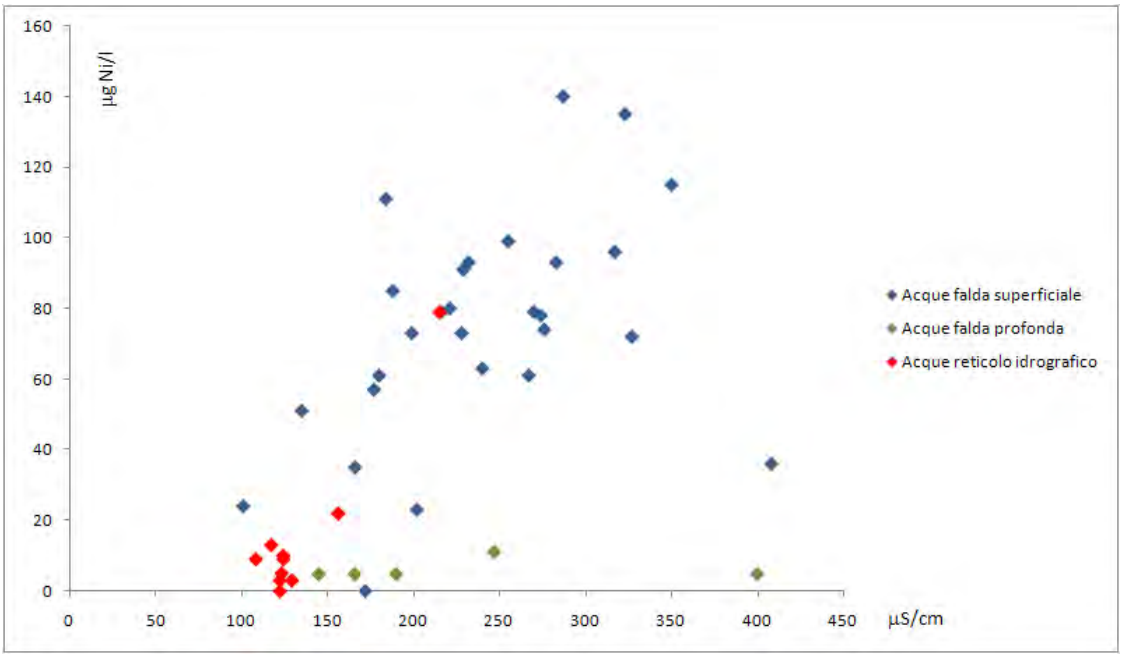


Figura 8 – Relazione del contenuto in Nichel con la conducibilità elettrolitica.
Figure 8 – Relationship between Nickel content and electrolytic conductivity.

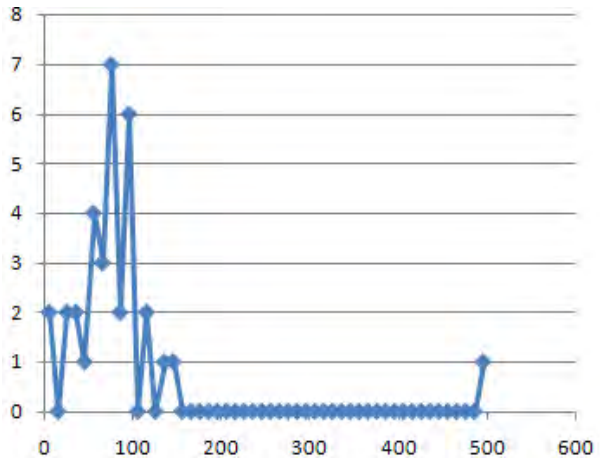


Figura 9 – Andamento delle classi di frequenza del contenuto in nichel.
Figure 9 - Nickel content frequency classes.

Dalla Figura 10 si osserva come, applicando tale metodo, il valore del fondo naturale nel caso di studio si attesti intorno ai 100 µg/l.

Il metodo di Lepeltier è stato anche applicato con l'interpretazione proposta da Bauer et al., (1993, 1995); la quale prevede di rappresentare su un diagramma semilogaritmico una curva che descrive l'andamento delle concentrazioni in funzione delle frequenze cumulate. Rispetto al metodo originale, gli autori identificano nei flessi della curva le indicazioni riguardanti le diverse origini della specie in esame (Figura 11); secondo l'interpretazione degli autori, i valori inferiori al primo flesso forniscono l'indicazione del livello di fondo naturale mentre i valori superiori al secondo flesso indicano contenuti apporti di origine antropica. Per quanto concerne i valori compresi tra i due cambiamenti di pendenza, ad essi viene attribuita un'origine incerta.

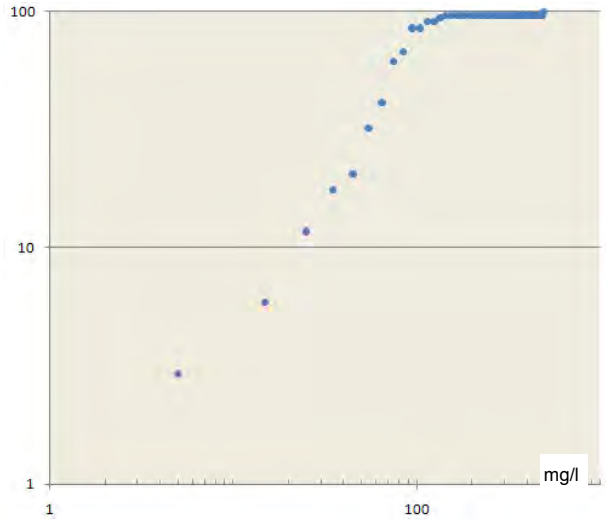


Figura 10 – Definizione del livello di fondo naturale secondo il metodo di Lepeltier (1969).
Figure 10 – Definition of the natural background values according to Lepeltier method (1969).

Secondo questo approccio, i contenuti in nichel inferiori a 85 µg/l darebbero indicazione del valore di fondo naturale, mentre valori superiori ai 150 µg/l indicazioni di

contenuti originati da fonti non naturali.

A verifica di questo risultato, sono state utilizzate altre metodologie statistiche. Kunkel et al. (2002) propongono di utilizzare per la definizione del valore di fondo naturale il 90-percentile; in questo caso, si ottiene un valore pari a 113 µg/l. Si è infine eseguito un confronto con il metodo Box and Plot, nel quale vengono considerati i valori del I, II e III quartile secondo la relazione:

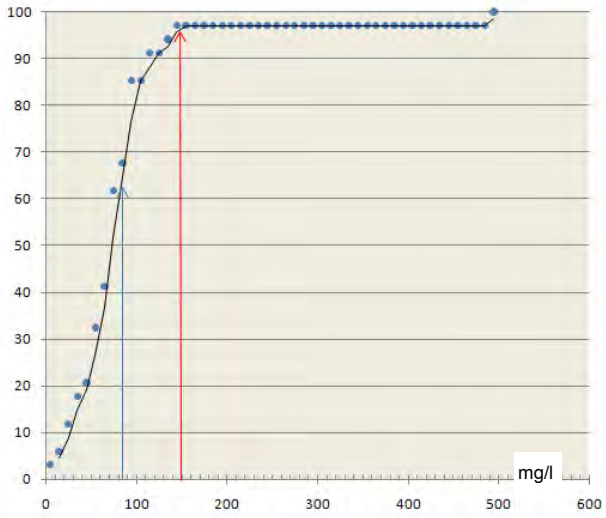


Figura 11 – Definizione del livello di fondo naturale secondo il metodo Bauer et al. (1993, 1995). La freccia blu indica i valori di fondo naturale mentre la freccia rossa indica valori derivanti da cause antropiche.

Figure 11 – Definition of the natural background values according to Bauer et al. (1993, 1995). The blue arrow shows the "background values", whereas the red arrow shows the values influenced by anthropogenic causes.

$$Vf = Q_3 + 1.5 \times (Q_3 - Q_1)$$

In questo caso il valore calcolato è risultato pari a 158 µg/l.

Conclusioni

L'analisi dei risultati dei dati provenienti dalla Rete di Monitoraggio della Regione Piemonte mostra superamenti del valore di 20 µg/l di nichel in corrispondenza a circa il 10% del totale dei punti di prelievo; è questo il caso del conoide del F. Stura di Lanzo, in cui le elevate estensioni di corpi ultrabasici posti a monte giustificherebbero le elevate concentrazioni di nichel riscontrate nei campioni prelevati dalla falda superficiale.

La provenienza naturale del nichel sarebbe confermata anche da un'analisi svolta nella zona esaminata per individuare eventuali attività impattanti.

L'applicazione di metodologie statistiche già utilizzate in altri studi per la definizione del livello di fondo naturale ha consentito di individuare un valore per il nichel che si attesta intorno a 90 µg/l. Valori più elevati di tale soglia potrebbero essere ricondotti ad attività antropiche, anche se, in ogni caso, la conferma di inquinamento "naturale" deve essere provata da uno studio di dettaglio e dall'assenza di qualsiasi altro indicatore di inquinamento antropico.

La presenza dei quantitativi di nichel riscontrati rappresenterebbe un grave problema all'uso potabile; tuttavia, i dati relativi alla falda profonda risultano confortanti in quanto i valori rilevati sono ampiamente sotto ai limiti di legge.

Bibliografia

Antonelli R., Francani V., Pellegrini M., Stefanini S. (1985). Ricerche idrogeologiche. Stato delle conoscenze sulla geologia della pianura padana, 51-58.

Balsotti R., Canavese P.A., De Luca D.A., Destefanis E., Filippini G., Governa M., Masciocco L., Negro G., Sesia E. (2004). PRISMAS: Il monitoraggio delle Acque Sotterranee nella Regione Piemonte. Marius Regione Piemonte. pp 180.

Barbero T., De Luca D.A., Forno M.G., Masciocco L., Massazza G. (2007). Stratigraphic Revision of the Subsoil of the Southern Turin Plain for hydrogeologic purposes. Proceedings Italian National Workshop - Developments in Aquifer Sedimentology and Ground Water Flow Studies in Italy. Memorie APAT, Roma.

Bauer I, Bor J. (1993). Vertikale Bilanzierung von Schwermetallen in Böden – Kennzeichnung der Empfindlichkeit der Böden gegen über Schwermetallen unter Berücksichtigung von lithogenem Grundgehalt, pedogener An – und Abreicherung sowie anthropogener Zusatzbelastung. Teil 2 Umweltbundesamt, Berlin.

Bauer I, Bor J. (1995). Lithogene, geogene und anthropogene Schwermetallengehalte von Lössböden an der Beispielen von Cu, Zn, Ni, Pb, Hg und Cd. Mainzer Geowiss Mitt 24, 47-70.

Biancotti A., Bortolami G., De Luca D.A., Masciocco L. (2005). Hydrogéologie et gestion des eaux souterraines dans le Piémont (Italie nord-occidentale). Première Colloque international d'Hydrogéologie. Université de Fès. Revue Geomaghreb. 3.

Bonsignore G., Bortolami G. C., Elter G., Montrasio A., Petrucci F., Ragni U., Sacchi R., Sturani C., Zanella E. (1969). Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia, Fogli 56 e 57. Servizio Geologico d'Italia.

Bortolami G., Maffeo B., Maradei V., Ricci B., Soriana F. (1976). Lineamenti di litologia e geoidrologica del settore piemontese della pianura padana. Quaderni dell'Istituto di Ricerca sulle Acque, 28 (1), 7-37.

Bortolami G., Francesi E., Ricci B. (1980). Lineamenti idrogeologici della provincia di Torino con riferimento allo stato idrogeochimica delle falde de sottosuolo dell'area ecologica di Torino. Provincia di Torino – Assessorato ecologia – Servizio protezione ambiente.

Bortolami G., De Luca D.A., Germani F., Masciocco L. (1996). Studio per la caratterizzazione delle falde idriche sotterranee del settore terminale del bacino della Dora Baltea. Ingegneria e Geologia degli Acquiferi, 7, 25-30.

Bortolami G., De Luca D.A., Masciocco L., Morelli di Popolo e Ticineto A. (2002). Le acque sotterranee della Provincia di Torino. Carta della base dell'acquifero superficiale. Note illustrative. Provincia di Torino, 1-32.

Bove A., Casaccio D., Destefanis E., De Luca D.A., Lasagna M., Masciocco L., Ossella L., Tonussi M. (2005). Idrogeologia della pianura piemontese (14 articoli scientifici e 55 carte tematiche). Regione Piemonte - Direzione Pianificazione Risorse Idriche.

Buzio S., Pesando G., Zuppi G.M. (2000). Hydrogeological study on the presence of as-

bestos fibers in water of Northern Italy. Water Res., 34 (6), pp. 1817–1822.

Canavese P.A., De Luca D.A., Filippini G., Governa M.E., Masciocco L., Negro G. (2004 a). Progettazione della rete di monitoraggio delle acque sotterranee della Regione Piemonte: I progetti PR.I.S.M.A.S., PR.I.S.M.A.S. II e VALLE TANARO. Marius, 11-30. Regione Piemonte - Direzione Pianificazione Risorse Idriche.

Canavese P.A., De Luca D.A., Masciocco L. (2004 b). La rete di monitoraggio delle acque sotterranee ella Regione Piemonte: Quadro idrogeologico. Marius, 33-65. Regione Piemonte - Direzione Pianificazione Risorse Idriche.

Carraro F. (1985). Il "Villafranchiano" e il Quaternario continentale. Stato delle conoscenze sulla geologia della pianura padana, 19-36.

Comazzi M., De Luca D.A., Masciocco L., Zuppi G.M. (1988). Lineamenti idrogeologici del Piemonte. In "Studi Idrogeologici sulla Pianura Padana, 4, CLUP, Milano.

Comunità Europea (2006). Direttiva 2006/118/CE Del Parlamento Europeo E Del Consiglio del 12 dicembre 2006 sulla protezione delle acque sotterranee dall'inquinamento e dal deterioramento. G.U. del 27 dicembre 2006, L 372/19.

De Luca D.A., Filippini G., Masciocco L., Zuppi G.M. (1992). Proposta di una rete di monitoraggio a scala regionale delle acque sotterranee. Atti della Giornata di Studio su Caratterizzazione e monitoraggio degli acquiferi, GEOFLUID '92.

Kunkel R., Hannappe L. S.; Voigt H. J., Wendland F. (2002). Die natürliche Grundwasserbeschaffenheit ausgewählter hydrostratigrafischer Einheiten in Deutschland. Bericht im Rahmen eines FuE-Vorhabens der Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA), Teil I: Ausweisung der natürlichen Grundwasserbeschaffenheit in ausgewählten hydrostratigrafischen Einheiten, 93 Seiten; Teil II: Literaturrecherche zur regionalen Grundwasser beschaffenheit in Deutschland, 58 Seiten. Jülich, Berlin und Cottbus, Dezember 2002.

Lepeltier C. (1969). A simplified treatment of geochemical data by graphical representation. Econ. Geol, 64, 538-550.

McMahon PB, Chapelle FH. (2008). Groundwater, - Redox processes and water quality of selected principal aquifer systems - oh.water.usgs.gov.

Martinetto E, Farina T. (2005). La foresta fossile del torrente Stura di Lanzo. I quaderni de La Mandria, 1, 1-48.

Mercy E.,O'Hara M. J. (1967). Distribuition of Mn, Cr, Ti and Ni in co-existing minerals of ultramafic rocks. Geochim. Cosmochim. Acta, 31, 2331.

Oller A., Bates H. (2003). Metals in Perspective. Environ. Monit., 5, 31N - 32N.

Reimann C., de Caritat P. (1998). Chemical Elements in the Environment. Factsheets for the Geochemist and Environmental Scientist, Springer-Verlag, 395 pp.

Regione Piemonte (2002). Identificazione del modello idrogeologico concettuale degli acquiferi di pianura e loro caratterizzazione. Relazione Tecnica. Regione Piemonte - Direzione Pianificazione Risorse Idriche.

Repubblica Italiana (1988). Decreto del Presidente della Repubblica 24 maggio 1988, n. 236 "Attuazione della direttiva CEE numero 80/778 concernente la qualità delle acque destinate al consumo umano, ai sensi dell'art. 15 della L. 16 aprile 1987, n. 183". G. U. 30 giugno 1988, n. 152, S.O.

EngHydroEnv Geology 2009, 12, 131-144 - doi: 10.1474/EHEGeology.2009-12.0-04.0264

Prospezioni idrogeochimiche nella Piana di Tivoli: interazione tra acquiferi e influenza antropica

Valentina Carucci[1], Marco Petitta[1,2], Maria Preite Martinez[1], Alberto Prestininzi[1,2]

[1]Dipartimento di Scienze della Terra, Università La Sapienza di Roma
[2]Centro di ricerca CERI "Previsione, prevenzione e controllo dei rischi geologici", Valmontone (Roma)
valentina.carucci@uniroma1.it, marco.petitta@uniroma1.it, alberto.prestininzi@uniroma1.it

Hydrochemical investigation in Tivoli Plain: interaction between aquifers and anthropic influence.

ABSTRACT: The groundwater in the Tivoli Plain aquifer system (Rome, Central Italy) has been investigated using hydrochemical tools. The aquifer is hosted by the Acque Albule travertines and is mainly recharged by the carbonate ridges of Lucretili and Tiburtini mountains. A further contribution to the recharge of the travertine aquifer is given by the mineralized fluids from the deep confined aquifer hosted by the buried meso-cenozoic carbonates and separated by low-permeability volcanic and clay deposits from the shallow aquifer. The sampling sites have been chosen among springs, lakes, deep wells and water uprising in the quarries, both in Acque Albule Basin and its recharge area. Major and minor ion chemistry might allow distinguishing the different contributions of deep and shallow water in the travertine aquifer and the mixing processes with deep mineralized fluids, partly affected by increasing pumping in the quarries. The values of $\delta^{18}O$ of shallow and deep waters and their comparison with those of local rainwater clearly indicate a meteoric origin, influenced by different flowpaths and confirming the mixing between them.

Keyterms: Hydrogeochemistry, Environmental isotopes, Travertine, Tivoli
Termini chiave: Idrogeochimica, Isotopi ambientali, Travertino, Tivoli

Riassunto

In questo lavoro sono stati utilizzati strumenti di prospezione idrogeochimica per investigare le acque sotterranee della Piana di Tivoli (Roma, Italia centrale). L'acquifero principale che drena le acque della Piana è presente nella formazione dei travertini del Bacino delle Acque Albule, e per esso si suppone una ricarica dalle aree montuose carbonatiche dei Monti Lucretili e Tiburtini. L'acquifero dei travertini riceve inoltre il contributo di fluidi mineralizzati dall'acquifero carbonatico profondo, ospitato nei calcari meso-cenozoici, e separato da quest'ultimo da depositi vulcanici e alluvionali a bassa permeabilità. I siti di campionamento sono stati scelti tra i più rappresentativi delle acque sotterranee del Bacino, dell'area di ricarica e della fascia pedemontana intermedia che congiunge l'intera Piana alle zone montuose: sorgenti, laghi, pozzi profondi ed emergenze dal fondo cava.

La chimica degli ioni maggiori e minori ha consentito di caratterizzare le acque e di riconoscere differenti contributi tra acque superficiali e profonde nell'acquifero dei travertini. Anche i log fisico-chimici mostrano infatti una stratificazione delle acque e fenomeni di mixing con fluidi mineralizzati profondi, in parte accelerati dall'aumento del pompaggio nelle cave, a seguito dell'approfondimento dell'attività estrattiva. L'utilizzo del rapporto isotopico $^{18}O/^{16}O$ ha consentito di confermare l'origine meteorica delle acque superficiali e dell'acquifero profondo, tramite confronto con i valori di $\delta^{18}O$ delle acque piovane raccolte in due stazioni pluviometriche, appositamente installate nella zona di ricarica e ai bordi occidentali della Piana.

Introduzione

L'idrogeochimica trova un'ampia applicazione nello studio della circolazione delle acque sotterranee, a partire dall'infiltrazione, fino all'emergenza delle acque in superficie. E' uno strumento utile a migliorare e ridefinire il modello idrogeologico concettuale preliminare, attraverso l'analisi dei processi che governano i circuiti sotterranei e quelli di interazione acqua-roccia (Edmunds et al., 1982; Downing et al., 1987; Leaney et al., 1995; Herczeg et al., 1997; Barbieri et al., 2005).

Elementi maggiori e in traccia, inerti o reattivi, possono essere utilizzati come traccianti per valutare i processi di ricarica degli acquiferi, i circuiti e i processi di mixing, sia nella zona satura che in quella non-satura. Per la maggior parte delle acque sotterranee, il 95% degli ioni è rappresentato da 8 specie ioniche principali: Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Cl^-, SO_4^{2-}, (HCO_3^-, CO_3^{2-}), NO^{3-}. Queste specie costituiscono la salinità espressa come solidi totali disciolti (TDS). Costituenti minori sono Br^-, Sr^{2+} e Li^+, utili come traccianti dei processi fisici e chimici (Herczeg

et al., 2001). Esistono diversi metodi di interpretazione dei traccianti ionici (Edmunds et al., 1980), da cui si può risalire alla sorgente principale e comprendere l'evoluzione dei circuiti idrici sotterranei che permettono l'interazione acqua-roccia. Le specie ioniche disciolte in acqua possono avere due sorgenti principali: 1) le precipitazioni atmosferiche; 2) i processi di alterazione e l'interazione acqua-roccia. Servendosi di questi dati è possibile ricostruire un modello concettuale che permette di risolvere alcune problematiche, come ad esempio il grado di omogeneità di un acquifero, fenomeni di mixing di fluidi differenti (Lawrence, 1975), oppure risalire ai tempi di residenza nell'acquifero stesso (Allison et al., 1985; Cook et al., 1992)

Spesso un approccio idrogeologico non è sufficiente a far luce sui processi idrodinamici in acquiferi fratturati carsici, dal momento che le acque sotterranee si muovono anche attraverso fratture e condotti carsici. A tal fine è fondamentale l'ausilio dei metodi di investigazione idrogeochimica (Leaney et al., 1995).

In questo lavoro si affronta la problematica dell'interazione idrogeologica e idrogeochimica tra i punti d'acqua naturali della Piana di Tivoli (sorgenti, laghi, canali) e quelli derivanti da attività antropiche (pozzi privati, pozzi appositamente realizzati, affioramento della falda per l'attività estrattiva). Il contesto è quello di acquiferi carbonatici fratturati, in cui le acque si trovano in condizione di equilibrio con la calcite (soluzione satura o sovrassatura), che spiega la formazione del travertino (Minissale et al., 2002) e dove si verifica un'interazione tra l'acquifero carbonatico meso-cenozoico profondo e l'acquifero superficiale, ospitato nello spessore dei travertini. L'idrodinamica sotterranea della falda contenuta nei travertini, in pressione in condizioni naturali, è condizionata da diversi fattori antropici: la presenza di ingenti prelievi dal sottosuolo, operati tramite pozzi da singoli privati e aziende, soprattutto sul fondo delle cave di travertino tramite pompe, cui si aggiunge il prelievo storicamente eseguito durante il periodo estivo da parte delle Terme di Roma, direttamente dalla sorgente del Lago Regina.

Inquadramento geologico e idrogeologico

L'area di studio comprende la Piana di Tivoli-Guidonia, ampia circa 90 km^2 e delimitata dai rilievi carbonatici meso-cenozoici dei Monti Cornicolani a Nord e dei Monti Lucretili e Tiburtini ad Est (Complesso dei Monti Sabini). Il limite meridionale è costituito dall'alveo del fiume Aniene, mentre i depositi piroclastici del Complesso Vulcanico dei Colli Albani rappresentano il limite occidentale (Figura1a). La genesi del travertino nell'area di Bagni di Tivoli, largamente utilizzato per uso edilizio attraverso numerose cave è legata all'interazione delle acque del circuito carbonato-carsico con fluidi gassosi provenienti da profondità maggiori (Faccenna et al., 2008).

All'interno della Piana è presente il Bacino delle Acque Albule (Figura 1b), interpretato dagli autori come un bacino di pull-apart di forma rombica, generato da faglie trascorrenti laterali destre a direzione N-S, avente un'estensione di circa 30 km^2 (Faccenna et al., 1994). Due faglie principali definiscono i margini occidentale e orientale del bacino e l'inizio della loro attività risale al Pleistocene medio-superiore (Faccenna et al., 1994). Quest'area è nota per la presenza di sorgenti idrotermali e depositi travertinosi ad esse connessi costituenti un plateau, dello spessore massimo di circa 70-80 m, che ricopre una sequenza sedimentaria di argille, sabbie e conglomerati del Plio-Pleistocene (Marra et al., 2004). La formazione dei travertini è da riferirsi al Pleistocene superiore, depostasi in fasi intermittenti, tra 120 e 30 k anni fa (Faccenna et al., 2008). In questo periodo si alternano fasi deposizionali ed erosive strettamente correlate con i cicli climatici.

L'area di ricarica delle sorgenti del Bacino delle Acque Albule è rappresentata dagli acquiferi carbonatici dei Monti Lucretili, Tiburtini e Cornicolani. Il drenaggio sotterraneo avviene per la maggior parte nel settore lucretile, dirigendosi verso la Piana di Tivoli e i Monti Cornicolani. Dai rilievi Cornicolani la falda, presente nei calcari, si dirige verso il Bacino delle Acque Albule, tamponata dai sedimenti argillosi (Capelli et al., 1987). Infine quest'acqua va ad alimentare l'acquifero presente nel travertino delle Acque Albule e nei sottostanti depositi sabbioso-conglomeratici. Il deflusso della falda nei travertini è orientato da N a S con un gradiente idraulico compreso tra 5 e 10‰, tipico degli acquiferi carbonatici fratturati. La circolazione in pressione nei travertini è determinata prevalentemente dalla rete di fratture presenti, come direttamente osservabile nei fronti di scavo aperti nelle cave. L'acquifero dei travertini riceve il contributo di fluidi mineralizzanti dall'acquifero profondo dei carbonati meso-cenozoici. La tettonica recente permette la risalita di acque profonde mineralizzate, attraverso faglie e fratture che fungono da vie preferenziali e le dislocazioni all'interno degli aquiclude detritico-argillosi.

Capelli et alii (2005) hanno ipotizzato un modello idrogeologico caratterizzato dalla presenza di un acquifero libero nel complesso dei travertini e di uno confinato all'interno del complesso carbonatico sottostante, in continuità idraulica con i depositi sabbioso-limosi pleistocenici (Figura 2).

In particolare la trasmissività dell'acquifero dei travertini, pari a 1-2x10^{-1} m^2/s, ed il suo coefficiente di immagazzinamento, pari a 3%, sono stati entrambi valutati elaborando i dati ottenuti da alcune prove di pompaggio eseguite su due pozzi di recente realizzazione (Prestininzi, 2008). Inoltre, considerando uno spessore dei travertini compreso tra 50 e 80 m, la permeabilità orizzontale media dell'acquifero è risultata essere dell'ordine di 10^{-3} m/s.

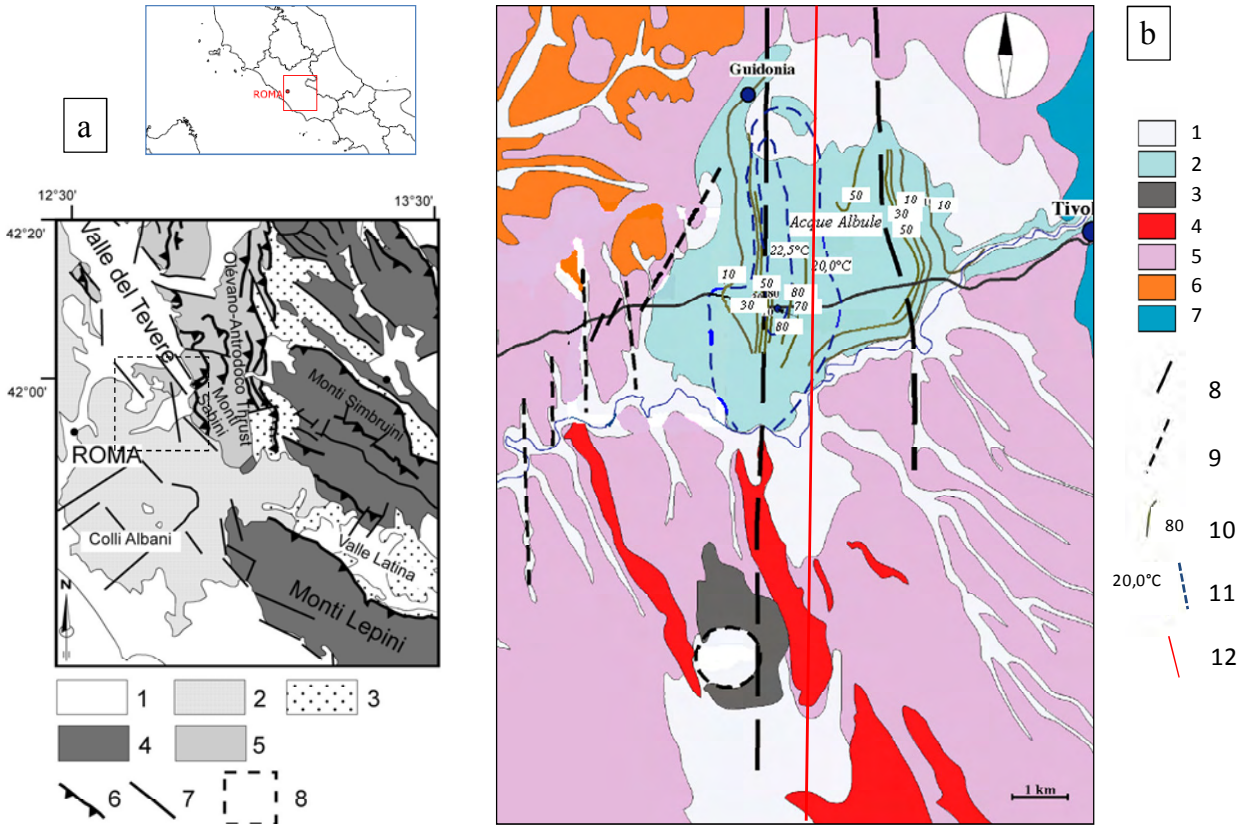


Figura 1 – 1a: Carta geologico-strutturale semplificata del Lazio Centrale. 1) depositi clastici marini e continentali (Pliocene-Quaternario); 2) depositi vulcanici (Pleistocene); 3) sequenze torbiditiche sinorogeniche (Tortoniano-Pliocene); 4) depositi di piattaforma carbonatica (Trias-Miocene); 5) depositi di slope e margine di by-pass (Lias-Miocene); 6) sovrascorrimenti; 7) faglie dirette e trascorrenti; 8) ubicazione dell'area di studio.
1b: Schema geologico di dettaglio del Bacino delle Acque Albule e caratteristiche del travertino (Marra et al., 2004 mod.): 1) depositi alluvionali (Olocene); 2) travertino (Pleistocene superiore – Attuale); 3) depositi idromagmatici (Pleistocene superiore); 4) lava (Pleistocene medio); 5) depositi di flussi piroclastici (Pleistocene medio); 6) argille marine (Pliocene); 7) carbonati (Meso-Cenozoico); 8) faglia trascorrente; 9) faglia trascorrente supposta; 10) isopache del travertino (da Faccenna et al., 1994); 11) isoterme dell'acquifero superficiale (da Faccenna et al., 1994). 12) Traccia sezione di Figura 2.
Figure 1 - 1a: Simplified structural and geologic map of Central Latium. 1) Marine and continental deposits (Pliocene-Quaternary); 2) Volcanic deposits (Pleistocene); 3) Torbiditic sin-orogenic sequences (Tortonian-Pliocene); 4) Carbonate platform deposits (Trias-Miocene); 5) Slope and by-pass margin slope deposits (Lias-Miocene); 6) Thrust belt; 7) Normal and longitudinal fault; 8) Study area.
1b: Geologic pattern of Acque Albule Basin and travertine characteristics (Marra et al., 2004 modified): 1) Alluvial deposits (Holocene); 2) travertine (Upper Pleistocene-Act.); 3) hydromagmatic deposits (Upper Pleistocene); 4) lavas (Middle Pleistocene); 5) pyroclastic flow (Middle Pleistocene); 6) marine clay (Pliocene); 7) carbonate deposits (Meso - Cenozoic); 8) longitudinal fault; 9) longitudinal inferred fault; 10) travertine isopaches; 11) shallow aquifer isotherms.12) Line of Figura2 cross section.

Campionamento e metodologie analitiche

Per il campionamento delle acque nella Piana di Tivoli (Gennaio-Aprile 2008; Novembre 2008-Gennaio 2009) sono state considerate quelle sorgenti mineralizzate e non mineralizzate presenti nell'area di interesse, rappresentata in Figura 3a, ovvero le emergenze naturali più importanti e conosciute già in letteratura. Inoltre, all'interno dei piazzali interessati dalle operazioni di estrazione del travertino, è stata effettuata una ricerca delle emergenze profonde dell'acquifero ospitato dal travertino stesso (di cui è mostrata l'ubicazione nell'ingrandimento di Figura 3b).

I diversi punti di campionamento (in totale 22) si identificano con sorgenti, pozzi, cave e laghi, contraddistinti nel seguito da sigle di cui il primo termine è rappresentato dall'iniziale della tipologia del punto di campionamento (rispettivamente S, P, C, L) seguito da un numero seriale. Osservando la mappa di Figura 3a, la sorgente S1, lago Regina, rappresenta una delle sorgenti sulfuree più importanti, utilizzata dalle Terme di Roma, così come S2 e S3 sono sorgenti sulfuree sfruttate per usi termali, che si trovano rispettivamente alle estremità N e S dell'area di studio. S4 è una sorgente che proviene dall'area di ricarica dei Monti Lucretili, mentre S5, S6, S7 drenano ai bordi l'area di ricarica stessa.

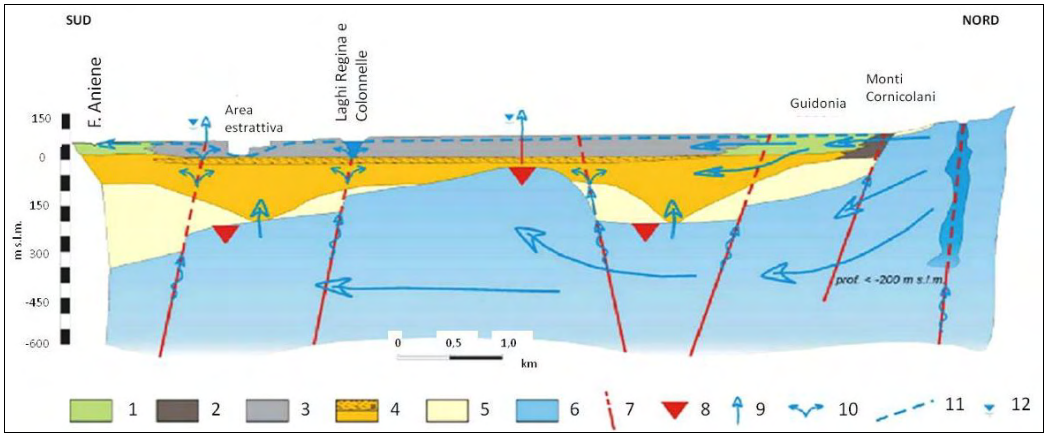
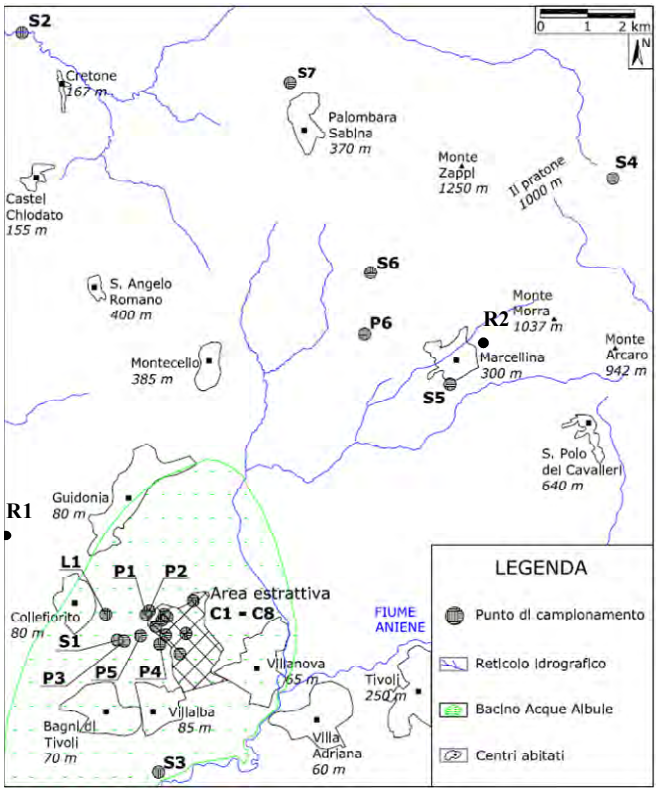


Figura 2 – Profilo dell'assetto stratigrafico–strutturale e idrogeologico del bacino delle Acque Albule (Capelli et alii, 2005 mod.). Legenda: 1) depositi olocenici; 2) Detrito di versante; 3) Travertini (Pleistocene superiore – Attuale); 4) Depositi prevalentemente pelitici (Pleistocene); 5) Depositi pliocenici; 6) Depositi carbonatici (Meso-Cenozoico); 7) Faglie presunte; 8) Profondità dei carbonati ricavata da indagini geofisiche; 9) Emergenza della falda confinata; 10) Travaso della falda confinata all'interno dei depositi quaternari; 11) Linea piezometrica relativa alla falda superficiale; 12) Livello piezometrico relativo alla falda confinata (superiore di circa 2 metri al piano campagna).

Figure 2 - Cross section of stratigraphic, structural and hydrogeologic setting of Acque Albule Basin (Capelli et al., 2005 mod.). Legend: 1) Holocene deposits; 2) Colluvium; 3) Travertine; 4) Pleistocene clayey deposits; 5) Pliocene deposits; 6) Meso-cenozoic carbonate deposits; 7) Inferred fault; 8) Carbonate depth from geophysical investigation; 9) Discharge of confined aquifer; 10) Leakage of confined aquifer through the quaternary deposits; 11) Water level of shallow aquifer; 12) Water level of confined aquifer.



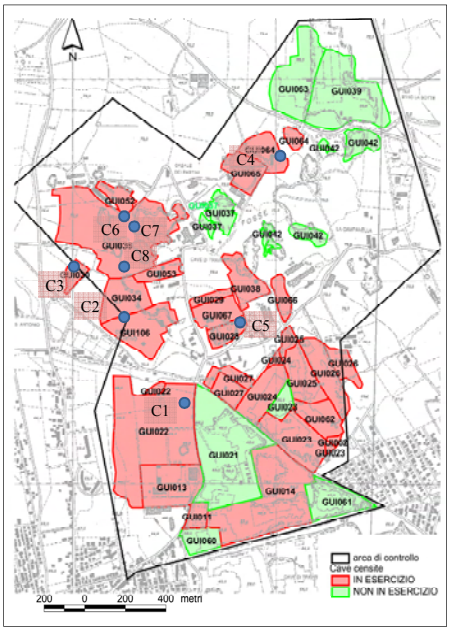


Figura 3 – 3a: mappa dei punti di campionamento dell'area di studio (R1 e R2 sono le stazioni pluviometriche). 3b: ubicazione dei punti di campionamento all'interno dell'area estrattiva (ingrandimento del reticolo di Fig. 3a).

Figure 3 - 3a: map of sampling points (R1 and R2 are the rainfall stations). 3b: Sampling points location in the quarries area (enlargment of the network in Figure 3a).

I pozzi P1 e P2 sono pozzi profondi (rispettivamente 90 e 70 m) e attraversano tutto lo spessore del plateau di travertino. P3 è un piezometro che si trova a circa 20 m dal lago Regina, P4 e P5 sono due pozzi privati ubicati nel Bacino delle Acque Albule. P6 è un pozzo profondo (circa 70 m) nei pressi di Marcellina. I restanti campioni provengono dal bacino delle Acque Albule, in particolare dall'area estrattiva (da C1 a C8), campionati sul fondo delle cave di travertino, nei punti di risalita naturale delle acque, attraverso fratture portate a giorno dalle operazioni di scavo. Infine L1 rappresenta un campione di acque non solfuree del Lago S. Giovanni, posto a NW rispetto alle Sorgenti Regina, ospitato in un sinkhole, profondo circa 16 m (Caramanna, 2001), che riceve alimentazione solamente dalle acque piovane della Piana.

Nella mappa di Figura 3a sono riportate le due stazioni pluviometriche di monitoraggio (R1, R2) esaminate. In entrambe le stazioni sono stati prelevati campioni a cadenza mensile, per l'analisi di δ^2H e $\delta^{18}O$ sulle acque di precipitazione. Nella stazione R2 si è effettuato anche un monitoraggio orario della quantità di precipitazione, per un periodo di due anni.

Le operazioni di campionamento nei pozzi P1 e P2 sono state eseguite per mezzo di un bailer in PVC, di lunghezza pari a 90 cm, calato alla profondità prescelta: nel pozzo P1 è stato prelevato un campione alla profondità di 50 m da p.c. (profondità che rappresenta la parte di acquifero non interessata dall'estrazione di travertino); nel pozzo P2 sono stati prelevati due campioni rispettivamente alla profondità di 20 e 35 m (scelte in base alla variazione dei parametri chimico-fisici). Negli stessi pozzi P1 e P2, nel mese di gennaio 2009, è stato eseguito un Flowmeter test (Hess, 1982): il modello usato (Heat Pulse) determina la velocità di flusso del fluido all'interno del pozzo tramite un termistore, misurando la propagazione del calore e distinguendo anche le direzioni del flusso verticale (Petitta et al., 2009). Dai risultati di questo test è stato possibile individuare zone dell'acquifero con elevato grado di fratturazione, dove si concentra il flusso. Le informazioni ottenute sono state utili ai fini di un campionamento mirato, eseguito ad una profondità prescelta, isolando i tratti di pozzo sovrastante e sottostante rispetto alla frattura individuata, utilizzando un packer rimovibile. I campioni prelevati corrispondono alle sigle P1* e P2* (Tabella 1) e provengono rispettivamente dalla profondità di 22 m e 20 m.

Alcuni pozzi sono stati campionati con l'ausilio di un bailer (P3, P4, P5), comprese le acque del lago S. Giovanni (L1), a nord delle Sorgenti Regina, Il piezometro P3, situato nelle immediate vicinanze del Lago Regina, ha una profondità di circa 10 m, un livello statico costante posto a circa 7 m da p.c., per cui si è scelto di campionare tramite bailer ad una profondità di 9,10 m da p.c.. Il pozzo P4, profondo 16,30 m da p.c., con un livello statico costante posto a circa 11,50 m da p.c., è stato campionato a 13 m da p.c.. Infine sul pozzo P5, della profondità stimata di circa 30 m da p.c., con un livello statico variabile tra 8 e 10 m da p.c., non è stato possibile un campionamento tramite bailer, per cui è stata prelevata l'acqua proveniente da un rubinetto. Le acque del lago S. Giovanni sono state campionate in prossimità del fondo (circa 16 m dal livello statico) tramite l'utilizzo del bailer, posizionandosi sulla sponda occidentale del lago.

Sono stati misurati direttamente in campagna una serie di parametri (Eh, pH, temperatura, conducibilità elettrica) mediante una unità multiparametrica (Multi 340i, WTW). Sui piezometri, quando possibile, si è effettuata una misura tramite sonda multiparametrica (Hydrolab Reporter Multiprobe 5.0). Tale sonda ha consentito di rilevare, a varie profondità, la variazione di temperatura, pH, Eh, conducibilità elettrica, ossigeno disciolto. Il valore dell'alcalinità eseguito in sito (per i valori normali del pH, il valore dell'alcalinità corrisponde alla concentrazione dello ione bicarbonato HCO_3^-) è stato calcolato mediante titolazione con HCl 0.1 N con il metodo del metil-arancio.

Le concentrazioni delle specie ioniche maggiori, anioni (Cl^-, SO_4^{2-}) e cationi (Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+, Na^+), sono state misurate mediante un cromatografo ionico CX-500 (Dionex Ltd.). Per quanto riguarda le specie gassose disciolte, le analisi sono state effettuate con gascromatografo, modello Carlo Erba GC8000, che misura le concentrazioni di CO_2 espresse in cc/l. Con l'utilizzo della legge di Henry sono stati ottenuti i valori di pressione parziale della CO_2. Le concentrazioni dello stronzio sono state determinate con tecnica ICP-MS. Tutte le analisi di laboratorio sono eseguite facendo uso di standard di controllo.

Sulla maggior parte dei campioni d'acqua sono state eseguite le determinazioni del $\delta^{18}O$ e δ^2H tramite spettrometria di massa. Con questo metodo si analizza il rapporto isotopico dell'ossigeno in un gas (CO_2) a composizione isotopica nota, dopo che questo ha raggiunto l'equilibrio isotopico a contatto con il campione d'acqua, a temperatura costante di 25°C. La composizione del deuterio prevede un equilibrio diretto del campione d'acqua con idrogeno ultrapuro, per mezzo di un catalizzatore (platino). Lo stesso spettrometro di massa utilizzato per l'ossigeno viene modificato aggiungendo un tubo di quarzo, dove avviene la reazione di riduzione dell'idrogeno.

Per il calcolo del SI (Saturation Index) della calcite è stato utilizzato il software PHREEQC 2.13 (Parkhurst & Appelo, 1999) sviluppato specificamente per la modellistica geochimica e i calcoli di speciazione in fase acquosa. Il modello di speciazione utilizzato si basa sulla teoria di Debye-Hückel (Appelo et al., 1993), che tiene conto della non-idealità delle soluzioni naturali. Questo tipo di modello è di solito adatto a soluzioni con bassi valori di forza ionica. Il calcolo di speciazione e degli indici di saturazione, per le diverse fasi presenti in soluzione, prevede che le specie disciolte nelle fasi acquose siano in equilibrio termodinamico, con l'eccezione che, per il calcolo

Tabella 1 – Concentrazioni degli ioni maggiori (mg/l), valori dei parametri chimico-fisici, del Saturation Index della calcite e di $\delta^{18}O$ (‰) dei campioni d'acqua dell'area di studio (n.m.: non misurato; * campionamento con packer).
*Table 1 - Major element concentrations (mg/l), physico-chemical parameters, Saturation Index and $\delta^{18}O$ (‰) of groundwater samples (n.m.: not measured; *: packer sampling).*

C	Nome campione	T(°C)	pH	Eh mV	CE situ mS/cm	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Sr	TDS g/l	$SI_{calcite}$	PCO_2 atm	$\delta^{18}O$ (SMOW)
S1	Sorgente Lago Regina	22,2	6,24	-9	3,46	130,5	28	126,5	620	154	0	803	1615,7	9,39	2,50	0,52	0,59	-7,8453
S2	Sorgente Cretone	22,8	6,12	n.m.	4,49	248	14,5	174	780	305	0	1215,5	1725,6	17,05	3,60	0,50	0,53	-7,3820
S3	Sorgente Bambù	21,5	6,14	n.m.	3,26	124	23,5	121,5	589,5	134	0	761,5	1547,4	n.m.	2,40	0,38	0,17	-7,240
S4	Sorgente Campitello	11,8	7,72	n.m.	0,34	5,55	0,46	1,31	66,68	10,13	1,76	5,99	197,7	0,046	0,30	0,30	0,0004	-7,599
S5	Sorgente Caprara	18	6,98	2	0,805	35,1	1,6	25,6	110,9	22,8	49,2	30,8	417,987	0,33	0,61	0,10	n.m.	-6,5221
S6	Sorgente S. Maria	16	7,11	1	0,606	19,6	1,9	7,4	101,3	13,2	6,8	17,8	366,12	0,32	0,46	0,14	n.m.	-5,5805
S7	Sorgente Valle Cupa	12	6,83	5	0,62	2,9	4	23	110,7	5,5	10,6	27,8	433,85	0,38	0,47	-0,11	n.m.	n.m.
C1	Cava Poggi	23	6,12	-9	3,31	131,2	25	126,8	628,8	166,8	0,3	814	1580	9,15	2,37	0,53	0,34	-7,2507
C2	Cava Pacifici	23,3	6,23	n.m.	3,4	128	28	124	606	148,3	0	795	1544,97	9,95	2,41	0,50	0,11	-7,2339
C3	Cava Quercioliae	22,8	6,67	n.m.	3,36	125,4	26	121,8	594	137,6	0	776	1562	10,18	2,40	0,85	0,18	-7,3603
C4	Cava Caucci	17,6	6,47	-4	1,55	63,6	7,3	48,4	263,6	76,5	0,8	263,5	725	3,26	1,24	0,07	n.m.	-6,030
C5	Cava La.Es.Tra.	21,8	6,38	0	2,64	126	14,5	109	497,8	143	0	656,6	1291	8,56	1,93	0,43	n.m.	-7,377
C6	Cava STR_1	19,8	6,16	-6	3,3	137	10,05	97	520,8	177	0,2	638,4	1242	8,30	2,51	0,19	n.m.	-6,971
C7	Cava STR_2	21,3	6,1	-8	3,12	126,2	17,1	111	518	151,8	0,2	698	1411	8,53	2,30	0,19	n.m.	-7,0602
C8	Cava STR_3	19,8	6,12	-6	2,99	126	10,6	112	518	156	0,4	632	1298	n.m.	2,28	0,17	n.m.	-7,0394
P1-50	Cava P1-50	20,9	6,16	-345	2,74	119,2	11,6	97,2	454,4	148	0	602,4	1139,82	7,46	2,04	0,12	0,35	-7,3090
P1*	Cava P1*	20	6,18	n.m.	2,54	199,1	11,4	116,6	444,3	137,5	3	693,4	1281,42	8,06	1,91	0,15	n.m.	n.m.
P2-20	Pozzo P2 (-20m)	19,49	5,99	n.m.	2,81	127,8	11	99,6	462	162,8	0	595	1144,7	n.m.	2,11	0,21	0,34	-7,5799
P2-35	Pozzo P2 (-35m)	19,58	5,98	n.m.	2,86	130,2	10,6	101,2	462	178	0	648	1154,46	n.m.	2,38	0,36	0,32	-7,5242
P2*	Pozzo P2*	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	250,3	9,3	121,5	425	179,6	4	671,1	1220,4	7,95	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
P3	Pozzo Regina	20,4	6,43	n.m.	3,14	128,4	26,2	116,6	555,6	149,6	0	715,6	1379	9,62	2,37	0,65	0,37	-7,2495
P4	Pozzo Campo S.	20,2	6,39	n.m.	3,42	130,6	27	126,6	615,4	148,2	0	799,2	1576,7	10,48	2,50	0,65	0,15	-7,3596
P5	Pozzo Scrocca	21,7	6,31	n.m.	3,15	120,8	24,4	116,8	568,8	139,6	0	759,6	1420,5	4,58	2,25	0,51	0,34	-7,2297
P6	Pozzo Marcellina	n.m.	n.m.	1	n.m.	31,5	11,8	35,2	108,8	56	60	19,6	366	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	-6,2316
L1	Lago S.Giovanni	13	7,38	n.m.	0,97	38,9	16,36	34,5	138,3	48,18	2	146,8	427,13	0,32	0,87	0,48	0,012	-4,7692

della soluzione di *input*, è permesso il disequilibrio delle cariche e delle coppie redox. Il database termodinamico scelto in questo caso è *wateq4f* (Ball et al., 1991).

Idrogeochimica

Composizione chimica delle acque

I risultati delle analisi idrogeochimiche svolte per le acque della Piana di Tivoli sono mostrati nella Tabella 1; in particolare sono riportati i valori di concentrazione di cationi e anioni maggiori e dello stronzio, così come i valori dei diversi parametri chimico-fisici misurati (T°, pH, Eh, EC), l'indice di saturazione rispetto alla calcite e la pressione parziale di CO_2 dei campioni d'acqua analizzati. Il diagramma di Chebotarev (Chebotarev, 1955; Appelo e Postma, 1993) (Figura 4), che descrive la composizione chimica degli ioni maggiori, individua un gruppo di acque ricadenti in un unico quadrante, dove gli ioni predominanti sono Ca^{2+}-Mg^{2+}-HCO_3^-. Una sola sorgente (S2) è prettamente di tipo Ca^{2+}-SO_4^{2-}, mentre alcune sono al limite tra i due quadranti inferiori. Si deduce che la composizione delle acque analizzate è prevalentemente di tipo bicarbonato-calcico; per alcune (P2*, P2 a 35 m) il contenuto in solfati è quasi pari a quello di carbonati e bicarbonati, mentre la sorgente S2, situata all'estremità settentrionale della Piana, è caratterizzata da una concen-

trazione di solfati maggiore rispetto a carbonati e bicarbonati.

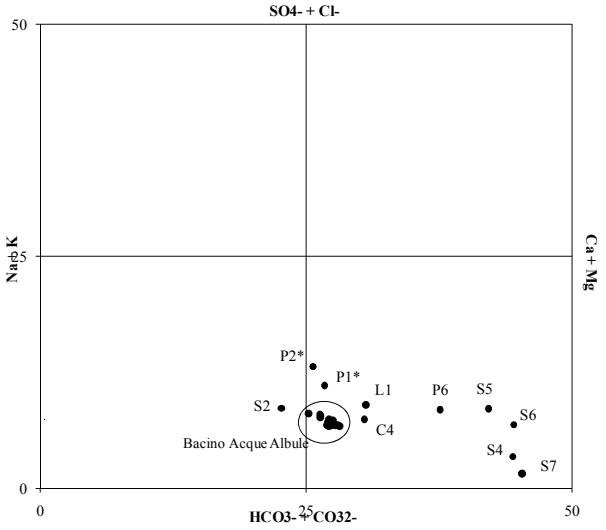


Figura 4 – Diagramma di Chebotarev. I simboli si riferiscono alla Tabella 1.
Figure 4 – Chebotarev diagrams. Symbols are referred to Table 1.

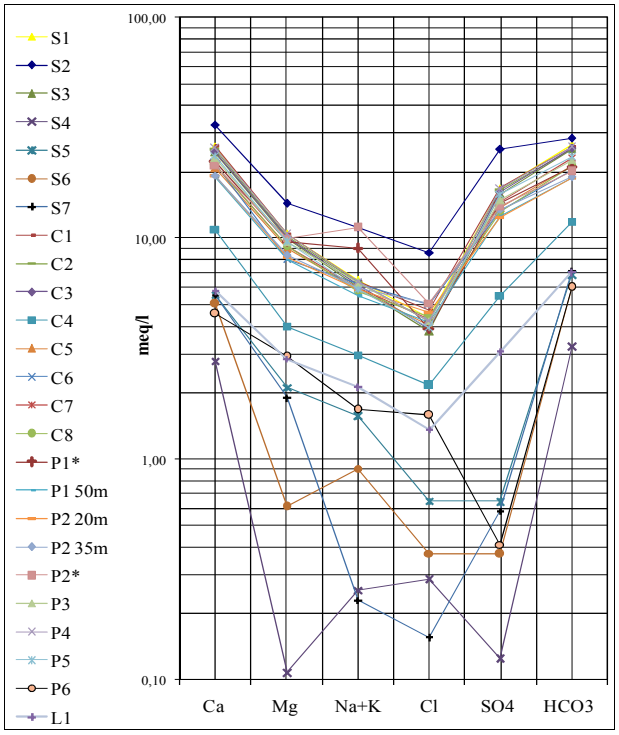


Figura 5 – Diagramma di Schoeller. I simboli si riferiscono alla Tabella 1.
Figure 5 – Schoeller diagrams. Symbols are referred to Table 1.

Dallo stesso grafico è visibile un trend evolutivo nel percorso delle acque sotterranee, a partire dalla zona di ricarica dei Monti Lucretili fino al Bacino delle Acque Albule. Questo è altrettanto riscontrabile nel diagramma di Schoeller (Figura 5).

In generale si osserva un incremento nella concentrazione ionica passando dal campione S4 al campione S2. Le restanti acque sembrano il risultato di un mescolamento in varie proporzioni di questi due termini estremi e di eventuali processi di diluizione. In particolare i campioni L1, P6, S5, S6, S7 presentano un andamento delle spezzate legato alla marcata presenza degli ioni HCO_3^- e Ca^{2+} e alla contemporanea inferiorità nel tenore degli altri ioni. Gli altri campioni, appartenenti al Bacino delle Acque Albule, sono caratterizzati da un aumento nella mineralizzazione e da una matrice chimica simile a S2.

Il riconoscimento, tramite l'utilizzo della chimica degli ioni maggiori, di acque con concentrazioni diverse, ma appartenenti ad uno stesso percorso evolutivo, è in accordo con l'interpretazione sull'origine comune delle acque della Piana, già descritta nella recente letteratura (Capelli et al. 2005, Petitta et al., 2010).

In base al contenuto dei sali totali disciolti e al pH stimati per i diversi campioni d'acqua esaminati, sono distinguibili tre sottofamiglie di acque (Figura 6). Dalla correlazione di questi due parametri si può notare una disposizione dei punti esaminati del tutto simile ai raggruppamenti per matrice chimica ottenuti dal diagramma di Schoeller. Anche in questo diagramma la sorgente S2 si posiziona come *end-member* solfato-calcico; il gruppo delle acque del Bacino si dispongono in un *range* ben definito di parametri chimico-fisici (6<pH<7; 2<TDS<2,5 g/l), mentre le acque della zona di ricarica (di cui la sorgente S4 rappresenta *l'end member*) identificano il termine bicarbonato-calcico. Tra questi gruppi si dispone un termine intermedio, il campione C4, appartenente alla cava geograficamente più distante dalle sorgenti sulfuree del Bacino e più vicina all'area di ricarica. Si può dunque dedurre l'esistenza di 3 facies geochimiche distinte, con dei termini intermedi, che rappresentano i fenomeni di mixing che si verificano nell'acquifero del travertino.

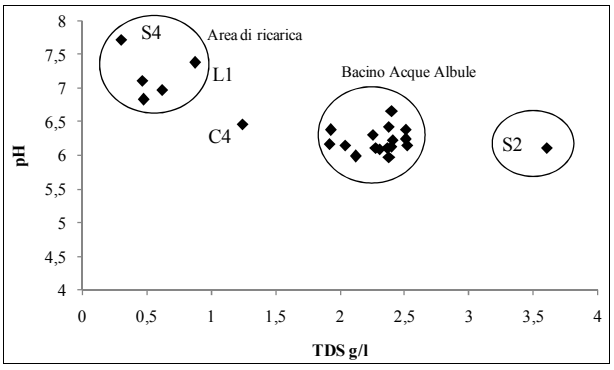


Figura 6 – Grafico TDS/pH. S2 sorgente Cretone; S4 sorgente Campitello; C4 sorgente cava Caucci; L1 Lago S.Giovanni.
Figure 6 – TDS vs pH plot. S2 Cretone spring; S4 Campitello spring; C4 Caucci quarry spring; L1 S.Giovanni lake.

La Figura 7 mostra la correlazione diretta esistente tra la pressione parziale della CO_2 e la concentrazione dei bicarbonati disciolti in acqua. Si deduce che la composizione dei bicarbonati dipende dalla presenza di CO_2, che rende l'acqua aggressiva nei confronti del carbonato di calcio di cui è composto l'acquifero. I campioni che si discostano dall'andamento descritto (Figura 7) provengono dalle aree estrattive, dove la risalita repentina delle acque dalle fratture del fondo cava causa un veloce degassamento della componente volatile e quindi l'impossibilità a campionare in modo significativo i fluidi gassosi.

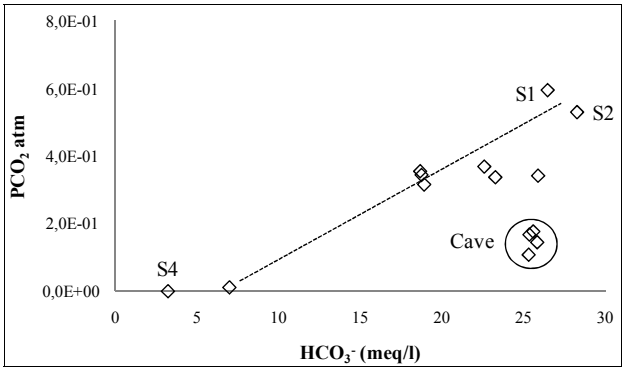


Figura 7 – Grafico PCO_2/HCO_3^-. S1 soregnte Lago Regina; S2 sorgente Cretone; S4 sorgente Campitello.
Figure 7 – PCO_2 vs HCO_3^- plot. S1 Lago Regina spring; S2 Cretone spring; S4 Campitello spring.

La distribuzione spaziale di alcuni ioni maggiori (HCO_3^-, SO_4^{2-}), del TDS e dello Sr^{2+} (Figura 8) è coerente con la situazione idrogeologica descritta nella Piana, nel Bacino delle Acque Albule e nell'area di ricarica (Monte Zappi, 1272 mt). Il *trend* ottenuto è molto simile per i diversi parametri investigati e indica un incremento delle concentrazioni dalla zona di ricarica al Bacino delle Acque Albule e a nord dei Monti Cornicolani, con valori massimi nei pressi del Lago Regina (S1) e delle sorgenti di Cretone (S2). L'area estrattiva è indicata in tutte le mappe con un retino e corrisponde a una zona con concentrazioni inferiori rispetto alla sorgente S1. In particolare le concentrazioni degli ioni considerati e del TDS aumentano passando dall'estremità NE dell'area estrattiva alle sorgenti sulfuree delle Acque Albule (S1), in accordo con l'assetto idrogeologico locale. Qui si registrano i maggiori abbassamenti della falda, causati dall'intensa attività antropica (Prestininzi, 2008).

Di particolare rilevanza l'andamento delle concentrazioni di Sr^{2+}, più elevate in corrispondenza di maggiori contenuti salini, ovvero di acque che ricevono il contributo di fluidi di origine profonda. Se ne deduce che anche elementi minori, come lo stronzio, possono essere utilizzati a conferma della distinzione tra acque di diversa origine, dalla Piana e dall'area di ricarica.

Dai log chimico-fisici eseguiti nei due pozzi esaminati (Figura 9), entrambi realizzati durante un periodo di inattività dei due pozzi e dopo 24 ore di fermo del pompaggio all'interno di tutta l'area estrattiva (Gennaio 2008), si osserva una stratificazione dell'acqua all'interno dell'acquifero del travertino, ben visibile dai valori di temperatura, pH, conducibilità elettrica e potenziale di ossidoriduzione. In particolare, in P1 i parametri che variano maggiormente sono pH ed Eh; tra 40 e 75 metri circa di profondità, le condizioni ossido-riduttive variano repentinamente e si mantengono rispettivamente nei valori di 4,9 ÷ 5,4 e -350 ÷ -380 mV. In P2, i parametri che variano maggiormente sono temperatura e conducibilità elettrica, evidenziando una vera e propria stratificazione, dovuta a un cambiamento di densità tra uno strato più superficiale di pochi metri e uno più profondo. D'altra parte, come si nota dai valori di conducibilità elettrica, attualmente anche le acque più superficiali dell'acquifero del travertino mostrano caratteristiche tipiche del circuito profondo, denotando una situazione di mixing tra le acque di alimentazione piovana e quelle dell'acquifero carbonatico. L'attività antropica sta accelerando questo processo di mixing naturale all'interno dell'acquifero del travertino.

Confrontando i log verticali con i risultati ottenuti dai test con Flowmeter Heat Pulse (Figura 10), è evidente una corrispondenza tra profili chimico-fisici e profondità delle fratture riconosciute. P1 presenta due fratture principali, una a 23 m e una a 50 m di profondità dal piano campagna. Alla prima corrisponde un repentino decremento dei valori di Eh, mentre alla seconda corrisponde un picco del pH, preceduto da una repentina diminuzione dei valori tra 40 e 50 m di profondità.

P2 presenta un intervallo di fratturazione a circa 20,5 m di profondità e un altro a circa 51 m. Il primo corrisponde al passaggio chimico-fisico dallo strato d'acqua superficiale allo strato più denso. Inoltre è visibile un cambiamento nella direzione del flusso a circa 30 m, corrispondente al tetto dello strato più denso.

Composizione isotopica delle acque

Nel grafico di Figura 11 sono riportate le regressioni lineari per le acque di precipitazione e per le acque sotterranee, confrontate con la GMWL ($\delta^2H = 8\delta^{18}O+10$, Craig 1961). Le acque si allineano nel campo di variabilità compreso tra la GMWL e la MMWL (Gat et al., 1970), in cui ricade anche la cIML (Longinelli et al., 2003). Da questo allineamento dei punti si può dedurre un'origine meteorica delle acque sotterranee studiate in questo lavoro. Si evince che le acque del Bacino e della sorgente S2 hanno sicuramente origine dalle zone dei Monti Lucretili (cfr. sorgente S4), considerate appunto come aree di ricarica della Piana. In generale si nota un buon allineamento delle acque sotterranee con la retta di correlazione delle acque meteoriche dell'Italia Centrale.

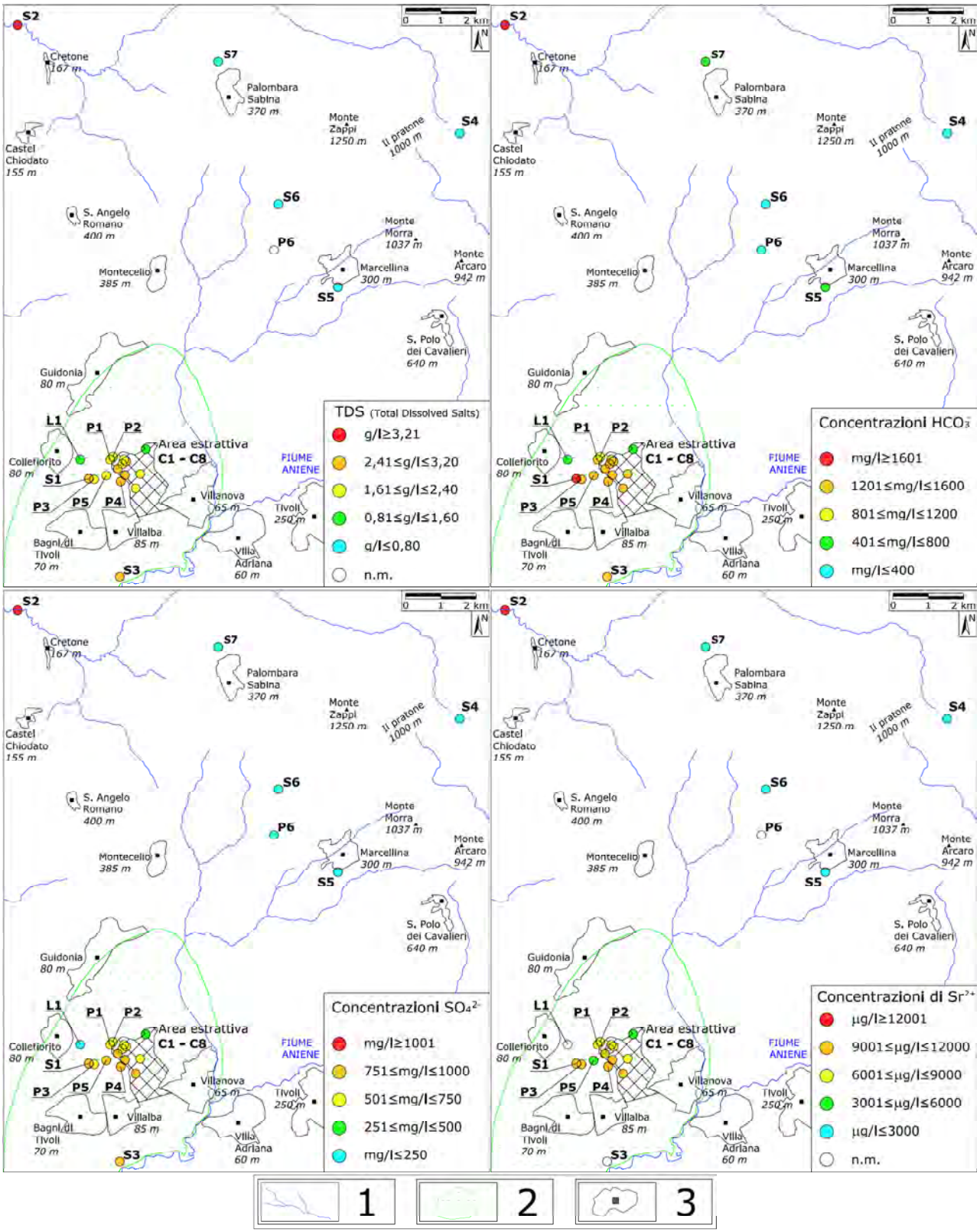


Figura 8 – Mappe a punti dei valori di TDS e delle concentrazioni di solfati, bicarbonati e stronzio (n.m.: non misurato). Legenda: 1) reticolo idrografico; 2) area del Bacino delle Acque Albule; 3) aree comunali.

Figure 8 – Dot maps of TDS values, sulphate, bicarbonate and strontium concentration (n.m.: non misurato). Legend: 1) hydrographic pattern; 2) Acque Albule Basin area; 3) municipal areas.

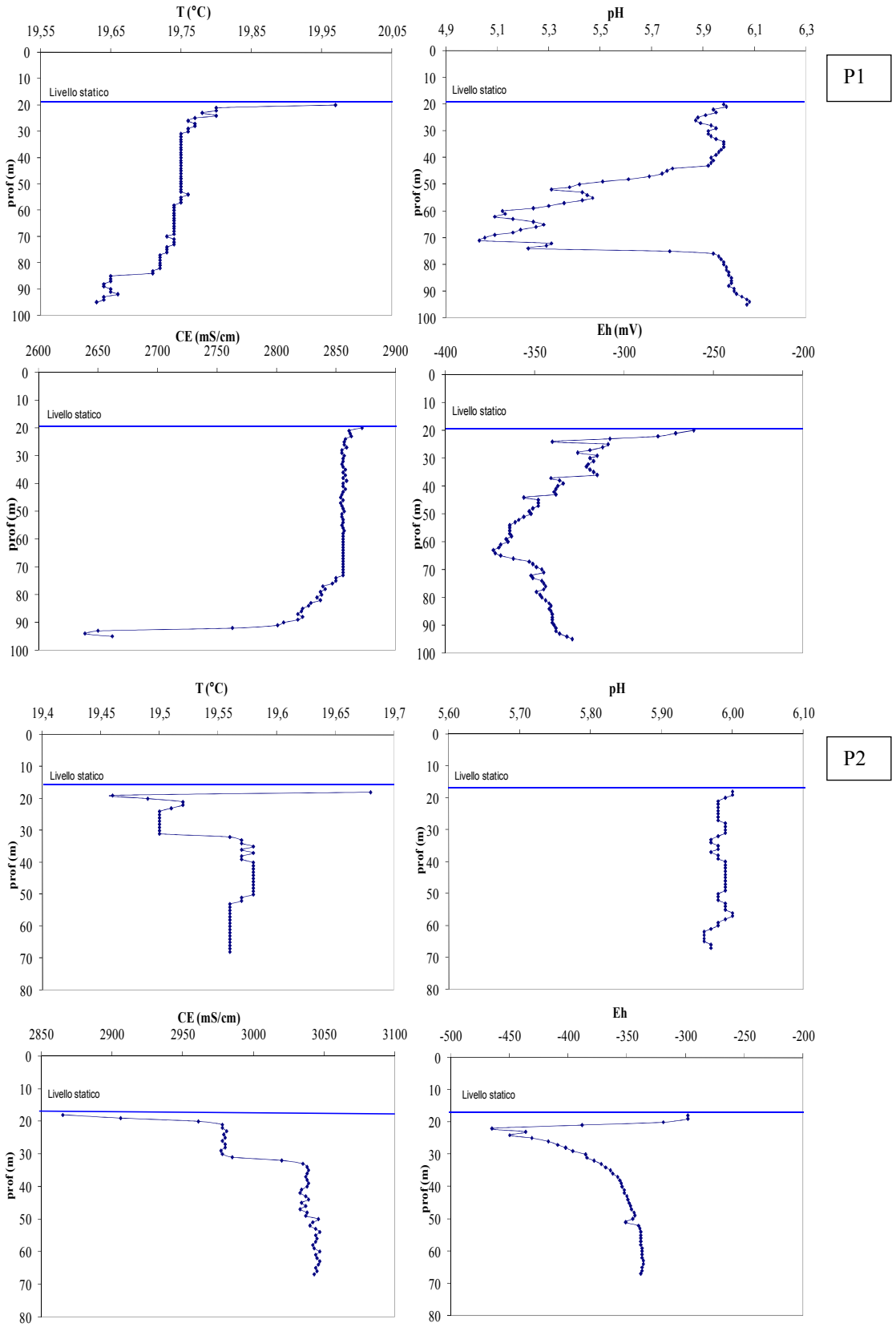


Figura 9 – Log chimico-fisici eseguiti nei pozzi P1 e P2, ubicati in Figura 3a.
Figure 9 – Physico-chemical logs in P1 and P2 wells located in Figure 3a.

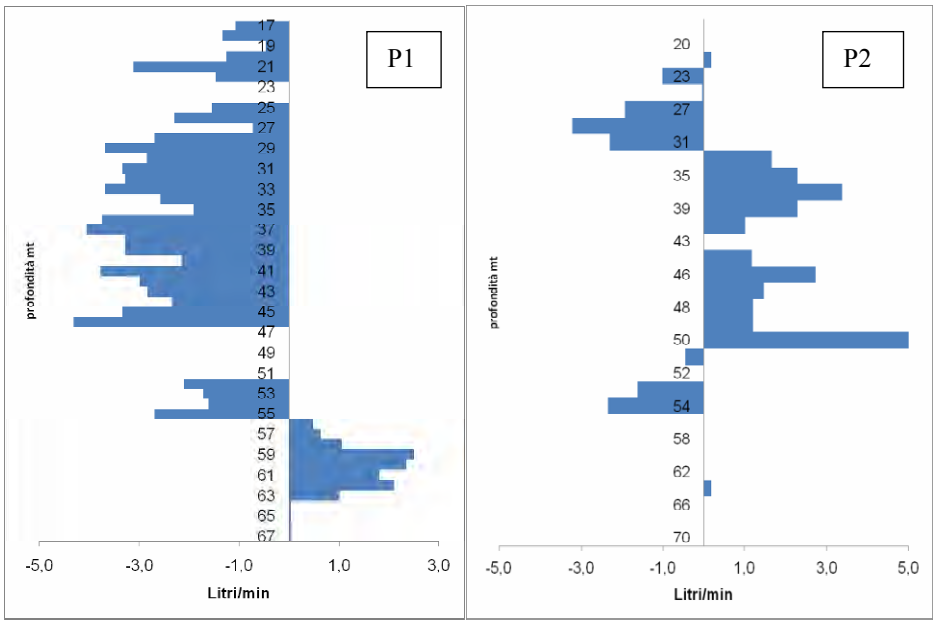


Figura 10 – Risultati del flowmeter test eseguito nei pozzi P1 e P2.
Figure 10 – Flowmeter test results performed in P1 and P2 wells.

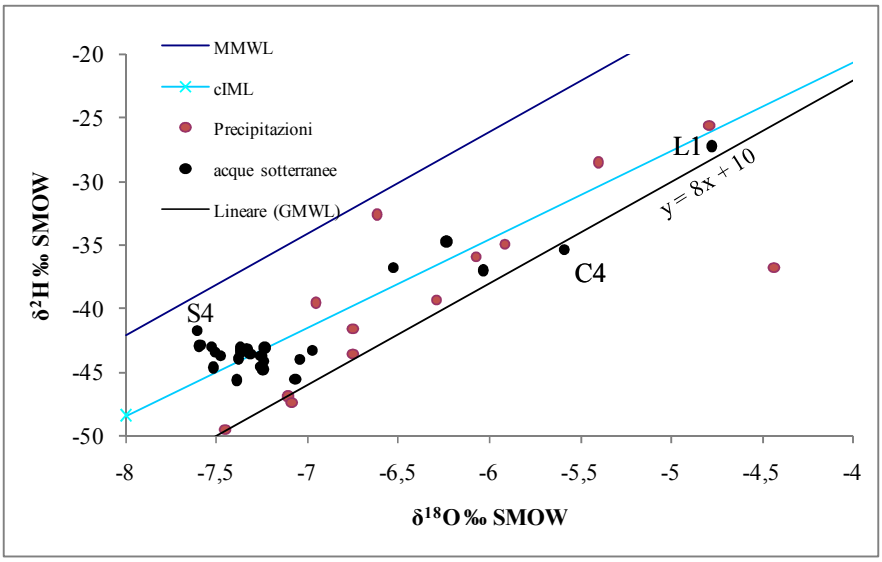


Figura 11 – Correlazione $\delta^{18}O$-$\delta^{2}H$ per le acque sotterranee e le acque di precipitazione delle stazioni R1 e R2. S4 sorgente Campitello; C4 sorgente cava Caucci; L1 Lago S.Giovanni.
Figure 11 – $\delta^{18}O$-$\delta^{2}H$ correlation for groundwater and rainfall (R1, R2). S4 Campitello spring; C4 Caucci quarry spring; L1 S.Giovanni lake.

Anche dal grafico riportato in Figura 12, si distingue un gruppo di acque con valori molto simili di $\delta^{18}O$, appartenenti al Bacino delle Acque Albule, il cui segnale isotopico è confrontabile con la sorgente campionata nell'area di ricarica dei monti Lucretili e con quello delle precipitazioni della stazione situata in collina (R2). Per quanto riguarda i punti dispersi verso valori più elevati di $\delta^{18}O$, questi rappresentano sorgenti campionate ai bordi della struttura lucretile e il pozzo P6, situati in zona intermedia tra la Piana e la zona di ricarica. Il loro segnale isotopico è conseguente alla somma di differenti contributi presenti all'interno dell'acquifero dei travertini.

I fenomeni di mixing, dunque, evidenziati dal chimismo delle acque, sono confermati anche dai dati isotopici che permettono di distinguere due circolazioni sotterranee principali:

- una profonda, alimentata dalle zone più rilevate, che mantiene invariato il segnale isotopico delle precipitazioni per quanto riguarda l'ossigeno-18;
- una superficiale, alimentata localmente da precipitazioni di quote più basse e ben circoscritte all'area di campionamento dei punti di emergenza.

Di seguito si riporta il valore medio del $\delta^{18}O$ per l'area di ricarica e per la Piana di Tivoli, rispetto ai valori di precipitazione e $\delta^{18}O$ stagionali, misurati a partire da febbraio 2008 fino a settembre 2009 (media pesata):

$$\delta^{18}O_{R1} = (\delta_{prim} P_{prim} + \delta_{est} P_{est} + \delta_{aut} P_{aut} + \delta_{inv} P_{inv})/P_T = -6{,}410‰$$

$$\delta^{18}O_{R2} = (\delta_{prim} P_{prim} + \delta_{est} P_{est} + \delta_{aut} P_{aut} + \delta_{inv} P_{inv})/P_T = -6{,}741‰$$

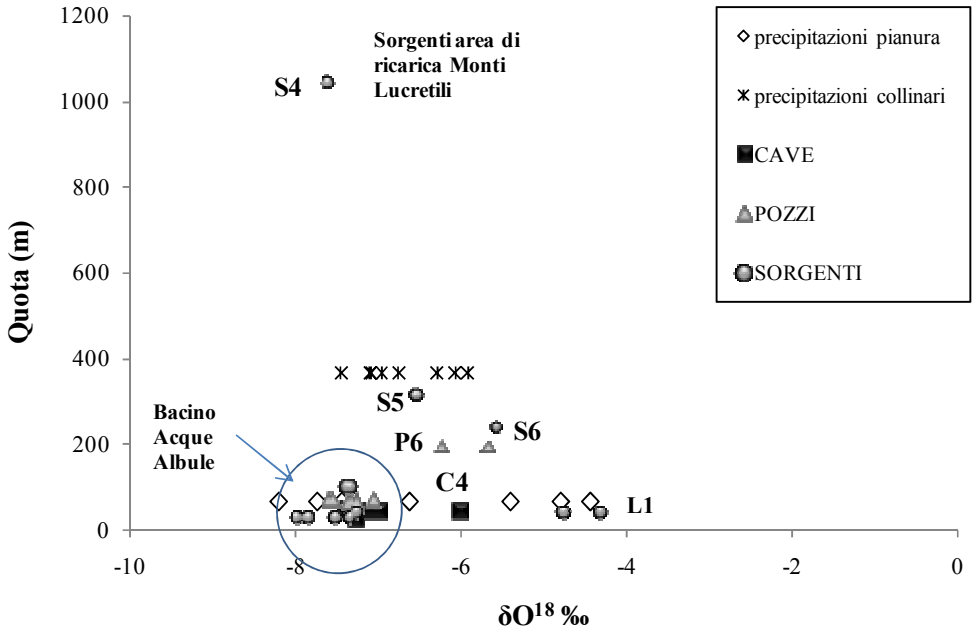


Figura 12 – Composizione isotopica dell'^{18}O delle acque sotterranee e delle precipitazioni dell'area, rispetto alla quota assoluta (m slm). S4 sorgente Campitello; S5 sorgente Caprara; S6 sorgente S. Maria; C4 sorgente cava Caucci; P6 pozzo Marcellina; L1 Lago S.Giovanni.

Figure 12 - Altitude/$\delta^{18}O$ plot of groundwater and rainfall of study area. S4 Campitello spring; S5 Caprara spring; S6 S. Maria spring; C4 Caucci quarry spring; P6 Marcellina well; L1 S.Giovanni lake.

Tali valori medi, calcolati per il periodo di monitoraggio, possono essere considerati come valori rappresentativi del segnale isotopico delle precipitazioni della Piana (stazione R1) e dell'area di ricarica (stazione R2). Il valore medio ottenuto è concorde con la distribuzione della composizione isotopica delle precipitazioni in Italia calcolata da Longinelli et alii (2003).

Conclusioni

Le indagini idrogeochimiche eseguite hanno rilevato, all'interno dell'acquifero dei travertini della Piana di Tivoli-Guidonia, una circolazione idrica con due componenti di provenienza differente: un'acqua bicarbonato-calcica meno mineralizzata, direttamente proveniente dalle aree di ricarica circostanti dei Monti Lucretili, cui si aggiunge il contributo idrico profondo, risalente dalle principali discontinuità, di acque ricche in gas, fortemente mineralizzate e leggermente sovrasature in carbonato di calcio (Tabella 1), che hanno dato origine ai travertini stessi. L'interazione tra le due componenti ha determinato una stratificazione naturale delle acque nell'acquifero stesso, evidente dai log chimico-fisici (Figura 9). Tale stratificazione è influenzata dalla presenza e dalla localizzazione delle fratture nei travertini, oltre che dall'andamento delle principali discontinuità tettoniche che, nel caso delle sorgenti Regina e Cretone, consentono la risalita in superficie delle acque maggiormente mineralizzate.

In questo scenario naturale, l'approfondimento dell'attività di cava va ad interferire con acque sempre più profonde, portando alla luce nuove fratture e le relative vie preferenziali di risalita. Queste acque possono così interagire progressivamente con le emergenze naturali. All'interno dell'area estrattiva è, infatti, molto ben accentuato un aumento di concentrazione degli ioni maggiori.

Il fenomeno di mixing con le acque provenienti dalle zone di ricarica è più evidente nelle cave con contenuti minori di TDS (C4). Qui i parametri geochimici presentano dei valori intermedi tra gli *end-member* individuati (Figure 5 e 6).

Lo scenario che si profila è dunque in evoluzione, dal momento che le attività dell'uomo stanno fortemente modificando il deflusso sotterraneo nell'acquifero del travertino. In particolare è rilevante l'influenza dell'abbassamento piezometrico indotto dal pompaggio nelle cave, che sta portando alla comparsa di punti di emergenza a maggiore mineralizzazione, in particolare nelle cave più ad ovest dell'area estrattiva. Infatti dalle mappe di concentrazione di alcuni ioni e del contenuto dei sali disciolti (Figura 8), le isolinee caratteristiche delle sorgenti termali e più mineralizzate raggiungono la zona più occidentale delle cave.

Il confronto dei parametri idrogeologici (prove di emungimento, ricostruzioni piezometriche, flowmeter test) con quelli geochimici descritti in questo lavoro e la valutazione su base idrochimica dell'interazione dei diversi

fenomeni in atto rappresentano utili strumenti per la verifica e l'affinamento del modello idrogeologico concettuale della Piana.

Il modello concettuale preliminare qui presentato vede una circolazione idrica sotterranea che ha origine dalle precipitazioni dirette sulla Piana, ma, soprattutto, dalle precipitazioni delle zone periappenniniche del versante tirrenico. Come riconoscibile dal segnale isotopico del rapporto $^{18}O/^{16}O$, la circolazione idrica dell'acquifero superficiale nel Bacino delle Acque Albule ha origine sulle zone montuose circostanti e fluisce verso la Piana attraversando i carbonati mesocenozoici e i sedimenti marini e vulcanici che ricoprono la Piana stessa. Nel loro percorso si arricchiscono soprattutto in bicarbonato e negli altri costituenti maggiori. All'arrivo all'interno dell'acquifero dei travertini, i fluidi profondi, ricchi in CO_2 e anche in H_2S, rendono queste acque aggressive nei confronti della roccia, ma raggiungono presto un grado di saturazione tale da consentire attualmente la deposizione di carbonato di calcio in superficie. Questo fenomeno è causato da una perdita rapida nel contenuto volatile nelle emergenze superficiali, indicando che l'influenza di fluidi profondi è localizzata in alcuni punti di risalita preferenziale (direttrici tettoniche) e non interessa tutta la circolazione sotterranea. Infatti, all'interno del bacino stesso si trovano acque sature rispetto alla calcite, pur avendo contenuti salini non elevati. Il sistema di fratture dell'acquifero è, dunque, il principale fattore influenzante la circolazione idrica e i fenomeni di mixing.

Tale modello potrà essere significativamente affinato e migliorato attraverso ulteriori ricerche in corso; in particolare l'ausilio dei traccianti isotopici (δ^2H, $\delta^{34}S_{(solfati)}$, $\delta^{18}O_{(solfati)}$, $\delta^{13}C_{DIC}$ e $^{87}Sr/^{86}Sr$) fornirà informazioni dettagliate per il riconoscimento dei percorsi sotterranei delle acque, della provenienza di determinanti elementi e del grado di interazione tra contributi di origine diversa (Carucci, 2010).

Ringraziamenti

Si ringraziano il Prof. Salvatore Lombardi e la Sig.ra Anna Baccani per le analisi dei gas disciolti e degli elementi maggiori eseguite presso il Laboratorio di Chimica dei Fluidi del Dip. di Scienze della Terra dell'Università La Sapienza di Roma. Si ringraziano il Dott. Gianluca Bianchi Fasani, il Dott. Carlo Esposito per il loro fondamentale contributo nella raccolta dei dati e il Dott. Marco Mola per l'esecuzione delle analisi di $\delta^{18}O$, presso il Laboratorio di Isotopi Stabili del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università La Sapienza di Roma. Si ringrazia, infine, l'Environmental Isotope Laboratory (EIL), Department of Earth Sciences, University of Waterloo (ON, Canada), per la determinazione dei valori di deuterio.

Bibliografia

Allison G.B., Stone W.J., Hughes M.W., 1985. Recharge in karst and dune elements of a semi-arid landscape as indicated by natural isotopes and chloride. J. Hydrol, 76, 1-25.

Appelo C.A.J., Postma D., 1993. Geochemistry, Groundwater and Pollution. Balkema, Rotterdam, p. 526.

Ball J.W., Nordstrom, D.K., 1991. WATEQ4F – User's Manual with revised thermodynamic data base and test cases for calculating speciation of major, trace and redox elements in natural waters. U.S. Geological Survey Open-File Report 90-129, p. 185.

Barbieri M., Boschetti T., Petitta M., Tallini M., 2005. Stable isotopes (^2H, ^{18}O and $^{87}Sr/^{86}Sr$) and hydrochemistry monitoring for groundwater hydrodynamics analysis in a karst aquifer (Gran Sasso, Central Italy). Applied Geochemistry, 20 (11), 2063-2081.

Capelli G., Cosentino D., Messina P., Raffi R., Ventura G., 1987. Modalità di ricarica e assetto strutturale dell'acquifero delle sorgenti Capore - S.Angelo (Monti Lucretili – Sabina meridionale). Geologica Romana ,26, pp. 419-447.

Capelli G., Mazza R., Taviani S., 2005. Studi idrogeologici per la definizione degli strumenti operativi del piano stralcio per l'uso compatibile delle risorse idriche sotterranee nell'ambito dei sistemi acquiferi prospicienti i territori vulcanici laziali. Relazione inedita, Università degli Studi di Roma III, dipartimento di Scienze Geologiche, laboratorio di Idrogeologia.

Caramanna G., 2001. I laghetti sorgivi delle Acque Albule, Regione Lazio.

Carucci V., 2010. Prospezioni geochimiche e approccio multi-isotopico applicati allo studio di interazione tra acquifero superficiale e profondo nella Piana di Tivoli (Roma). Tesi di Dottorato, Università La Sapienza, Roma.

Chebotarev, C., 1955. Metamorphism of natural water in the crust of weathering, Part I. Geochim. Cosmochim. Acta 8, 22–48, Part. II Geochim. Cosmochim. Acta 8, 198–212.

Cook P.G., Edmunds W.M., Gaye C. B., 1992. Estimating paleorecharge and paleoclimate from unsaturated zone profiles. Water Resour. Res., 28, 2721-2731.

Craig H., 1961. Isotopic variations in natural waters. Science, 133, 1702-1703.

Downing R.A., Edmunds W.M., Gale I.N., 1987. Regional groundwater flow in sedimentary basins in the UK. In: Fluid flow in sedimentary basins and aquifers, ed. J.C. Goff, pp. 105-125. Geological Society of London. Spec. Publ. 34.

Edmunds W.M., Walton N.R.G., 1980. A geochemical and isotopic approach to recharge evaluation in semi-arid zones, past and present. Arid zone hydrology, investigations with isotope techniques, pp.47-68. IAEA, Vienna.

Edmunds W.M., Bath A.H., Miles D.M., 1982. Hydrochemical evolution of the East Midlands Triassic sandsotone aquifer, England. Geoch. Cosmochim. Acta, 46, pp. 2069-2081.

Faccenna C., Funiciello R., Mattei M. 1994 – Late Pleistocene N-S shear zones along the Latium Tyrrhenian margin: structural characters and volcanological implications. Boll. Geofis. Teorica ed Appl. XXXVI / 141 – 144, pp. 507 – 522.

Faccenna C., Soligo Billi M., A., De Filippis L., Funiciello R., Rossetti C., Tuccimei P, 2008. Late Pleistocene cycles of travertine deposition and erosion, Tivoli, Central Italy: possible influence of climate changes and fault-related deformation. Global and Planetary Change, 63 (4), 299-308.

Gat J. R., Carmi I., 1970. Evolution of the isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea area. J. Geoph. Res., 75, 3039–3048.

Herczeg A.L., Leaney F.W., Stadter M.F., Allan G., Fifield L.K., 1997. Chemical and isotopic indicators of point-source recharge to a karst aquifer, South Australia. J. Hydrol., 192, pp. 271-299.

Herczeg A.L., Edmunds W.M., 2001. Inorganic Ions as Tracers. In: Environmental tracers in subsurface hydrology. Ed. Cook, Herczeg. Kluwer Academic Publishers.

Hess A.E., 1982. A heat pulse flowmeter for measuring low velocities in boreholes. USGS Open file report 82-699.

Lawrence C.R., 1975. Geology, Hydrodynamics, and Hydrochemistry of the Southern Murray Basin. Geological Survey of Victoria

(Australia) Memoir 30, vol. 1, 357 pp.

Leaney F.J., Herczeg A.L., 1995. Regional recharge to a karst aquifer derived from chemistry and isotopes. J. Hydrol., 164, 363-387.

Longinelli A., Selmo E., 2003. Isotopic composition of precipitation in Italy: a first overall map. Journal of Hydrology, 270, 75-88.

Marra F., Montone P., Mario P., Boschi E., 2004. Evidence of active tectonics in a Roman aqueduct system (II-III century A.D.) near Rome, Italy. J. Struct. Geol., 26, pp. 679-690.

Minissale A., Kerrick D. M., Magro G., Murrell M. T., Paladini M., Rihs S., Sturchio N. C., Tassi F., Vaselli O., 2002. Geochemistry of Quaternary travertines in the region north of Rome (Italy): structural, hydrologic, and paleoclimatic implications. Earth Planet. Sc. Lett., 203, 709- 728.

Parkhurst D. L., Appelo C. A. J., 1999. Users guide to PHREEQC (version 2) – A computer program for speciation, batch reaction, one-dimensional transport and inverse geochemical calculations. US Geological Survey, Water Resources Investigations Report 95-4259, Denver, Colorado.

Petitta M., Marinelli V., Pacioni E. 2009. Il contributo delle indagini con heatpulse flowmeter alla valutazione delle componenti verticali del flusso in acquiferi fratturati e porosi. Atti 3° Congresso Nazionale AIGA, 25-27 Febbraio 2009, S.Giovanni Valdarno.

Petitta M., Primavera P., Tuccimei P., Aravena R., 2010. Shallow and deep groundwater mixing in areas affected by Quaternary Tectonic (central Italy). A geochemical and isotope approach. Submitted to Environmental Earth Sciences.

Prestininzi A., 2008. Relazione conclusiva relativa alle convenzioni stipulate tra il Centro di Ricerca CE.RI. e la Regione Lazio (30/01/2006 e successiva del 04/07/2006), inerente agli studi e alle indagini condotte nelle zone soggette a fenomeni di subsidenza di Tivoli-Guidonia. CERI La Sapienza – Regione Lazio Protezione Civile.

EngHydroEnv Geology 2009, 12, 145-154 - doi: 10.1474/EHEGeology.2009-12.0-12.0263

L'origine e le caratteristiche delle acque salate nei bacini sedimentari piemontesi

Paolo Clemente[1], Domenico Antonio De Luca[1], Andrea Irace[2], Manuela Lasagna[1]

[1]Università di Torino, Dipartimento di Scienze della Terra, mail: paolo.clemente@unito.it, domenico.deluca@unito.it, manuela.lasagna@unito.it
[2]C.N.R., Istituto di Geoscienze e Georisorse, Sezione di Torino, mail: a.irace@csg.to.cnr.it

Origin and characteristics of salt waters in Piemonte sedimentary basins

ABSTRACT: During hydrostratigraphical studies concerning deep aquifers in the messinian-quaternary successions (Piemonte Plain - NW Italy), an analysis about the layer which separates fresh and salt water beds was carried out by a working group of the CNR-IGG of Turin and the Earth Department of the Turin University. The approach used to identify this surface consists in an extrapolation by means of a conceptual model of distribution in a sediment of data related to salt water presence all over a basin. In this research the methodological approach used had been permitted also to identify the fresh/salt water interface evolution during the time in Piemonte sedimentary successions.

Key terms: Salt waters, Fresh/salt waters interface, Deep aquifers
Termini chiave: Acque salate, Interfaccia acqua dolce/acqua salata, Acquiferi profondi

Riassunto

Nell'ambito di un progetto di ricerca teso all'identificazione dell'assetto idrogeologico dei bacini sedimentari contraddistinguenti la pianura piemontese, un gruppo di ricerca appartenente al Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Torino e al CNR-IGG (Sezione di Torino) ha analizzato la distribuzione in profondità delle acque a diversa salinità attraverso l'identificazione dell'andamento dell'*Interfaccia acqua dolce/acqua salata*.

Al fine di poter sopperire alla carenza di dati puntuali relativi alla distribuzione delle acque salate in profondità, il gruppo di ricerca ha applicato un approccio metodologico finalizzato a ricostruire la distribuzione di tali acque nelle successioni sedimentarie piemontesi. Questo approccio ha permesso di estrapolare a livello di bacino l'andamento dell'Interfaccia acqua dolce/acqua salata a partire dai singoli dati puntuali di distribuzione delle acque salate (relativi alle perforazioni petrolifere profonde AGIP) attraverso l'applicazione di casistiche tipo sulla presenza di acqua salata in un sedimento. Secondo tale approccio è stato inoltre possibile ipotizzare l'evoluzione spaziale dell'Interfaccia acqua dolce/acqua salata durante le fasi deposizionali delle successioni sedimentarie che attualmente la ospitano. Questo contributo si propone di descrivere l'approccio metodologico usato e i risultati ottenuti.

1. Introduzione

Molti grandi bacini sedimentari sono contraddistinti al loro interno da acque con tenori chimici estremamente variabili che, in generale, a causa delle differenze di densità, si distribuiscono verticalmente con un gradiente crescente verso il basso.

L'indagine idrogeologica di un bacino sedimentario deve prevedere, quindi, non solo l'analisi delle caratteristiche fisiche degli acquiferi presenti, ma anche quella delle caratteristiche chimiche delle acque che li permeano.

Al fine di dare un quadro sufficientemente completo dell'assetto idrogeologico della pianura piemontese, nel contesto di un progetto di ricerca teso alla definizione dell'assetto idrostratigrafico della Regione, è stata analizzata anche la distribuzione in profondità delle acque a diversa salinità.

In particolar modo maggiore attenzione è stata data alla comprensione dell'andamento della superficie di passaggio tra le acque dolci e le sottostanti acque a più elevato tenore salino, definite acque salate (s.l.).

Le acque salate (s.l.) possono essere distinte in acque salmastre (concentrazione in ioni disciolti compresa tra 1 e 10 g/l), acque salate s.s. (valori compresi tra 10 e 100 g/l) e brine (tenori superiori a 100 g/l) (UNESCO, 1978).

L'importanza dell'individuazione di tale superficie, definita "Interfaccia acqua dolce/acqua salata", risiede nel fatto che questa costituisce il limite fisico, in profondità, della presenza di corpi sedimentari permeati da acqua dolce e rappresenta dunque la profondità massima per le captazioni idriche; essa inoltre costituisce anche il limite al di sotto del quale sono possibili applicazioni di confinamento profondo della CO_2.

2. Area di indagine

L'area di indagine corrisponde alla pianura piemontese; essa è stata suddivisa in tre diversi settori (Bacino di Savigliano, Bacino di Alessandria e Bacino Padano) in funzione della distribuzione profonda delle rispettive successioni sedimentarie (Figura 1). I tre settori sono infatti rappresentati da bacini subsidenti separati tra loro da alti strutturali.



Figura 1 - Ubicazione geografica e geologica dei tre bacini sedimentari presenti nella pianura piemontese (LVV: Linea Villalvernia Varzi; ZSV: Zona Sestri Voltaggio; CT: Collina di Torino; M.to: Monferrato; AM: Alto Monferrato; BG: Borbera Grue; BTP: Bacino Terziario Piemontese) (Clemente *et alii*, 2008, modificato).
Figure 1 – Geological (and geographical) setting of the three Piemonte plain' sedimentary basins (LVV: Villalvernia Varzi Line; ZSV: Sestri Voltaggio Zone; CT: Turin Hill; M.to: Monferrato; AM: High Monferrato; BG: Borbera Grue; BTP: Tertiary Piemonte Basin) (Clemente et alii, 2008, modified).

Il Bacino di Savigliano e il Bacino di Alessandria, delimitati dalle Alpi ad ovest e dai rilievi collinari delle Langhe a sud, sono separati dal Bacino Padano dai rilievi collinari della Collina di Torino e del Monferrato e dalle relative prosecuzioni sepolte in pianura. Il settore occidentale della Pianura Padana ed i suoi rilievi collinari sono, invece, localizzati in corrispondenza dell'attuale zona di giunzione strutturale tra i sistemi alpino ed appenninico.

In questa regione una potente successione sedimentaria si è deposta a partire dal Cenozoico al di sopra di unità alpine ed appenniniche (Figura 2) giustapposte durante l'evoluzione post-collisionale tra Europa ed Adria. Attualmente, differenti successioni di età oligocenico-miocenica, prevalentemente terrigene e di ambiente marino, sono esposte nel Bacino Terziario Piemontese (suddiviso in Langhe, Alto Monferrato e Borbera-Grue) e nella Collina di Torino e del Monferrato. La prosecuzione laterale ed i rapporti geometrici e stratigrafici tra queste successioni sono mascherate dai depositi pliocenico-olocenici accumulati nel Bacino di Savigliano e nel Bacino di Alessandria (Mosca, 2006); alla base di queste successioni è stata individuata la presenza di acque salate. A nord del sistema Collina di Torino-Monferrato il Bacino Padano identifica, a partire dall'Oligocene, un'avanfossa sviluppata su crosta insubrica in seguito alla propagazione e convergenza del sistema nord-vergente appenninico proveniente da sud e del sistema sud-vergente sudalpino proveniente da nord.

Come osservabile nel profilo della Figura 2, le successioni a sud del sistema Collina di Torino-Monferrato ed i loro compositi substrati definiscono un bacino di piggy-back sovrascorso verso nord sulle successioni terziarie del Bacino Padano.

3. Stato delle conoscenze sull'origine delle acque salate

La presenza delle acque salate alla base dei bacini sedimentari ha generato negli ultimi decenni estesi dibattiti sulle possibili cause della loro origine; la completa comprensione della loro genesi in molti bacini sedimentari, nonostante decadi di studi di carattere geochimico, isotopico ed idrodinamico su tale argomento, è ancora però controversa.

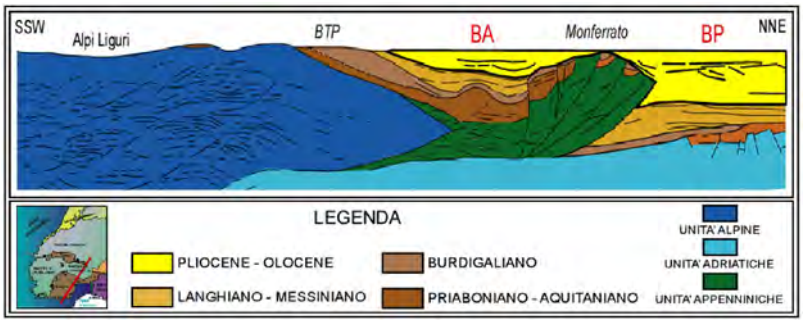


Figura 2 - Profilo geologico schematico (non in scala) attraverso i principali elementi strutturali della pianura piemontese. BA Bacino di Alessandria, BS Bacino Padano, BTP Bacino Terziario Piemontese (Irace *et alii*, 2007; modificato).
Figure 2 – Schematic geological cross-section of the main structural elements of the Piemonte Plain (Irace et alii, 2007; modified).

I primi studi sulle acque salate risalgono agli anni '60 in cui vennero effettuate le prime ipotesi riguardo la loro presenza in profondità. Queste acque vennero inizialmente definite come fossili (White, 1965); tale termine comunemente identifica acque intrappolate negli interstizi delle rocce fin dal loro seppellimento (UNESCO, 1987), con una origine così lontana nel tempo che gli eventi geologici che si sono succeduti alla loro formazione le hanno escluse dalla circolazione idrica connessa con gli eventi meteorologici (Francani, 1985). Secondo i primi lavori, queste acque venivano dunque identificate come originarie acque marine intrappolate nei sedimenti in cui oggigiorno si riscontrano, sin dal momento della loro deposizione.

La presenza di acque salate con tenori isotopici anomali di Idrogeno e Ossigeno, prossimi a quelli di acque moderne, comportarono, breve tempo dopo, la formulazione di nuove ipotesi sulla loro origine; queste teorie prevedevano la possibilità che acque dolci avessero registrato modificazioni nei tenori chimici in ridotti intervalli di tempo (Clayton *et alii*, 1966). Modificazioni chimiche di originarie acque dolci interstiziali possono trovare giustificazione in reazioni diagenetiche, in dissoluzione di evaporiti (Carpenter, 1978), nell'ultrafiltrazione (Bredehoeft *et alii*, 1963) e più in generale nell'interazioni acqua-roccia. Acque con ridotte velocità di deflusso, infatti, possono, a seconda della litologia del serbatoio, acquisire ioni disciolti appartenenti all'acquifero in cui fluiscono (Custodio, 2005).

Modificazioni successive del contenuto ionico sono, inoltre, state proposte da lavori più recenti anche per le stesse acque di mare; queste infatti potrebbero subire aumenti nei valori chimici per evaporazione (Carpenter, 1978) piuttosto che riduzioni per diluizione con acque meteoriche di infiltrazione (Connolly *et alii*, 1990).

Nel panorama della bibliografia mondiale figurano ipotesi di acque connesse all'evaporazione di fluidi non marini piuttosto che possibili intrusioni marine in acquiferi originariamente permeati da acque dolci; tale fenomeno è molto diffuso e frequente in ambito costiero.

Analisi chimiche ed isotopiche degli ultimi decenni hanno però portato alla consapevolezza che spesso intervengano reazioni miste a causare la genesi di tali acque. Nella maggior parte dei casi, dunque, l'azione integrata di differenti processi è alla base dei tenori elevati delle acque salate (Cai, 2001); gli acquiferi che le contengono, infatti, sono generalmente sistemi aperti ove queste sono libere di fluire e dove possono avvenire combinazioni di diversi processi (Ziegler, 2001).

I progressi effettuati negli studi sulle acque salate sono da attribuire sia all'evoluzione delle metodologie di analisi sia a studi dedicati mediante geochimica elementare e geochimica isotopica che si sono evoluti verso moderne metodologie relative a modelli di calcolo numerico di flusso e trasporto.

Sebbene la formazione di acqua salata si riscontri prevalentemente ad elevate profondità, è necessario osservare come esista una fiorente letteratura riguardante la presenza di acque salate prossime alla superficie topografica; tali acque generalmente vengono attribuite a risalite lungo zone di frattura (Bense and Person, 2006), a dissoluzione di livelli salini per circolazione di acque dolci (Dutton, 1989) o pompaggio da pozzi profondi tali da provocare un apporto di acque salate in superficie o negli acquiferi superficiali (Novak and Eckstein, 1988).

In ultimo è possibile osservare come esistano studi sulle possibilità di mobilità delle acque salate che risultano essere legate alle caratteristiche del serbatoio e al loro grado di salinità. All'interno di bacini sedimentari si possono riscontrare movimenti significativi delle acque salate a bassa/media salinità (Worden, 1999) in grado di verificare migrazioni di idrocarburi, dolomitizzazioni e formazione di metalli (Bethke e Marshak, 1990), mentre gli elevati tenori di salinità (tipici delle brine) le rendono incapaci di movimento (Ricchiuto *et alii*, 1985).

4. Le acque salate nella pianura padana

Come tutti i grandi bacini sedimentari anche la Pianura Padana è caratterizzata, alla base delle sue successioni stratigrafiche, dalla presenza di acque salate. L'origine di queste acque è presumibilmente da attribuire a due differenti cause: una relativa all'arricchimento chimico delle acque durante la crisi di salinità del Messiniano e una seconda legata alla successiva trasgressione marina pliocenica (Bellardone *et alii*, 1987). Secondo tali ipotesi, dunque, acque marine e brine da evaporazione costituirebbero l'origine delle attuali acque salate (CNR – Istituto di Ricerca sulle Acque, 1980). Il chimismo di queste originarie acque era cloruro-sodico con salinità totale media di 50 g/l. Avvenuto il seppellimento dei sedimenti, sono intervenuti presumibilmente processi di ultrafiltrazione consistenti nella separazione di sostanze a medio peso molecolare dalle loro soluzioni per filtrazione sotto pressione attraverso sedimenti a porosità fine (Freeze and Cherry, 1979). Tali processi possono comportare aumenti di salinità delle acque soprattutto nello ione cloruro (valori 3-4 volte superiori) e negli elementi alcalino-terrosi. Le acque generate dall'ultrafiltrazione danno origine alle brine. Nella Pianura Padana le brine presentano una salinità totale compresa tra 150 e 200 g/l e una mobilità pressoché nulla; esse, infatti, non hanno un comportamento fluido, ma presentano le caratteristiche di un materiale plastico ad alta viscosità che non è in grado di muoversi. Le brine, dopo la loro formazione, sono rimaste quindi confinate all'interno delle trappole strutturali che attualmente le contengono, soggette solamente a movimenti causati da fenomeni tettonici o da variazioni della pressione litostatica. Il confinamento profondo di tali acque, seppur contenute in acquiferi permeabili o semipermeabili, è garantita ulteriormente dalla presenza delle acque dolci sovrastanti che ne impediscono il movimento.

Le brine infatti possono parzialmente interagire con acque dolci di diversa origine e caratteristiche ed il loro comportamento dipende dalla modalità con la quale vengono in contatto. L'acqua dolce può, infatti, fluire in prossimità della superficie superiore delle brine e subire un aumento di salinità direttamente proporzionale all'entità del mescolamento tra le due diverse acque: in tal modo possono originarsi acque salate ed acque salmastre.

Nella Pianura Padana sono state ipotizzate tre possibilità di mescolamento tra acque dolci e brine. Una prima ipotesi prevede il mescolamento a grande profondità di acque meteoriche, fredde e discendenti, con le acque salate. Una seconda ipotesi consiste nel mescolamento tra acque calde in fase di risalita e quelle salate. Una terza possibilità è rappresentata dalle acque che intercettano in fase di discesa quelle salate e, solo in un secondo momento, subiscono un riscaldamento con successiva risalita (Ricchiuto *et alii*, 1985). Le diverse modalità di mescolamento influenzano le caratteristiche chimiche delle acque che ne scaturiscono. Questi mescolamenti sono alla base di evoluzioni differenziate delle acque salate ai margini di un bacino rispetto al centro, dove l'infiltrazione di acque meteoriche e l'interazione acqua dolce/acqua salata risultano limitate; studi condotti in altre regioni del Mondo, in bacini analoghi alla Pianura Padana, mostrano infatti poche variazioni significative nella composizione delle acque nelle porzioni depocentrali, nonostante inversioni bacinali e sollevamenti tettonici (Worden *et alii*, 1999).

L'azione combinata dei processi descritti ha come risultato l'attuale distribuzione dell'Interfaccia acqua dolce/acqua salata nella Pianura Padana. Tale superficie si riscontra a profondità variabili tra i 700 ed i 6000 m (Coggiola *et alii*, 1986) al limite tra i sedimenti del Miocene superiore e del Pliocene inferiore ed in particolar modo risulta localizzata all'interno dei depositi fini a matrice prevalentemente argillosa del Pliocene; la morfologia dell'Interfaccia acqua dolce/acqua salata inoltre presenta un legame con le strutture sepolte, seppure siano riscontrabili scostamenti più o meno marcati (CNR – Istituto di Ricerca sulle Acque, 1980).

5. Dati e metodologia di analisi

La principale fonte di informazioni relative alla profondità delle acque salate in Piemonte è costituita dai pozzi AGIP (1972; 1994) attraverso le analisi delle rispettive curve dei log elettrici.

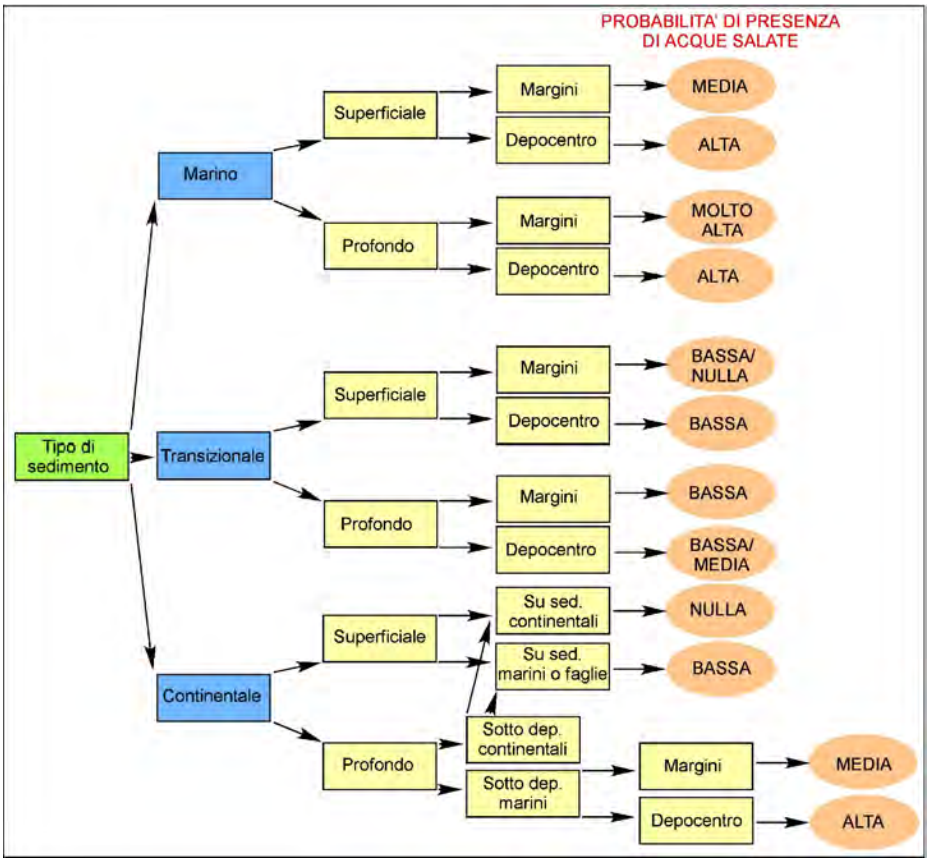


Figura 3 – Schema relativo alla probabilità di distribuzione delle acque salate in un sedimento in funzione di fattori litologici, di profondità ed ubicazione.
Figure 3 – Scheme about the probability of a salt water presence in a sediment, depending on lithology and deepness variability.

L'individuazione del limite inferiore delle acque dolci nella presente ricerca è stata dunque realizzata partendo dai dati puntuali AGIP; una sua più attenta analisi a scala di bacino è avvenuta poi mediante la valutazione di nuovi dati relativi alle interpretazioni stratigrafiche prodotte, a dati di pozzi più superficiali e di sorgenti. La ricostruzione dell'andamento dell'Interfaccia acqua dolce/acqua salata è avvenuta, infatti, mediante la realizzazione di un modello concettuale di distribuzione delle acque salate nei sedimenti sulla base dei dati puntuali AGIP e delle analisi bibliografiche compiute. Al modello concettuale appartengono casistiche tipo di probabilità della presenza delle acque salate in un sedimento in funzione della sua litologia, della sua origine deposizionale, età, distribuzione spaziale, profondità, vicinanza ai margini e a strutture tettoniche nonché ad altre successioni (Figura 3).

L'andamento dell'Interfaccia acqua dolce/acqua salata è stato in prima battuta identificato lungo le sezioni geologiche intersecanti le stratigrafie dei pozzi AGIP; dai dati puntuali è stato possibile, secondo le situazioni tipo, ipotizzare la distribuzione di questa superficie lungo i profili stratigrafici. La distribuzione dell'Interfaccia acqua dolce/acqua salata è stata poi ipotizzata anche sulle sezioni non intersecanti le perforazioni petrolifere e lungo tutti i profili sono stati individuati dati puntuali di distribuzione della superficie in esame da utilizzare per la sua estrapolazione a livello di bacino.

L'interpolazione successiva di queste informazioni puntuali con una serie di dati aggiuntivi, relativi a sorgenti e pozzi per acqua, ha consentito di ipotizzare la distribuzione areale su tutta la pianura piemontese dell'Interfaccia acqua dolce/acqua salata.

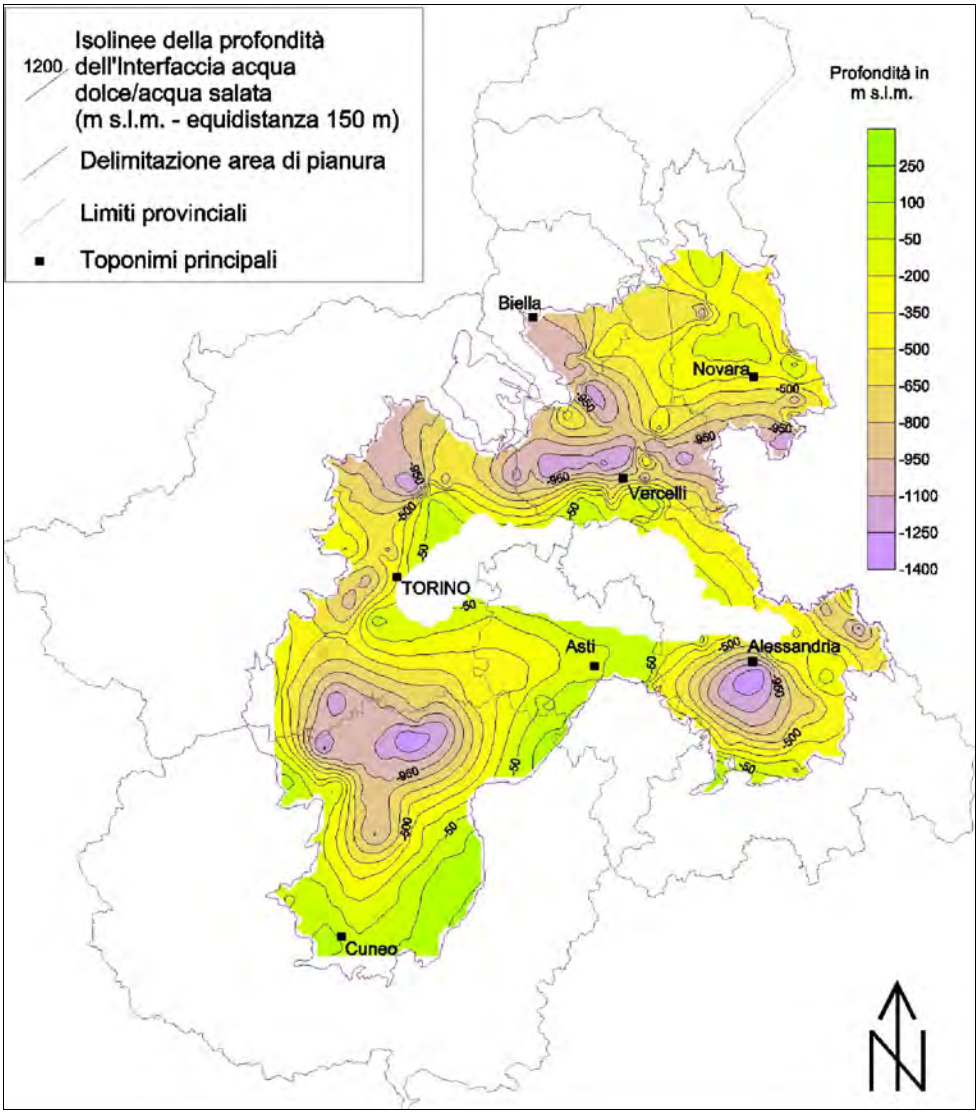


Figura 4 – Andamento dell'Interfaccia acqua dolce/acqua salata in Piemonte (m s.l.m.).
Figure 4 – Spatial distribution of the fresh/salt water interface inside the sedimentary basins of the Piemonte plain.

6. Analisi

Tramite la procedura metodologica evidenziata, integrando dati puntuali profondi con interpretazioni stratigrafiche, dati di pozzi superficiali e di sorgenti, è stato possibile ricostruire l'andamento dell'Interfaccia acqua dolce/acqua salata (Figura 4) nella pianura piemontese.

Per insufficienza di dati non è stato possibile tracciare a livello di bacino la superficie di passaggio tra acque salmastre e acque salate s.s., nonostante i dati AGIP presentino anche il riferimento di tale limite. Secondo le perforazioni petrolifere indagate, la comparsa delle acque salate s.s. avviene generalmente 50/60 m al di sotto dell'Interfaccia acqua dolce/acqua salata, tranne il caso di alcuni pozzi ove la distanza tra le due superfici raggiunge alcune centinaia di metri.

L'Interfaccia acqua dolce/acqua salata si distribuisce secondo l'andamento dei contesti deposizionali caratterizzanti le successioni sedimentarie piemontesi e presenta un ridotto condizionamento da parte delle strutture fragili/duttili. Le acque salate, nelle zone di bacino, permeano infatti quasi totalmente i corpi sedimentari di ambiente marino (piattaforma esterna e scarpata), come osservato anche in tutto il resto della Pianura Padana (Coggiola *et alii*, 1986); tali considerazioni permettono di ipotizzare una loro scarsa mobilità attribuibile all'elevata salinità che le rende particolarmente dense.

Le acque dolci si riscontrano, invece, oltre che in sedimenti continentali anche in depositi litorali e di piattaforma interna; nonostante all'atto della deposizione siano stati permeati da acque salate, i sedimenti degli ultimi due ambienti attualmente sono contraddistinti principalmente da acque dolci (Clemente, 2009).

L'assenza delle acque salate in questi corpi sedimentari è attribuibile alla loro storia deposizionale; infatti tali sedimenti, facenti parte di sistemi progradanti, hanno registrato non solo la regressione marina, ma anche il successivo arretramento dell'Interfaccia acqua dolce/acqua salata.

L'acqua dolce di infiltrazione continentale è, infatti, in grado di sostituire, durante l'abbassamento del livello del mare, gran parte dell'acqua salata connata nei depositi deltizi e costieri (Regione Emilia - Romagna, ENI - AGIP, 1998).

Sebbene non sussistano sufficienti dati sul chimismo delle acque salate della Pianura Piemontese, studi sulle emergenze saline alla base dei rilievi collinari tra il Bacino Padano e i Bacini di Savigliano ed Alessandria permettono di ipotizzare una loro origine principalmente marina (Biancotti *et alii*, 2004). Il chimismo delle acque salate può anche trovar giustificazione, seppur meno frequentemente, nell'azione di arricchimento chimico in presenza di successioni evaporitiche riscontrabili principalmente a sud dell'allineamento Collina di Torino e Monferrato e a nord dell'Alto Monferrato e delle Langhe.

7. Evoluzione dell'Interfaccia

L'analisi della distribuzione dell'Interfaccia acqua dolce/acqua salata ha permesso di approfondire la conoscenza dell'evoluzione spaziale e temporale delle acque salate nella pianura piemontese. Le acqua salate, infatti, non hanno solamente subito modificazioni chimiche nel tempo, ma è possibile supporre che si siano verificate redistribuzioni nella loro disposizione spaziale durante la deposizione delle sequenze sedimentarie che attualmente permeano. Queste sequenze, infatti, testimoniano il risultato della successione, a grande scala, di alternanze di fasi trasgressive e fasi regressive del mare. A tal proposito sono state effettuate delle ipotesi sull'evoluzione temporale della distribuzione delle acque salate e dell'Interfaccia acqua dolce/acqua salata nell'intervallo Oligocene-Olocene. Queste ipotesi sono state schematizzate in 6 differenti step evolutivi che rappresentano le suddivisioni di rango inferiore di un grande ciclo trasgressivo-regressivo della linea di costa intercorso nell'intervallo Miocene-Olocene.

Sequenza oligocenica

La prima sequenza in analisi è rappresentata da quella oligocenica; questa poggia in discordanza sul basamento alpino ed è contraddistinta, nei margini occidentali della pianura piemontese, da depositi conglomeratici continentali transitanti verso l'esterno a sedimenti più fini e d'origine marino/transizionale. Questo corpo costituisce il risultato della progradazione di ingenti masse di sedimenti che, derivate dallo smantellamento della giovane catena alpina, avanzavano in mare. In tale contesto è possibile supporre che l'Interfaccia acqua dolce/acqua salata abbia subito, durante l'evoluzione di tale sequenza, una traslazione spaziale con un movimento regressivo consequenziale a quello della linea di costa. Uno spostamento verso l'esterno di tale superficie presumibilmente ha comportato una sostituzione delle acque salate connate con acque dolci meteoriche e la formazioni di primi e semplici circuiti idrici (Figura 5).

Sequenza miocenica

Terminata la fase marino-regressiva e la conseguente emersione ed erosione della sequenza oligocenica, si verificò un'inversione della progressione della linea di costa con una trasgressione marina. Tale fase trasgressiva è testimoniata dalla deposizione di sedimenti di piattaforma e lagunari al di sopra dei depositi continentali oligocenici (Figura 6).

Nel Miocene è possibile ipotizzare, dunque, che il ritorno a porzioni più occidentali e marginali della linea di costa abbia comportato una consequenziale migrazione verso la terra emersa dell'Interfaccia acqua dolce/acqua salata. Tale fase trasgressiva avrebbe presumibilmente modificato in maniera forzata i circuiti di acqua dolce instauratisi nei sedimenti continentali grossolani, precedentemente soggetti a regressione.

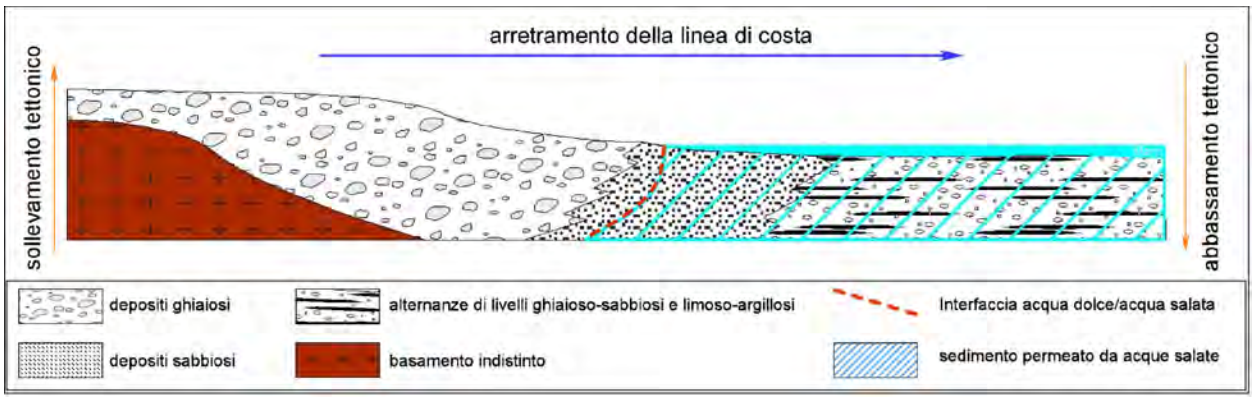


Figura 5 - Dislocazione dell'Interfaccia acqua dolce/acqua salata durante la deposizione della sequenza oligocenica.
Figure 5 – Spatial dislocation of the fresh/salt water interface during Oligocene Age.

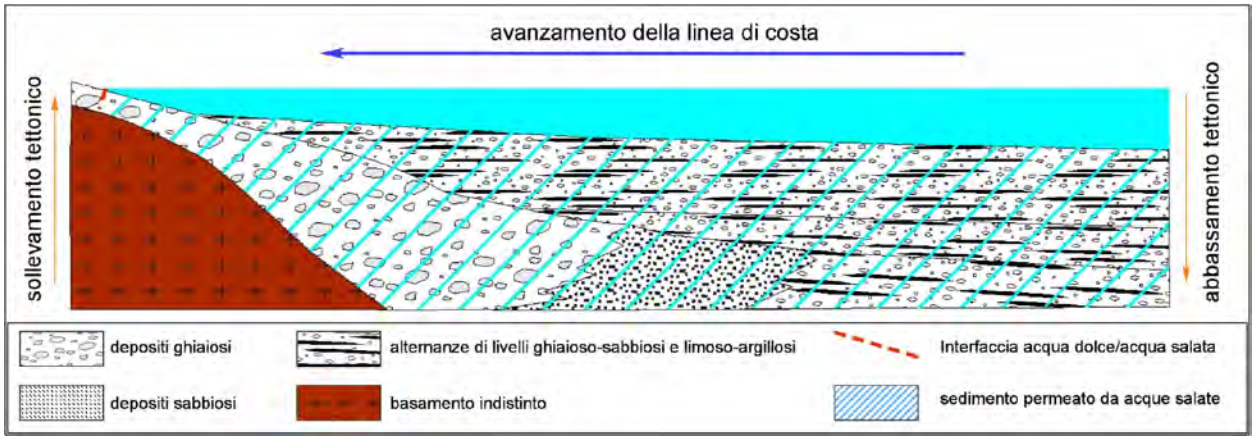


Figura 6 - Dislocazione dell'Interfaccia acqua dolce/acqua salata durante la deposizione della sequenza miocenica.
Figure 6 – Spatial dislocation of the fresh/salt water interface during Miocene Age.

Sequenza tardo miocenica

Durante la sequenza tardo miocenica avvenne un mutamento delle condizioni ambientali che transitarono fino ad ambienti di fan-deltas e lacustri. Nell'intervallo inferiore di tale sequenza è possibile osservare la presenza di livelli di evaporiti risedimentate in una massa di fondo pelitica. Anche se in condizioni meno profonde, queste sequenze testimoniano il permanere di un ambiente marino. Durante il Messiniano dunque i settori indagati non risentirono in maniera sostanziale delle modificazioni avvenute a livello del Mediterraneo e subirono semplicemente una riduzione dello spessore marino sovrastante; è necessario osservare però che la presenza di evaporiti risedimentate per smantellamento delle aree al tempo più marginali e portate in emersione (attualmente non più presenti) abbia contribuito alla modificazione chimica delle acque salate.

Sequenza pliocenica inferiore

Durante la prima porzione del Pliocene si possono riscontrare condizioni marine più profonde con deposizione di corpi a granulometria fine anche di notevole continuità laterale; queste litologie costituiranno la probabile causa della preservazione in tali settori delle acque salate (Figura 7).

Terminata la fase trasgressiva marina, dall'inizio della deposizione delle sequenze del Pliocene medio si instaurò un trend regressivo del mare con conseguente regressione dell'Interfaccia acqua dolce/acqua salata. Come avvenuto precedentemente per l'intervallo oligocenico, si instaurarono nuovi circuiti di acque dolci in grado di pervadere settori sempre più distali delle sequenze deposte (Figura 8).

Tale sostituzione non avvenne, però, nelle successioni profonde precedentemente deposte; la presenza di setti a ridotta permeabilità del Pliocene inferiore e la minore mobilità delle acque molto dense in tali sedimenti fini non permise l'avvicendamento delle acque dolci anche in questi depositi.

Le sequenze successive mostrano come, senza sostanziali interruzioni, le condizioni regressive si sono mantenute permettendo la deposizione continua di sedimenti continentali con la possibilità dell'instaurazione di circuiti di acque dolci evoluti e differenziati secondo la profondità (Figura 9).

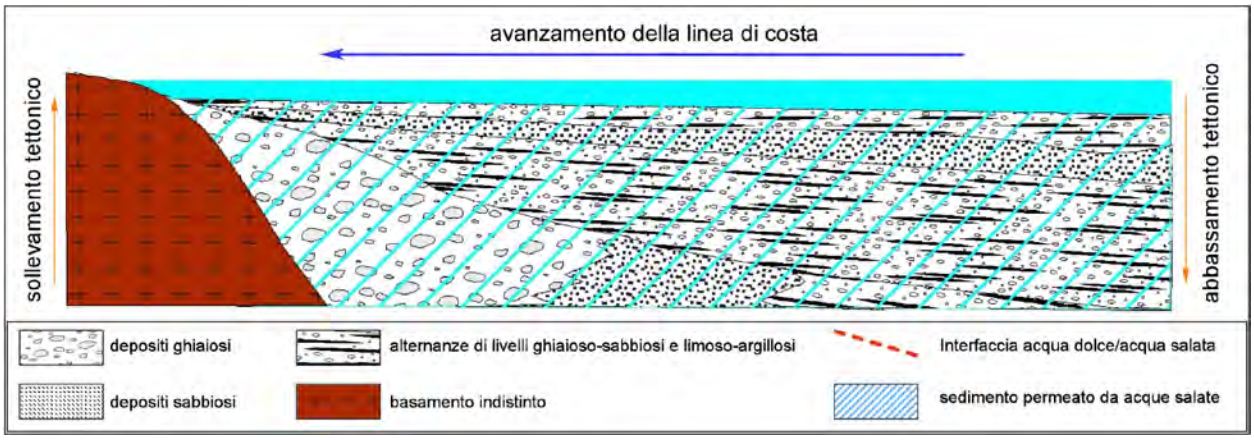


Figura 7 - Dislocazione dell'Interfaccia acqua dolce/acqua salata durante la deposizione della sequenza pliocenica inferiore.
Figure 7 – Spatial dislocation of the fresh/salt water interface during early Pliocene Age.

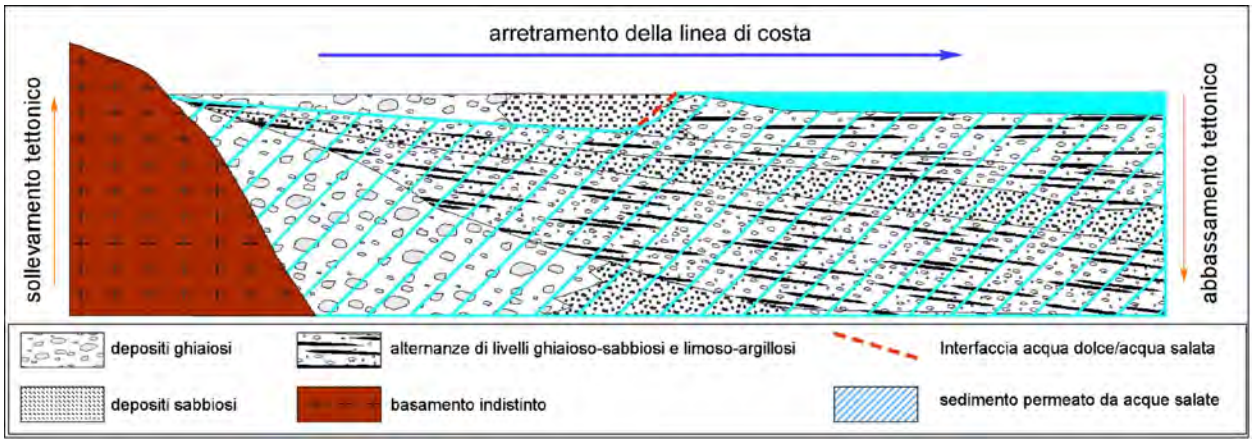


Figura 8 - Dislocazione dell'Interfaccia acqua dolce/acqua salata durante la deposizione delle sequenze del Pliocene medio-superiore.
Figure 8 – Spatial dislocation of the fresh/salt water interface during middle-late Pliocene Age.

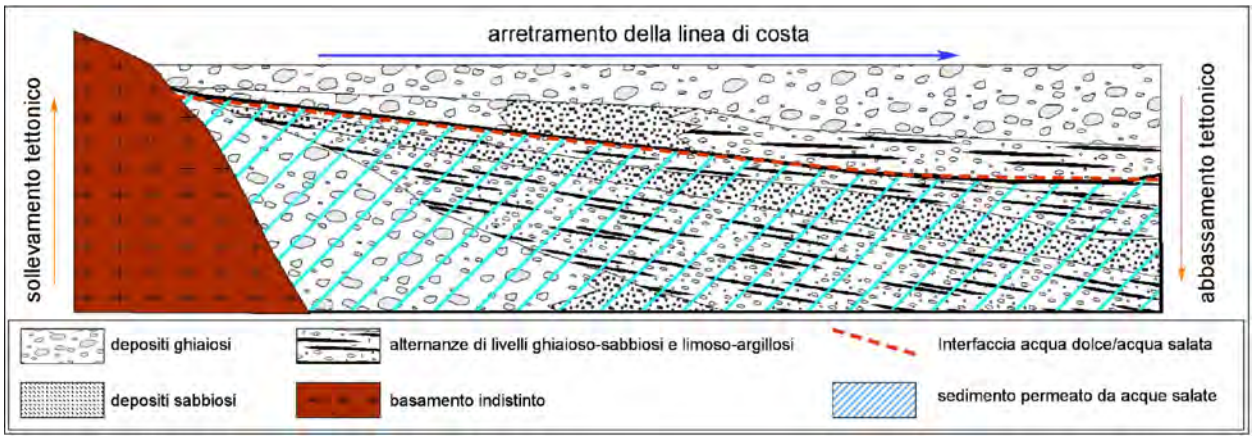


Figura 9 – Prosecuzione delle condizioni di deposizione continentale nell'intervallo Pliocene media-Olocene.
Figure 9 – Spatial dislocation of the fresh/salt water interface during medium Pliocene-Olocene Period.

Sebbene lo schema evolutivo descritto per l'Interfaccia acqua dolce/acqua salata trovi buon riscontro nelle aree depocentrali dei bacini in esame, è necessario osservare che la sua attuale geometria lungo i margini collinari rappresenta anche il risultato di una serie di processi differenti dalla variazione della linea di costa che hanno agito contemporaneamente e successivamente a questa e spesso ne sono stati la causa. La deformazione tettonica

eterogenea e il "flussaggio" ai margini dei bacini (Clemente, 2009) sono presumibilmente intervenuti a modificare la distribuzione delle acque salate nella pianura piemontese. Nei settori collinari, infatti, è possibile riscontrare la presenza di acque dolci all'interno di unità a granulometria fine di deposizione marina che in aree depocentrali sono permeate da acque salate; l'emersione di questi depositi per sollevamento tettonico ai margini dei bacini, la contemporanea erosione dei depositi sovrastanti e lo sviluppo di un gradiente idraulico elevato nel flusso d'acqua con ricarica in tali zone hanno condotto allo "spiazzamento" (sostituzione di un fluido in un determinato volume poroso con un altro di caratteristiche diverse) o "flussaggio" quasi totale dell'acqua salata connata con acqua dolce (Regione Emilia - Romagna, ENI - AGIP, 1998).

Discrepanze nella distribuzione delle acque salate rispetto allo schema evolutivo tracciato si possono riscontrare anche in corrispondenza dei bordi pedemontani alpini; tali aree infatti rappresentano le attuali zone di ricarica dei circuiti di acqua dolce che, per elevati carichi idraulici prolungati nel tempo, possono provocare la diluizione e lo spiazzamento delle acque salate negli Acquiferi profondi. Tale processo avviene in maniera simile a quello relativo ai bordi collinari, seppur con minore efficacia; lungo i bordi pedemontani infatti il flusso d'acqua generalmente non giunge direttamente negli Acquiferi profondi emersi ma attraverso gli Acquiferi superficiali.

Conclusioni

Al fine di completare il quadro generale dell'assetto idrogeologico dei bacini sedimentari della pianura piemontese è stata analizzata la distribuzione in profondità delle acque a diversa salinità attraverso l'identificazione dell'andamento dell'"Interfaccia acqua dolce/acqua salata". L'importanza nell'individuazione di tale superficie risiede nel fatto che questa costituisce il limite fisico, in profondità, della presenza di corpi sedimentari permeati da acqua dolce e rappresenta dunque la profondità massima per le captazioni idriche; essa inoltre costituisce anche il limite al di sotto del quale sono possibili applicazioni di confinamento profondo della CO_2.

La necessità di ovviare alla scarsità di dati puntuali sulla distribuzione di tale superficie ha portato allo sviluppo di una metodologia diretta all'estrapolazione di queste informazioni a scala di bacino. Mediante l'applicazione di tale metodologia è stato possibile ipotizzare l'andamento dell'Interfaccia acqua dolce/acqua salata per la pianura piemontese e la sua evoluzione temporale durante la deposizione delle successioni in cui è contenuta. La superficie in esame si distribuisce secondo l'andamento dei contesti deposizionali, caratterizzanti le successioni sedimentarie piemontesi, e presenta un ridotto condizionamento da parte delle strutture fragili/duttili. L'Interfaccia acqua dolce/acqua salata è caratterizzata, inoltre, da un andamento concorde con quello dei bacini in cui è contenuta e si osserva a profondità variabili tra poche decine di metri (ai margini dei bacini) a 1400 m dal piano campagna nei settori depocentrali.

Bibliografia

AGIP, 1972. Acque dolci sotterranee. Inventario dei dati raccolti dall'AGIP durante la ricerca di idrocarburi in Italia, 914.

AGIP, 1994. Acque dolci sotterranee. Inventario dei dati raccolti dall'AGIP durante la ricerca di idrocarburi in Italia, 515.

Bellardone, G.F., Bonfant, F., Coggiola, F., De Luca, D.A., Di Gioia, M., Governa, M.E., Masciocco, L., Olivero, G.F., Pasqualotto, M., Ricci, P., Surace, F., Zauli, M., Zuppi, G.M., 1987. Isotope hydrology in Po Valley. Studi idrogeologici sulla Pianura Padana, 4, 1-21.

Bense, V.F., Person, M.A., 2006. Faults as conduit-barrier systems to fluid flow in siliciclastic sedimentary aquifers. Water Resourc. Res., 42 (5), 18.

Bethke, C. M., Marshak, S., 1990. Brine migrations across North America - The plate tectonics of groundwater. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 18, 287–315.

Biancotti, A., Bortolami, G., Pavia, G., Ajassa, R., Cavagna, S., Clari, P.A., Costamagna, A., Damarco, P., De Luca, D.A., Dela Pierre, F., De Petrini, G., Giardino, M., Masciocco, L., Maia, F., Martire, L., Martinetto, E., Motta, M., Pavia, M., Ricci, B., Rossetti, P.G., 2004. Censimento dei geositi del settore regionale Collina di Torino e Monferrato. Regione Piemonte, Piemonte Parchi, Quaderno Scientifico n. 5, dicembre 2004, 148.

Bredehoeft, J.D., Blyth, C.R., White, W.A., Maxey, G.B., 1963. Possible mechanism for concentration of brines in subsurface formations. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 47, 257-269.

Cai, C., Franks, S.G., Aagaard, P., 2001. Origin end migration of brines from Paleozoic strata in Central Tarim, China: constraints from $^{87}Sr/^{86}Sr$, δD, $\delta^{18}O$ and water chemistry. Applied Geochemistry, 16, 1269-1284.

Carpenter, A.B., 1978. Origin and chemical evolution of brines in sedimentary basins. Oklahoma Geol. Surv. Circ., 79, 60–77.

Clayton, R.N., Friedman, I., Graf, D.L., Mayeda, T.K., Meets, W.F., Shimp, M.F., 1966. The origin of formation waters-I, Isotopic composition. J. Geophys. Res., 71, 3869-3882.

Clemente, P., De Luca, D. A., Irace, A., Menegon, A., Natalicchio, M., Ossella, L., Trenkwalder, S., 2008. Ricostruzione idrostratigrafica profonda delle successioni caratterizzanti i bacini sedimentari del Piemonte: possibili risvolti applicativi. Giornale di Geologia Applicata 2008, 8 (1), 49-55.

Clemente, P., 2009. Studio idrogeologico delle porzioni profonde delle successioni continentali e marine nella pianura piemontese. Tesi di Dottorato. Università di Torino, 233.

CNR – Istituto di Ricerca sulle Acque, 1980. Su un metodo analitico-grafico per la determinazione dell'interfaccia acqua dolce-acqua salmastra: un esempio di applicazione nel ferrarese. Quaderni dell'Istituto di Ricerca sulle acque, 51 (1), 63-74.

Coggiola, F., Di Gioia, M., Governa, M.E., Masciocco, L., Ricchiuto, G.F. & Zuppi, G.M., 1986. Isotopic composition of thermal waters in Po Basin, northern Italy. 4th Working Meeting Isotopes in nature, Leipzig, September 1986, Proceedings, 209-222.

Connolly, C.A., Walter, L.M., Baadsgaad, H., Longstaffe, F.J., 1990. Origin and evolution of formation water, Alberta Basin, Western Canada Sedimentary Basin: II. Isotope systematics and water mixing. Applied Geochemistry, 5, 397-413.

Custodio, E., Llamas, M.R., 2005. Idrologia sotterranea. Flaccovio editore, 1104.

Dutton, A.R., 1989. Hydrogeochemical processes involved in salt dissolution zones,

Texas Panhandle, USA. Hydrol. Process., 3, 75-89

Francani, V., 1985. Geologia applicata 4. Idrogeologia generale. CLUP, Milano, 316.

Freeze, R. A., Cherry, J.A., 1979. Groundwater. Englewood Cliffs, NJ: Prentice Hall.

Irace, A., Clemente, P., Natalicchio, M., Trenkwalder, S., Ossella, L., Mosca, P., Polino, R., De Luca, D., Violanti, D., 2007. Definizione del quadro geologico strutturale per la caratterizzazione dell'idrostratigrafia profonda della Pianura Padana Occidentale (Regione Piemonte). Rapporto tecnico CNR-IGG, 5.

Mosca, P., 2006. Neogene basin evolution in the Western Po Plain (NW Italy). PhD Thesis, Vrije Universiteit Amsterdam, 190.

Novak, S.A., Eckstein, Y., 1988. Hydrochemical characterization of brines and identification of brine contamination in aquifers. Ground Water, 26, 317-324.

Regione Emilia-Romagna, ENI – AGIP, 1998. Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia-Romagna. A cura di G. Di Dio. S.EL.CA (Firenze), 120.

Ricchiuto, T., Zuppi, G.M., Bortolami, G.C., Olivero, G.F., 1985. Le acque salate della Pianura Padana. Parte I Inquadramento geochimico. In: Francani V., Zuppi G.M., eds., Studi idrogeologici sulla Pianura Padana, Clup, Milano, 1, 9-30.

UNESCO, 1978. International glossary of hydrogeology. Paris, February 1978, 165. (www.cig.ensmp.fr Centre d'Informatique Geologique).

White, D.E., 1965. Saline waters of sedimentary rocks. In: Young, A., Galley, J.E. (Eds); Fluids In Silurian Strata, Michigan Basin, USA. AAPG Mem., 4, 342-366.

Worden, R. H., Coleman, M. L., Matray, J-M., 1999. Basin scale evolution of formation waters: A diagenetic and formation water study of the Triassic Chaunoy Formation, Paris Basin. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63, (17), 2513-2528.

Ziegler, K., Coleman Max, L., Howarth Richard, J., 2001. Palaeohydrodynamics of fluids in the Brent Group (Oseberg Field, Norwegian North Sea) from chemical and isotopic compositions of formation waters. Applied Geochemistry, 16, 609-632.

EngHydroEnv Geology 2009, 12, 155-164 - doi: 10.1474/EHEGeology.2009-12.0-13.261

Origine dell'inquinamento da nitrati nelle falde dell'area di Acerra (Piana Campana)

Alfonso Corniello, Daniela Ducci

Dipartimento di Ingegneria Idraulica, Geotecnica e Ambientale - Università Federico II - Napoli, e-mail: corniell@unina.it, daniela@unina.it

Lavoro eseguito nell'ambito del progetto PRIN 2007 *(Contaminazione da nitrati delle acque sotterranee: scenari, cause prevalenti, influenza dei trends climatici e possibili interventi strutturali.)* Coord. Naz e Resp. Locale dell'Unità Operativa Prof. A Corniello,

Possible Sources of Nitrate in Groundwater of Acerra area (Piana Campana)

ABSTRACT: Since 1990, nitrate concentrations in groundwater samples collected in the Acerra area exceeded the Italian and EU law values. In this paper, authors use two different methods to identify possible sources of nitrate in groundwater. Firstly, the risk of nitrate pollution in groundwater of the Acerra area has been assessed by combining the vulnerability with the hazard. The vulnerability was evaluated by the SINTACS parametric system. The hazard was rated by the parametric models IPNOA (Danger Index by Nitrates of Agricultural Origin), and the IPNOC (Danger Index by Nitrates of Household Origin). Afterwards, the $^{15}N/^{14}N$ and the $^{18}O/^{16}O$ ratios of dissolved nitrate were used to define source categories. The results of the isotopic analysis are in agreement with IPNOA and IPNOC methods and highlight the possibilities of applying, at medium-small scale, these parametric models to discriminate different sectors and/or different sources of nitrate contamination.

Key terms: Nitrate, Groundwater, Contamination Risk, Isotopes, Acerra
Termini chiave: Nitrati, Acque sotterranee, Rischio di inquinamento, Isotopi, Acerra

Riassunto

Sin dal 1990 le concentrazioni di nitrati nelle acque sotterranee nella zona di Acerra (Piana Campana) sono molto elevate e attualmente superano di gran lunga i limiti previsti dalla legislazione italiana e comunitaria. In questo lavoro sono stati utilizzati due differenti approcci per individuare l'origine dei nitrati nelle acque sotterranee.

In primo luogo è stato valutato il rischio di inquinamento da nitrati nelle acque sotterranee sovrapponendo i tematismi relativi alla vulnerabilità e alla pericolosità. Per la vulnerabilità si è fatto riferimento al sistema parametrico SINTACS. La pericolosità è stata stimata mediante i modelli parametrici IPNOA (Indice di Pericolo da Nitrati di Origine Agricola) e IPNOC (Indice di Pericolo da Nitrati di Origine Civile), che considera il carico dovuto alle perdite fognarie e agli scarichi non allacciati ai sistemi fognari.

Sempre al fine di individuare l'origine degli elevati contenuti in NO_3 è stato effettuato uno studio isotopico e si sono considerati i rapporti $^{15}N/^{14}N$ e $^{18}O/^{16}O$.

Il confronto tra le due carte del Rischio Potenziale redatte secondo le metodologie IPNOA ed IPNOC e i risultati dell'analisi isotopica, talora in buon accordo con le indicazioni di rischio emerse dalle carte realizzate, incoraggiano a proseguire nella sperimentazione dei suddetti modelli parametrici per l'identificazione, a scala medio-piccola, dell'origine dei nitrati nelle falde.

Introduzione

L'area di studio è il settore della pianura ubicata a NE della città di Napoli ricadente in massima parte nel territorio comunale di Acerra, per una superficie complessiva di 178 km^2. Il Comune di Acerra è uno dei 36 comuni della provincia di Napoli la cui superficie è risultata (Regione Campania, 2004) "totalmente vulnerabile ai nitrati di origine agricola".

Nel territorio di Acerra infatti già negli anni '90 erano stati rilevati (Corniello et al., 1990) tenori in nitrati molto elevati anche nella falda principale, più profonda. Nel 2006 il contenuto in NO_3 superava in alcuni casi i 300 mg/l e solo nel 15% dei casi era inferiore al limite di potabilità (50 mg/l) previsto dalla normativa italiana ed europea (Corniello et al., 2006).

Il problema degli elevati contenuti in nitrati nelle acque sotterranee è sottolineato dalla legislazione vigente sia a livello comunitario che nazionale, a partire dalla direttiva 91/676/CEE in materia di nitrati, che mira a ridurre la quantità di fertilizzanti in agricoltura.

Bisogna però sottolineare che non sempre le alte concentrazioni di NO_3 sono attribuibili ad origine agricola, ma sovente, in particolare nelle aree urbanizzate, sono dovute anche a scarichi industriali e civili, quali perdite dalle fogne, spesso vecchie e usurate, e smaltimento puntuale delle acque nere.

In questa Nota, le molte conoscenze pregresse per la zona di Acerra sono state utilizzate come supporto per una nuova fase di indagine sperimentale basata sulla realizzazione di Carte del Rischio di inquinamento da nitrati mediante l'utilizzo dell'IPNOC (Indice di Pericolo da Nitrati di Origine Civile) (Frullini e Pranzini, 2008) e sul confronto tra tale elaborato, la Carta del Rischio di inquinamento da nitrati di origine agricola (Padovani e Trevisan, 2002) e i dati chimico-isotopici delle acque sotterranee.

Assetto idrogeologico

L'assetto idrogeologico è stato definito sulla scorta dei terreni affioranti, ma soprattutto, data la morfologia subpianeggiante dell'area, ricostruendo i rapporti tra gli stessi con dati stratigrafici. Infatti sono state reperite, e criticamente vagliate, più di 130 stratigrafie di perforazioni eseguite in zona in tempi e per finalità diversi (Figura 1).

La maggior parte delle perforazioni si approfondisce solo per alcune decine di metri; non mancano tuttavia quelle che superano, sia pur non di molto, i 100 metri. I complessi idrogeologici individuati sono di seguito descritti da quello più recente (Figura 2).

Complesso argilloso-torboso. Collegato ad antichi espandimenti alluvionali dei canali dei Regi Lagni, presenta spessori dell'ordine della decina di metri. È costituito da limi ed argille assai spesso associati a livelli di torbe; la sua permeabilità è assai ridotta.

Complesso piroclastico superiore. Rappresenta il deposito, quasi sempre in sede, di eruzioni flegree e vesuviane successive al quella dell'Ignimbrite Campana (Romano et al., 1994); è pertanto costituito da piroclastiti, di granulometria da media a fine, quasi sempre sciolte o

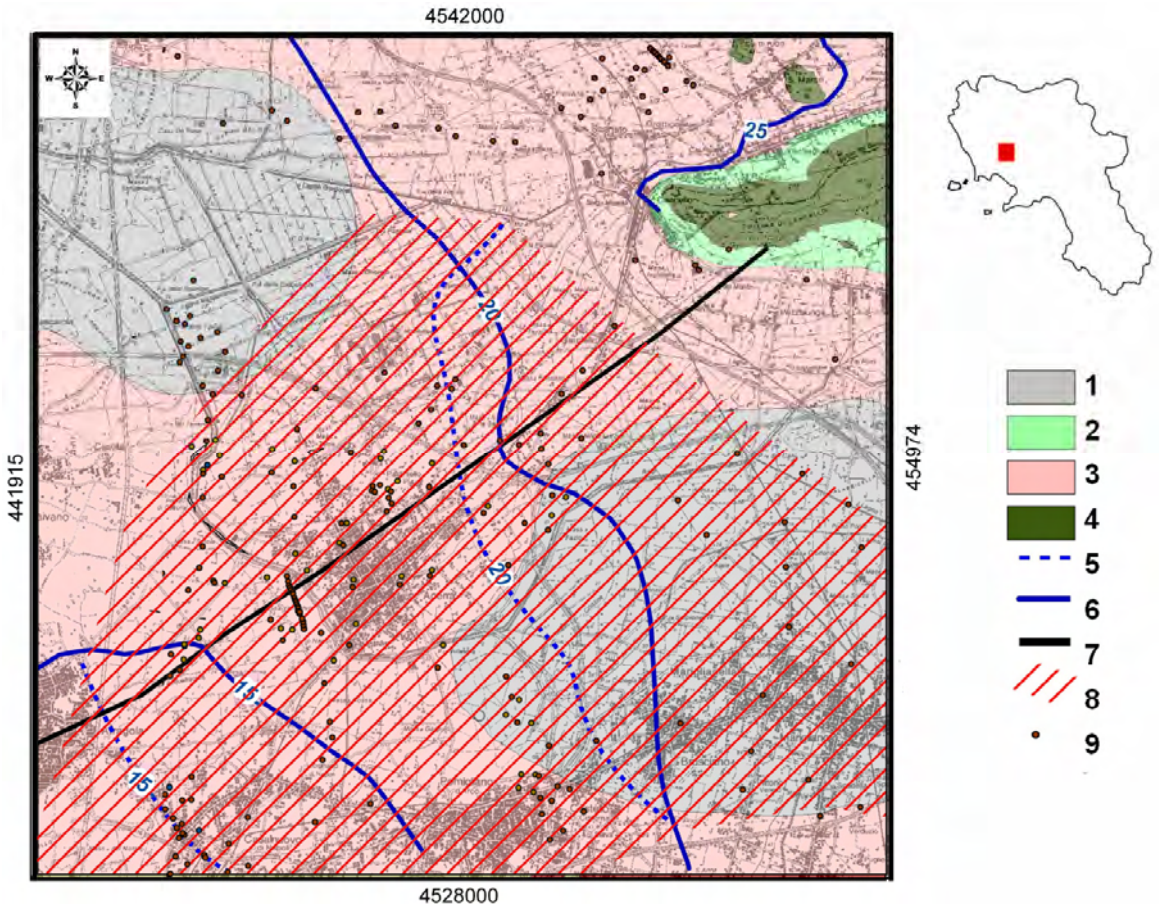


Figura 1 - Carta idrogeologica (mod. da Corniello e Ducci, 2005). 1. Complesso argilloso-torboso; 2. Complesso dei depositi di versante; 3. Complesso piroclastico superiore; 4. Complesso carbonatico; 5. Piezometria della falda superficiale in m s.l.m. (Febbraio 2003); 6. Piezometria della falda principale in m s.l.m. (Febbraio 2003); 7. Traccia della sezione idrogeologica di Figura 2; 8. Area in cui è presente anche la falda superficiale; 9. Sondaggio.

Figure 1 - Hydrogeological map (from Corniello e Ducci, 2005, modified). 1. Clay and peat deposits; 2. Slope-fan deposits; 3. Upper pyroclastic deposits; 4. Carbonate deposits; 5. Piezometric surface of the shallow aquifer in m a.s.l. (February 2003); 6. Piezometric surface of the main aquifer in m a.s.l. (February 2003); 7. Trace of the hydrogeological cross section of Figure 2; 8. Shallow aquifer; 9. Borehole.

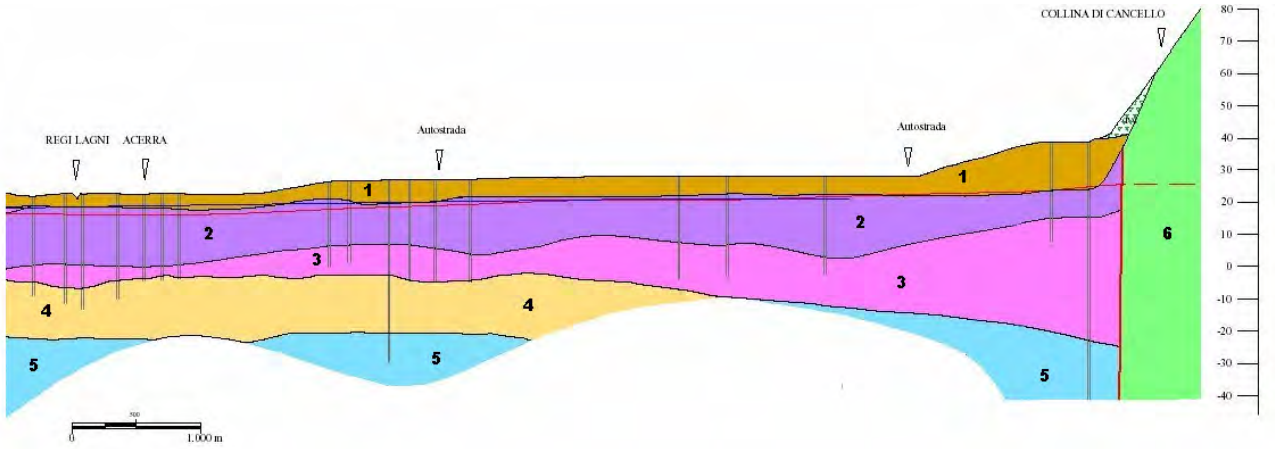


Figura 2 - Sezione idrogeologica; la traccia è in Figura 1 (mod. da Corniello e Ducci, 2005). 1. Complesso piroclastico superiore; 2. Complesso tufaceo (Ignimbrite Campana – I.C.) in facies lapidea; 3. Complesso tufaceo (Ignimbrite Campana – I.C.) in facies incoerente; 4. Complesso piroclastico inferiore (pre I.C.); 5. Complesso argilloso-sabbioso; 6. Complesso carbonatico. In blu: livello piezometrico della falda superficiale in m s.l.m. (Febbraio 2003). In rosso tratteggiato: livello piezometrico della falda principale in m s.l.m. (Febbraio 2003).

Figure 2 - Hydrogeological cross section; the trace is in Figure 1 (from Corniello e Ducci, 2005, modified). 1. Upper pyroclastic deposits; 2. Welded tuffaceous deposits (Campanian Ignimbrite – I.C.); 3. Incoherent tuffaceous deposits (Campanian Ignimbrite – I.C.); 4. Lower pyroclastic deposits; 5. Clay and sand deposits; 6. Carbonate deposits. Dark blue line: piezometric level of the shallow aquifer in m a.s.l. (February 2003). Red broken line: Piezometric surface of the main aquifer in m a.s.l. (February 2003).

debolmente cementate e con notevole variabilità granulometrica areale e lungo le verticali. Gli spessori più frequenti sono dell'ordine dei dieci metri con locali approfondimenti. La diffusa presenza di materiali fini e le frequenti soluzioni di continuità nei livelli più grossolani portano a ritenere che nell'insieme la permeabilità sia piuttosto ridotta.

Complesso tufaceo (non affiorante e riconosciuto solo in sondaggi). Si tratta di cineriti grigiastre associate a scorie nere e brandelli di lava riconducibili all'Ignimbrite Campana (I.C.; circa 40.000 y. B.P). Il grado di diagenesi dei materiali è arealmente variabile così come, sulla stessa verticale, possono alternarsi livelli diversamente lapidei. Gli spessori sono maggiori alla base dei rilievi carbonatici (40 – 50 m), altrove variano dai 10 ai 30 metri. La permeabilità, assai bassa laddove il complesso è più lapideo e/o di maggiore potenza, può invece essere assimilata a quella delle sovrastanti piroclastiti laddove spessore e diagenesi sono più contenuti. Il ruolo idrogeologico del complesso è estremamente importante ancorché non univoco. Se vi prevalgono le caratteristiche di minore permeabilità esso costituisce infatti il substrato per falde idriche sovrastanti nonché l'elemento di confinamento per acque sotterranee più profonde; flussi di drenanza sono invece possibili laddove gli spessori sono più ridotti e l'Ignimbrite è poco diagenizzata.

Complesso piroclastico inferiore (pre I.C.; non affiorante). È presente in maniera piuttosto continua al di sotto dell'Ignimbrite Campana con spessori rilevanti (diverse decine di m); vi compaiono piroclastiti sciolte, subaeree e prevalentemente sabbiose e subordinati livelli tufacei. A diverse altezze stratigrafiche sono presenti depositi, arealmente discontinui, sabbiosi e/o argillosi di ambiente marino. La permeabilità globale è medio-alta e, di fatto, il complesso costituisce l'acquifero più significativo della piana di Acerra.

Complesso argilloso-sabbioso (non affiorante). È un deposito di ambiente marino con argille o argille associate a sabbie. Lungo talune verticali si ritrovano lenti e/o livelli di piroclastiti sabbiose di ambiente subaereo. In prossimità dei rilievi carbonatici gli spessori sono maggiori, ma anche altrove la potenza del complesso è significativa. Nell'insieme la permeabilità è molto ridotta ed il complesso sembra rappresentare la base locale della circolazione idrica sotterranea. A luoghi tuttavia la parte alta del complesso, in facies più sabbiosa, di fatto costituisce la prosecuzione verso il basso dell'acquifero piroclastico immediatamente sovrastante.

Complesso carbonatico. Comprende le rocce, in prevalenza calcaree stratificate, fratturate e ad elevata permeabilità, che formano l'ossatura dei rilievi al bordo nord-occidentale dell'area studiata. Tali rilievi sono acquiferi di importanza regionale in quanto la permeabilità e l'assenza di importanti impermeabili intercalari comportano un'elevata infiltrazione efficace; questa inoltre non si fraziona ad alimentare corpi idrici distribuiti a quote diverse ma contribuisce alla formazione di cospicue falde di base che alimentano grosse sorgenti e/o importanti travasi sotterranei verso i complessi contermini più ricettivi (Celico et al., 1977, Celico e de Riso, 1978; Celico, 1983; Corniello et al., 1990; Budetta et al., 1994; Corniello, 1994). In particolare, al piede del rilievo di Cancello erano presenti due sorgenti (Mofito e Calabricito) di notevole portata ($Q_{media\text{-}tot.}$ 1.3 m^3/s) e con connotati chimici par-

ticolari (elevati valori del TDS e della CO_2 e presenza di H_2S - Celico et al., 1980; Corniello et al., 2005). Dette sorgenti erano dovute al parziale tamponamento della falda dei rilievi operato dai complessi piroclastico-alluvionali della piana. Attualmente le sorgenti non sono più attive (a seguito dei prelievi di acque sotterranee operate sul rilievo e nella piana limitrofa) mentre continua il travaso sotterraneo dai rilievi verso la piana.

Le caratteristiche della circolazione idrica sotterranea della piana sono da tempo note nelle linee generali (Viparelli, 1978; Celico, 1983; GEOLAB, 1990; Bellucci et al., 1990; Corniello et al., 1990). Un'analisi di dettaglio è stata comunque condotta ricostruendo il locale disegno piezometrico mediante una maglia di circa 90 pozzi. È stato così possibile riconoscere, in accordo con quanto noto, due sistemi idrogeologici, uno superficiale e l'altro profondo (Figura 1).

La falda superficiale, a carattere freatico, è accolta nei materiali del complesso piroclastico superiore e p.p. nella parte alta più allentata del sottostante complesso tufaceo. Il disegno piezometrico (Figura 1) mostra una direzione di flusso globalmente diretta verso SW e rende evidente che la falda riceve contributi sotterranei dai rilievi carbonatici di Cancello. In questa falda i pozzi si approfondiscono per 15-20 metri.

È poi presente una falda profonda (Viparelli, 1978; Celico, 1983; GEOLAB, 1990; Bellucci et al., 1990; Corniello et al., 1990; Celico e de Paola, 1992; Celico et al., 1994; Budetta et al., 1994; Celico et al., 1997) il cui acquifero è costituito, in massima parte, dal complesso piroclastico inferiore e p.p., a seconda delle situazioni, anche dalla parte bassa del sovrastante complesso tufaceo (laddove poco diagenizzato) e dal sottostante complesso argilloso-sabbioso, ove vi prevalga la parte più grossolana. La struttura dell'acquifero è articolata: è comunque difficile che vi si individuino livelli di scarsa permeabilità sufficientemente continui da frazionarlo in più orizzonti distinti. La falda tende pertanto a digitarsi in più livelli, corrispondenti ai materiali grossolani e variamente interconnessi, ma conservando sempre carattere di unicità. Il limite inferiore dell'acquifero coincide di norma col passaggio al complesso argilloso-sabbioso. Questo corpo idrico risulta in pressione in quanto la piezometrica si livella a quote ben superiori rispetto al contatto tra il complesso piroclastico inferiore (acquifero) e quello tufaceo (meno permeabile). Talora il minor grado di diagenesi all'interno del complesso tufaceo, in uno con un suo più ridotto spessore, può portare a condizioni di semiconfinamento dell'acquifero ed a flussi di drenanza.

Anche l'assetto piezometrico della falda profonda (Figura 1) rivela un'alimentazione legata a significativi travasi sotterranei dai rilievi carbonatici. In corrispondenza dei principali insediamenti industriali il disegno piezometrico appare vistosamente condizionato da forti attingimenti, che talora portano i livelli della falda profonda a quote inferiori rispetto a quelli del corpo idrico più alto.

Le due falde, superficiale e profonda, sono dunque separate dall'interposizione del complesso tufaceo: procedendo verso sud e (p.p.) nel settore nord-occidentale del territorio si osserva tuttavia una progressiva riduzione del suo spessore e del grado di diagenesi. È pertanto possibile che qui si determinino condizioni di semiconfinamento, con flussi di drenanza condizionati dai carichi piezometrici relativi delle due falde sovrapposte. Queste commistioni sarebbero peraltro agevolate dall'elevato numero di pozzi presenti in zona, che sono quasi sempre mal condizionati e quindi tali da non garantire la separazione idraulica tra i due corpi idrici.

Il carattere semi-confinato della falda all'intorno di Acerra emerge infine anche dagli andamenti dei livelli piezometrici registrati in un pozzo poco profondo ivi presente e monitorato (dal 1926 a tutt'oggi) dal Servizio Idrografico e Mareografico Italiano. Nel periodo dal 1986 al 1992 tali livelli evidenziavano una netta discesa (Ducci e Onorati, 1993) come conseguenza di un periodo siccitoso e dei forti attingimenti (fino a 4 m^3/s) dall'acquifero profondo effettuati nella zona di Lufrano (circa 2 km a sud di Acerra); una volta cessati tali prelievi (intorno al 1998) si è osservata una decisa risalita dei livelli nella falda.

La contaminazione da nitrati delle falde

Nel territorio di Acerra già negli anni '90 erano stati rilevati (Corniello et al., 1990) tenori in nitrati molto elevati anche nella falda principale, più profonda. In successive campagne di indagine, del 2002, 2003 e infine nel 2006, il contenuto in NO_3 superava in alcuni casi i 300 mg/l, e solo nel 15% dei casi era inferiore al limite di potabilità (50 mg/l) previsto dalla normativa italiana ed internazionale (Corniello et al., 2006).

La situazione al 2006, illustrata in Figura 3, appare critica: la falda superficiale presenta valori di nitrati elevatissimi pressoché ovunque e anche la falda principale è quasi interamente al di sopra dei limiti di legge, raggiungendo picchi di 200 mg/l. I tenori in nitrati più contenuti sono stati rilevati nelle acque di falda corrispondenti alle aree meno antropizzate del territorio comunale e/o in settori laddove sono presenti sostanze, come Fe e Mn, rivelatrici di un ambiente anaerobico.

Il territorio del Comune di Acerra è stato indicato come "vulnerabile da nitrati" nella Delibera di Giunta Regionale n. 700 del 18 febbraio 2003 (Individuazione delle zone vulnerabili da nitrati di origine agricola ai sensi dell'art. 19 e dell'Allegato VII del D.Lgs. 152/99.

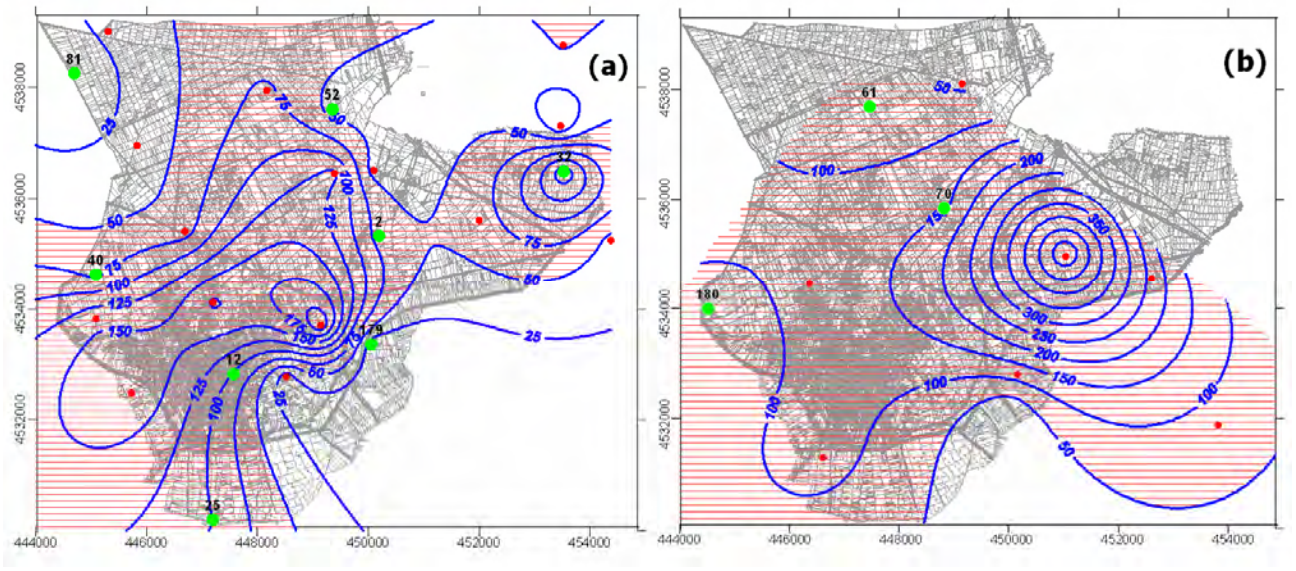


Figura 3 - Distribuzione dei nitrati nella falda principale (a) e superficiale (b); luglio 2006, valori in mg/l. In rigato rosso le aree con NO_3 > 50 mg/l. In rosso i punti d'acqua dove sono state effettuate le analisi chimiche, in verde le analisi chimiche ed isotopiche (vedi Tabella 1).

Figure 3 - Distribution of nitrate in groundwater in the main aquifer (a) and in the shallow aquifer (b); values in mg/l (July 2006). Highlighted the areas with NO_3 > 50 mg/l. In red the sample points of the chemical analysis, in green the chemical and isotopic analysis (see Table 1).

Tabella 1 - Tabella riassuntiva delle analisi isotopiche per i campioni dell'area di Acerra indicati in Fig. 3/a. --: dato non utilizzabile.
Table 1 - Isotopic analysis for selected groundwater of the Acerra area (location in Figure 3/a). --: invalid/unusable data.

X (UTM WGS84)	y (UTM WGS84)	n. campione	falda	NO_3 (mg/l)	$\delta^{18}O$ -NO_3	$\delta^{15}N$ -NO_3
450194	4535334	2	profonda	294,6	5,88	3,5
447567	4532828	12	profonda	189,0	6,04	6,8
447193	4530195	25	profonda	294,5	5,73	4,2
453528	4536490	32	profonda	169,0	5,55	2,4
445082	4534637	40	profonda	199,3	5,67	5,8
449353	4537605	52	profonda	211,6	6,15	10,6
447481	4537641	61	superficiale	77,2	5,52	8,1
448831	4535807	70	superficiale	230,6	6,00	3
444691	4538253	81	profonda	4,9	6,04	--
450054	4533361	179	profonda	11,2	5,87	--
444551	4533978	180	superficiale	167,0	5,56	6

Il rischio di inquinamento delle falde

Il rischio di inquinamento da nitrati di origine agricola. La metodologia IPNOA

Il metodo IPNOA (ovvero *Indice di pericolosità da nitrati di origine agricola* - Padovani e Trevisan, 2002) ricalca l'approccio del D. Lgs. 152/2006 (Allegato 7/A) al problema dei nitrati di origine agricola; è un metodo parametrico che consta principalmente di due fasi:

1. individuazione delle categorie di fattori che concorrono alla valutazione del pericolo potenziale di contaminazione delle acque sotterranee;
2. attribuzione a ciascun fattore di un punteggio in funzione dell'importanza che esso assume nella valutazione complessiva finale.

Tutte le attività agricole che generano o possono generare un impatto sulle acque sotterranee vengono considerate *fattori di pericolo* (FP), mentre quei fattori che modificano il pericolo in funzione delle caratteristiche del sito e delle pratiche agricole in esso adottate sono identificabili come *fattori di contr*ollo (FC) (Figura 4).

Mediante i fattori di pericolo viene stimata la quantità di azoto applicata sulla superficie agraria che, a seconda del contenuto naturale di azoto del terreno, delle caratteristiche climatiche del sito e delle pratiche agronomiche adottate, può rappresentare, in diversa misura, un pericolo per la qualità delle acque sotterranee. L'operazione di sovrapposizione dei tematismi relativi alle variabili di base considerate viene effettuata previo ordinamento e classificazione delle stesse, attribuendo a ciascuna classe un indice che caratterizza il carico di azoto (nel caso degli FP) o l'incidenza (positiva o negativa o neutra) dei fattori

coinvolti nel fenomeno di dilavamento dei nitrati (FC). Tale parametrizzazione, oltre ad attenuare gli eventuali errori di stima e la soggettività delle misure, consente anche di rappresentare graficamente i risultati ottenuti (Padovani e Trevisan, 2002).

La stima del pericolo potenziale di inquinamento da nitrati di origine agricola si ottiene moltiplicando tra loro i fattori di pericolo (FP) ed i fattori di controllo (FC) come mostrato nell'equazione indicata in Figura 4.

Tale metodologia è stata applicata all'area di Acerra (Corniello et al., 2006, 2007), pervenendo, tramite l'uso dei GIS, alla definizione degli strati informativi relativi ai *fattori di pericolo* (uso di fertilizzanti, pesticidi e reflui zootecnici) e dei *fattori di controllo* (clima, pendenza, tipologia di coltivazione e sistema irriguo) (Figura 4).

La carta dell'IPNOA è stata quindi ottenuta classificando i valori dell'indice di pericolo (ricavati dall'equazione indicata in Figura 4) in una scala da 1 a 6 in funzione del grado di pericolo; valori IPNOA più alti indicano maggiore pericolo di contaminazione da nitrati di origine agricola.

Infine la carta del rischio potenziale di contaminazione da nitrati di origine agricola (Corniello et al., 2006 - Figure 5a e 6a), classificata in 6 classi di rischio, è stata ottenuta associando la carta dell'IPNOA alla vulnerabilità intrinseca redatta con il metodo SINTACS (Corniello e Ducci, 2005), sulla base dei prodotti fra le classi di pericolosità e le classi di vulnerabilità .

La carta del rischio potenziale di contaminazione da nitrati di origine agricola della falda profonda (Figura 5a) mostra diffusamente un grado di rischio "alto", con piccoli settori a rischio "elevato". A sud dei Regi Lagni sovente il rischio è "moderato".

Per la falda superficiale (Figura 6a), la Carta del rischio potenziale presenta, come del resto prevedibile, un grado di rischio prevalentemente "alto" ed "elevato" in quanto fortemente condizionato dal grado di vulnerabilità.

Il rischio di inquinamento da nitrati di origine civili. La metodologia IPNOC

La presenza dei nitrati nelle acque sotterranee, in ogni caso, non è da attribuire esclusivamente alle attività agricole e zootecniche: perdite da fognature e/o da pozzi neri possono essere cause altrettanto importanti.

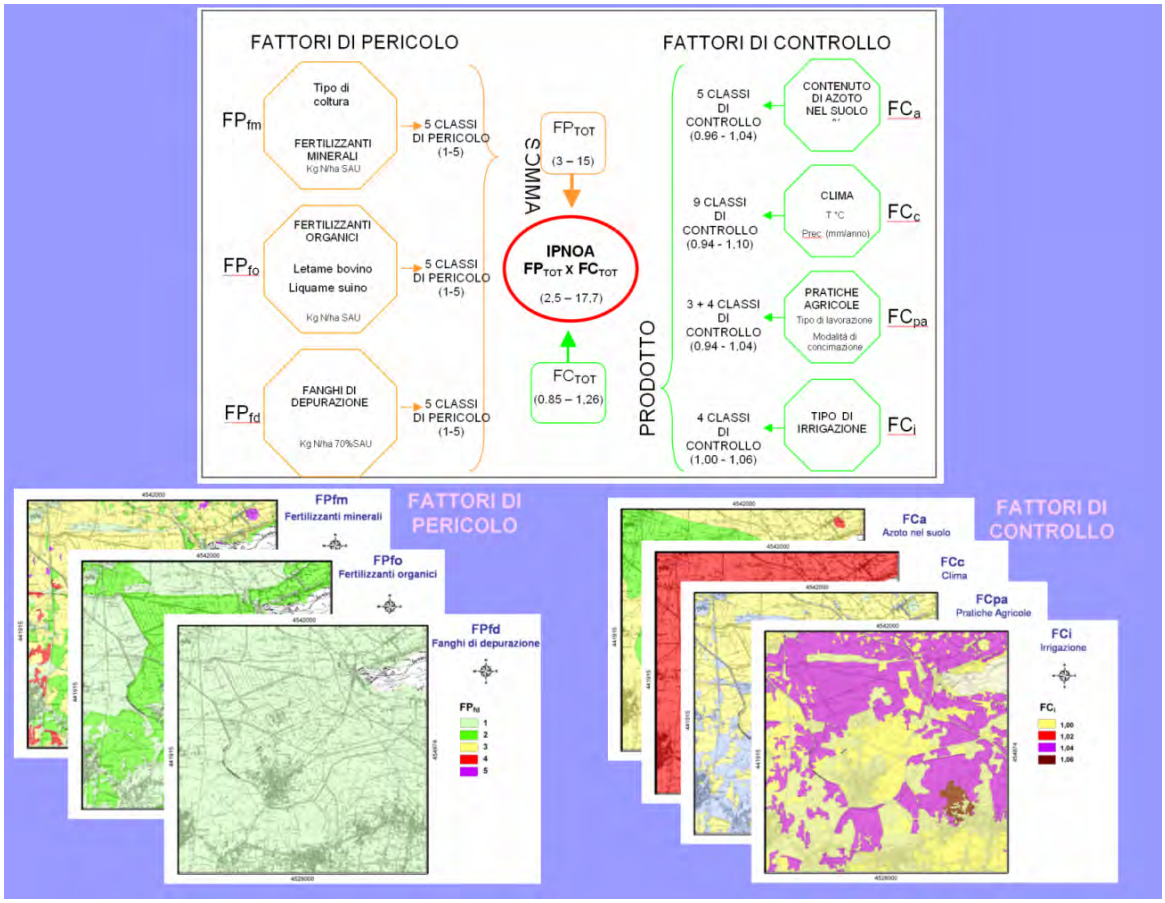


Figura 4 - Schema del metodo IPNOA (Padovani e Trevisan, 2002), integrato con i *layers* di Acerra.
Figure 4 - The IPNOA method outline (Padovani e Trevisan, 2002), supplemented with the Acerra layers.

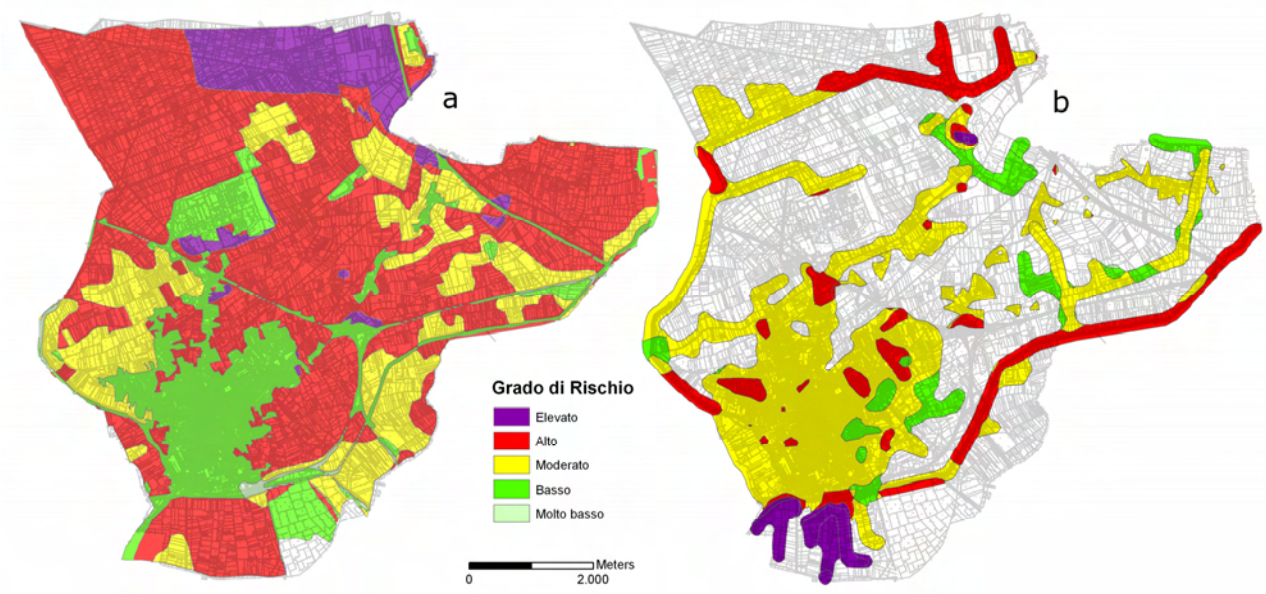


Figura 5 - Carta del rischio di inquinamento da nitrati della falda principale a) di origine agricola (IPNOA); b) di origine civile (IPNOC).
Figure 5 - Potential Nitrate Contamination Risk Map of the main aquifer a) from agricultural sources (IPNOA); b) from household sources.

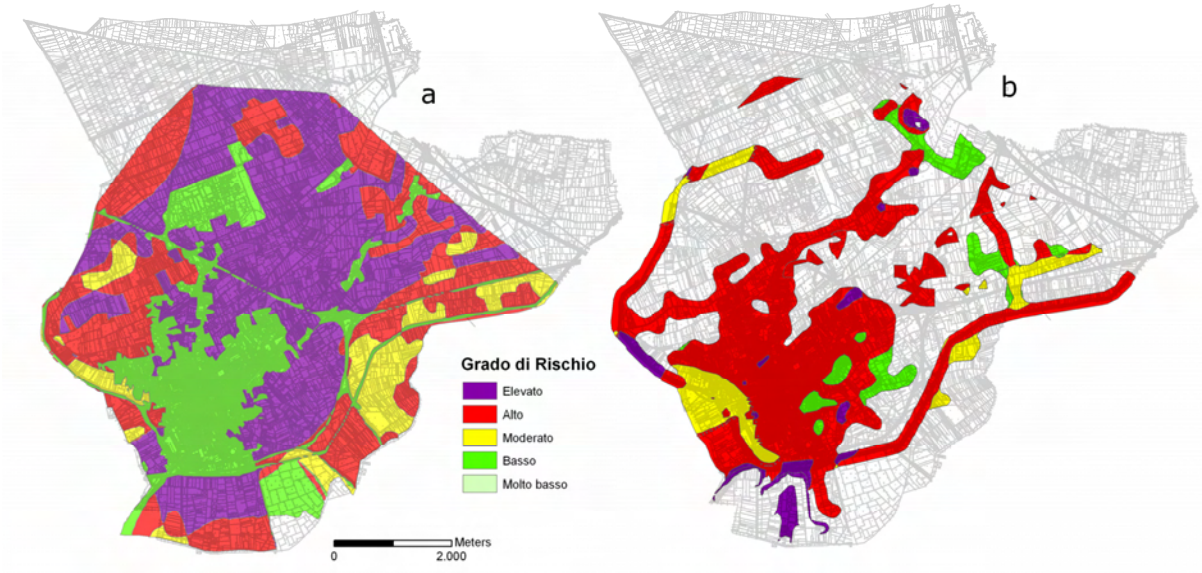


Figura 6 - Carta del rischio di inquinamento da nitrati della falda superficiale a) di origine agricola (IPNOA); b) di origine civile (IPNOC).
Figure 6 - Potential Nitrate Contamination Risk Map of the shallow aquifer a) from agricultural sources (IPNOA); b) from household sources

Il metodo IPNOC (Frullini e Pranzini, 2008), proposto di recente, fornisce un Indice di Pericolosità da Nitrati di Origine Civile; prende infatti in considerazione tanto le perdite dei condotti fognari (rete fognaria) quanto quelle legate a scarichi non allacciati ai sistemi fognari (case sparse) per determinare il Rischio di Inquinamento da Nitrati di Origine Civile.

Questo metodo conta al momento pochissime applicazioni (Capri et al., 2009) e sono comunque in atto già sperimentazioni ed implementazioni per adattarlo alle diverse situazioni locali.

Il metodo valuta il carico di azoto proveniente dagli scarichi di una zona partendo dai volumi di reflui annui che arrivano ai depuratori. Le portate totali di ogni siste-

ma fognario sono distribuite proporzionalmente alle dimensioni dei condotti, cioè maggiore è il diametro del condotto maggiore sarà la portata e quindi il carico di azoto annuo: da questo dato si passa al carico di azoto annuo in transito per ogni metro di condotto N_l (*fattore di pericolo)*. Il *fattore di controllo* è invece legato alla vita media dei condotti che di fatto regola la perdita percentuale dai condotti stessi. Le perdite maggiori sono causate da usura e da rotture accidentali. Si può considerare lineare la relazione fra *età* ed *usura* ed esponenziale quella fra *età* e *rotture accidentali* (Frullini e Pranzini, 2008).

Ad ogni condotto fognario viene quindi attribuita una perdita calcolata (in base al materiale di cui è fatto e alla sua età) mediante la formula:

$L_c = L * (\text{età/vita media})^{1,2} * N_L$

dove:

L_c: perdita corretta;

N_L: perdita relativa a quel tipo di condotto.

Il valore annuo di azoto perso dalle fogne viene quindi valutato dalla relazione:

$$N_y = \sum L_c * N_l * l$$

dove l è la lunghezza di ciascun tipo di condotto nella maglia, L_c la sua perdita corretta e N_l il suo carico di azoto annuo in transito.

Le case sparse non allacciate ai sistemi fognari smaltiscono le acque scure tramite sub irrigazione, fitodepurazione, dispersione areale e fosse biologiche. Ad ogni casa è attribuito un numero di abitanti equivalenti per ognuno dei quali si stima una produzione di 5,5 kg di azoto l'anno. Considerando che il 15% di tale carico è rimosso dalle fosse biologiche tramite autospurgo, è il rimanente 85% ad essere disperso nel sottosuolo (cioè 4,67 kg di N /anno). Il prodotto di tale valore per il numero di abitanti di ogni unità areale fornisce il totale di azoto che s'infiltra ogni anno nel sottosuolo e che rappresenta il carico inquinante potenziale per le acque di falda.

Le classi dell'IPNOC fanno riferimento, per quanto riguarda i quantitativi dispersi nel sottosuolo, alla classificazione dei fertilizzanti organici definita dall'IPNOA.

Si perviene infine al *Rischio d'inquinamento da nitrati di origine civile* combinando l'indice IPNOC con la *vulnerabilità* degli acquiferi, dopo averla opportunamente modificata per tenere conto del fatto che gli scarichi non allacciati alle fogne non avvengono sul terreno, ma a circa un metro al di sotto del piano campagna, mentre le perdite dei condotti fognari si verificano alla profondità di posa di tali manufatti (in media due metri sotto il p.c.). Tutto ciò comporta una diminuzione della soggiacenza e, con essa, un aumento considerevole della vulnerabilità degli acquiferi.

Il metodo IPNOC precedentemente descritto è stato applicato all'area di Acerra (Ducci e Magliacano, 2008). Per la determinazione dell'indice IPNOC, relativamente alla rete fognaria, i dati sono stati forniti in prevalenza dall'Ufficio Tecnico del Comune di Acerra e in particolare: volumi di reflui destinati all'impianto di depurazione (collettore nero ex Casmez), distribuzione e caratteristiche della rete fognaria (diametro, anno di posa in opera e tipologia di materiale di ogni tronco – Figura 7a), utili per il calcolo della perdita corretta L_c.

Il carico di Azoto totale che passa nelle fogne, ricavato moltiplicando il numero degli abitanti equivalenti (da dati ISTAT 2007) per 5.5 kg di Azoto/anno, è risultato pari a 275.000 kg. Tale carico è stato ripartito in modo ponderato a seconda del diametro degli spechi.

Dividendo il carico totale per la lunghezza totale pesata della rete si è quindi ottenuta la quantità di Azoto che transita ogni anno per metro di fogna (0,74 kg). Le elaborazioni precedenti hanno consentito di porre la maggior parte dei tronchi fognari in "classe 2" (delle 5 previste dal metodo IPNOC).

Di edifici non allacciati alla pubblica fognatura ne sono stati individuati 345 utilizzando un'aggiornata, ed assai dettagliata, base cartografica (Figura 7b). Poiché gli abitanti equivalenti totali di questi edifici ammontano a circa 3000 unità (pari a 8,7 per edificio), il carico di Azoto medio annuo prodotto da ogni edificio risulta 40,652 kg (8,7 x 4,67 Kg N/anno; cfr. sopra).

Facendo riferimento alla classificazione di Frullini e Pranzini (2008) e avendo adottato lo stesso numero di abitanti equivalenti per ogni edificio, si ha che il carico di Azoto potenzialmente trasferito in falda è lo stesso per ogni casa sparsa; la totalità degli edifici ricade nella "classe 2" per l'indice IPNOC.

La carta del Rischio potenziale di contaminazione da nitrati di origine civile elaborata sulla base di tale metodo (Ducci e Magliacano, 2008) mostra un rischio prevalentemente "moderato" per la falda principale (Figura 5b) e un rischio "alto" per la falda superficiale (Figura 6b), proprio in quei settori dove risultava minore il rischio da nitrati di origine agricola.

Risultati e discussione

Per confortare con ulteriori dati i risultati della Cartografia di Rischio ottenuta (cfr. Rupert, 2001), in alcuni pozzi della falda profonda e di quella superficiale sono stati prelevati campioni d'acqua (Figura 3a, Tabella 1) per l'analisi degli isotopi $\delta^{15}N\text{-}NO_3$, $\delta^{18}O\text{-}NO_3$. È infatti noto (Wassenaar, 1995; Kendall, 1998; Fukada et al., 2004; Lasagna et al., 2005; Nisi et al., 2007; Petitta et al., 2009) come l'uso congiunto di questi due isotopi possa aiutare a distinguere le diverse origini del nitrato nelle acque sotterranee (es. origine organica s.l. o da fertilizzanti minerali) nonché la presenza di processi di denitrificazione. I valori isotopici $\delta^{15}N\text{-}NO_3$ e $\delta^{18}O\text{-}NO_3$ sono stati plottati nel diagramma di Figura 8 nel quale sono indicate le aree delle potenziali sorgenti dei nitrati (Clark e Fritz, 1997).

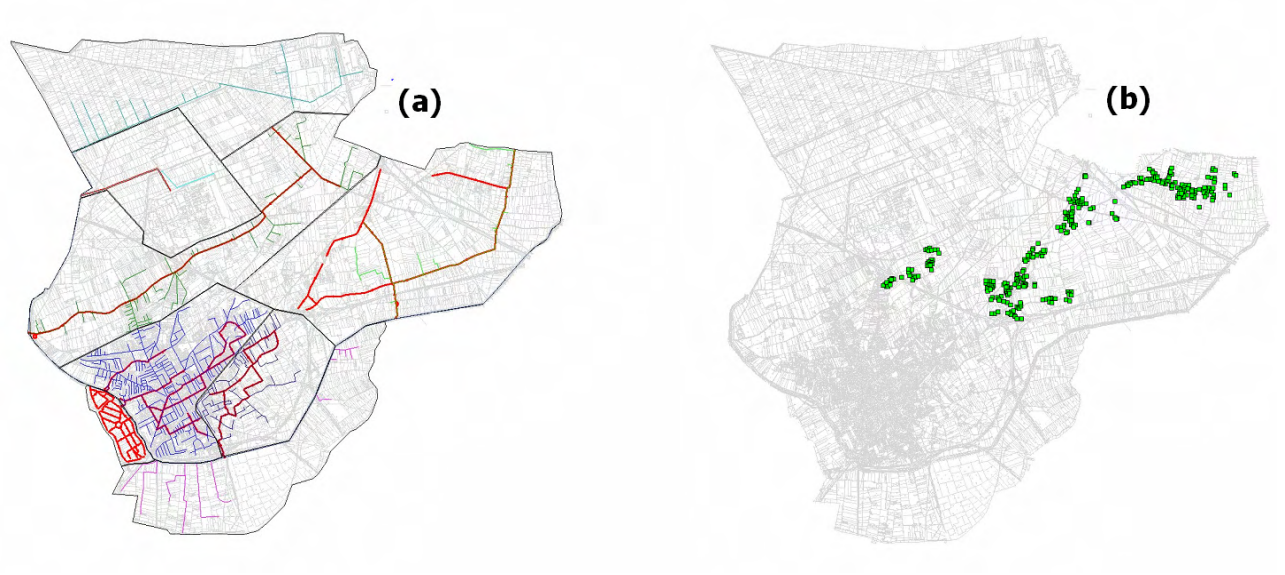


Figura 7 - Carta della rete fognaria (a) e delle case sparse che sono state censite (b).
Figure 7 - Sewerage system (a) and scattered houses (b).

In alcuni pozzi della falda superficiale (nn. 61 e 180) e di quella principale (nn. 12 e 40) le acque campionate mostrano una composizione isotopica tipica della mineralizzazione della sostanza organica del suolo.

Relativamente più significativi i campioni nn. 2, 25 e 32 relativi alla falda principale e il n. 70 relativo alla falda superficiale (Figura 3). Questi pozzi, ubicati in un'area decisamente agricola e con alto rischio IPNOA, ricadono nel grafico di Figura 8 in un areale prossimo ai pozzi precedenti ma con valori più bassi di $\delta^{15}N\text{-}NO_3$, che indicherebbero apporti anche da fertilizzanti sintetici mineralizzati.

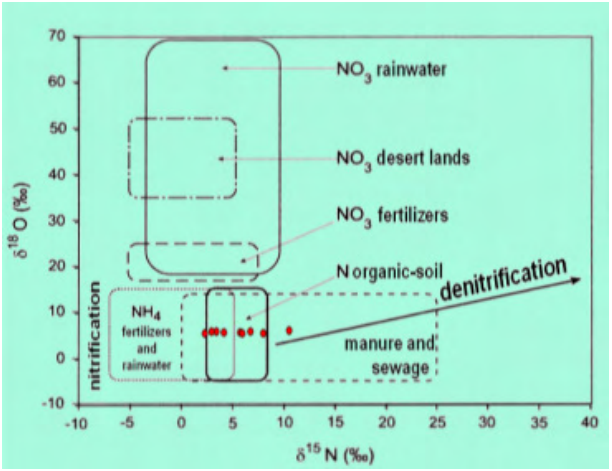


Figura 8 - Diagramma $\delta^{15}N\text{-}NO_3$ e $\delta^{18}O\text{-}NO_3$ per i campioni dell'area di Acerra indicati in Figura 3/a.
Figure 8 - $\delta^{15}N\text{-}NO_3$ e $\delta^{18}O\text{-}NO_3$ binary diagram for selected groundwater of the Acerra area (location in Figure 3/a).

Per il pozzo n. 52, infine, ubicato in un'area dove risultano elevati sia il rischio IPNOC che il rischio IPNOA, il valore del $\delta^{15}N\text{-}NO_3$ è sintomatico di contaminazione da scarichi comunali e/o da liquami animali.

I dati isotopici sarebbero dunque (il condizionale si impone dato il ridotto numero di campioni analizzati) sovente in accordo con le indicazioni di rischio emerse dalle specifiche cartografie realizzate.

Assai interessante è anche il confronto fra le Carte di Rischio prodotte: infatti le aree interessate dai gradi di rischio IPNOC più elevati si ritrovano proprio laddove maggiore è la pressione antropica, molto alta la densità degli insediamenti civili e dove gli elevati valori in nitrati non sono giustificati da bassi grado di rischio IPNOA.

Conclusioni

Nell'ambito della sperimentazione intrapresa, i primi risultati incoraggiano l'esame congiunto dei dati isotopici e delle Carte del rischio. Questo indirizzo di ricerca punta a rendere i modelli parametrici IPNOA e IPNOC strumenti sempre più affidabili (a scala medio-piccola) per l'identificazione dell'origine dei nitrati nelle falde e quindi per stabilire priorità di azione e differenziare i vincoli a cui sottoporre le varie porzioni del territorio.

In particolare poi, per il metodo IPNOC, di cui in questa Nota viene presentata una delle pochissime applicazioni, è emersa la necessità di procedere ad ulteriori affinamenti per renderlo più flessibile ed adattabile alle diverse situazioni locali e, in particolare, al grado di conoscenza dei sistemi di smaltimento ed alla loro tipologia.

Bibliografia

Bellucci F., Corniello A., de Riso R., Russo D., 1990. Idrogeologia della Piana a nord-est di Napoli. Mem. Soc. Geol. It., 45, 339-349.

Budetta P., Celico P., Corniello A., de Riso R., Ducci D., Nicotera P., 1994. Carta idrogeologica della Campania 1/200.000 e relativa memoria illustrativa. Atti IV Geoengineering International Congress: Soil and Groundwater Protection, Geda, 2, 565-586.

Capri E., Civita M., Corniello A., Cusimano G., De Maio M.,. Ducci D,, Fait G.,. Fiorucci A, Hauser S., Pisciotta A., Pranzini G., Trevisan M., Delgado Huertas A., Ferrari F, Frullini R., Nisi B., Offi M., Vaselli O.,Vassallo M., 2009. Assessment of nitrate contamination risk: The Italian experience, J. Geochem. Explor. doi:10.1016/j.gexplo.2009.02.006

Celico P., 1983. Idrogeologia dei massicci carbonatici, delle piane quaternarie e delle aree vulcaniche dell'Italia centro-meridionale (Marche e Lazio meridionali, Abruzzo, Molise e Campania) – Quaderni CASMEZ n. 4/2, Napoli, 1-225.

Celico P., Civita M., Corniello A., 1977. Idrogeologia del margine nord-orientale della Conca Campana (Massicci dei Tifatini e del M. Maggiore). Mem. e Note Ist. Geol. Appl., 13, 1-29.

Celico P., de Gennaro M., Esposito L., Mastrangelo E., 1994. La falda ad oriente della città di Napoli: idrodinamica e qualità delle acque. Geologica Romana, 30, 653-660.

Celico P., de Paola P., 1992. La falda dell'area napoletana: ipotesi sui meccanismi naturali di protezione e sulle modalità di inquinamento. Gruppo Scient. It. Studi e Ricerche. Atti Giornate di studio "Acque per uso potabile-Proposte per la tutela ed il controllo della qualità", 387- 412.

Celico P., de Riso R., 1978. Il ruolo della Valle Caudina nella idrogeologia del casertano e del sarnese (Campania) Mem. e Note Ist. Geol. Appl. Napoli, 16, 25 pp.

Celico P., Esposito L. Guadagno F.M., 1997. Sulla qualità delle acque sotteranee nell'acquifero del settore orientale della Piana Campana. Geologia Tecnica ed Ambientale, 4, 17-27.

Corniello A., 1994. Lineamenti idrogeochimici dei principali massicci carbonatici della Campania. Mem. Soc. Geol. It., 51, 333-342.

Corniello A., de Riso R., Ducci D.,1990. Idrogeologia ed idrogeochimica della Piana Campana. Mem. Soc. Geol. It, 45, 351-360.

Corniello A., Ducci D., 2005. Carta della Vulnerabilità all'inquinamento del settore meridionale della Piana del F. Volturno. Atti Aquifer Vulnerability and Risk, 4th Congress on the Protection and Management of Groundwater Colorno, 21-23 Settembre.

Corniello A., Ducci D., Ruggieri G., 2006. Il rischio di Inquinamento da nitrati di origine agricola nella Piana del F. Volturno: il test site di Acerra. Atti Gisday 2006 Caserta. http://www.sa.unina2.it/Atti_GISDAY06

Corniello A., Ducci D., Ruggieri G., 2007. Areal Identification of Groundwater Nitrate Contamination Sources in Periurban Areas. J Soils e Sediments 7 (4) 159-166

Corniello A., Leone M., Monti G. M., 2005. Modifiche idrochimiche e di portata sorgentizia indotte da sovrasfruttamento: il caso delle sorgenti di Cancello (Campania). Aquifer Vulnerability and Risk, 2nd International Workshop Aquifer vulnerability assessment and mapping - 4th Congress on the Protection and Management of Groundwater Colorno, 21-23 Settembre 2005.

Ducci D., Onorati G., 1993. Analisi di una lunga serie di dati piezometrici in Piana Campana. Atti 2° Convegno Nazionale di Geoidrologia - Quaderni di Tecniche di Prot. Ambientale – Prot. acque sotterranee, 49, 339-357.

Ducci D., Magliacano M., 2008. Il database GIS per la stima del rischio di inquinamento da nitrati delle falde. Atti 11a Conferenza italiana utenti ESRI, Roma 21 – 22 maggio 2008. http://www.esriitalia.it/conferenza2008/atti/

Frullini R., Pranzini G., 2008. L'indice di pericolo d'inquinamento delle falde da nitrati di origine civile (I.P.N.O.C.). Rend. online Soc. Geol. It., 3, 399-400.

Fukada T., Hiscick K.M., Tennis P.F., 2004. A dual-isotope approach to the nitrogen hydrochemistry of an urban aquifer. Appl. Geochem., 19, 709-719.

GEOLAB, 1990. Indagini integrative e di dettaglio per lo studio idrogeologico della Piana Campana, dal fiume Savone allo spartiacque con il bacino del Sarno tra Ottaviano e Palma Campania. Relazione idrogeologica, ASMEZ, Agenzia per la Promozione dello Sviluppo del Mezzogiorno, Rip. CSI, Div. 4, Napoli, 1-124.

Kendall C., 1998. Tracing nitrogen sources and cycling in catchments. In: Kendall C, McDonnell JJ (Eds.) Isotope tracers in catchment hydrology, Elsevier Science, 519 pp.

Lasagna M., De Luca A.D., Sacchi E., Sonetto S., 2005. Studio dell'origine dei nitrati nelle acque sotterranee piemontesi mediante isotopi dell'azoto. Giornale di Geologia Applicata, 2, 137-143.

Nisi B., Capecchiacci F., Frullini R., Huertas A.D., Vaselli O., Pranzini G., 2007. Inquinamento naturale e antropico delle acque di falda della pianura livornese tra Rosignano e S. Vincenzo (Toscana centro-occidentale): evidenze geochimiche ed isotopiche. Acque sotterranee, 6, 11–20.

Padovani L., Trevisan M., 2002. I nitrati di origine agricola nelle acque sotterranee. Quaderni di tecniche di protezione ambientale 75. Pitagora Editrice, 15, 103 pp.

Petitta M., Fracchiolla D., Aravena R., Barbieri M., 2009. Application of isotopic and geochemical tools for the evaluation of nitrogen cycling in an agricultural basin, the Fucino Plain, Central Italy. Journal of Hydrology, 372 (1-4), 124-135.

Regione Campania, 2004. Programma d'azione per le zone vulnerabili all'inquinamento da nitrati di origine agricola.

Romano P., Santo A., Voltaggio M., 1994. L'evoluzione morfologica della pianura del Fiume Volturno (Campania) durante il tardo Quaternario (Pleistocene medio-superiore – Olocene). Il Quaternario, 7, (1), 41-56.

Rupert M.G., 2001. Calibration of the DRASTIC Ground Water Vulnerability Mapping Method. Ground Water, 39 (4), 625-630.

Viparelli M., 1978. Le acque sotterranee ad oriente di Napoli. Fondazione Politecnica per il Mezzogiorno d'Italia, 111, 1-48.

Wassenaar L. I., 1995. Evaluation of the origin and fate of nitrate in the Abbotsford Aquifer using the isotopes of ^{15}N and ^{18}N in NO3. Appl. Geochem., 391-405.

EngHydroEnv Geology 2009, 12, 165-172 - doi: 10.1474/EHEGeology.2009-12.0-14.0264

Distribuzione e origine dei nitrati in falda nella pianura Pontina (Lazio meridionale)

Marco d'Antona[1], Mauro Brilli[2], Maria Cortese[3], Umberto Masi[1]

[1] Dipartimento di Scienze della Terra, "Sapienza" Università di Roma, email: marco.dantona@uniroma1.it, umberto.masi@uniroma1.it
[2] Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria, CNR Roma, email: mauro.brilli@cnr.it
[3] Arpa Lazio – Sezione Provinciale di Latina, email: maria.cortese@arpalazio.it

The distribution and origin of nitrates in groundwater from the Pontina plain (Southern Latium)

ABSTRACT: The nitrogen and oxygen isotope ratios of dissolved nitrate were used to study nitrate contamination in the groundwater from the Pontina alluvial plain. The present study is based on the water sampling carried out during 2007 from 19 wells, uniformly distributed throughout the plain. The chemical data show that nitrate concentrations vary greatly with some values being as high as 270 mg/l, often depending on agricultural activities. Isotopic nitrate values range from + 3.13 to + 14.85‰ for $\delta^{15}N$, and from + 3.11 to + 11.17‰ for $\delta^{18}O$. These results indicate that the main nitrate source is represented by nitrified soil organic nitrogen and/or fertilizers with subordinate contribution of animal/human waste. No evident denitrification process was observed, probably owing to a scarce water self-softening capability of the soil.

Key terms: Groundwater, Nitrate, Origin, Isotopes, Denitrification
Termini chiave: Acque di falda, Nitrati, Origine, Isotopi, Denitrificazione

Riassunto

In questo lavoro sono state analizzate le acque di 19 pozzi distribuiti prevalentemente nel settore costiero della pianura Pontina, al fine di individuare le principali sorgenti dei nitrati.

La quasi totalità dei campioni delle acque mostra delle concentrazioni in nitrati molto variabili e generalmente elevate, maggiori di 100 mg/l, con un valore massimo di 270 mg/l. Le attività agricole sembrano essere la causa principale delle alte concentrazioni dei nitrati nelle acque. Anche le composizioni isotopiche misurate sui nitrati hanno evidenziato una notevole variabilità, compresa tra + 3,13 e + 14,85‰ (AIR) per l'azoto e + 3,11 e + 11,17‰ (SMOW) per l'ossigeno. Gli andamenti delle composizioni isotopiche risultano legati soprattutto a variazioni spaziali nelle fonti di nitrato, fortemente influenzate dall'eterogeneità fisica e chimica dell'acquifero. È possibile distinguere un gruppo di pozzi le cui acque presentano bassi valori di composizione isotopica dell'azoto e dell'ossigeno dei nitrati; ciò fa supporre un'origine di questi dall'azoto ossidato presente nel suolo, sia per degradazione della materia organica, sia per l'introduzione di fertilizzanti azotati. Le acque degli altri pozzi presentano alti valori di $\delta^{15}N$ e $\delta^{18}O$, tali da far ritenere che l'inquinamento possa essere il contributo congiunto di fertilizzanti e di letame e/o fosse biologiche.

L'analisi delle varie coppie redox non giustifica l'esistenza di ambienti schiettamente riducenti in grado di promuovere fenomeni di denitrificazione. Tuttavia, processi di questo tipo sono forse localizzati in porzioni ristrette degli acquiferi, caratterizzate da condizioni particolari.

Introduzione

La preoccupazione legata al potenziale inquinamento delle risorse idriche superficiali e sotterranee, a causa del crescente uso di fertilizzanti in agricoltura, ha recentemente suscitato notevole interesse da parte dei geochimici ambientali verso le ricerche sulla mobilità dei nitrati nei sistemi idrogeologici. Questo incremento del carico azotato può avere un forte impatto sugli ecosistemi acquatici superficiali, essendo la principale causa di eutrofizzazione delle acque continentali e marine (Goolsby, 2000). L'aumento delle pratiche agricole, in particolare l'uso di fertilizzanti in eccesso, la loro dissoluzione e il loro trasporto in falda, hanno determinato diversi effetti sulla composizione biogeochimica delle acque sotterranee. Da un punto di vista sanitario i nitrati non sono tossici come tali; possono tuttavia essere ridotti a nitriti negli umani carenti di metaemoglobinareduttasi o affetti da acloridria. In questi soggetti si può sviluppare la metaemoglobinemia, che causa una drastica diminuzione della capacità di trasporto di ossigeno ai tessuti (Paul e Clark, 1996; Atlas, 1997). In questo contesto, l'Organizzazione Mondiale della Sanità ha fissato in 50 mg/l di nitrato la concentrazione massima tollerabile nelle acque destinate

al rifornimento di acquedotti. Anche in Italia, il limite imposto dalla legislazione vigente (D.Lgs. 31/2001, 152/2006 e 30/2009) è di 50 mg/l di nitrato.

Gli isotopi dell'azoto possono discriminare tra le fonti da cui i nitrati si originano (Kreitler, 1979; Kreitler e Browning, 1983; Green et al., 1998; Aravena et al., 1993; Wassenaar, 1995; Panno et al., 2001; Katz et al., 2004). Attraverso l'impiego delle tecniche isotopiche, in particolare determinando la composizione isotopica dell'azoto e dell'ossigeno dei nitrati, si possono riconoscere meccanismi di denitrificazione in atto nelle acque sotterranee (Mariotti et al., 1988; Koba et al., 1997; Bottcher et al., 1990; Fukada et al., 2003); questi costituiscono il principale processo di autodepurazione di un acquifero.

Scopo di questo lavoro è quello di: i) valutare su base isotopica l'origine dei nitrati nelle acque sotterranee del settore costiero della pianura Pontina e ii) identificare eventuali processi di frazionamento isotopico nel ciclo biogeochimico dell'azoto (volatilizzazione dell'ammonio, nitrificazione e denitrificazione).

Assetto geologico e idrogeologico

La pianura Pontina rappresenta la porzione più meridionale di una vasta area subsidente che si sviluppò durante il sollevamento della catena appenninica nel Pliocene inferiore. Il susseguirsi di diversi ambienti di sedimentazione ha prodotto un sistema caratterizzato da discontinuità sia verticali sia laterali (Tuccimei et al., 2005).

L'assetto geologico può essere schematicamente diviso in due successive fasi: nella prima, corrispondente all'intervallo Giurassico-Miocene, l'evoluzione strutturale è avvenuta in ambiente marino per deformazioni successive dovute essenzialmente a movimenti di subsidenza; nella seconda, corrispondente al Plio-Pleistocene, accanto ad aree in subsidenza, quasi sempre in ambiente marino, si è avuta l'emersione e il successivo sollevamento in ambiente continentale dei monti Lepini, Ausoni e Circeo (Manfredini, 1977). In particolare, a partire dalla fine del Pliocene, si sovrappongono, ai fenomeni di subsidenza, oscillazioni periodiche del livello del mare dovute alle glaciazioni quaternarie. L'alternanza di fasi erosive e di sedimentazione si è ripetuta ciclicamente durante gli ultimi 2 milioni di anni. Infine, in epoca più recente, a partire da circa 700.000 anni fa, nella zona dei colli Albani si è generata un'intensa attività vulcanica, effusiva ed esplosiva, la quale è proseguita fino a circa 30.000 anni (Manfredini, 1977).

Dal punto di vista idrogeologico la piana Pontina costituisce un ampio sistema acquifero, caratterizzato da una circolazione idrica complessa che si sviluppa su più livelli, con differenti modalità di circolazione (Boni et al., 1980). L'unità idrogeologica è ben definita dal mare a ovest e dai monti Lepini e Ausoni ad est; il limite nord-occidentale, puramente convenzionale, viene di norma fatto coincidere col canale delle Acque Alte (Figura 1). I depositi quaternari sono sede nella porzione più superficiale di un acquifero non confinato, al di sotto del quale si estende un acquifero semi-confinato di modesta entità. Significativa, nel settore pedemontano della pianura, è anche la presenza di una falda in pressione contenuta nelle successioni carbonatiche sepolte al di sotto dei terreni sabbiosi e argillosi marini e fluvio-palustri. Tale acquifero, idraulicamente connesso con le adiacenti strutture dei monti Lepini e Ausoni, è confinato a profondità superiori ai 100 m, che crescono man mano che ci si sposta verso la costa. Separate tra loro dall'asse drenante del fiume Sisto sono le due falde superficiali, contenute in acquiferi di formazione quaternaria. Inoltre si può distinguere un'ampia fascia costiera costituita dai depositi di duna, i quali hanno una circolazione idrica che può essere considerata autonoma. La falda delle dune, infatti, galleggia sull'acqua marina e viene drenata in parte dai laghi e dal mare e in parte dal fiume Sisto, che delimita a sud-ovest la depressione Pontina. La fascia più interna invece, costituita da depositi affioranti fluvio-palustri, è nel complesso scarsamente permeabile e determina l'esistenza di falde sovrapposte contenute nei livelli a granulometria più grossolana. La circolazione idrica è da ritenersi sostanzialmente unica per l'esistenza di scambi idrici per drenanza tra i diversi orizzonti acquiferi.

Materiali e metodi

Sono state campionate nel 2007 le acque di 19 pozzi (Figura 1). All'atto del prelievo i campioni di acqua sono stati filtrati con nitrato di cellulosa da 0,45μm e conservati in bottiglie di polietilene; i campioni per le analisi isotopiche sono stati conservati alla temperatura di 4 °C con l'aggiunta di 1 ml di $CHCl_3$ per eliminare l'attività batterica. Su ciascun campione sono state effettuate analisi degli ioni maggiori e analisi isotopiche dell'ossigeno dell'acqua e dell'azoto e dell'ossigeno dei nitrati. In campagna sono stati determinati con una sonda multiparametrica pH, CE, TSD, OD, Eh, T. Gli ioni maggiori sono stati determinati in cromatografia ionica (CI). Ciascuno standard è stato analizzato almeno 5 volte dando una deviazione standard relativa del 5% o inferiore.

Per la preparazione dei campioni per le analisi isotopiche dell'azoto e dell'ossigeno dei nitrati sono state seguite le linee guida descritte da Chang et al. (1999) e modificate da Silva et al. (2000): si è estratto il nitrato mediante l'impiego di resine a scambio ionico (BIO-RAD AG 1 – X8, BIO-RAD AG 50W – X8) e successiva eluizione tramite soluzione acida di HCl 3M, seguita da precipitazione di AgCl utilizzando Ag_2O e precipitazione di $AgNO_3$ mediante liofilizzazione della soluzione finale. Il composto ottenuto è stato analizzato con spettrometro di massa tramite EA-IRMS. La deviazione standard del $\delta^{15}N\text{-}NO_3$ e del $\delta^{18}O\text{-}NO_3$ dello standard di laboratorio KNO_3 è stata pari a 0,3‰ (1σ, n=10). Le analisi isotopiche dell'ossigeno dell'acqua sono state effettuate secondo il metodo dell'equilibrazione (Epstein e Mayeda, 1953).

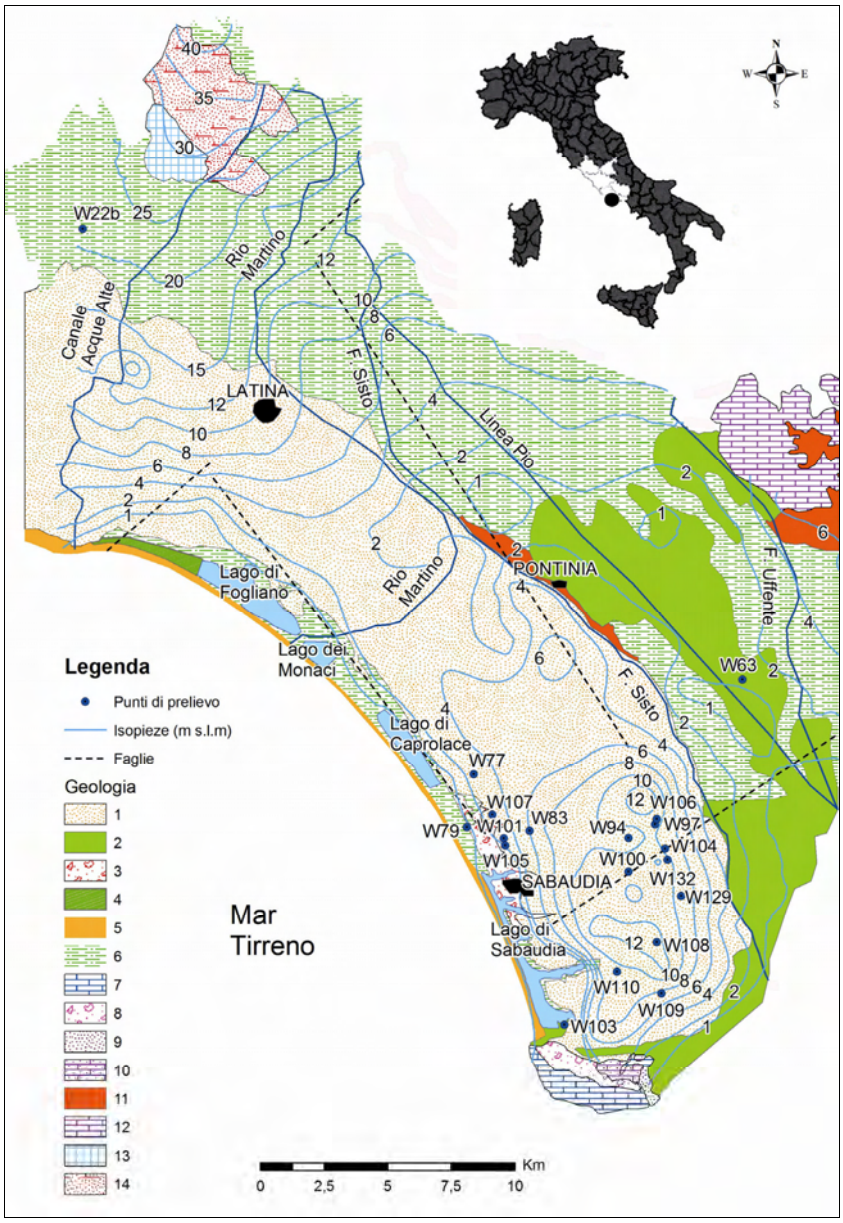


Figura 1 - Carta geolitologica dell'area di studio (modificata dal Servizio Geologico d'Italia, Fogli 158 (Latina) e 159 (Frosinone) della Carta Geologica d'Italia). 1) sabbie cementate di facies eolica (duna continentale); 2) suoli e terre nere colmate per bonifica; 3) facies di cordone litoraneo rimaneggiato con abbondante ghiaia silicea; 4) limi e torbe di laguna; 5) spiaggia sabbiosa e duna attuale; 6) sedimenti limnopalustri argillosi con torbe; 7) calcari; 8) detrito di falda; 9) arenaria grigia; 10) calcare marnoso; 11) sabbie della duna antica; 12) calcari bianchi; 13) travertini superiori; 14) terra rossa e argille rosso-brune. La piezometria è tratta da Sappa et al. (2005).

Figure 1 - Geolithologic map of the studied area (modified from the Geologic map of Italy, Sheets 158 (Latina) e 159 (Frosinone)). 1) lithified sand of eolic facies (continental dune); 2) soils and black earths from reclaimed land; 3) reworked bar facies with abundant siliceous gravel; 4) silt and peat bog; 5) sandy beach and dunes; 6) clay, peat and boggy deposits; 7) limestones; 8) talus debris 9) grey sandstones; 10) marly limestones; 11) old dune sands; 12) white limestones; 13) upper travertines; 14) terrarossa and red-brown clay. Piezometric contour lines after Sappa et al. (2005).

I rapporti isotopici dell'ossigeno dell'acqua e dell'azoto e dell'ossigeno dei nitrati sono riportati nella consueta unità delta definita dalla relazione:

$$\delta_{campione} = \left(\frac{R_c}{R_s} - 1 \right) * 1000$$

dove R_c e R_S sono rispettivamente i rapporti $^{15}N/^{14}N$ o $^{18}O/^{16}O$ del campione e dello standard. I valori del $\delta^{15}N$ e del $\delta^{18}O$ sono riferiti agli standard internazionali, l'aria (AIR) per l'azoto e l'acqua di mare (V-SMOW) per l'ossigeno.

Risultati analitici

Il chimismo delle acque studiate

Nella Tabella 1 sono riportate le concentrazioni (in mg/l) degli ioni maggiori unitamente ai parametri chimico-fisici (pH, Eh, CE, TSD, T, OD) fondamentali per caratterizzare lo stato redox delle acque.

Il valore medio di pH è pari a 7,48 ± 0,50; il minimo si registra nelle acque del pozzo W108 (5,81) e il valore massimo in quelle del pozzo W103 (8,07). La conducibilità elettrica specifica ha un valore medio pari a 676 ± 255 µS/cm ed è compresa tra 306 µS/cm delle acque del pozzo W103 e 1336 µS/cm di quelle del pozzo W63. I valori di ossigeno disciolto sono compresi tra 2,22 mg/l (W 129) e 6,92 mg/l (W 105) con un valore medio di 5,2 ± 1,2 mg/l.

La Figura 2 mostra la composizione chimica complessiva dei campioni. Le acque dei pozzi W79, W83, W100, W103, W104, W105, W107, W109 e W110 ricadono nel quadrante tipico delle acque bicarbonato-alcalino-terrose e le acque dei pozzi W22b, W77, W94, W97, W101, W106 e W108 in quello delle acque solfato–calciche.

Le concentrazioni di nitrati sono molto variabili e spesso elevate, in media 85 ± 68 mg/l. La concentrazione massima è stata misurata nel pozzo W94 (270 mg/l) e quella minima (2 mg/l) nel pozzo W103. Più del 60% dei campioni presenta concentrazioni maggiori di 50 mg/l e circa il 30% dei campioni mostra delle concentrazioni maggiori di 100 mg/l.

La composizione isotopica delle acque e dei nitrati

$\delta^{18}O\text{-}H_2O$

Poiché i pozzi studiati presentano profondità molto variabili e non è nota la stratigrafia, non è possibile stabilire l'origine delle acque che potrebbero appartenere ad acquiferi differenti. Tuttavia la geochimica isotopica può aiutare a risolvere il problema, misurando la composizione isotopica dell'ossigeno delle acque. In questo rispetto i valori ottenuti (Tab. 1) sono risultati molto uniformi ($\delta^{18}O_{medio}$ = - 5,23 ± 0,13‰).

$\delta^{15}N\text{-}NO_3$ e $\delta^{18}O\text{-}NO_3$

Le composizioni isotopiche dei nitrati hanno evidenziato una notevole variabilità, compresa tra + 3,13 e + 14,85‰ (AIR) per l'azoto e + 3,11 e + 11,17‰ (SMOW) per l'ossigeno. Le variazioni delle composizioni isotopiche dell'azoto e dell'ossigeno sono riportate graficamente in Figura 3, dove sono tracciati i campi di appartenenza delle diverse fonti di nitrato.

Discussione

Le alte concentrazioni di nitrati nella maggior parte delle acque studiate indicano una sorgente antropica, poiché non ci sono cause geologiche che giustificano detti valori. In particolare, le possibili sorgenti dei nitrati sono riferibili all'uso di fertilizzanti e/o di liquami animali.

I contenuti in O_2 disciolto nelle acque non mostrano alcuna correlazione con le concentrazioni di nitrato. Questo fatto, unitamente all'assenza di Fe e Mn, indica che le acque studiate sono ossigenate e lo stato redox dell'acquifero non è in grado di promuovere generali fenomeni di denitrificazione (Korom, 1992).

La distribuzione continua dei dati composizionali delle acque (Figura 2) suggerisce l'esistenza di una miscelazione tra due facies idrochimiche distinte: l'una bicarbonato-alcalino-terrosa, l'altra solfato-calcica.

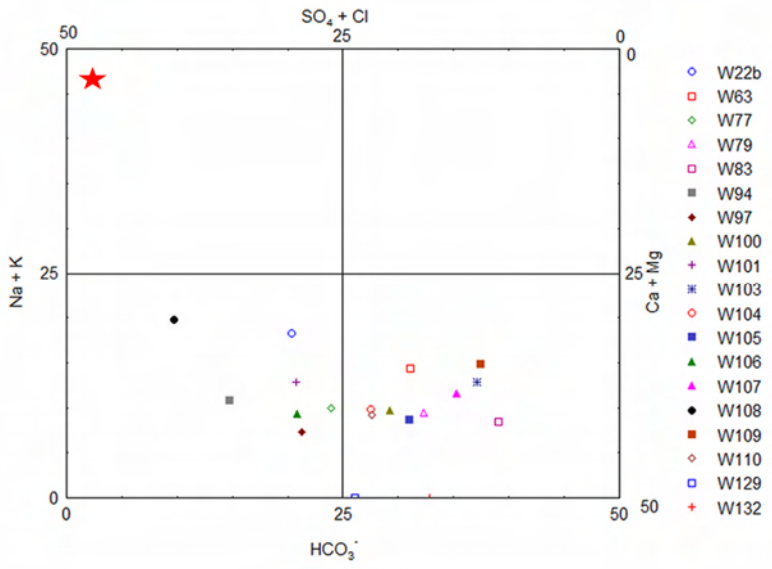


Figura 2 - Diagramma di Langelier-Ludwig per la classificazione delle acque campionate nella pianura Pontina.
Figure 2 - Langelier-Ludwig diagram for the classification of the waters sampled from the Pontina plain.

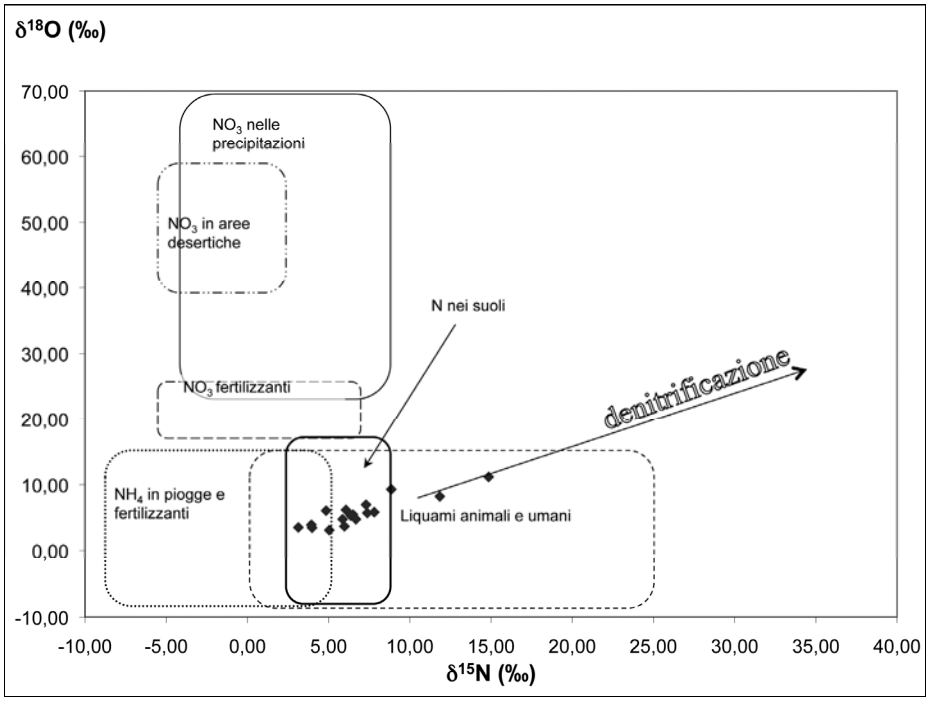


Figura 3 - Composizioni isotopiche dell'azoto (AIR) e dell'ossigeno (V-SMOW) dei nitrati disciolti nelle acque dei pozzi campionati della pianura Pontina. I campi di appartenenza delle diverse fonti di nitrato sono stati tracciati utilizzando quanto riportato da Silva et al. (2002).

Figure 3 - Plot of the $\delta^{15}N\text{-}NO_3^-$ vs the $\delta^{18}O\text{-}NO_3^-$ for the water samples from the Pontina alluvial plain (fields of the nitrate sources after Silva et al., 2002).

Tabella 1 - Principali parametri chimico-fisici e chimici e rapporti isotopici nelle acque studiate della pianura Pontina.

Table 1 – Principals physical-chemical and chemical parameters and isotope ratios of the water samples from the Pontina plain.

ID	pH	T (°C)	CE (µS/cm)	Eh (mV)	O_2 (mg/l)	Cl (mg/l)	NO_3 (mg/l)	SO_4 (mg/l)	HCO_3 (mg/l)	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	Na (mg/l)	K (mg/l)	$\delta^{15}N_{NO3}$ (AIR)	$\delta^{18}O_{NO3}$ (V-SMOW)	$\delta^{18}O_{H2O}$ (V-SMOW)
W22b	7,70	16,3	729	64	4,59	120	25	22	152	60	14	39	27	14,85	11,17	-5,35
W63	7,27	18,0	1336	180	3,86	113	102	65	355	162	19	82	13	8,86	9,29	-4,79
W77	7,44	13,7	1084	245	5,64	110	128	71	281	144	33	55	3	6,37	5,30	-5,45
W79	7,22	14,2	600	272	5,72	68	47	19	201	57	23	24	2	5,97	3,69	-5,81
W83	7,89	15,0	407	216	5,98	28	5	6	200	47	16	16	2	6,49	5,47	-
W94	6,88	16,6	731	253	5,87	57	270	30	56	57	29	32	2	6,68	4,76	-4,76
W97	7,65	17,8	893	212	5,02	43	172	99	170	93	36	28	3	6,07	6,17	-4,94
W100	8,01	15,4	471	164	5,15	34	60	12	121	54	14	20	2	3,93	3,89	-5,92
W101	6,81	16,3	664	224	6,50	46	153	41	98	64	21	38	2	5,04	3,11	-4,97
W103	8,07	15,9	306	110	6,09	23	2	7	135	40	8	20	2	3,14	3,52	-5,11
W104	7,79	12,6	671	166	5,51	45	85	30	152	66	23	28	2	7,81	5,83	-5,09
W105	7,64	13,1	652	286	6,92	50	78	20	206	72	22	25	2	3,98	3,47	-5,12
W106	7,38	15,3	1002	-	-	89	148	113	159	99	38	40	4	7,30	6,97	-4,84
W107	7,46	13	678	-	-	45	91	21	244	66	11	28	2	3,94	3,93	-5,12
W108	5,81	10,8	581	-	-	86	48	75	59	32	20	47	3	4,84	6,06	-5,46
W109	7,74	12,7	412	-	-	33	12	20	268	41	9	26	2	13,12	10,22	-5,13
W110	7,58	15,9	627	-	-	54	93	16	146	65	17	23	2	5,86	4,7	-5,52
W129	7,91	15,9	432	241	2,22	42	6	49	141	44	-	-	-	11,84	8,22	-5,34
W132	7,94	14,6	564	225	3,82	48	96	11	179	55	-	-	-	7,38	5,71	-5,34

Ciò potrebbe essere il riflesso di un progressivo mescolamento di due (o più) acquiferi a livelli di circolazione differenti, oppure di un unico acquifero caratterizzato da una grande eterogeneità fisica (pozzi multi-fenestrati e profondità molto dissimili). I pozzi caratterizzati da acque con concentrazioni maggiori in solfati e cloruri si attestano a profondità di ~ - 70 m dal p.c., ossia nei sedimenti di origine marina. Al contrario, le acque con composizione chimica bicarbonato-alcalino-terrosa sono quelle dei pozzi più superficiali (~ - 15 m dal p.c.). Sebbene sia stata dimostrata un'origine comune delle concentrazioni di solfati e nitrati legata alle pratiche agricole ed in particolare alle fertilizzazioni (Vitoria et al. 2003; Lasagna et al. 2005), nelle acque studiate non sono osservabili covariazioni degli anioni maggiori con i nitrati; ciò indica che le concentrazioni in solfati e cloruri hanno probabilmente cause geologiche, non collegabili quindi all'introduzione dei nitrati nel sistema idrico considerato.

I valori di $\delta^{18}O$ misurati nelle acque ($\delta^{18}O_{medio}$ = - 5,23 ± 0,13‰) sono del tutto paragonabili a quelli delle precipitazioni meteoriche della costa tirrenica (Longinelli e Selmo, 2003). In particolare, per la stazione di Sabaudia (altezza = 37 m s.l.m.; Foglio IGM 170; UTM 33N (m) = 4574001; UTM 33E (m) = 335002), gli Autori indicano un valore medio annuo di $\delta^{18}O$ di - 5,13‰. È quindi evidente che la ricarica dei pozzi avviene esclusivamente per apporto meteorico e tutte le acque, particolarmente quelle a composizione solfato-calcica, hanno un'origine comune, pur differenziandosi chimicamente a seconda dell'interazione tra acqua e roccia.

Per quello che riguarda la distinzione tra le due possibili sorgenti antropogeniche dei nitrati, la loro composizione isotopica indica che la maggior parte dei campioni rientra nel campo di appartenenza dei nitrati prodotti dalla naturale ossidazione dell'azoto contenuto nella materia organica del suolo, come è evidente dalla distribuzione dei valori in Figura 3. È possibile affermare che nell'intervallo di valori di composizione isotopica dell'azoto approssimativamente compreso tra + 4 e + 8‰ possono rientrare i nitrati di acque di aree agricole; i fertilizzanti azotati infatti attraverso fenomeni di scambio isotopico e frazionamenti che si possono verificare nel sistema suolo, modificano in modo significativo la loro composizione isotopica originaria, giungendo a valori che ricadono nel campo di valori dell'azoto nitrificato del suolo (Green et al., 1998).

Le composizioni isotopiche dell'ossigeno dei nitrati non evidenziano direttamente, tra le principali fonti di nitrato, i fertilizzanti sintetici. È noto infatti che i fertilizzanti sintetici sono prodotti a partire dall'azoto ($\delta^{15}N$ = 0‰) e dall'ossigeno ($\delta^{18}O$ = + 23‰) atmosferici (Kendall, 1998). Se la fonte principale dei nitrati fossero quindi i fertilizzanti sintetici, ci si dovrebbe pertanto aspettare dei valori di $\delta^{18}O$ nei nitrati prossimi a 23‰.

Al contrario, i $\delta^{18}O$ misurati nelle acque sono molto più bassi. È stato tuttavia dimostrato che il nitrato dei fertilizzanti, a causa dell'attività batterica del suolo, può subire frazionamenti significativi del $\delta^{18}O$ fino a valori prossimi a zero (Mengis et al., 2001). In particolare, da studi biochimici e batteriologici (ad es. Amberger e Schimdt, 1987; Bottcher et al., 1990; Kendall, 1998) risulta che l'ossigeno dei nitrati, prodotto da processi di nitrificazione batterica in esperimenti di laboratorio, deriva per due terzi dall'acqua e per un terzo dall'aria. In questo rispetto, poiché le acque sotterranee studiate hanno un valore medio di $\delta^{18}O$ pari a – 5,23‰ e il $\delta^{18}O\text{-}NO_3^-$ dell'aria è 23‰, il $\delta^{18}O\text{-}NO_3^-$ iniziale legato alla nitrificazione risulterebbe + 4,2‰.

Questo valore è effettivamente simile a quello misurato nelle acque che hanno le composizioni isotopiche dell'azoto e dell'ossigeno dei nitrati più basse. Tali valori isotopici possono essere quindi ragionevolmente ritenuti il prodotto dei processi di frazionamento occorsi a fertilizzanti e/o all'ossidazione dell'azoto del suolo. Al contrario, per quelle acque studiate che presentano valori nettamente maggiori di $\delta^{15}N$ (> + 8‰, Figura 4) e moderatamente più alti di $\delta^{18}O$ (> + 9‰, Figura 4) dei nitrati, si può pensare a un processo di miscelazione tra l'azoto ossidato del suolo e/o dei fertilizzanti sintetici e quello derivante da letame e/o liquami da fosse biologiche.

Tuttavia, è possibile che non tutti i suddetti alti valori isotopici siano ascrivibili alla miscelazione di queste due fonti di nitrato, poiché anche il processo di denitrificazione può generare alti $\delta^{15}N$ e $\delta^{18}O$, qualora si abbiano in concomitanza basse concentrazioni di nitrato. Questo è presumibilmente il caso delle acque dei pozzi W22b, W109 e W129.

I processi di denitrificazione, che sono testimoniati dalla covariazione diretta delle composizioni isotopiche dell'azoto e dell'ossigeno e da basse concentrazioni di nitrato (Kendall, 1998), si osservano a ridotti livelli di ossigeno attraverso una serie di passaggi ciascuno mediato da microrganismi, il cui prodotto finale è l'azoto atmosferico (Korom, 1992).

In un grafico $\ln NO_3/\delta^{15}N$ (o $\ln NO_3/\delta^{18}O$) un processo di questo tipo dovrebbe mostrare un andamento lineare, con un coefficiente angolare negativo, poichè la denitrificazione può essere descritta come una reazione unidirezionale con un passaggio singolo, dove l'evoluzione del $\delta^{15}N$ (o del $\delta^{18}O$) e della concentrazione del nitrato è rappresentata dalla classica equazione di Rayleigh (Mariotti et al., 1988). Nella Figura 4 sono riportati i valori del logaritmo naturale della concentrazione e della composizione isotopica dell'azoto dei nitrati nelle acque campionate. Appare chiaro che non c'è alcuna correlazione tra le due variabili. È dunque possibile escludere processi di denitrificazione a scala generale. Nonostante ciò, le alte composizioni isotopiche, unitamente alle basse concentrazioni dei nitrati delle acque dei pozzi W22b, W109 e W129 potrebbero indicare fenomeni di denitrificazione, nel quadro di episodi temporanei e isolati nel corso dell'anno.

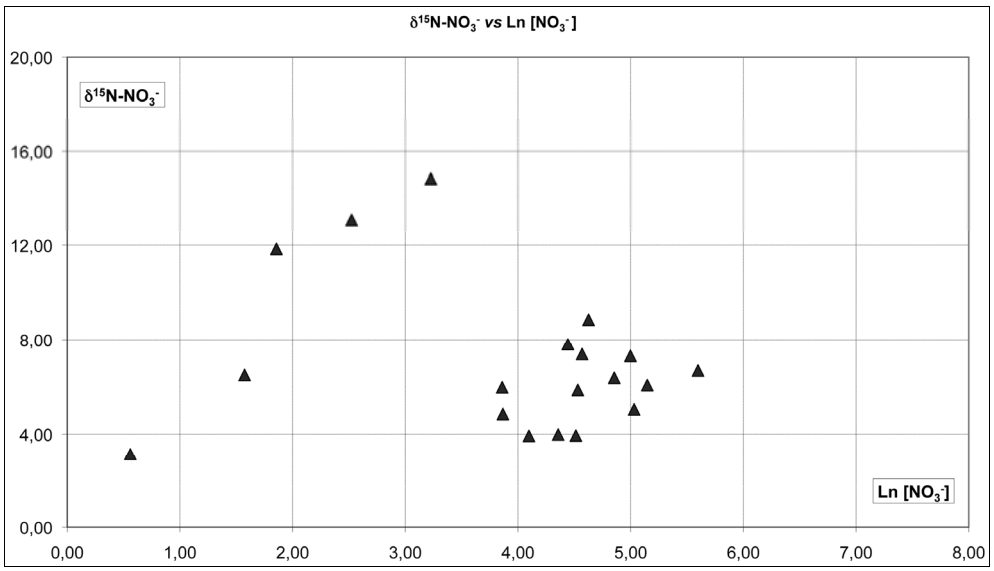


Figura 4 - Grafico del logaritmo naturale della concentrazione dei nitrati contro le composizioni isotopiche dell'azoto.
Figure 4 –Plot of the ln of nitrate concentration vs the $\delta^{15}N$ composition of the water samples from the Pontina alluvial plain.

Condizioni favorevoli alla denitrificazione, come ad esempio ridotti livelli di ossigeno, possono essersi verificati durante i primi mesi dell'anno, quando si registra solitamente il massimo delle piogge.

Le caratteristiche granulometriche del suolo, infatti, unitamente alle abbondanti piogge invernali, potrebbero portare alla parziale chiusura dei pori all'interno del suolo, con conseguente rallentamento della circolazione e del consumo di ossigeno, instaurando condizioni temporaneamente riducenti. L'evenienza di fenomeni di intermittenza nelle caratteristiche fisiche di acque sotterranee, anche se limitatamente alla zona insatura, è stata dimostrata sperimentalmente da Koba et al. (1997).

Conclusioni

Sono state campionate nel 2007 le acque di 19 pozzi, distribuiti prevalentemente nel settore costiero della pianura Pontina. Le acque di 9 pozzi sono tipicamente bicarbonato-alcalino-terrose e quelle di 7 pozzi solfato–calciche.

Il presente lavoro dimostra il forte impatto delle attività agricole sulla qualità delle acque sotterranee, in particolare per quanto riguarda le concentrazioni di nitrati che risultano molto variabili e spesso elevate, in media, di 85 ± 69 mg/l. In particolare, nelle zone sabbiose della pianura a più elevata permeabilità, la contaminazione da nitrati nelle acque sotterranee è maggiore.

La composizione isotopica dell'ossigeno delle acque studiate è uniforme ($\delta^{18}O$ = - 5,23 ± 0,13‰) e simile a quella delle precipitazioni della locale costa tirrenica (-5,13‰, Longinelli e Selmo, 2003). Ciò permette di affermare che la ricarica dei pozzi è riconducibile essenzialmente all'apporto meteorico e tutte le acque studiate hanno una comune origine, seppur chimicamente differenziata in base all'interazione tra acqua e roccia.

Le composizioni isotopiche dei nitrati misurate nelle acque sono notevolmente variabili, essendo comprese tra + 3,13 e + 14,85‰ (AIR) per l'azoto e + 3,11‰ e + 11,17‰ (SMOW) per l'ossigeno. La maggior parte dei nitrati risulta essere il prodotto della naturale ossidazione dell'azoto contenuto nella materia organica del suolo e/o nei fertilizzanti. Le analisi isotopiche, in particolare dell'ossigeno dei nitrati, indicano che, se la sorgente dei nitrati è costituita dai fertilizzanti, questi, a causa di processi biogeochimici complessi che avvengono nei suoli, hanno subito un significativo frazionamento della composizione isotopica iniziale. Le composizioni isotopiche più alte dell'azoto e dell'ossigeno dei nitrati sono interpretabili, invece, come il risultato di un progressivo processo di miscelazione tra liquami animali e fertilizzanti.

Infine, la composizione chimica delle acque studiate riveste fondamentale importanza nell'interpretazione di fenomeni quali, ad esempio, quelli di denitrificazione. Questi processi possono verificarsi nelle acque studiate solo occasionalmente e temporaneamente per condizioni particolari e circoscritte dell'acquifero. Infatti non si hanno generalmente condizioni riducenti tali da causare fenomeni di denitrificazione ad ampia scala.

Bibliografia

Amberger, A., Schmidt, H.L., 1987. Naturliche Isotopengehalte von nitrat als indikatoren für dessen herkunft. Geochimica Cosmochimica Acta, 51, 2699-2705.

Aravena, R., Evans, M.L., Cherry, J.A., 1993. Stable isotopes of oxygen and nitrogen in

source identification of nitrate from septic systems. Ground Water, 31, 180 – 186.

Atlas, R.M.. 1997. Principles of Microbiology. 2nd edn. Wm. C. Brown Publishers, Dubuque, IA.

Boni, C., Calderoni, G., Lombardi, S., Turi, B., 1980. Indagine idrogeologica e geochimica sui rapporti tra ciclo carsico e circuito idrotermale nella Pianura Pontina (Lazio meridionale). Geologia Applicata e Idrogeologia, 15, 203 – 245.

Bottcher, J., Strebel, O., Voerkelius, S., Schmidt, H., 1990. Using isotope fractionation of nitrate-nitrogen and nitrate-oxygen for evaluation of microbial denitrification in a sandy aquifer. Journal of Hydrology, 114, 413 – 424.

Chang, C.C.Y., Langston, J., Riggs, M., Campbell, D. H., Silva, S. R., Kendall, C., 1999. A method for nitrate collection for $\delta^{15}N$ and $\delta^{18}O$ analysis from waters with low nitrate concentrations. Canadian Journal of Fisheries Aquatic Sciences, 56, 1856–1864.

Dittert, K., Goerges, T., Sattelmacher, B., 1998. Nitrogen turnover in soil after application of animal manure and slurry as studied by the stable isotopes ^{15}N: a review. Zeitschrift fur Pflanzenernahrung und Bodenkunde, 161, 453-463.

Epstein, S., Mayeda, T., 1953. Variations of ^{18}O content of waters from natural sources. Geochimica Cosmochimica Acta, 4, 213–221.

Fukada, T., Hiscock, K. M., Dennis, P. F., Grischek, T., 2003. A dual isotope approach to identify denitrification in groundwater at a river-bank infiltration site. Water Research, 37, 3070 – 3078.

Goolsby, D. A., 2000. Mississippi basin nitrogen flux believed to cause gulf hypoxia. EOS, 321-327.

Green, A.R., Feast, N.A., Hiscock, K.M., Dennis, P.F., 1998. Identification of the source and fate of nitrate contamination of the Jersey bedrock aquifer using stable nitrogen isotopes. In: Robins N.S. (1998 ed.) - Groundwater pollution, Aquifer Recharge and Vulnerability, Special Publications, 130, 23 – 35, Geological Society, London.

Jansson, S. L., Persson, J., 1982. Mineralization and immobilization of soil nitrogen. In Nitrogen in Agricultural Soils; Stevenson, F. J., Ed.; Agronomy 22; American Society of Agronomy: Madison, WI, 229-252.

Katz, B. G., Chelette, A. R., Pratt T. R., 2004. Use of chemical and isotopic tracers to assess nitrate contamination and ground-water age, Woodville Karst Plain, USA. Journal of Hydrology, 289, 36 – 61.

Kendall, C., 1998. Tracing sources and cycling of nitrate in catchments. In: Kendall C. & McDonnell J.J. (1998 Eds.) - Isotope tracers in catchment hydrology, 519 – 576, Elsevier, Amsterdam.

Koba, K., Tokuchi, N., Wada, E., Nakajima, T., Iwatsubo, G., 1997. Intermittent denitrification: the application of a ^{15}N natural abundance method to a forested ecosystem. Geochimica Cosmochimica Acta, 61, 5043 – 5050.

Korom, S.F., 1992. Natural denitrification in the saturated zone: a review. Water Resources Research, 28, 1657 -1668.

Kreitler, C.W., 1979. Nitrogen-isotope ratio studies of soils and groundwater nitrate from alluvial fan aquifers in Texas. Journal of Hydrology, 42, 147 – 170.

Kreitler, C.W., Browning, L.A., 1983. Nitrogen-isotope analysis of groundwater nitrate in carbonate aquifers: natural sources versus human pollution. Journal of Hydrology, 61, 285 – 301.

Lasagna, M., De Luca, D.A., Sacchi, E., Bonetto, S., 2005. Studio dell'origine dei nitrati nelle acque sotterranee piemontesi mediante gli isotopi dell'azoto. Giornale di Geologia Applicata, 2, 137-143.

Manfredini, M., 1977. Orientamenti per l'analisi idrogeologica dell'Agro Pontino. Atti: l'acqua per la Piana Pontina: situazioni e prospettive. Latina, 8 gennaio 1977, 89 – 114.

Mariotti, A., Landreau, A., Simon, B., 1988. ^{15}N isotope biogeochemistry and natural denitrification process in groundwater: application to the chalk aquifer of northern France. Geochimica Cosmochimica Acta, 52, 1869 – 1878.

Mengis, M., Walther, U., Bernasconi, S. M., Wehrli B., 2001. Limitation of using $\delta^{18}O$ for the sources identification of nitrate in agricultural soils. Environmental Science & Technology, 35, 1840-1844.

Panno, S.V., Hackley, K.C., Hwang, H.H., Kelly, W.R., 2001. Determination of the sources of nitrate contamination in karst springs using isotopic and chemical indicators. Chemical Geology, 179, 113 – 128.

Paul, E.A., Clark, F.E., 1996. Soil Microbiology and Biochemistry. 2nd edn. Academic Press. San Diego.

Sappa. G., Coviello, M.T., Rossi, M., 2005. Environmental effects of aquifer overexploitation in the Pontina Plain. In: Proceedings of the IV national meeting on groundwater management and protection, Parma, Italy, 21–23 Sept 2005

Silva, S.R., Kendall, C., Wilkison, D.H., Ziegler, A.C., Chang C.C.Y., Avanzino, R.J., 2000. A new method for collection of nitrate from fresh water and the analysis of the nitrogen and oxygen isotope ratios. Journal of Hydrology, 228, 22 – 36.

Silva, S.R., Ging, P.B., Lee, R.W., Ebbert, J.C., Tesoriero, A.J., Inkpen, E.L., 2002. Forensic applications of nitrogen and oxygen isotopes in tracing nitrate sources in urban environments. Environmental Forensics, 3, 125 – 130.

Tuccimei, P., Salvati, R., Capelli, G., Delitala, M. G., Primavera, P., 2005. Groundwater fluxes into a submerged sinkhole area, Central Italy, using radon and water chemistry. Applied Geochemistry, 20: 1831-1847.

Vitoria, L., Soler, A., Serrano, J., Vila, A., 2003. ^{15}N and ^{18}O isotopes as tracers of agricultural groundwater contamination in Osona (NE, Spain). Isotope Hydrology and Integrated Water Resources Management. In: International symposium held in Vienna, 19-23 May 2003.

Wassenaar, L., 1995. Evaluation of the origin and fate of nitrate in the Abbotsford Aquifer using the isotopes of ^{15}N and ^{18}O in NO_3^-. Applied Geochemistry, 10, 391 – 405.

EngHydroEnv Geology 2009, 12, 173-184 - doi: 10.1474/EHEGeology.2009-12.0-15.0262

Effetti dei cambiamenti climatici sulle risorse idriche sotterranee dei Monti Lattari (Campania)

Daniela Ducci[1], Giuseppe Tranfaglia[2]

[1] Dipartimento di Ingegneria Idraulica, Geotecnica e Ambientale - Università Federico II - email: daniela@unina.it
[2] Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale – Roma - e-mail: giuseppe.tranfaglia@apat.it

Effects of climate change on Lattari Mountains groundwater resources (Campania)

ABSTRACT: The hydrogeological outline of the Lattari Mountains is noteworthy for the presence of an important groundwater resource, influenced by the karst network and flowing towards springs (total discharge of about 2 m^3/s), towards the Sarno Plain (by groundwater underflow) and towards the sea. Moreover, there is a shallow groundwater flow, testified by upper-level springs. The analysis of climate change impacts on groundwater resources of Lattari Mountains has been performed using a long climatic series. The first part of the climatic series, including rainfall and temperature data from 1951 to 1999, comes from a network of inadequate gauge density, but with a very long and continuous data set. The second part, from 2000, derives from a new digital climatic gauge network, well distributed on the territory, but at present with only a short data set. The groundwater budget calculation shows for the 20 years 1981-2000 a mean decrease of 39% of the average infiltration of the previous thirty years. For the years 2000–2008 the situation seems less critical, but the climatic data set is too short and the climatic gauge network is changed.

Key terms: Groundwater, Rainfall, Climate Change, Groundwater Budget, Lattari Mountains, Campania
Termini chiave: Acque sotterranee, Precipitazioni, Cambiamenti climatici, Bilanci idrogeologici, Monti Lattari, Campania

Riassunto

I Monti Lattari sono estremamente interessanti sotto il profilo idrogeologico per i seguenti motivi:
- presenza di un contesto geomorfologico-strutturale che ha condizionato lo sviluppo del reticolo carsico;
- deflusso delle acque sotterranee verso sorgenti di notevole portata (circa 2 m^3/s in totale), verso la Piana del Sarno, per travaso sotterraneo, e verso mare;
- presenza di sorgenti "in quota" alimentate da falde sospese superficiali.

L'analisi degli effetti del cambiamento climatico sulle risorse idriche sotterranee dei monti Lattari è stata sviluppata utilizzando una lunga serie di dati climatici. La prima parte di tale serie, dal 1951 al 1999, include i dati acquisiti dalle stazioni meccaniche (non più operanti) della rete storica, la cui densità spaziale è bassa, ma che fornisce un insieme di dati molto grande e continuo. La seconda parte dei dati proviene dalla nuova rete di monitoraggio, che acquisisce i dati in tempo reale ed è pienamente operativa a partire dal 2000. Tale nuova rete è molto meglio distribuita sul territorio, ma attualmente conta su un piccolo insieme di dati. In conclusione l'analisi svolta ha evidenziato che dal 1980 al 1999 le precipitazioni nei Monti Lattari sono diminuite del 20%, mentre si è avuto un evidente incremento delle temperature, in media di 0.4 - 0.5 °C. Tutto ciò ha portato ad una forte diminuzione dell'infiltrazione media che dalla fine degli anni 1980 al 1999 risulta diminuita del 39% (circa 1,6 m^3/s). La situazione sembra meno critica per il periodo 2000–2008, ma la serie di dati è troppo breve e la distribuzione delle stazioni climatiche è cambiata.

Introduzione

In tutto il Mediterraneo è in corso una fase climatica caratterizzata da una diminuzione delle precipitazioni medie annue e da un incremento della temperatura (IPCC 2007). Tali variazioni influenzano in maniera rilevante il bilancio idrologico determinando sulle risorse idriche sotterranee effetti diretti, quali la diminuzione di portata delle sorgenti e gli abbassamenti dei livelli piezometrici, ed effetti indiretti, quali richiami in falda di acque superficiali, maggiore sfruttamento delle falde dovuto all'aumento della richiesta idropotabile, etc (Dragoni e Sukhija, 2008). Un precedente studio effettuato su tutta la Campania (Ducci e Tranfaglia, 2008) ha evidenziato tra le aree più colpite dalla riduzione di infiltrazione i Monti Lattari, per i quali è stata svolta una ricerca di dettaglio.

Assetto idrogeologico

L'unità idrogeologica dei Monti Lattari è costituita da una dorsale carbonatica delimitata a nord dalla piana di Sarno, ad est dalla direttrice tettonica Nocera Superiore

Vietri sul Mare e, sugli altri lati, dal mare (Figura 1).

Nel settore meridionale l'area in studio è costituita da rocce calcareo-dolomitiche (Trias-Giura) ed in quello settentrionale da calcari cretacici a luoghi ricoperti da flysch miocenici trasgressivi, prevalentemente arenacei. Depositi quaternari detritico-piroclastici connessi con l'attività vulcanica dei centri eruttivi campani sono presenti nei settori pianeggianti (piane di Sorrento, Vico, Agerola) e diffusamente, ma con spessori modesti, sui versanti carbonatici.

All'interno dei Monti Lattari la circolazione idrica sotterranea è molto articolata (Celico e Corniello, 1979; Ghiara et al., 1997): le principali direttrici tettoniche e il locale innalzamento delle dolomie basali determinano un frazionamento della circolazione idrica sotterranea in più bacini idrici sotterranei sufficientemente autonomi (Piscopo et al, 1995). È possibile riconoscere, procedendo da Ovest verso Est, i seguenti bacini sotterranei (Figura 1):

L'Isola di Capri: caratterizzata da una successione di rocce calcaree, calcareo-dolomitiche e, subordinatamente, dolomitiche. Verso l'alto, la successione termina con un flysch arenaceo. L'acquifero è di scarsa rilevanza, non costituendo una riserva di acqua dolce a causa della limitata estensione areale e della scarsa capacità di immagazzinamento. La falda, presente occasionalmente e di spessore ridotto, recapita immediatamente le acque di infiltrazione verso mare.

La Penisola Sorrentina: qui affiorano sia le rocce permeabili calcaree e calcareo-dolomitiche, sia i depositi impermeabili arenaceo-marnosi generalmente in facies torbiditica. Questi ultimi tamponano sovente sia dal basso ("impermeabile di base") sia lateralmente la circolazione idrica sotterranea. Il principale recapito delle acque sotterranee è costituito dal mare, lungo tutto il perimetro costiero.

Il Monte Vico Alvano: costituito da rocce prevalentemente calcaree e calcareo-dolomitiche molto permeabili per fratturazione e carsismo. Il deflusso idrico sotterraneo è orientato verso NW ed ha come recapito il mare. Le principali sorgenti sottomarine sono localizzate lungo il tratto costiero compreso tra gli abitati di Vico Equense e Meta di Sorrento, dove esse raggiungono una portata complessiva di oltre 0.3 m^3/s (Piscopo et al., 1995).

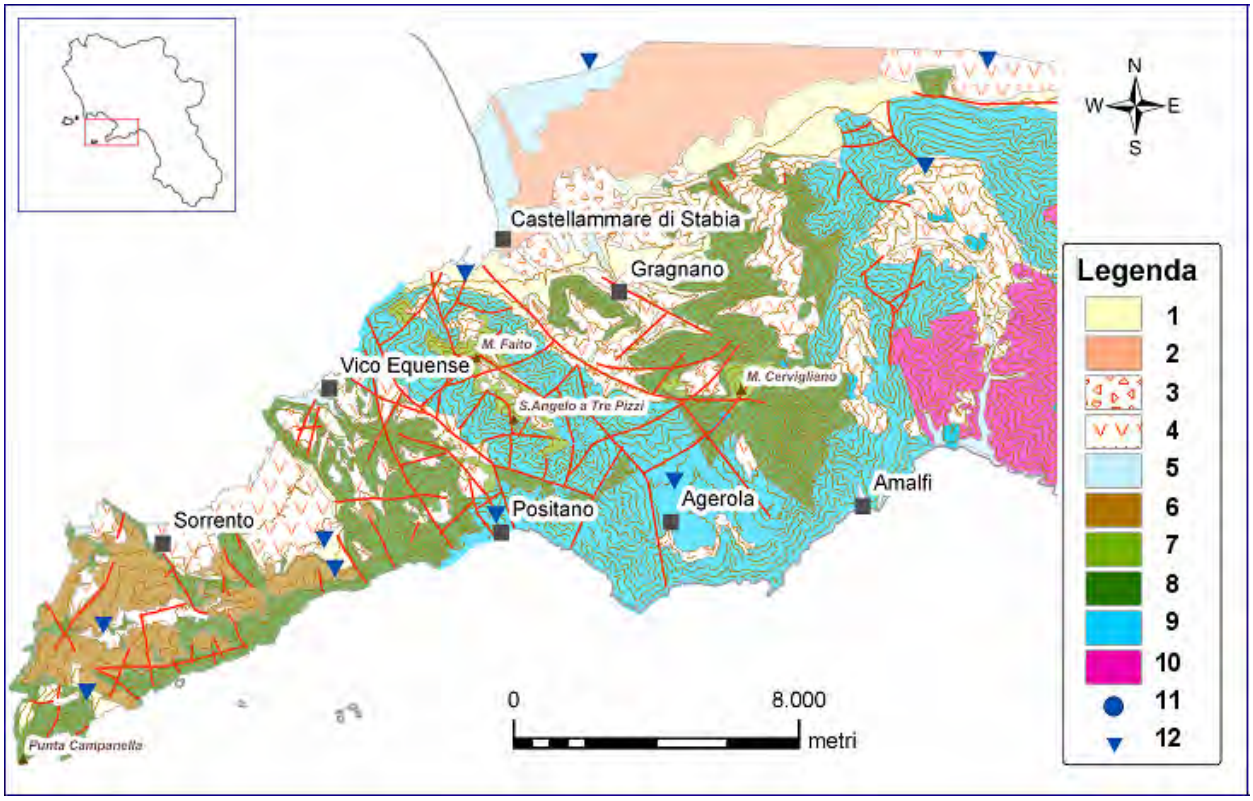


Figura 1 - Schema idrogeologico dei Monti Lattari. 1. Complesso detritico; 2. Complesso piroclastico di eruzioni vesuviane; 3. Complesso piroclastico: lapilli e cineriti; 4. Complesso piroclastico; 5. Complesso alluvionale; 6. Complesso arenaceo-argilloso; 7. Complesso calcareo (sovrascorso); 8. Complesso calcareo; 9. Complesso calcareo-dolomitico; 10. Complesso dolomitico; 11. Sorgente; 12. Stazione pluviometrica della rete tradizionale.

Figure 1 - Hydrogeological scheme of the Lattari Mountains. 1. Talus deposits; 2. Pyroclastic deposits of Vesuvian origin; 3. Pyroclastic deposits: lapillo and ashes; 4. Pyroclastic deposits; 5. Alluvial deposits; 6. Arenaceous-Clayey deposits; 7. Thrusted limestone; 8. Limestone; 9. Dolomitic limestone; 10. Dolostone; 11. Spring; 12. Rain gauge station of the old network.

Il Monte Faito: è costituito da formazioni calcaree e calcareo-dolomitiche molto permeabili per fratturazione e carsismo. È il bacino di alimentazione dei fronti sorgivi di Castellammare di Stabia e dello Scrajo (presso Vico Equense), di grande importanza sia per le peculiari caratteristiche idrochimiche (Ghiara et al., 1997; Piscopo et al., 1995 e 2000), sia per la notevole portata (solo la sorgente Fontana Grande ha una portata di circa 340 l/s). Ulteriore recapito della falda è il mare, sia come venute diffuse (lungo la costa tra Castellammare di Stabia e Vico), sia come sorgenti sottomarine (Pozzano).

Il Monte Cerreto - M. S. Angelo a Cava: risulta costituito da formazioni prevalentemente calcaree e calcareo-dolomitiche molto fratturate e carsificate. L'elevata permeabilità delle rocce dà luogo ad una circolazione idrica prevalentemente orientata verso N-NW. Le sue acque defluiscono prevalentemente verso la copertura recente della Piana di Sarno (concentrandosi in modo particolare nel settore compreso tra Castellammare di Stabia e Angri), in corrispondenza delle fasce detritiche al piede dei versanti carbonatici. Un flusso più superficiale origina *falde sospese* che alimentano alcune sorgenti alte in quota, ma con portate modeste.

Il Monte Cervigliano - Piana di Agerola: costituito da terreni prevalentemente calcareo-dolomitici, è condizionato da importanti motivi tettonici e litologici (Cinque, 1986) che orientano il deflusso idrico sotterraneo prevalentemente verso S (verso mare) e scompongono, soprattutto per la presenza di intercalazioni "meno permeabili" all'interno della serie carbonatica, la circolazione idrica sotterranea anche in senso verticale. Ciò determina una circolazione idrica sotterranea "più superficiale" originando delle *falde sospese* in quota totalmente separate dalla falda di base, talora di notevole estensione come la Piana di Agerola. Tali falde permettono l'affioramento di venute concentrate e diffuse di acque sotterranee a quote comprese tra i 200 e i 1000 m s.l.m., di portata non del tutto trascurabile (nella Piana di Agerola circa 130 l/s).

Dati pluvio-termometrici

Pur disponendo degli annali del Servizio Idrografico, la ricostruzione delle serie storiche annuali delle precipitazioni in molte località ha presentato notevoli difficoltà. La prima ha riguardato la ricerca di serie di dati sufficientemente lunghe da poter essere sottoposte ad analisi statistica. La seconda è derivata dalla verifica dei dati registrati, in relazione alle lacune attribuibili a problemi di manutenzione delle stazioni o di altra natura. Infine, la maggiore per complessità, è stata quella di reperire informazioni sulle incongruenze, fortunatamente poche, riscontrate nel set dei dati raccolto.

La prima difficoltà è stata superata in parte raccogliendo i dati analizzati e presentati in lavori già pubblicati dagli autori (Tranfaglia e Braca 2004; Ducci e Tranfaglia, 2005 e 2008).

Per quanto riguarda la seconda, partendo da serie storiche mensili, per consentire un'analisi su dati più affidabili, sono state escluse tutte le stazioni pluviometriche che presentavano numerosi periodi di interruzione e per i quali spesso non è stato possibile individuarne le cause.

Verifiche successive, effettuate incrociando serie registrate da pluviografi vicini, hanno portato ad escludere dall'analisi diverse stazioni ed a limitare il periodo di indagine ai dati acquisiti dal 1951, anno in cui sono riprese regolarmente le pubblicazioni del Servizio Idrografico, dopo l'interruzione dovuta agli eventi bellici (1939-1945). La rete pluviometrica del Servizio Idrografico in origine (1918-1925) era costituita prevalentemente da pluviometri e termometri a massima e minima, mentre negli anni '30 molte stazioni vennero integrate da pluviografi e termografi. Nel periodo della seconda guerra mondiale (1939-1945) e per gli anni immediatamente successivi, mancano i dati per numerose stazioni. Tra le stazioni dei Monti Lattari, l'unica che non presenta interruzioni è quella di Salerno Genio Civile (cfr. capitolo successivo e Figura 11), la cui serie storica può essere considerata come "rappresentativa" del clima dell'area studiata.

A seguito degli eventi franosi di Sarno del 5 maggio 1998, la rete di misura climatica è stata radicalmente modificata in tutta la Campania. Le stazioni meccaniche sono state sostituite ed integrate con nuove stazioni elettroniche digitali con trasmissione dei dati su ponti radio UHF e portate alla piena operatività nel corso del 2000 (Figura 2; Tabelle 1 e 2). La pubblicazione degli Annali Idrologici si è interrotta dal 1999, in concomitanza con il potenziamento delle reti di monitoraggio con le nuove stazioni elettroniche digitali e con la frammentazione ed il trasferimento del Servizio Idrografico Nazionale alle Regioni, avvenuto poi nel 2002.

Tabella 1 - Stazioni pluviometriche elettroniche considerate per il periodo 2000-2008.
Table 1 - Rain gauge digital stations selected for the period 2000-2008.

Pluviometro elettronico	Quota *m s.l.m.*	X_UTM	Y_UTM
Agerola	623	461590	4498889
Amalfi	114	464732	4497409
Capri	116	434635	4489138
Cava dei Tirreni	207	474929	4506313
Cetara	140	474468	4500009
Corbara-S.Egidio M.	424	466395	4508471
Gragnano	195	460052	4504256
Lettere	312	460536	4506128
Maiori	10	470217	4500381
Massa Lubrense	405	446920	4495300
Mercato S.Severino	177	479246	4514366
Pellezzano	356	479507	4508839
Pimonte	437	458149	4502808
Pompei	24	457257	4512061
Ponte Camerelle	112	473457	4509500
Ravello	390	467417	4500804
S. Mauro	37	469047	4512829
Salerno Genio Civile	28	479043	4503222
Sorrento	60	447840	4498054
Tramonti	422	470181	4506022

Tabella 2 - Stazioni pluviometriche meccaniche considerate per il periodo 1951-1999.
Table 2 - Rain gauge stations selected for the period 1951-1999.

Stazioni pluviometriche storiche	Quota *m s.l.m.*	LAT			LONG			X_UTM	Y_UTM
Nocera Inferiore	84	40	44	37	14	38	37	469979	4510622
Sarno	36	40	49	56	14	35	28	465592	4520478
Scafati	9	40	44	34	14	30	41	458815	4510583
Gragnano	163	40	41	13	14	31	28	459884	4504379
Castellammare di Stabia	9	40	41	24	14	28	14	455332	4504744
Piano di Sorrento (S.Pietro)	307	40	36	59	14	25	41	451688	4496596
Piano di Sorrento (D'ardia)	228	40	37	25	14	25	28	451388	4497399
Massalubrense (Turro)	265	40	36	7	14	21	5	445191	4495037
Massalubrense (Nerano)	195	40	35	7	14	20	46	444731	4493190
Positano	172	40	37	48	14	28	53	456208	4498079
Agerola (Pianillo)	691	40	38	19	14	32	25	461194	4499007
Tramonti (Chiunzi)	617	40	43	2	14	37	23	468231	4507700
Baronissi	220	40	44	53	14	46	24	480933	4511079
Salerno (Genio Civile)	26	40	40	38	14	45	3	479011	4503221
Salerno (Pastena)	30	40	39	50	14	47	30	482458	4501732
Capri (Aer. Militare)	264	40	32	45	14	15	13	436865	4488874

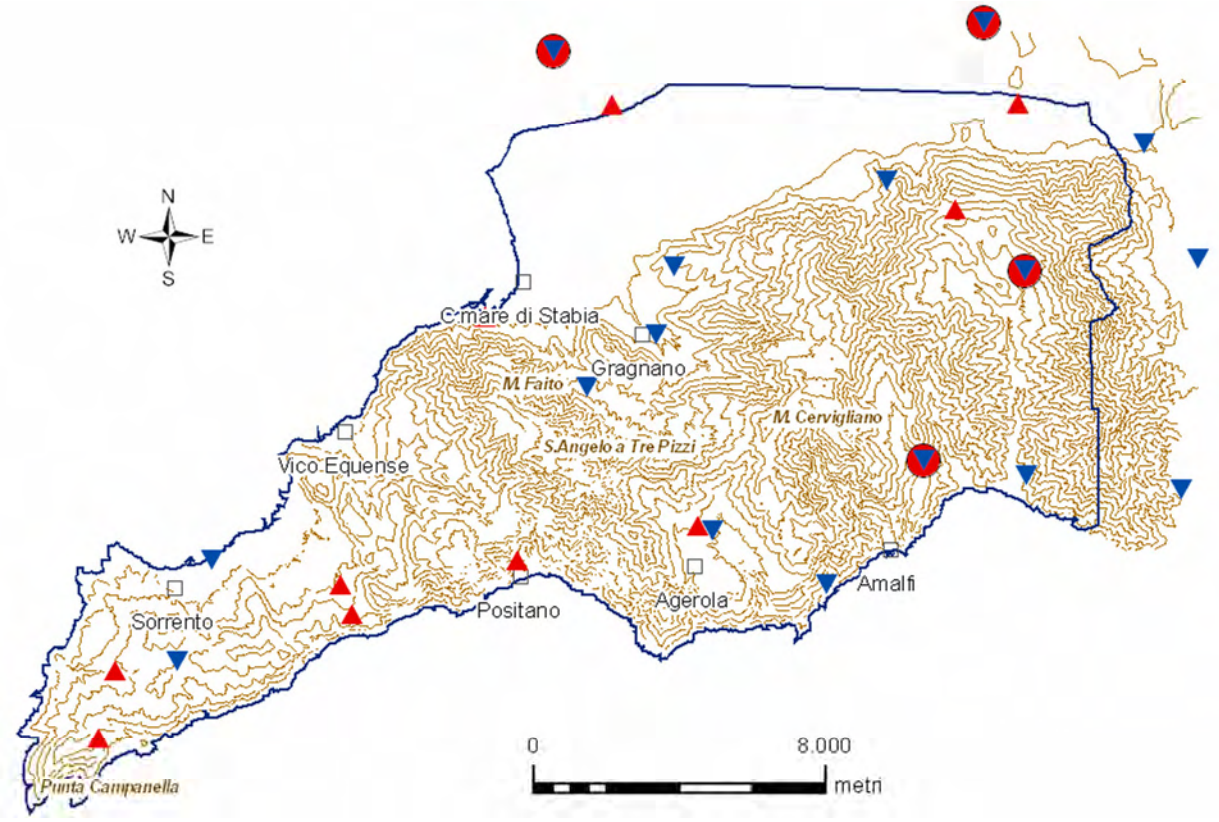


Figura 2 - Area di studio e ubicazione delle stazioni termo-pluviometriche; in azzurro le stazioni pluviometriche della rete tradizionale, in rosso le stazioni della rete elettronica in telemisura (triangolo: stazioni pluviometriche; cerchio: stazioni termometriche).
Figure 2 - Study area and climate gauge stations. In blue the rain gauge stations of the old network, in red the new digital climate network (Triangles represent the rain gauge stations; Circles represent the temperature).

La terza difficoltà, relativa alle incongruenze nel set dei dati, è stata superata, dopo una verifica puntuale delle diverse serie storiche disponibili, analizzando i dati di precipitazione mensile e annua delle 16 stazioni pluviometriche meccaniche (Figura 2 e Tabella 2) che avevano registrato le serie più complete nel cinquantennio 1951-1999.

Le 16 stazioni, di cui alcune un po' periferiche, hanno quote variabili tra i 9 e i 300 m s. l. m. (tranne due stazioni che raggiungono i 700 m s.l.m.), a fronte di una quota massima di 1444 m s.l.m. dei Monti Lattari.

Le nuove stazioni elettroniche installate sui Monti Lattari (Figura 2 e Tabella 1) sono meglio distribuite sul terri-

torio sia in senso spaziale che altimetrico (Mazzarella e Tranfaglia, 2000). Infatti, la distribuzione altimetrica delle nuove stazioni è stata ottimizzata per monitorare efficacemente il regime idrologico nelle aree di distacco dei fenomeni franosi e per rilevare le precipitazioni influenzate da effetti orografici. Il deficit risolutivo della rete pluviometrica relativo alla dimensione spaziale delle cellule di pioggia è passato da un diametro di 4 km a 2.3 Km.

Per alcune di esse, installate in prossimità dei siti ove erano ubicate le stazioni tradizionali a registrazione meccanica, i dati non sono ancora disponibili e manca alla comunità scientifica la possibilità di verificare l'omogeneità dei dati acquisiti contemporaneamente dalle nuove e dalle vecchie stazioni.

Per quanto attiene alle temperature, sono disponibili per l'intero territorio campano solo 10 stazioni che hanno acquisito regolarmente dati nel periodo 1951-1999. Per il periodo 2000-2008 si dispone nella sola area di studio dei dati di temperatura relativi a 6 stazioni della nuova rete (S. Mauro, Pompei, Mercato S. Severino, Tramonti, Ravello e Ercolano), con quote variabili tra i 24 m e i 422 m s.l.m.

Analisi dei dati climatici

In prima analisi, sono stati esaminati i dati di precipitazione mensile e annua delle 16 stazioni pluviometriche meccaniche registrati nel cinquantennio 1951-1999 (Tabella 2 e Figura 2). La correlazione tra precipitazioni e quote è bassa, come segnalato in De Falco et al. (1998).

Il confronto statistico tra le 50 carte di precipitazione annuali, redatte interpolando i dati puntuali con il kriging, ha messo in evidenza le differenze tra il periodo 1951-1980 e il periodo 1981-1999, più secco (Figure 3 e 4). Per l'intera area, la media delle precipitazioni è diminuita da 1341 mm nel periodo 1951-1980 a 1061 mm nel periodo 1981-1999, con una riduzione quindi di circa il 20%.

I dati registrati dalle nuove stazioni elettroniche (Tabella 1 e Figura 2) hanno consentito un confronto areale della distribuzione delle precipitazioni medie annue nel periodo dal 2000 al 2008 (Figura 5). La tendenza degli ultimi anni non sembra confermare il decremento già registrato a partire dagli anni '80. Infatti nel periodo 2000-2008 per l'intera area le precipitazioni medie sono state di 1243 mm (e quindi con valore intermedio rispetto ai due periodi prima considerati).

Va però sottolineato che: 1) l'aumento delle precipitazioni è sicuramente influenzato da una diversa distribuzione delle stazioni, come indicato anche dal diverso andamento delle isoiete in Figura 5 (si può notare dalle Figure 3 e 4 che nei periodi 1951-1980 e 1981-1999 l'andamento delle isoiete è uguale, ma "shiftato" verso il basso nel secondo periodo); 2) in questa serie ci sono sicuramente degli anni "anomali", come l'ultimo. Infatti il trimestre novembre 2008 - gennaio 2009 è stato estremamente piovoso, come mostrato in Figura 6; 3) la serie di dati 2001-2008 è troppo breve per poter capire se le differenze tra questi due periodi siano dovute alle normali oscillazioni di un trend decrescente o se negli ultimi anni ci sia stata una inversione di tendenza.

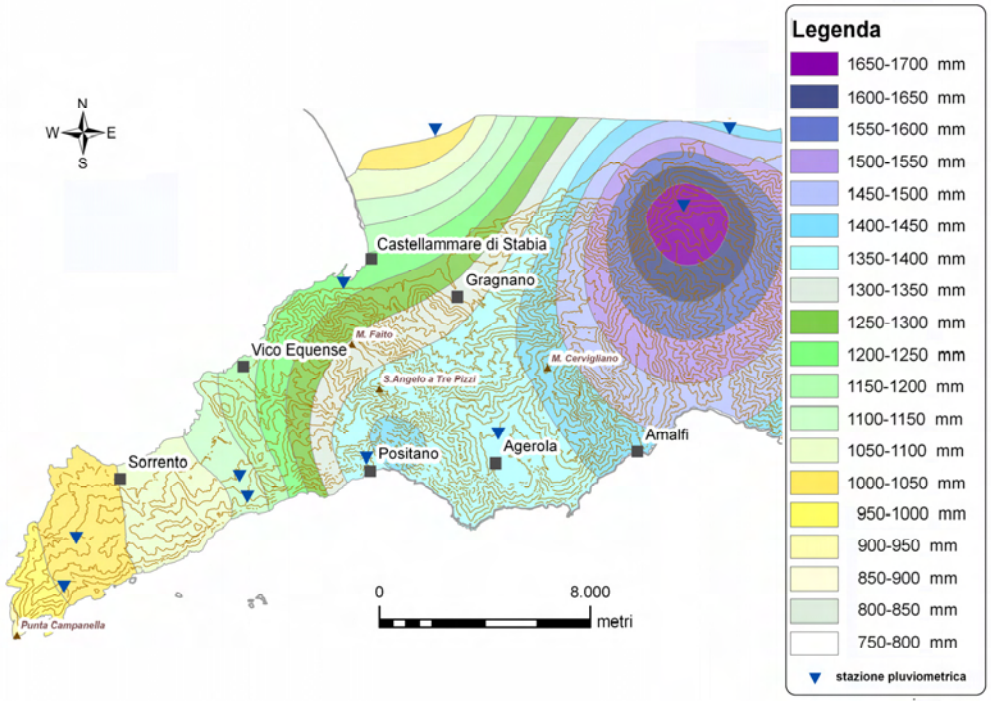


Figura 3 - Precipitazioni medie annue nel periodo 1951-1980 in mm/a.
Figure 3 - Mean annual rainfall map (mm/a) for the years 1951–1980.

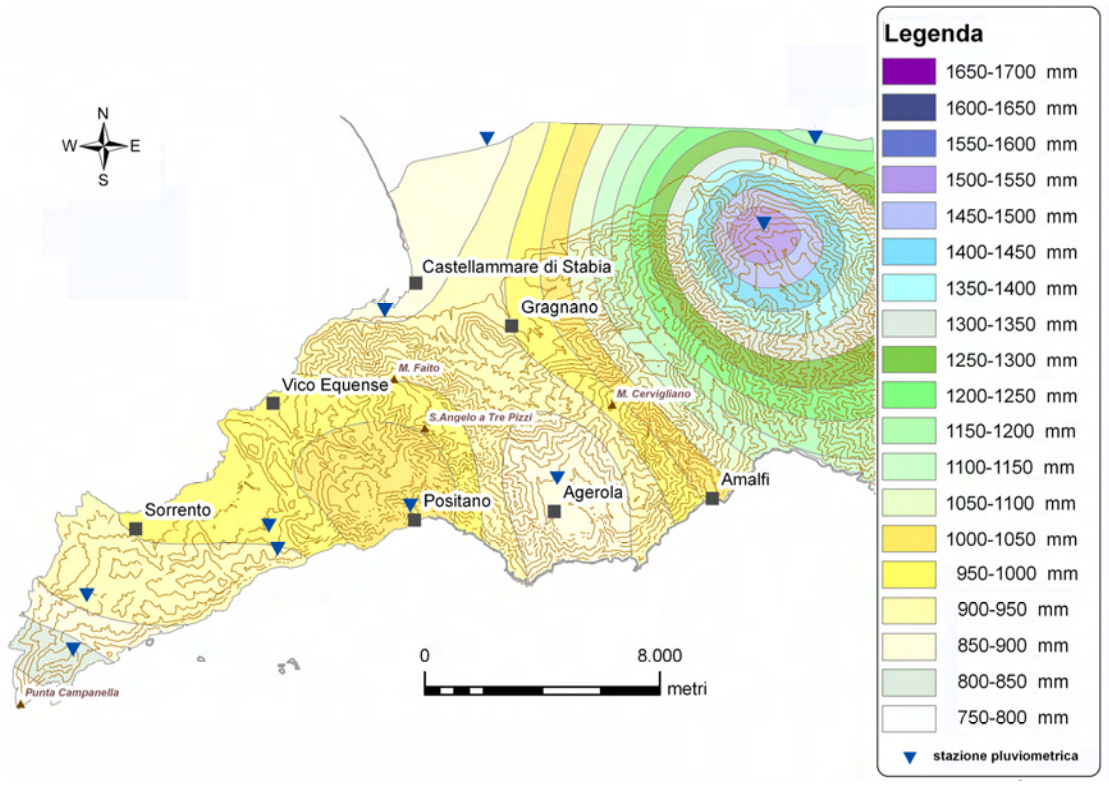


Figura 4 - Precipitazioni medie annue nel periodo 1981-1999 in mm/a.
Figure 4 - Mean annual rainfall map (mm/a) for the years 1981–1999.

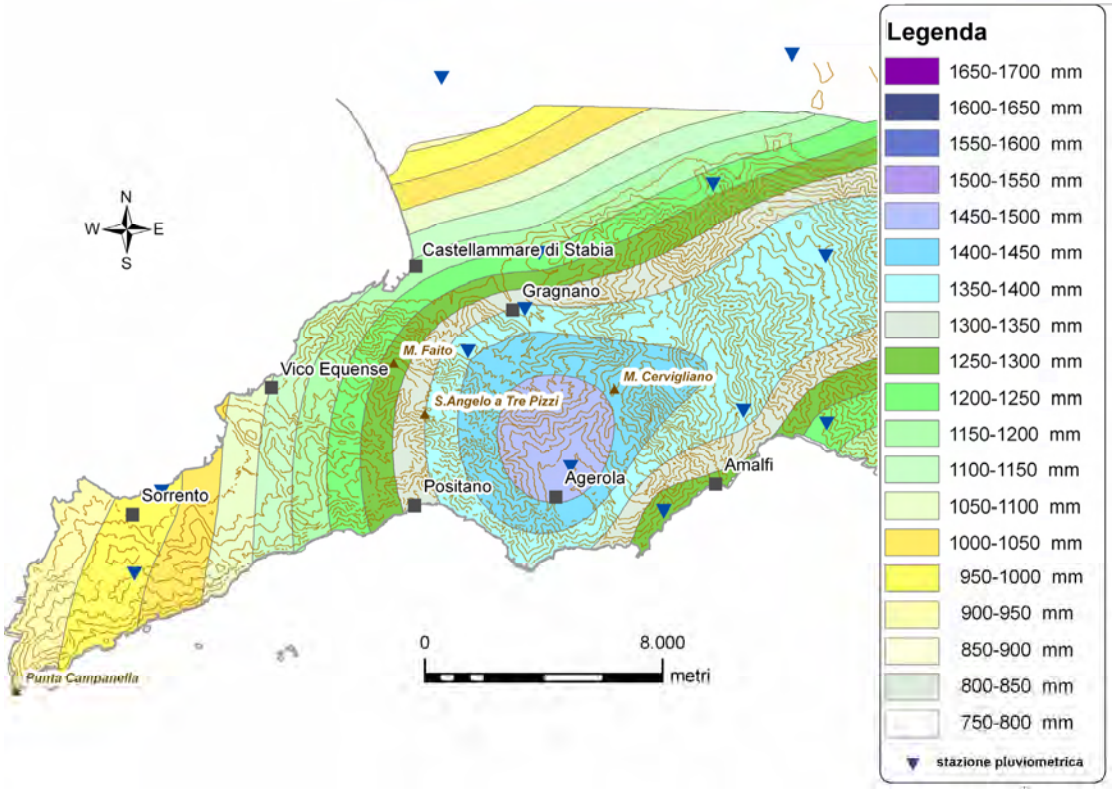


Figura 5 - Precipitazioni medie annue nel periodo 2000-2008 in mm/a.
Figure 5 - Mean annual rainfall map (mm/a) for the years 2000–2008.

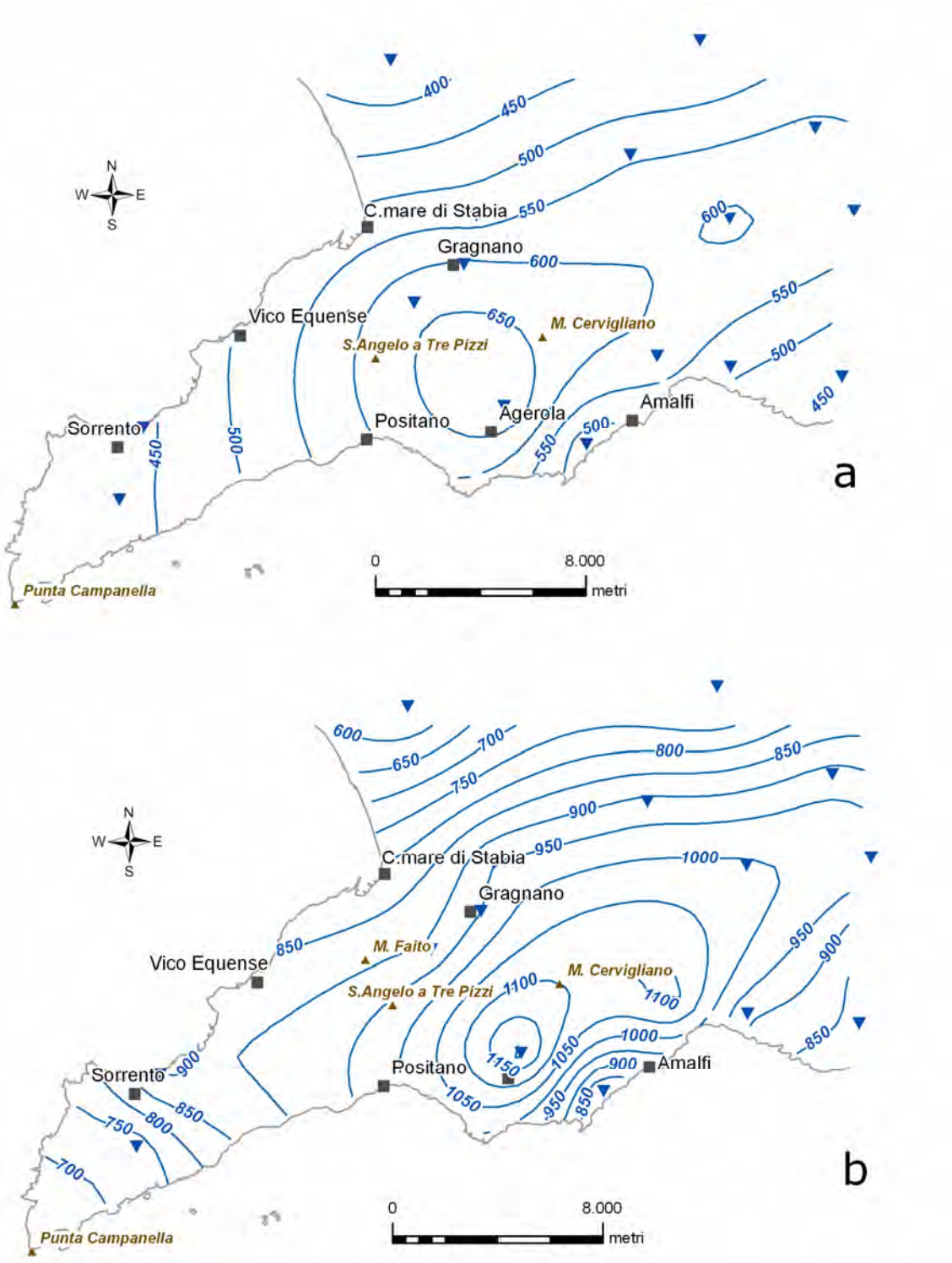


Figura 6 - Precipitazioni del periodo novembre-gennaio in mm: media 2000-2008 (a); 2008-2009 (b).
Figure 6 - Rainfall map of the period November-January (mm): mean for the years 2000–2008 (a); for 2008-2009 (b).

La regressione tra le medie delle precipitazioni annue e la media del numero di giorni piovosi ha consentito di verificare la presenza di una significativa tendenza lineare (Figura 7). La variazione dell'intensità di pioggia nel tempo è risultata trascurabile, in quanto la riduzione del numero dei giorni piovosi ha seguito quasi costantemente quello delle precipitazioni (Figura 8). Dalla Figura 8 inoltre appare evidente come la maggiore piovosità degli ultimi anni,

prima discussa, potrebbe essere anche una normale oscillazione nell'ambito del trend decrescente. La trattazione completa dell'analisi statistica effettuata per 49 stazioni dell'intera Campania nel periodo 1951-1999 è riportata in Ducci e Tranfaglia, 2008.

Pur disponendo di sole 10 stazioni termometriche distribuite su tutto il territorio campano, data la forte correlazione fra temperature e altimetria in Campania - R^2=0.9 nel 62% degli anni e 0.8 nel 93% (Ducci e Tranfaglia, 2008) - la temperatura è stata stimata per ogni anno dal Modello Digitale del terreno (DEM) attraverso una regressione lineare (gradiente medio di circa -0.75 °C ogni 100 m).

La variabilità della temperature è stata osservata comparando le carte raster annuali di temperatura ed individuando così le differenze tra il periodo 1951-1980 (Figura 9a) e il periodo più caldo 1981-1999 (Figura 9b), in cui si è avuto presumibilmente un incremento medio di quasi 0.5 °C.

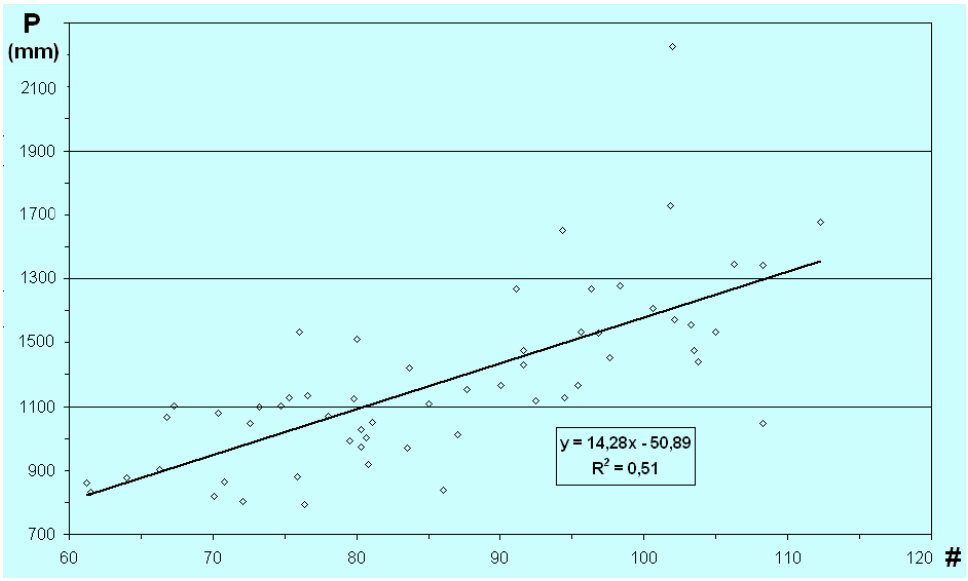


Figura 7 - Retta di regressione tra le medie delle precipitazioni annue (P) e la media del numero di giorni piovosi (#) per il periodo 1951-1999.
Figure 7 - Mean annual rainfall (P) versus mean rainy days (#) from 1951 to 1999.

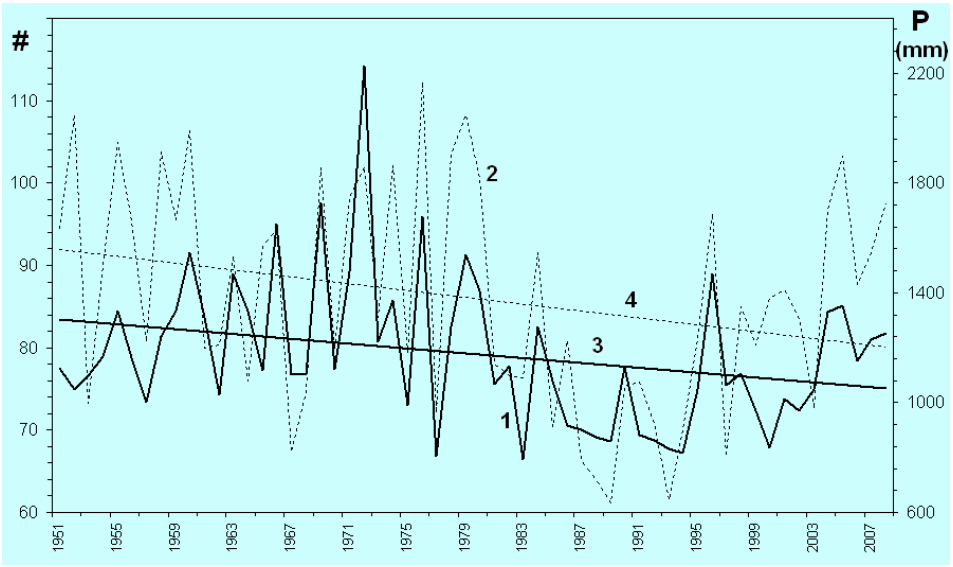


Figura 8 - Medie annuali delle precipitazioni (P) e dei giorni piovosi (#) ai Monti Lattari (1951-2008). 1. Precipitazioni annuali medie; 2. Media dei giorni piovosi; 3. Trend precipitazioni annuali; 4. Trend giorni piovosi.
Figure 8 - Mean annual rainfall (P) and mean rainy days (#) from 1951 to 2008. 1. Mean annual rainfall; 2. Mean rainy days; 3. Annual rainfall trend; 4. Rainy days trend.

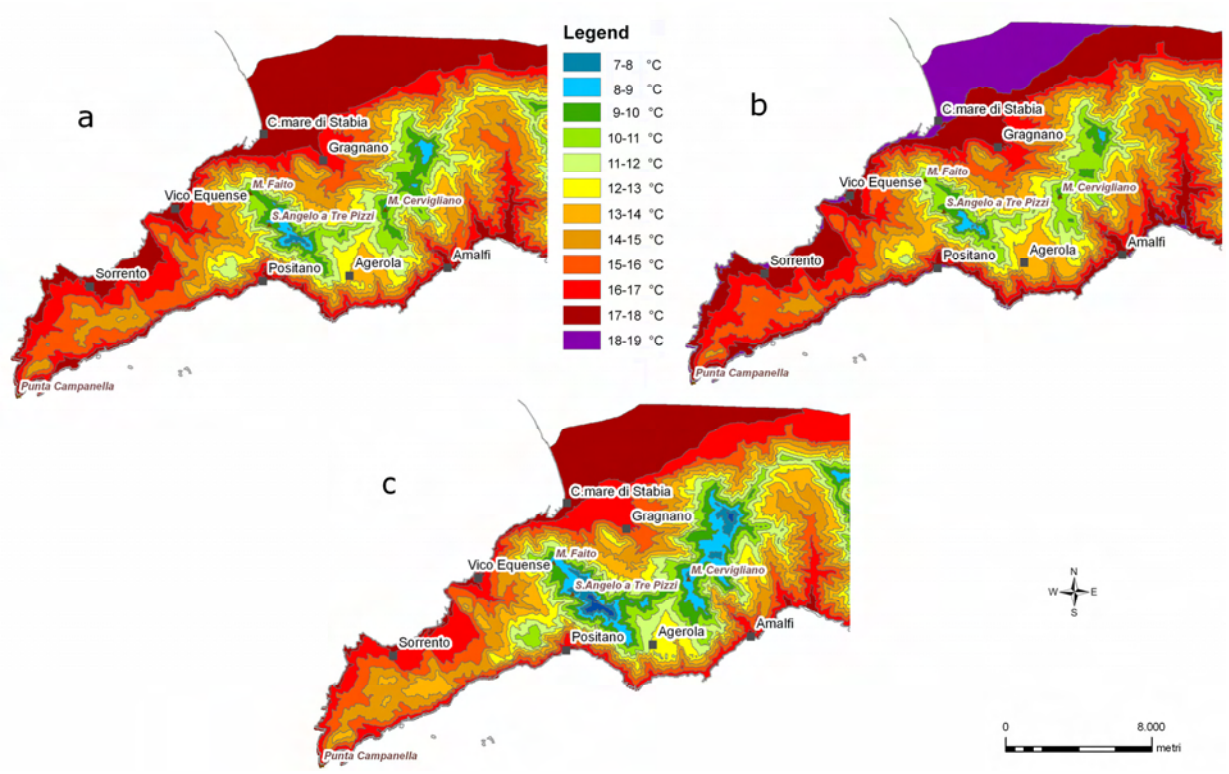


Figura 9 - Medie annuali delle temperature in °C ai Monti Lattari per il periodo 1951-1980 (a), 1981-1999 (b), 2000-2008 (c).
Figure 9 - Mean annual temperature maps in ° C for 1951-1980 (a), 1981-1999 (b), 2000-2008 (c).

Anche per le stazioni termometriche funzionanti dopo il 2000 è stata trovata per ogni anno una buona correlazione con la quota, con gradiente medio leggermente superiore a quello trovato per la Campania e la temperatura è stata stimata per ogni anno dal Modello Digitale del terreno (DEM) attraverso una regressione lineare.

Anche se le isoterme del periodo 1951-1999 hanno una definizione minore, essendo state costruite su 10 stazioni distribuite su tutto il territorio campano, per il dato termometrico si è potuto comunque effettuare un confronto areale delle temperature medie annue nel periodo 2000-2008 (Figura 9c). Sembra rilevarsi una lieve diminuzione delle temperature, che si attesterebbero ai livelli del periodo 1951-80. Tale risultato, tuttavia, va valutato con prudenza per la succitata carenza di dati nel periodo 1951-80, per la diversa distribuzione delle stazioni e per l'attuale impossibilità di verificare la correlazione tra i dati acquisiti dalla nuova strumentazione di misura con quelli acquisiti dalle stazioni meccaniche della rete storica. Si può osservare, tuttavia, che le temperature del 2003 e del 2007 sono state sensibilmente più elevate di quelle degli altri anni del periodo 2000-2008.

Analisi della frequenza annuale delle precipitazioni

La serie più completa di dati mensili di precipitazione è quella di Salerno Genio Civile. Per essa mancano, a partire dal 1862, i valori relativi agli anni 1873, 1878, 1879, 1880 e 1884 e quelli per due anni più recenti, il 1983 e 1994. La serie presenta anche una lunga interruzione nel periodo 1895-1919. Per questa stazione è stato possibile effettuare un'analisi dettagliata della frequenza annuale delle precipitazioni per il periodo 1862-2008.

Al fine di verificare che le serie storiche dei dati pluviometrici mensili delle stazioni ricadenti nella città di Salerno (Genio Civile e Pastena) fossero omogenee si è fatto ricorso alla classica analisi della doppia cumulata (Bras, 1990). I valori cumulati delle altezze di pioggia misurate nella stazione di Salerno Genio Civile sono stati messi in relazione con i corrispondenti valori cumulati delle precipitazioni misurate nella stazione di Salerno Pastena (Figura 10). L'analisi tra le due stazioni evidenzia una chiara omogeneità delle due serie storiche (pendenza costante della curva della doppia cumulata).

Per la città di Salerno, pertanto, è stato possibile costruire una serie storica delle precipitazioni annuali lunga 147 anni (dal 1862 fino al 2008), integrando i dati mancanti nella serie di Salerno Genio Civile con quelli della serie di Salerno Pastena, con un solo periodo di interruzione di 24 anni.

Anche per Salerno è stata determinata l'influenza degli eventi estremi sui trends a breve termine, mediante regressione tra precipitazioni annue e numero di giorni piovosi (Figura 11), al fine di verificare la presenza di una significativa tendenza lineare. Nel caso della stazione di Salerno, in quasi 150 anni la variazione dell'intensità di pioggia nel tempo è risultata rilevante, in quanto il trend

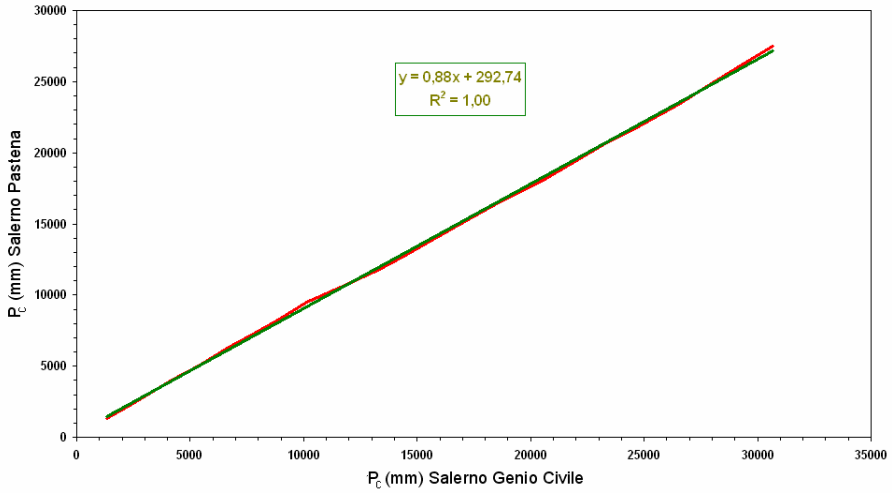


Figura 10 - Doppia cumulata serie delle piogge annuali (P_c) di Salerno.
Figure 10 - Double-mass curve annual rainfall of Salerno.

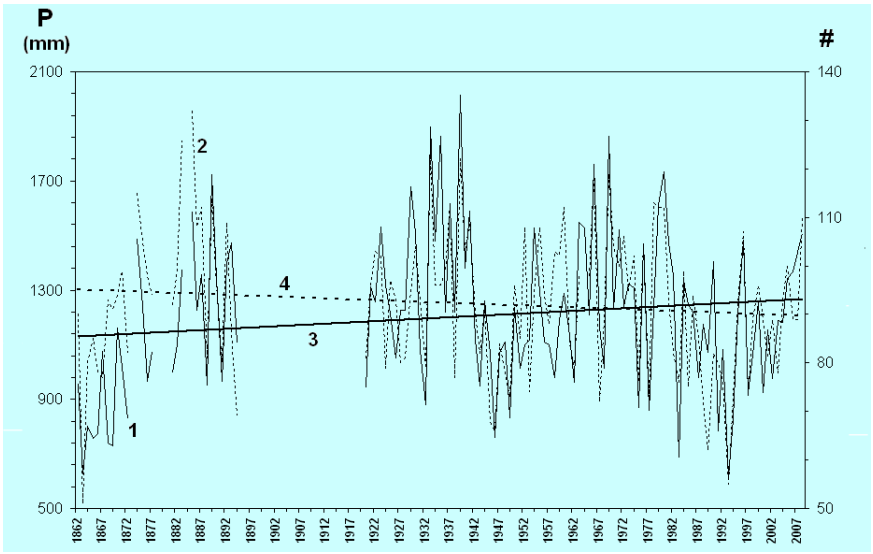


Figura 11 - Precipitazioni annuali (P) e numero dei giorni piovosi (#) alla Stazione di Salerno Genio Civile (1862-2008). 1. Precipitazioni annuali; 2. Numero dei giorni piovosi; 3. Trend precipitazioni annuali; 4. Trend giorni piovosi.
Figure 11 - Annual rainfall (P) and rainy days (#) from 1862 to 2008 at Salerno Genio Civile station. 1. Annual rainfall; 2. Number of rainy days; 3. Annual rainfall trend; 4. Rainy days trend.

del numero dei giorni piovosi è diminuito leggermente, in controtendenza rispetto a quello delle precipitazioni (Figura 11), che sembra aumentare considerando la piovosità più bassa del secondo cinquantennio del 1800. Tali trends sembrerebbero influenzati dai bassi valori di precipitazione degli anni della seconda metà dell'ottocento accompagnati da un maggior numero di giorni piovosi (basse intensità).

Il numero di giorni piovosi per anno dell'intera serie di Salerno è compreso fra 51 e 132, con una media di 92.1 giorni piovosi per anno e una deviazione standard di 15.1 giorni. L'anno con meno giorni piovosi in assoluto è il 1863, mentre l'anno con più giorni piovosi è il 1885. L'anno con la maggiore quantità di precipitazioni (2014.7 mm) è il 1939 con 122 giorni piovosi, mentre l'anno con la minore quantità di pioggia (618.2 mm) è il 1993, con solo 55 giorni piovosi.

In Figura 12 è riportata la distribuzione dei valori di pioggia misurata nell'intera serie. Il valore medio annuale della pioggia caduta è di 1208.1 mm, mentre il valore mediano è di 1213.6 mm. La somiglianza di questi due numeri indica che la distribuzione è piuttosto simmetrica; in generale, quindi, ci sono tanti anni eccezionali piovosi quanti asciutti. La deviazione standard della distribuzione è 285.8 mm e l'escursione massima misurata è di 1396.5 mm.

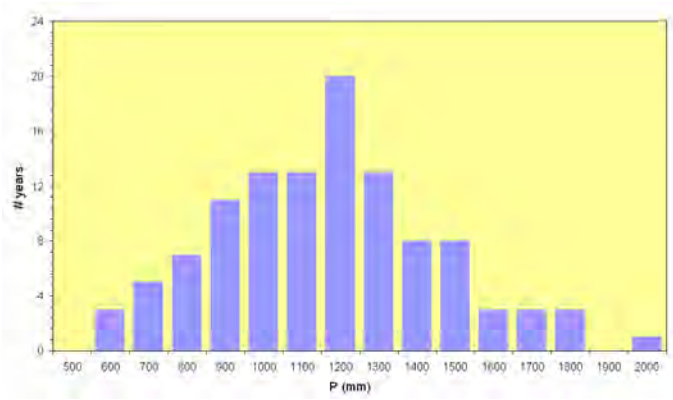


Figura 12 - Distribuzione delle precipitazioni annuali a Salerno dal 1862 al 2008.
Figure 12 - Annual distribution from 1862 to 2008 in Salerno station.

Il bilancio idrogeologico

È stato effettuato il calcolo del bilancio idrogeologico per valutare il ruolo delle variabili climatiche (precipitazioni e temperature). Operando in ambiente GIS, è stato valutato l'effetto di ogni variabile climatica nello spazio e nel tempo per stimare gli effetti determinati dal decremento delle precipitazioni e dall'aumento di temperatura sull'infiltrazione. L'area sulla quale è stato operato il bilancio è quella di Figura 2 determinata dai confini naturali-litologici (mare, Piana del Sarno) e da quelli tettonici (Ghiara et al., 1997; Piscopo et al, 1995) nel settore orientale.

L'evapotraspirazione reale è stata calcolata con il metodo di Turc per i periodi considerati. Per valutare le aliquote di infiltrazione di ogni anno i coefficienti di infiltrazione potenziale (CIP, variabili dal 20% per i terreni arenaceo-argillosi al 90% per i calcari) sono stati moltiplicati (pixel per pixel) per la differenza fra precipitazione e evapotraspirazione.

L'infiltrazione è risultata, per il periodo 1951-1980, di 433 mm/anno, per il periodo 1981-1999 di 263 mm/anno e per il periodo 2000-2008 di 396 mm/anno (Figura 13). Il valore globale dell'infiltrazione è stato quindi ottenuto moltiplicando la lama d'acqua per l'area.

A causa della riduzione delle precipitazioni e dell'aumento dell'evapotraspirazione, determinato da un incremento di temperatura di quasi 0.5 °C, dal 1981 al 1999 il volume di infiltrazione (su un'area di poco più di

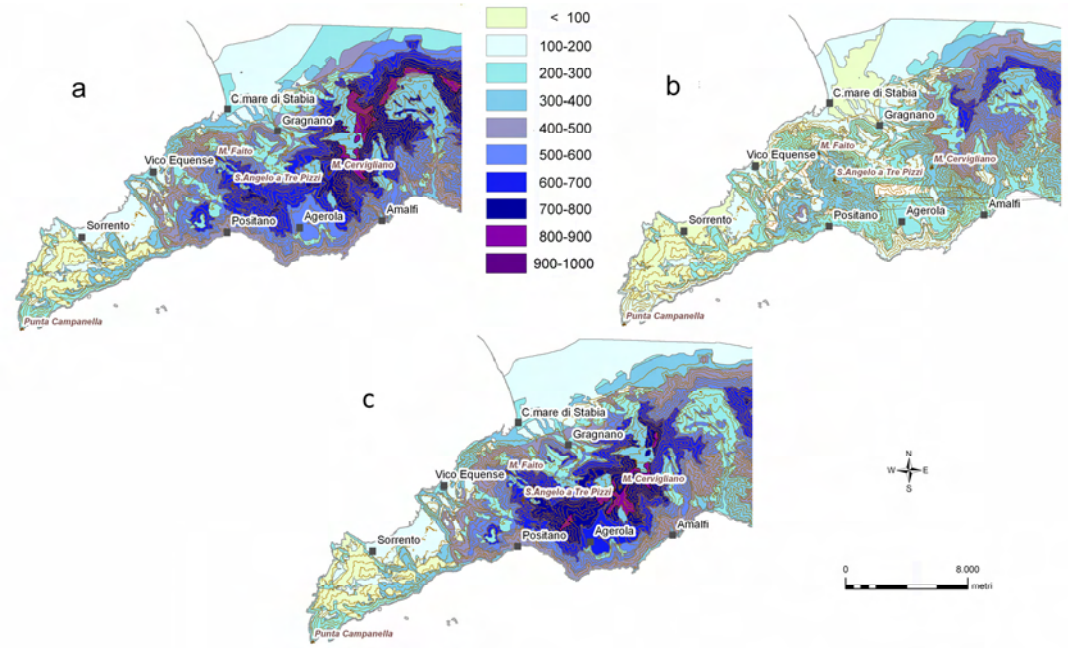


Figura 13 - Medie annuali delle aliquote di infiltrazione in mm calcolate ai Monti Lattari per il periodo 1951-1980 (a), 1981-1999 (b), 2000-2008 (c).
Figure 13 - Mean annual recharge maps in mm for 1951-1980 (a), 1981-1999 (b), 2000-2008 (c).

290 km^2) è diminuito del 39% rispetto ai precedenti trenta anni passando da 126.1 Mm^3/anno a 76.7 Mm^3/anno, con una differenza di infiltrazione risultante tra i periodi 1951-1980 e 1981-1999 di circa 1500 l/s.

L'infiltrazione del periodo 2000-2008 sembra riassestarsi su valori solo di poco più bassi di quelli del trentennio 1951-1980 (9% in meno), con 115.4 Mm^3/anno, ma, come affermato al paragrafo precedente, tale calcolo risente del fatto di essere fondato su una base di dati di temperatura e precipitazioni diversa (per numero e distribuzione delle stazioni e per le modalità di misura).

Negli ultimi anni è stata registrata una diminuzione nelle portate delle sorgenti di Castellammare di Stabia collocate alla base dell'acquifero carbonatico (alimentate dalla sub-struttura di M.te Faito). Ma il controllo è difficile da effettuare, perché queste sono le uniche scaturigini basali dei Monti Lattari, le cui acque sotterranee defluiscono verso mare e, per travaso sotterraneo, verso la Piana del Sarno. Qui, dagli anni '90, si sono avuti in alcuni casi abbassamenti generalizzati della superficie piezometrica, fino a un massimo di 7 m (Fabbrocino et al., 2007).

Questi abbassamenti non sono dovuti esclusivamente alla diminuzione dell'infiltrazione, ma dipendono anche ovviamente dalle attività antropiche e quindi dagli aumenti dei prelievi dalle falde. Gli aumenti di sfruttamento delle acque sotterranee dipendono da vari fattori, quali l'aumento di popolazione, l'industrializzazione, i cambiamenti nell'uso del suolo, ma anche l'aumento della domanda idrica, dovuto a un clima più secco.

Il legame tra la diminuzione di infiltrazione e l'aumento dei prelievi rende impossibile stabilire una relazione chiara tra le variazione piezometriche, i dati di portata e le diminuzioni in precipitazione-infiltrazione.

Conclusioni

In conclusione l'analisi effettuata mette in evidenza i seguenti punti:

- Dal 1980 al 1999 le precipitazioni nei Monti Lattari sono diminuite del 20%. La sostanziale riduzione di P è anche evidente nei *trends* delle singole stazioni.
- L'analisi delle temperature mostra un evidente incremento, in media di 0.4 - 0.5 °C.
- Dalla fine degli anni '80 al 1999 l'infiltrazione media risulta diminuita del 39% (circa 1.6 m^3/s).
- Gli effetti di tale riduzione non sono di immediato riscontro e la verifica è complessa, in quanto nei Monti Lattari i "punti di controllo" delle uscite sotterranee sono scarsi, sia per la presenza di un ingente deflusso verso mare che di travasi sotterranei verso la Piana del F. Sarno.
- Dal 2000 sembra che i *trend* di precipitazioni e temperature si siano invertiti rispetto agli anni immediatamente precedenti, ritornando quasi ai valori pre-1980, ma tale dato va considerato con cautela perché: 1) la serie di dati 2001-2008 è troppo breve, per capire se si tratti di una normale oscillazione nell'ambito di un trend decrescente, o di una inversione del trend di infiltrazione; 2) la distribuzione delle stazioni di P e T è differente; 3) la strumentazione di misura è cambiata.

Bibliografia

Bras R. L., 1990. Hydrology: An Introduction to Hydrologic Science. Addison-Wesley, 643 pp.

Celico P., Corniello A., 1979. Idrodinamica, potenzialità e possibilità di sfruttamento delle risorse idriche sotterranee dei Monti Lattari. Memorie e note Istituto Geologia Applicata (Napoli), 5, 1-28.

Cinque A., 1986. Guida alle escursioni geomorfologiche (Penisola sorrentina, Capri, Piana del Sele e Monti Picentini). Atti della riunione annuale (Amalfi Giugno 1986) del Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia, pp. 15-21/69-71.

De Falco M., de Riso R., Ducci D., 1998. La piovosità della Penisola Sorrentina e dei M.ti Lattari in relazione all'evento del gennaio 1997. Memorie IX Congresso Nazionale dei Geologi (Roma, 17-20 Aprile 1997), 321-329.

Dragoni W., Sukhija B. S. (eds) Climate Change and Groundwater. Geological Society, London, Special Publications, 288, 192 pp. ISBN: 978-1-86239-235-9.

Ducci D., Tranfaglia G., 2005. L'impatto dei cambiamenti climatici sulle risorse idriche sotterranee in Campania. Geologi (Boll. Ordine Geologi Della Campania), 1-4, 13-21.

Ducci D., Tranfaglia G., 2008. The Effect of Climate Change on the Hydrogeological Resources in Campania Region (Italy). In: Dragoni, W. (ed), Groundwater and climatic changes. Geological Society, London, Special Publications, 288, 25-38.

Fabbrocino S., Lanari R., Celico P., Termolini G., Zeni G. 2007. Groundwater Pumping and Land Subsidence in the Sarno River Plain (Campania). Mem. Descr. Carta Geol. d'It., 76, 163 – 174.

Ghiara M. R., Piscopo V., Castaldo C., Fusco C., Lamberti A., Ragone V., 1997. Idrodinamica dell'acquifero carbonatico dei M.ti Lattari (Campania) alla luce di nuovi dati strutturali, idrogeologici e idrogeochimici. Atti V Conv. Naz. Giovani Ric., Cagliari, 359-366.

IPCC, 2007. Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 978 0521 88010-7 Hardback; 978 0521 70597-4 Paperback.

Mazzarella A., Tranfaglia G., 2000. Fractal characterization of geophysical measuring networks and its implication for an optimal location of additional stations: an application to a rain-gauge network. Theor. Appl. Climatol., 65, 157-163.

Piscopo V., Fusco C., Lamberti A., 1995. Idrogeologia dei Monti Lattari (Campania). Quaderni di Tecniche di Protezione Ambientale - Quaderni di Geologia Applicata, 2/95, 359-366.

Piscopo V., Allocca V., Brusa G., Cesario M., Monetti V., Pianese L. A., 2000. Il fronte sorgivo di Castellammare di Stabia (Napoli): variazione del grado di mineralizzazione delle acque sotterranee per l'eterogeneità dell'acquifero carbonatico costiero. Boll. Soc. Geol. It., 119, 567-580.

Tranfaglia G., Braca G., 2004. Analisi idrologica e meteorologica dell'evento alluvionale del 25-26 ottobre 1954: confronto con le serie storiche e valutazione del periodo di ritorno di eventi analoghi. In: Il nubifragio dell'ottobre 1954 a Vietri sul Mare. Costa di Amalfi, Salerno. A cura di E. Esposito, S. Porfido, C. Violante. Vol. CNR-GNDCI-IAMC, 295-348.

EngHydroEnv Geology 2009, 12, 185-196 - doi: 10.1474/EHEGeology.2009-12.0-16.0273

La rete di monitoraggio idrogeologico della tenuta presidenziale di Castelporziano (Roma)

Lucia Mastrorillo, Marco Petitta

Dipartimento Scienze della Terra, Università di Roma "La Sapienza"; lucia.mastrorillo@uniroma1.it; marco.petitta@uniroma1.it

The groundwater monitoring network of Castelporziano presidential estate (Rome)

ABSTRACT: Castelporziano Presidential Estate is a natural environment of great value in Rome urban neighbourhoods. In the Presidential Estate a permanent network of groundwater monitoring wells is working since 1995. The network includes 44 piezometers and wells, for manual water levels measurements; 14 most representative piezometers host multiparametric automatic probes continuously monitoring water level, temperature and electrical conductivity. Since 2007, periodic electrical conductivity, temperature and pH vertical logs have been taken in 14 wells. Seasonal water-table contours and electrical conductivity maps were carried out. Results show a positive situation of conservation and protection of groundwater resources, evidencing only two possible small critical areas, which must be further carefully monitored.

Key terms: Coastal aquifer, Monitoring network, Saline intrusion
Termini chiave: Acquifero costiero, Rete di monitoraggio, Intrusione marina

Riassunto

La Tenuta Presidenziale di Castelporziano copre una superficie di circa 59 km^2 e dista 24 km dal centro di Roma. Nel territorio della Tenuta è presente una rete di controllo delle acque sotterranee gestita dal Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Roma "La Sapienza", nell'ambito del progetto di ricerca "Monitoraggio morfosedimentologico e idrogeologico della fascia litorale della Tenuta Presidenziale di Castelporziano" in collaborazione con l'Accademia Nazionale delle Scienze e l'Osservatorio Multidisciplinare per lo Studio degli Ecosistemi Costieri Mediterranei.

L'attuale rete di monitoraggio è costituita da 44 punti di controllo, in cui vengono eseguite campagne di rilevamento dati, con periodicità trimestrale, dall'estate 2007. Lungo la fascia costiera, 14 piezometri sono strumentati con sonde automatiche per il rilevamento continuo della profondità del livello statico, della temperatura e della conducibilità dell'acqua di falda e in 13 piezometri profondi vengono periodicamente rilevate le principali caratteristiche chimico-fisiche delle acque (temperatura, pH, conducibilità, potenziale redox, ossigeno disciolto) secondo log verticali di profondità.

L'acquifero sottoposto a monitoraggio è costituito da depositi sabbiosi olocenici di origine deltizia e costiera, è sostenuto alla base da un substrato pleistocenico prevalentemente argilloso ed è caratterizzato da un prevalente drenaggio delle acque verso mare.

Con i dati raccolti sono state realizzate carte piezometriche, carte della conducibilità elettrica riferite a diverse quote di profondità e diagrafie delle principali caratteristiche chimico-fisiche delle acque di falda. I risultati finora ottenuti, oltre a ribadire il buono stato di conservazione quali-quantitativo dell'acquifero, hanno consentito di individuare due piccole aree, in prossimità della fascia costiera, di potenziale criticità. La prima situazione, al margine sud-occidentale della Tenuta, presenta una lieve depressione piezometrica, da mettere in relazione con una vicina stazione di pompaggio utilizzata per le esigenze della Tenuta; la seconda situazione, rilevata nel settore sud-orientale, presenta un progressivo abbassamento piezometrico associato ad un graduale aumento dei valori di salinità. Per determinare l'origine delle anomalie individuate l'attività di monitoraggio verrà integrata con analisi chimiche specifiche.

Introduzione

La tenuta di Castelporziano, distante dal centro di Roma circa 24 chilometri, si estende su un'area di circa 60 km^2 ed è ubicata a sud-ovest della Capitale, fra il Grande Raccordo Anulare ed il litorale romano (Figura 1).

La Tenuta Presidenziale di Castelporziano è nata storicamente come riserva di caccia e azienda agricola. Queste specifiche destinazioni sono andate progressivamente perdendosi nel tempo, finché nel 1977 l'attività venatoria è stata definitivamente vietata e le coltivazioni, un tempo indirizzate ad assicurare delle entrate, sono oggi considerate come parte integrante dell'ambiente e del paesaggio tipici dell'agro romano.

Il valore ambientale della Tenuta di Castelporziano ha assunto una grande rilevanza nel corso degli ultimi venti anni quando, accanto alla progressiva intensificazione

delle misure di tutela, sono notevolmente aumentati gli interessi scientifici per lo studio dei vari aspetti ambientali tipici di questo territorio, che nonostante la sua vicinanza con zone ad alto grado di antropizzazione, può essere considerato ancora integro in tutte le sue componenti. Di particolare importanza, per la tutela ambientale, è l'annessione, nel 1985, dell'area di Capocotta (circa mille ettari), salvata in questo modo dalla speculazione edilizia. In questa prospettiva si colloca anche il Decreto Presidenziale n. 136/N del 5 maggio 1999, con il quale la Tenuta è stata riconosciuta Riserva Naturale Statale.

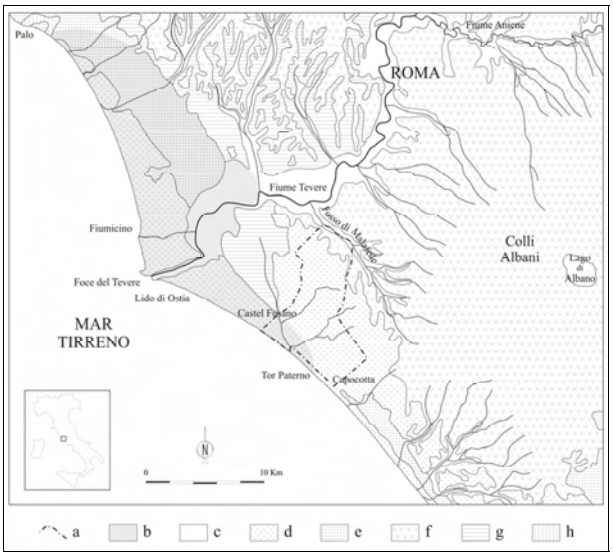


Figura 1 - Ubicazione dell'area di studio; a) limite della Tenuta; b) piana deltizia del Tevere; c) depositi alluvionali; d) sabbie dunari; e) depositi fluvio-lacustri; f) vulcaniti; g) depositi clastici eterogenei; h) argille marine.
Figure 1 - Location of the study area; a) Estate boundary; b) delta plain of the Tiber River; c) alluvial deposits; d) dune sands; e) alluvial-lacustrine deposits; f) volcanic rocks; g) heterogeneous clastic deposits; h) marine clays.

Per approfondire le attività di ricerca scientifica, nel 1994 fu ufficializzata la nascita del "Progetto per la creazione di un Sistema Informativo Territoriale Ambientale di Castelporziano" (S.I.T.A.C.); le ricerche multidisciplinari svolte dalle Istituzioni e dagli Enti che aderirono al progetto hanno come obiettivo lo studio delle principali componenti ambientali (atmosfera, suolo, acque sotterranee, vegetazione, fauna e impatto antropico) del complesso ecosistema della Tenuta presidenziale. L'Osservatorio Multidisciplinare per lo Studio degli Ecosistemi Costieri Mediterranei, che ha sede nella Tenuta stessa, gestisce la banca dati del S.I.T.A.C. e provvede al suo periodico aggiornamento con i dati rilevati da diverse reti di monitoraggio ormai consolidate.

In questo contesto scientifico si colloca la linea di ricerca "Monitoraggio morfo-sedimentologico e idrogeologico della fascia litorale della Tenuta presidenziale di Castelporziano", sviluppata dal Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università La Sapienza, con il duplice obiettivo di analizzare lo stato e le variazioni morfo-sedimentologiche della spiaggia emersa e di valutare, nell'immediato retrospiaggia, la posizione e le eventuali variazioni nel tempo dell'interfaccia fra la falda di acqua dolce e la sottostante acqua salata.

L'argomento di questa nota riguarda esclusivamente gli aspetti idrogeologici del progetto di ricerca; in particolare saranno esposti i risultati ottenuti dall'attività di acquisizione ed elaborazione dei dati rilevati dalla rete di monitoraggio delle acque sotterranee della Tenuta presidenziale.

Inquadramento geomorfologico - stratigrafico

Il territorio della Tenuta ricade prevalentemente nella piana costiera che si estende dalla zona dei terrazzi marini, posti a quote comprese fra 20 e 40 m s.l.m., fino alla linea di riva. Il settore di entroterra della Tenuta, con quote comprese fra 40 e 80 m, corrisponde morfologicamente ad un blando altopiano, la cui sommità coincide con lo spartiacque idrografico fra il drenaggio diretto verso il Fosso di Malafede (limite settentrionale della Tenuta) e quello diretto verso mare.

La piana è caratterizzata da ondulazioni, poco elevate, corrispondenti ad antiche dune consolidate. Nelle depressioni interdunali sono presenti invasi naturali temporanei e perenni, le cosiddette "piscine", che caratterizzano il paesaggio della Tenuta (Fricano et alii, 2001). Dalla riva del mare fino a quota circa 5 m affiorano sabbie e depositi interdunali recenti, dune costiere consolidate con molluschi terrestri e sabbie con ghiaia minuta (Servizio Geologico d'Italia, 1963). Le sabbie, di colore giallo–nocciola, si presentano poco coerenti con granulometria da media a grossolana (Bucci & Grillini, 2001). Localmente si rinvengono anche alluvioni deltizie antiche, riempimento di limi e argille gialle e livelli torbosi riferibili alle propaggini più meridionali del delta tiberino (Servizio Geologico d'Italia, 1963). A quote superiori a 5 m affiorano sabbioni rossastri dell'antico cordone dunare ("Duna Rossa"). Si tratta di sabbie di origine eolica, molto compatte, a granulometria medio-fine, localmente rimaneggiate in ambienti fluvio-lacustri e costieri (Dragone et alii, 1967).

A monte della fascia dei terrazzi, sotto la copertura sabbiosa, la successione stratigrafica è caratterizzata dalla presenza di prodotti vulcanici dei Colli Albani e dall'alternanze di sabbie e ghiaie, talvolta cementate, con argille o limi della "Formazione di Ponte Galeria" (Dragone et alii, 1967; Malatesta & Zarlenga, 1986).

All'interno della Tenuta, in località Tor Paterno (Figura 1), è stato riconosciuto il limite SE dell'ala sinistra della piana deltizia superiore del Tevere. La piana deltizia superiore corrisponde alla zona più interna del delta emerso del Tevere ed è caratterizzata da aree lagunari e

palustri, leggermente depresse (massimo -1 m s.l.m.), riempite di sedimenti limoso-argilloso-torbosi (Bellotti et alii, 1989, 1990; Capelli et alii, 2007).

Le perforazioni eseguite dall'ENEA nell'ambito del progetto S.I.T.A.C. per l'allestimento della rete di monitoraggio idrogeologico hanno, infatti, incontrato alternanze di depositi deltizi molto eterogenei (ghiaie in matrice argillosa, sabbie limose) e localmente livelli di torba, attribuibili ai depositi del delta del Tevere, solo nel settore di fascia costiera ad ovest di Tor Paterno. La sedimentazione tipica di ambiente deltizio sfuma progressivamente in quella di ambiente costiero procedendo verso sud – ovest e nel settore orientale (Capocotta) la copertura sabbiosa poggia direttamente su depositi prevalentemente argillosi pleistocenici.

Inquadramento idrogeologico

Il territorio della tenuta di Castelporziano è sede di un unico acquifero principale, di cui è stata verificata la continuità idraulica dal Fosso di Malafede fino al mare (Figura 2). La falda libera, contenuta prevalentemente nel complesso delle sabbie dunari (Boni et alii, 1988), circola indistintamente nei sedimenti sabbiosi di tipo deltizio e in quelli, sempre sabbiosi, di tipo costiero. Nel settore più settentrionale, una limitata porzione dell'acquifero è costituita dalle sabbie e ghiaie dalla formazione di Ponte Galeria (Bucci & Grillini, 2001).

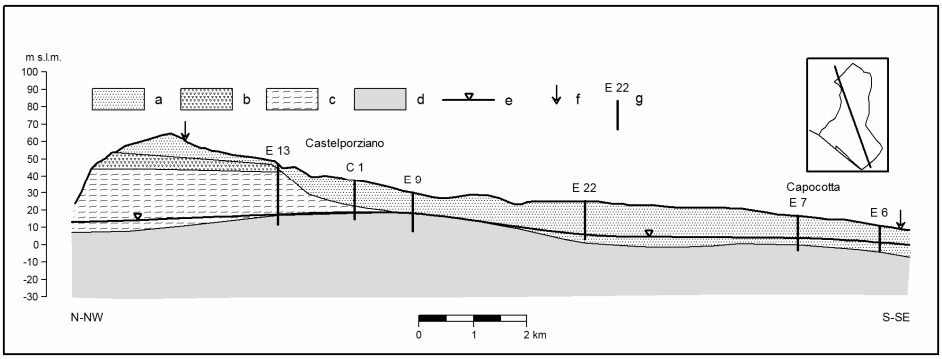


Figura 2 - Sezione idrogeologica schematica (Bucci, 1996); a) "Duna Antica" (Sabbie); b) tufiti; c) "Ponte Galeria" (Alternanza di sabbie ed argille con ghiaie); d) argille; e) falda acquifera; f) confine della Tenuta; g) pozzi.
Figure 2 - Simplifed hydrogeological section (Bucci, 1996); a) dune sands; b) tuffs; c) alluvial sand and clay with grovels (Ponte Galeria); d) clays; e) groundwater; f) estate boundary g) wells.

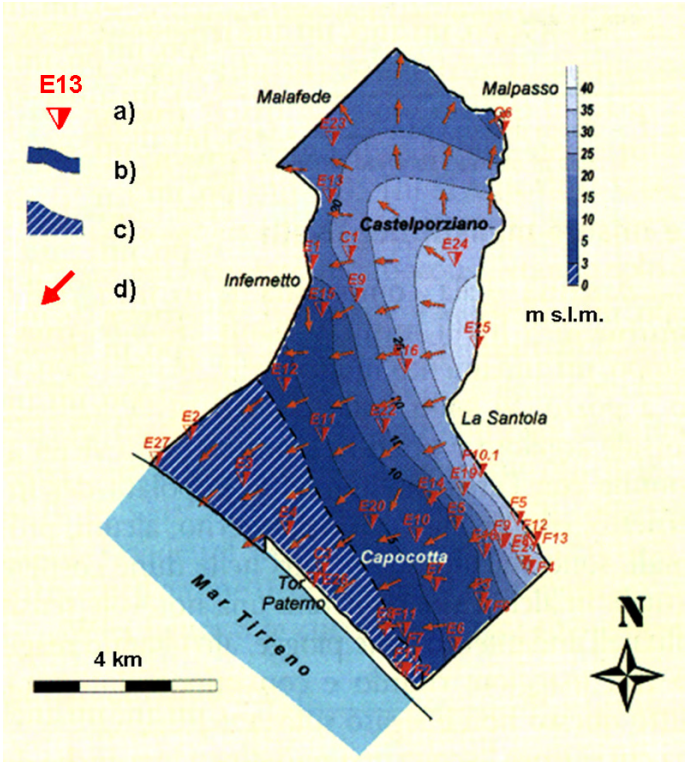


Figura 3 - Superficie piezometrica e linee di flusso dell'acquifero di Castelporziano (Bucci & Grillini, 2001): a) pozzi; b) isopieze della falda principale; c) fascia costiera a minore gradiente idraulico; d) flussi teorici dell'acqua di falda.
Figure 3 - Groundwater table and flowpaths of the aquifer of Castelporziano (Bucci & Grillini, 2001): a) wells; b) groundwater table of main aquifer; c) coastal area having lower hydraulic gradient; d) possible flowpaths.

La circolazione sotterranea è sostenuta alla base da un substrato prevalentemente argilloso (Pleistocene inferiore), mai affiorante nel territorio della Tenuta ma intercettato da alcune perforazioni per l'installazione dei piezometri della rete. Locali spartiacque sotterranei, legati all'andamento sepolto del substrato impermeabile, determinano un ridotto drenaggio della falda verso nord nel settore settentrionale (Fosso di Malafede) e un prevalente drenaggio sotterraneo verso il mare nel settore meridionale (Figura 2).

Il locale assetto idrostrutturale esclude la possibilità di una continuità idraulica dell'acquifero di Castelporziano con l'acquifero vulcanico dei Colli Albani. Il fosso di Malafede, che delimita verso nord-est la Tenuta, raccoglie l'intero contributo della falda basale del bacino idrogeologico del versante nord-occidentale dell'Unità dei Colli Albani (Capelli & Mazza, 2005a). In corrispondenza del confine sud-occidentale (Capocotta) della Tenuta, l'alto strutturale di Pratica di Mare – Castelporziano (Capelli & Mazza, 2005b) determina la risalita del substrato impermeabile, costituendo un limite di flusso che separa localmente la circolazione idrica sotterranea interna della Tenuta da quella esterna. L'alimentazione della falda è da attribuire, quindi, esclusivamente agli apporti meteorici locali; l'acquifero resta aperto verso mare e verso il delta del Tevere, che costituiscono i principali punti di recapito della locale circolazione idrica sotterranea.

Il gradiente idraulico della circolazione idrica sotterranea, ricostruita da Bucci & Grillini (2001) (Figura 3) è stato valutato pari a circa 10‰ nel settore più interno e notevolmente ridotto (3‰) nel settore costiero. La brusca diminuzione del gradiente idraulico, posta in corrispondenza dell'isopieza 5 m s.l.m., è da attribuire al passaggio della circolazione idrica dai depositi della duna antica, caratterizzati da un maggiore addensamento e quindi da permeabilità relativa minore, a quelli della duna recente e attuale meno addensati e quindi caratterizzati da una maggiore permeabilità relativa.

Lo spessore della falda costiera, minimo nell'area di Capocotta (10 metri) a causa del sollevamento del substrato impermeabile, aumenta progressivamente fino a 40 metri, procedendo verso il confine nord-orientale (Castelfusano) dove il substrato argilloso si approfondisce in direzione della foce del Tevere (Busuoli et alii, 2001).

La rete di monitoraggio idrogeologico

Nel territorio della Tenuta è presente una rete di controllo della falda sotterranea progettata e realizzata nel 1994 dall'ENEA che ne ha curato la gestione fino al 2005, come partecipante al Progetto per la creazione di un Sistema Informativo Territoriale Ambientale di Castelporziano (S.I.T.A.C.) (Busuoli et alii, 2001). Dall'estate 2007 la gestione della rete di monitoraggio è stata acquisita dal Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università La Sapienza di Roma nell'ambito del progetto di ricerca "Monitoraggio morfo-sedimentologico e idrogeologico della fascia litorale della Tenuta Presidenziale di Castelporziano" in collaborazione con l'Accademia Nazionale delle Scienze e l'Osservatorio Multidisciplinare per lo Studio degli Ecosistemi Costieri Mediterranei.

La rete di monitoraggio comprende attualmente 44 punti di controllo (Figura 4), di cui 34 corrispondenti ai piezometri perforati dall'ENEA, 9 piezometri e pozzi preesistenti (costruiti precedentemente al 1995 per uso irriguo, antincendio, privato ecc.) e un piezometro, esterno alla Tenuta, appositamente perforato nel marzo 2006 dal Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Roma "La Sapienza".

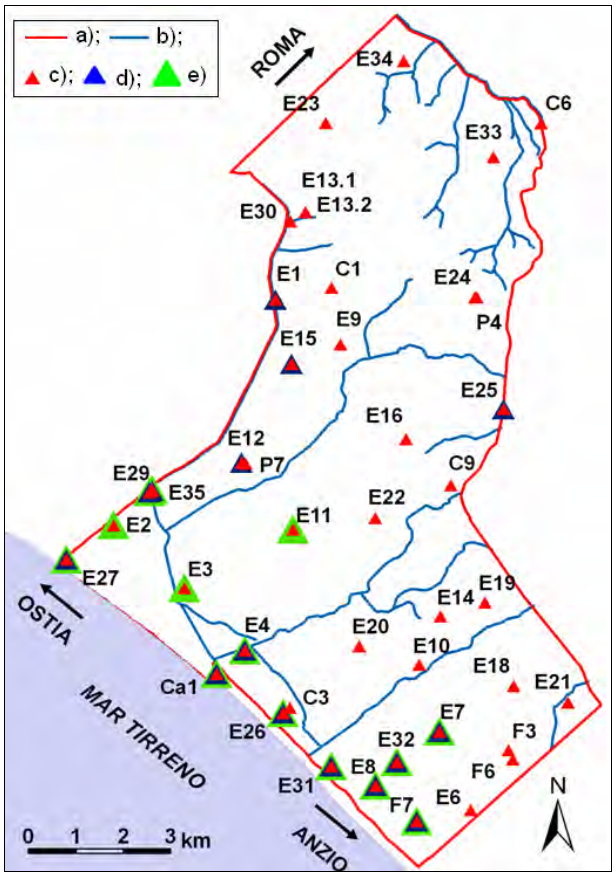


Figura 4 - Attuale rete di monitoraggio idrogeologico della Tenuta Presidenziale di Castelporziano; a) limite della Tenuta; b) reticolo idrografico; c) piezometri della rete di monitoraggio; d) piezometri con sonde automatiche; e) piezometri in cui sono rilevati log verticali dei parametri chimico-fisici delle acque.
Figure 4 - Hydrogeological monitoring network of Presidential Estate of Castelporziano; a) estate boundary; b) hydrographic network; c) monitored piezometers; d) piezometers with automatic probes; e) piezometers used for vertical logs of chemical-physical parameters.

Quattordici piezometri della rete, ubicati lungo la fascia costiera, sono dotati di sonde automatiche per il rilevamento continuo con frequenza oraria della profondità

del livello statico, della temperatura e della conducibilità elettrica dell'acqua di falda e in 13 piezometri profondi vengono periodicamente rilevate le principali caratteristiche chimico-fisiche delle acque (temperatura, pH, conducibilità elettrica, potenziale redox, ossigeno disciolto) secondo log verticali di profondità.

La rete descritta è istituzionalmente finalizzata al monitoraggio quali-quantitativo della risorsa idrica sotterranea della Tenuta Presidenziale, caratterizzata da una particolare condizione di integrità locale inserita in un ambiente circostante sottoposto ad una forte pressione antropica. Il costante controllo della risorsa idrica sotterranea consente di seguire, con un buon grado di approssimazione, l'evoluzione nel tempo e nello spazio della posizione della zona di interfaccia acqua dolce – acqua salata e di individuare, quindi, le eventuali situazioni di squilibrio della falda.

L'attività di monitoraggio è svolta periodicamente con campagne di rilevamento trimestrali in cui viene eseguito un rilievo freatimetrico manuale su tutti i piezometri della rete, il rilievo dei log verticali di profondità delle caratteristiche chimico – fisiche in 13 piezometri, l'acquisizione dei dati della rete automatica di controllo e la verifica del buon funzionamento delle sonde e delle centraline di acquisizione.

Dal settembre 2007 sono state eseguite 6 campagne di rilevamento; tutti i dati raccolti, dopo una prima revisione e verifica, sono stati riversati nella banca dati del Sistema Informativo Territoriale Ambientale di Castelporziano (S.I.T.A.C.) dell'Osservatorio Multidisciplinare per lo Studio degli Ecosistemi Costieri Mediterranei, che ha sede all'interno della Tenuta stessa.

Elaborazione ed interpretazione dei dati

I dati raccolti dalla rete di monitoraggio, elaborati ed interpretati presso il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Roma "La Sapienza", sono stati utilizzati per la realizzazione di:

- carte piezometriche relative a ciascuna campagna di rilevamento;
- carte di conducibilità elettrica relative a ciascuna campagna e riferite a diverse profondità;
- diagrafie dei parametri chimico-fisici rilevati, relativi a ciascuna campagna di misura.

Questo tipo di rappresentazione dei dati consente di evidenziare, in tempi immediati, locali situazioni critiche o di particolare attenzione legate ad anomale interferenze fra acqua di intrusione marina e falda costiera.

Le elaborazioni e le interpretazioni proposte prendono in considerazione anche i risultati della revisione e dell'analisi dei dati preesistenti, raccolti nel periodo 1995 – 2005 direttamente dall'ENEA. Un primo confronto è stato fatto fra i valori medi annui dei livelli piezometrici, calcolati per il 2007 e il 2008, con quelli relativi all'intera serie di dati disponibili dal 1995. Il grafico di Figura 5 propone il confronto dei livelli medi annui della falda in tre piezometri della fascia costiera. I livelli piezometrici medi annui rilevati negli ultimi due anni corrispondono ai valori minimi del periodo di osservazione, essendo leggermente inferiori a quelli del biennio 2002-2003. Questi minimi piezometrici, comunque a carattere temporaneo, sono da mettere in relazione con la scarsità di precipitazioni degli anni immediatamente precedenti, come mostrato dagli istogrammi relativi al 2001 e al 2006 – 2007, costruiti con i dati pluviometrici della stazione meteorologica di Castello, ubicata all'interno della Tenuta stessa. L'andamento medio annuo dei livelli piezometrici mostra una tendenza al progressivo abbassamento della falda nel tempo (linee tratteggiate), in accordo con un'attuale ed ormai prolungata situazione di generale riduzione della disponibilità della risorsa idrica rilevata in altri acquiferi dell'Italia centrale (Petitta, 2009).

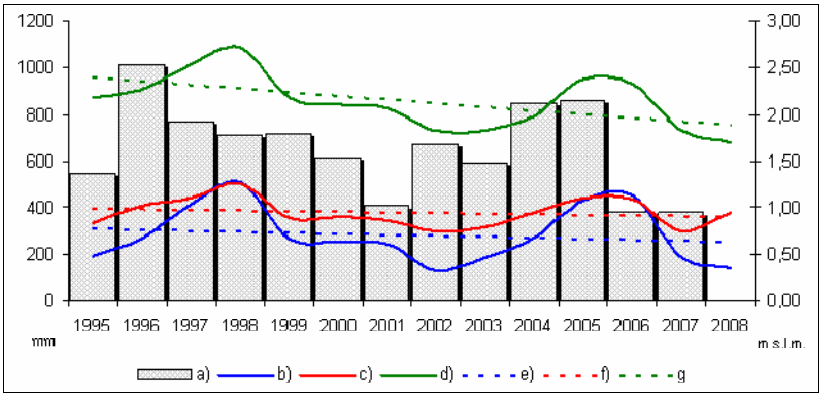


Figura 5 - Livelli medi annui della falda e relative linee di tendenza in tre piezometri della fascia costiera e loro confronto con le precipitazioni annue; a) stazione pluviometrica di Castello; b) piezometro E2; c) piezometro E3; d) piezometro E8; e) linea di tendenza (E2); f) linea di tendenza (E3); linea di tendenza (E8). L'ubicazione dei piezometri è riportata in Figura 4.

Figure 5 - Yearly average groundwater levels and related trendlines of three piezometers in the coastal area, compared with rainfall; a) rainfall station of Castello; b) E2 piezometer; c) E3 piezometer; d) E8 piezometer; e) trendline (E2); f) trendline (E3); g) trendline (E8) . Location of the piezometers is shown in Figure 4.

Sono stati, inoltre, elaborati ed interpretati i dati registrati dalle sonde automatiche e archiviati nella banca dati dell'Osservatorio. La disponibilità di questi dati è stata di particolare aiuto per la ricostruzione dell'evoluzione temporale delle situazioni critiche individuate, che verranno descritte nei successivi paragrafi. I dati acquisiti dalle sonde in rilevamento continuo, infatti, vengono riportati in grafici in cui l'evoluzione di eventuali situazioni critiche a diverse scale temporali (oraria, giornaliera, mensile, ecc) risulta di immediata lettura e interpretazione.

Carte piezometriche

Sono state ricostruite le superfici piezometriche relative a ciascun rilievo freatimetrico eseguito rispettivamente nel settembre e novembre del 2007 e nei mesi di marzo, maggio, agosto e dicembre del 2008.

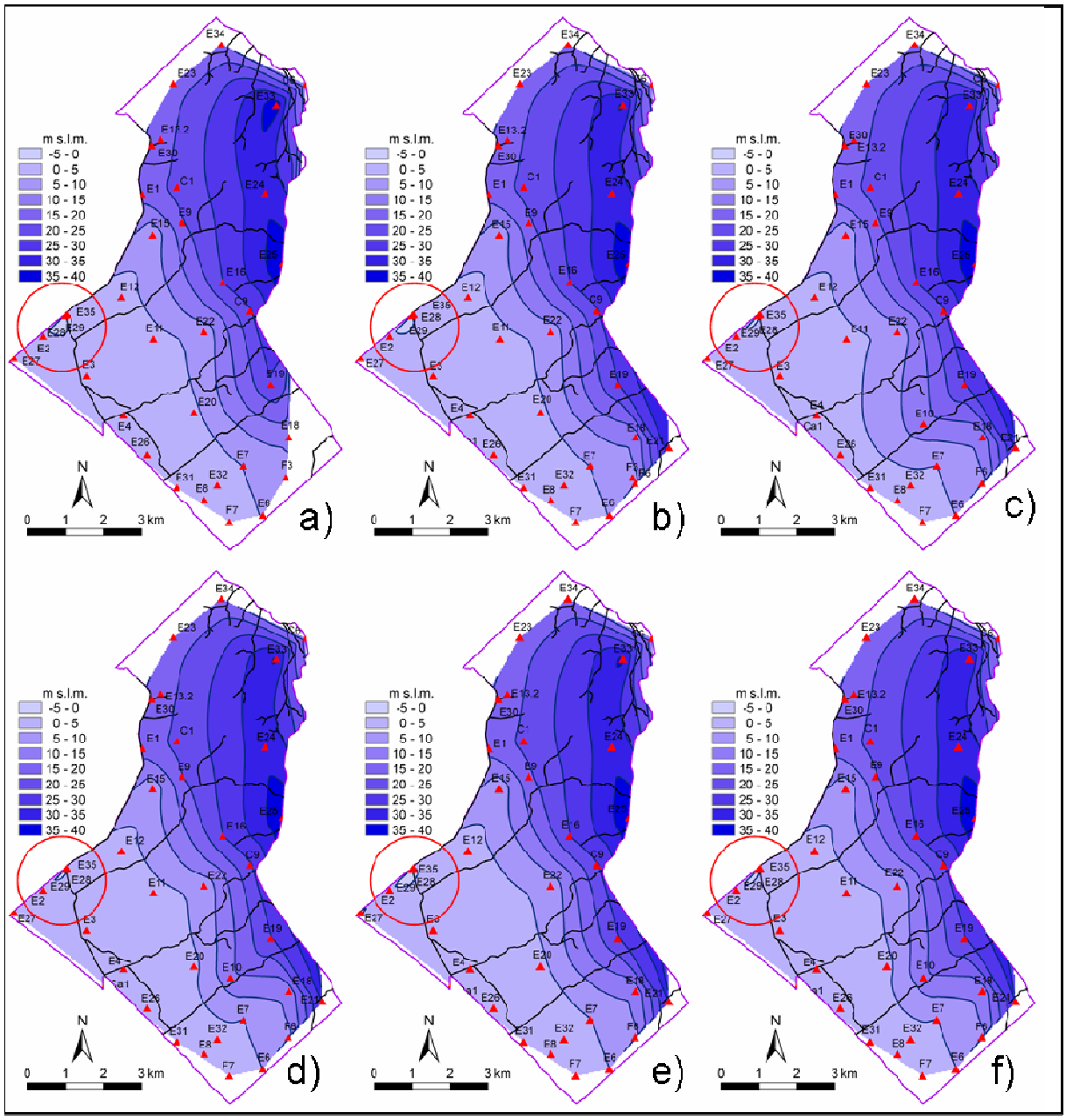


Figura 6 - Carte piezometriche relative alle campagne di rilievo freatimetrico; a) settembre 2007; b) novembre 2007; c) marzo 2008; d) maggio 2008; e) agosto 2008; f) dicembre 2008. Con il cerchio rosso è indicata la zona di depressione piezometrica di Ponte Fusano.

Figure 6 - Piezometric maps related to different surveys; a) September 2007; b) November 2007; c) March 2008; d) May 2008; e) August 2008; f) December 2008. Red circle shows piezometric depletion of Ponte Fusano.

L'andamento generale della piezometria (Figura 6) conferma quanto proposto da Bucci & Grillini (2001) e Busuoli et alii (2001) e sintetizzato nell'inquadramento idrogeologico. Si nota, infatti, la brusca variazione del gradiente, che a monte dell'isopieza 5 m assume valori medi del 10‰ e nella fascia costiera diminuisce fino ad un valore medio inferiore al 3‰. Alcune trascurabili differenze rilevabili localmente fra le due ricostruzioni della superficie piezometrica sono attribuibili all'assenza, nelle ricostruzioni precedenti, dei dati relativi ai piezometri E31, E32, E33, E34 e Ca1, perforati successivamente al 2001.

L'andamento dello spartiacque sotterraneo, corrispondente all'alto strutturale del substrato impermeabile rappresentato in Figura 2, condiziona le principali direttrici di flusso soprattutto verso sud e sud-est, mentre la componente di flusso diretta verso nord sembrerebbe trascurabile. In tutte le piezometrie riportate in Figura 6 è osservabile nel settore sud-occidentale uno spartiacque sotterraneo orientato NE-SW, particolarmente evidente nei mesi invernali e primaverili, che dividerebbe le direttrici del deflusso sotterraneo nelle due componenti principali: la componente orientale drenante verso il delta del Tevere e la componente meridionale che trova il suo punto di recapito nel mare.

Tutti i rilievi freatimetrici hanno messo in evidenza l'esistenza di una depressione piezometrica in località Ponte Fusano in corrispondenza del piezometro E35, al confine occidentale della Tenuta (Figura 8). In questo piezometro è stata rilevata una stabile depressione compresa fra quota - 1,01 m s.l.m. (agosto 2008) e - 0,50 m s.l.m. (maggio 2008). Le cause della depressione piezometrica potrebbero essere attribuite alla presenza di un impianto di prelievo di acque sotterranee, ubicato ad una distanza di circa 100 m ed utilizzato per l'irrigazione interna della Tenuta. Il punto di prelievo è costantemente monitorato da altri due piezometri, in cui l'abbassamento della piezometria risulterebbe meno evidente (- 0,26 m s.l.m. nell'agosto 2008; - 0,20 m s.l.m. nel settembre 2007).

Le superfici piezometriche relative ai diversi periodi dell'anno non mostrano escursioni stagionali del livello di falda apprezzabili alla scala della riproduzione cartografica.

L'escursione stagionale dei livelli piezometrici è generalmente maggiore nei piezometri della fascia costiera, dove la differenza fra periodo estivo e primaverile è nell'ordine del metro con il massimo nei mesi di aprile-maggio e il minimo nei mesi di agosto-settembre (linee continue in Figura 7). Nell'entroterra l'escursione piezometrica stagionale è in genere inferiore a 20 cm, non evidenziabile alla scala della Figura 7 (linee tratteggiate). Gli andamenti medi mensili dei livelli piezometrici relativi al periodo 2007 – 2008, riportati nel grafico, confermano la tendenza generalizzata al progressivo abbassamento della falda, già evidenziata in Figura 5.

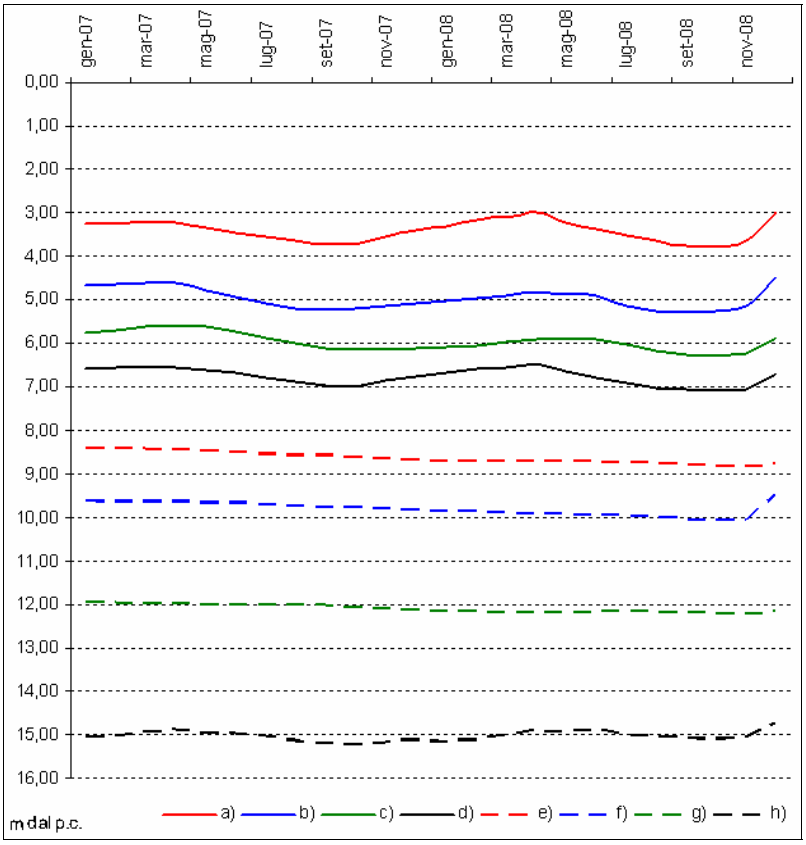


Figura 7 - Andamento medio mensile delle profondità dei livelli statici registrati dalle sonde automatiche; a) piezometro E4; b) piezometro E35; c) piezometro E1; d) piezometro F7; e) piezometro E32; f) piezometro E12; g) piezometro E7; h) piezometro E15. L'ubicazione dei piezometri è riportata in Figura 3.

Figure 7 - Monthly regime of depth of groundwater table recorded by automatic probes. a) E4 piezometer; b) E35 piezometer; c) E1 piezometer; d) F7 piezometer; e) E32 piezometer; f) E12 piezometer; g) E7 piezometer; h) E15 piezometer. Location is shown in Figure 3.

Carte della conducibilità elettrica

Nella porzione costiera dell'acquifero di Castelporziano è stata ricostruita la distribuzione spaziale dei valori di conducibilità elettrica alle diverse profondità della falda, utilizzando i valori di questo parametro rilevati periodicamente secondo log verticali di profondità. La profondità dei piezometri utilizzati ha consentito un'attendibile ricostruzione dell'andamento della conducibilità fino alla quota di -10 m s.l.m..

Sono state, quindi, realizzate le carte di conducibilità elettrica della falda relative a ciascuna campagna e riferite alla superficie della falda, alla quota -5 m s.l.m. e alla quota -10 m s.l.m.. Nella Figura 8, vengono mostrate le distribuzioni spaziali della conducibilità rilevate nel maggio 2008 e nel mese di agosto 2008, corrispondenti, rispettivamente, al periodo di massimo e minimo piezometrico. I valori di conducibilità riportati sono stati tutti riferiti alla temperatura di 25°C.

La conducibilità elettrica superficiale della falda costiera varia localmente fra alcune centinaia di µS/cm e 2000 µS/cm, ad eccezione di quanto rilevato nel piezometro E31 (località Pantan di Lauro –Discobolo) nel settore sudorientale della fascia costiera, dove la conducibilità elettrica superficiale supera i 2000 µS/cm. Alla quota di -5 m s.l.m. i valori di conducibilità elettrica si uniformano intorno ai 2000 µS/cm, ad eccezione ancora del piezometro E31 dove i valori di conducibilità elettrica si mantengono superiori (2265 – 2464 µS/cm).

Alla quota -10 m s.l.m., i valori si mantengono pari a circa 2000 µS/cm, ad eccezione sempre del piezometro E31 dove si rilevano valori di conducibilità elettrica maggiori (2569 – 2625 µS/cm). In questo stesso piezometro la conducibilità elettrica misurata a fondo pozzo, corrispondente ad una quota di -18 m s.l.m., ha raggiunto valori prossimi a 5000 µS/cm in occasione di tutte le campagne eseguite. Nel maggio 2008, alla quota di -10 m s.l.m., è stato registrato anche un temporaneo aumento della conducibilità elettrica nel piezometro Ca1 (4600 µS/cm), non rilevato nelle altre campagne di rilevamento.

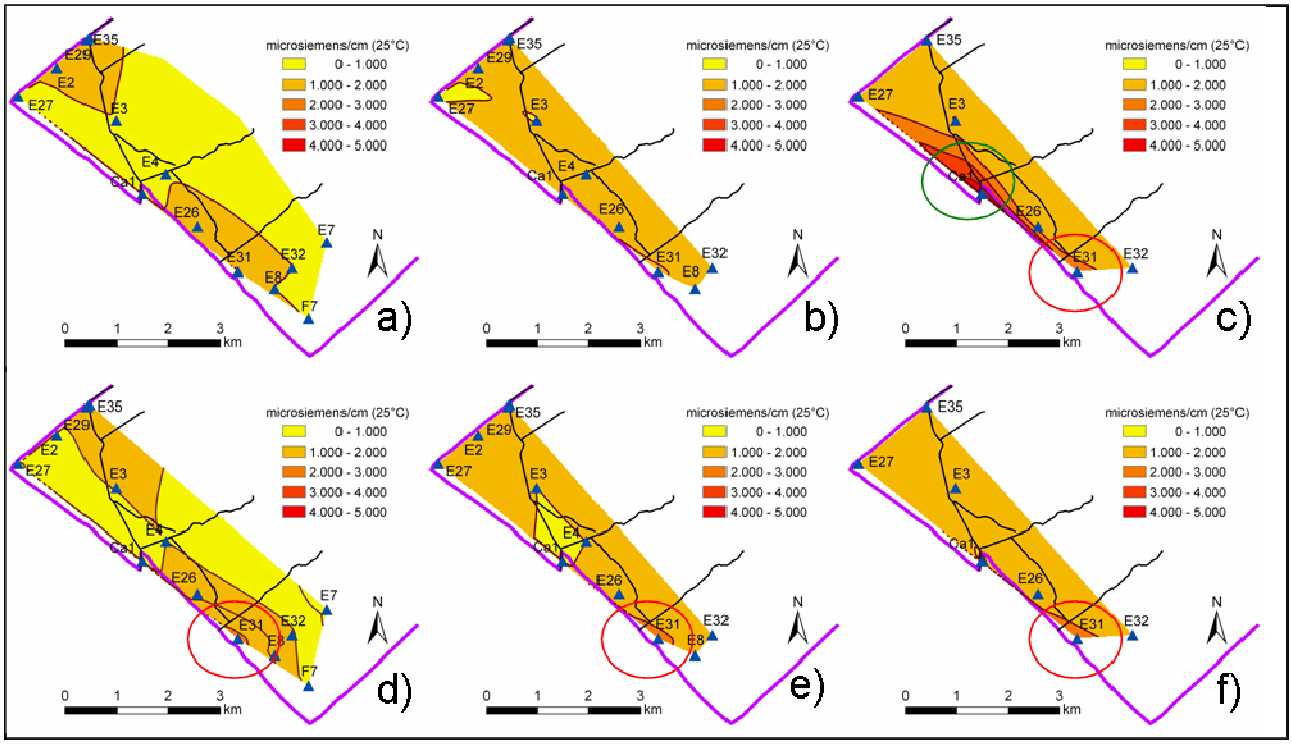


Figura 8 - Carte della conducibilità elettrica a 25°C dell'acqua di falda; a) conducibilità alla superficie della falda del maggio 2008; b) conducibilità a quota -5 m s.l.m. del maggio 2008; c) conducibilità a quota -10 m s.l.m. del maggio 2008; d) conducibilità alla superficie della falda dell'agosto 2008; e) conducibilità a quota -5 m s.l.m. dell'agosto 2008; f) conducibilità a quota -10 ms.l.m. dell'agosto 2008. Con il cerchio rosso è indicata la zona di anomalia di Pantan di Lauro-Discobolo; con il cerchio verde quella del Cancello 1 della Spiaggia di Castelporziano.

Figure 8 - Electrical conductivity (E.C. 25°C) maps of groundwater; a) E.C. values of the groundwater table of May 2008; b) E.C. values 5 m b.s.l. of May 2008; c) E.C. values 10 m b.s.l. of May 2008; d) E.C. values of the groundwater table of August 2008; e) E.C. values 5 m b.s.l. of August 2008; f) E.C. values 10 m b.s.l. of August 2008. Red circle shows the anomaly of Pantan di Lauro-Discobolo; green circle shows the anomaly of Castelporziano Beach.

Diagrafie dei parametri chimico – fisici

Il piezometro Ca1, realizzato nel 2006 nella spiaggia gestita dal Comune di Roma (Cancelli di Castelporziano) antistante il confine della Tenuta, è l'unico che intercetta l'acqua marina a circa -24 m s.l.m. (conducibilità elettrica superiore a 21000 µS/cm); questo piezometro costituisce, quindi, un punto particolarmente rappresentativo della rete di monitoraggio pur non trovandosi all'interno della Tenuta stessa. In tutti i periodi dell'anno, infatti, è ben evidente il brusco aumento della conducibilità da circa 1000 µS/cm a valori superiori a 20000 µS/cm, attribuibile al tetto della zona di transizione acqua dolce – acqua salata. L'escursione massima della quota del limite superiore dell'interfaccia è di circa 2 m, con un minimo rilevato nel settembre 2007 ed un massimo di maggio 2008 (Figura 9), corrispondenti ai periodi di minimo e massimo piezometrico.

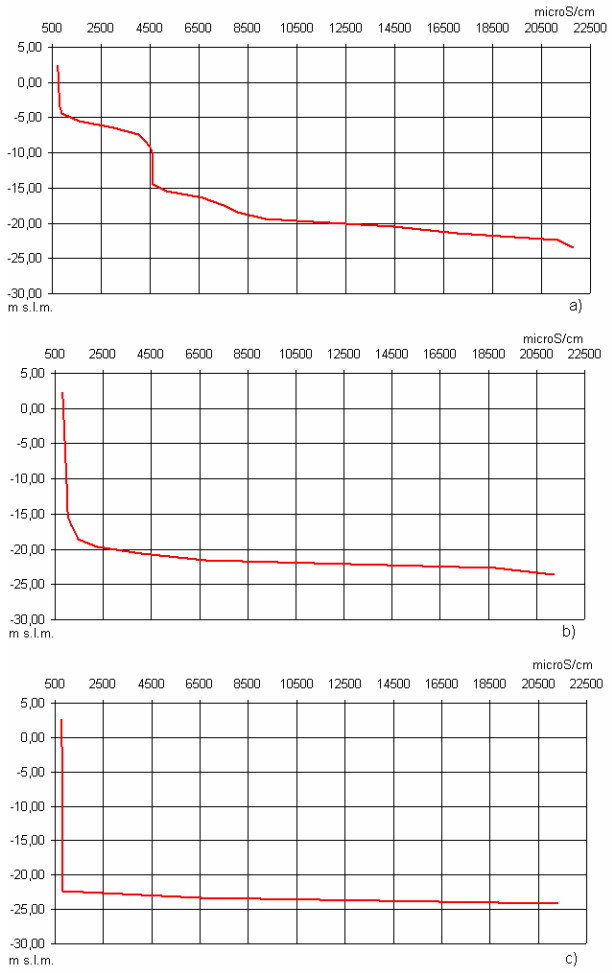


Figura 9 - Confronto fra le diagrafie delle conducibilità elettrica a 25°C rilevata nel piezometro Ca1 in diversi periodi dell'anno; a) maggio 2008; b) agosto 2008; c) novembre 2008.
Figure 9 - Comparison between vertical logs of electrical conductivity (25°C) of Ca1 piezometer at different times during the year; a) May 2008; b) August 2008; c) November 2008.

L'anomalia rappresentata nella carta della conducibilità elettrica di maggio 2008, alla quota -10 m s.l.m., relativa al piezometro Ca1 (Figura 8), è ben evidente anche nella relativa diagrafia (Figura 9). Nel grafico di maggio 2008 il passaggio alla zona di transizione, netto negli altri periodi dell'anno, presenterebbe, infatti, un'anomala risalita tra la quota -5 m e -15 m s.l.m., con valori di conducibilità intermedi. Questa temporanea situazione non sembrerebbe associata ad evidenti alterazioni degli altri parametri chimico – fisici della falda (Figura 10). Gli andamenti della temperatura, pH, potenziale redox e ossigeno disciolto, rilevati nei log di profondità del piezometro Ca1 nel mese di maggio 2008, infatti, non evidenziano alcuna anomalia in corrispondenza dell'intervallo di quota -5 e -10 m s.l.m..

Aree di potenziale criticità

L'elaborazione e l'interpretazione dei dati raccolti ha confermato complessivamente un buono stato di conservazione dell'acquifero, individuando però due aree di potenziale criticità, in prossimità della fascia costiera.

La prima situazione, al margine sud-occidentale della Tenuta in località Ponte Fusano, presenta una costante depressione piezometrica dell'ordine di 0,5 -1 m al di sotto del livello del mare, da mettere in relazione con una vicina stazione di pompaggio utilizzata per le esigenze della Tenuta; la falda in questo punto è costantemente monitorata da tre piezometri circostanti il punto di presa, di cui due attrezzati con sonde automatiche di rilevamento continuo. In Figura 11 vengono riportati i valori della profondità della falda (linea blu) e della conducibilità elettrica a fondo pozzo (linea rossa) registrati dalla sonda automatica del piezometro E35, dove si rileva il maggior abbassamento piezometrico. I dati orari registrati dalla primavera del 2006 sono stati trasformati in valori medi mensili per facilitare la lettura del grafico stesso.

Nel grafico sono riportati, inoltre, i valori misurati in occasione delle campagne freatimetriche (punti blu) e dei valori di conducibilità idraulica (punti rossi) rilevati nella realizzazione periodica dei log verticali di profondità, che confermano l'attendibilità dei risultati ottenuti dal rilevamento automatico.

Il grafico mostra un progressivo abbassamento del livello piezometrico e una sostanziale stabilità dei valori di conducibilità elettrica a fondo pozzo, che si mantengono mediamente pari a 1500 µS/cm. La depressione piezometrica, presumibilmente provocata dal pompaggio, non ha quindi, per il momento, alterato in maniera rilevabile l'equilibrio naturale fra la falda e l'acqua salata.

La criticità della seconda situazione, rilevata nel settore sud-orientale (località Pantan di Lauro - Discobolo), risulterebbe potenzialmente più sospetta, perché al progressivo aumento dei valori di conducibilità si associa anche una graduale diminuzione del livello piezometrico (Figura 12).

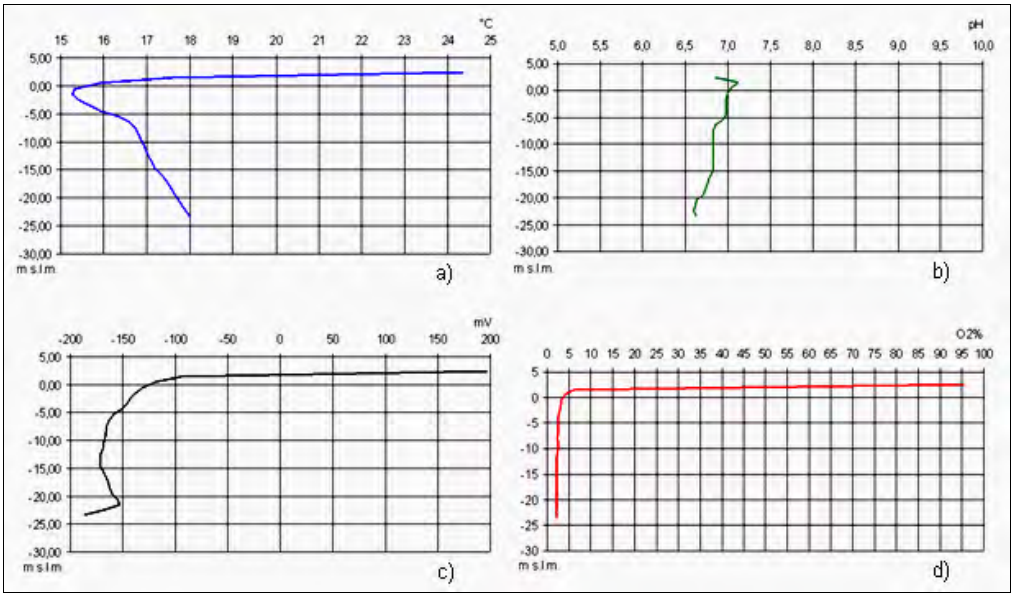


Figura 10 - Diagrafie delle caratteristiche chimico – fisiche delle acque di falda rilevate nel piezometro Ca1 nel maggio 2008; a) temperatura; b) pH; c) potenziale di ossido-riduzione, d) ossigeno disciolto.
Figure 10 - Vertical log of chemical-physical parameters of groundwater recorded at Ca1 piezometer on May 2008; a) temperature; b) pH, c) Eh; d) dissolved oxygen.

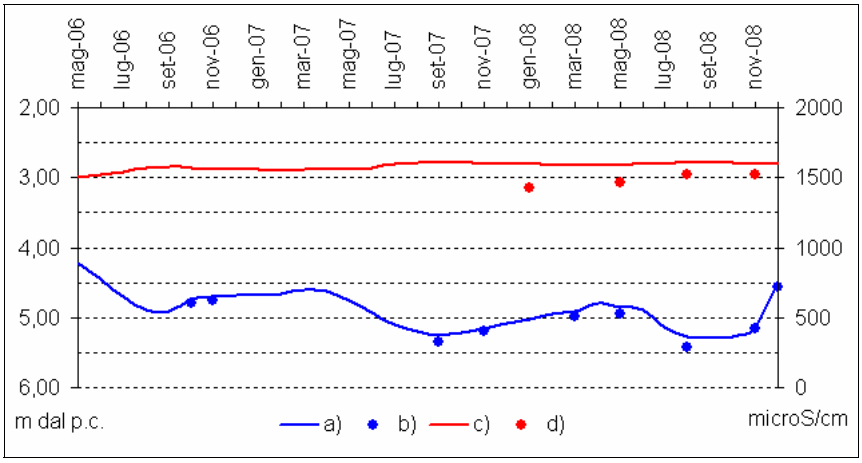


Figura 11 - Valori medi mensili della profondità del livello statico e della conducibilità elettrica a 25°C della falda rilevati nel piezometro E35; a) profondità della superficie di falda dal piano campagna rilevate dalla sonda automatica; b) profondità della falda misurate nelle campagne di rilievo piezometrico; c) conducibilità elettrica a 25°C rilevata dalla sonda automatica; d) conducibilità elettrica a 25°C misurata a fondo pozzo durante il rilevamento delle caratteristiche chimiche-fisiche delle acque di falda.
Figure 11 - Monthly values of depth of groundwater table and of electrical conductivity (25°C) recorded in E35 piezometer; a) depth of groundwater table b.g.s. by automatic probe; b) depth of groundwater table directly measured; c) electrical conductivity (25°C) by automatic probe; d) electrical conductivity (25°C) measured at the bottom of the piezometer during the execution of the vertical logs.

Nel grafico di figura 12, realizzato con le stesse modalità di quello precedente, il fenomeno è ben evidente fino al settembre 2007. Problemi tecnici al sensore della conducibilità elettrica della sonda automatica non hanno consentito di seguire con adeguata attenzione l'evoluzione del fenomeno nel 2008. L'interpretazione dei valori di conducibilità elettrica rilevati manualmente e dei dati acquisiti automaticamente dalla sonda, ripristinata dal novembre 2008, indicherebbe un'attuale fase di stabilizzazione del fenomeno. Tale fenomeno costituisce, comunque, una significativa anomalia in quanto i valori di conducibilità elettrica sia superficiale che profonda, anche se attualmente stabilizzati, sono decisamente superiori ai valori medi rilevati nella restante porzione dell'acquifero di Castelporziano.

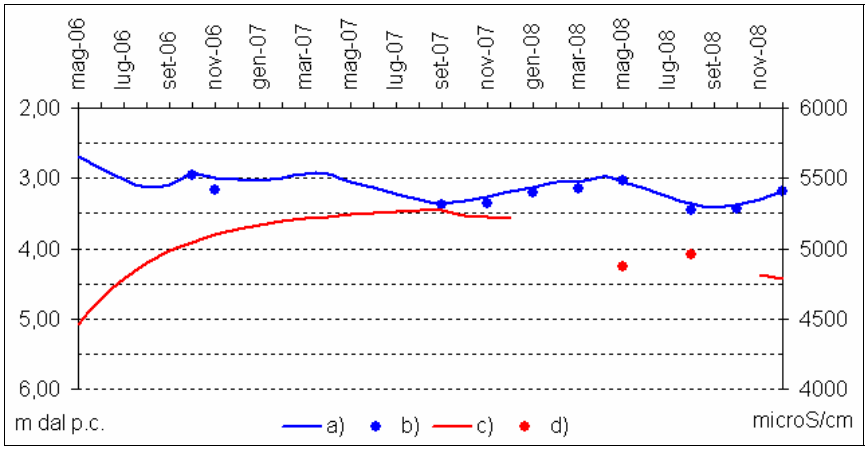


Figura 12 - Valori medi mensili della profondità del livello statico e della conducibilità elettrica a 25°C della falda rilevati nel piezometro E31; a) profondità della superficie di falda dal piano campagna rilevate dalla sonda automatica; b) profondità della falda misurate nelle campagne di rilievo piezometrico; c) conducibilità elettrica a 25°C rilevata dalla sonda automatica; d) conducibilità elettrica a 25°C misurata a fondo pozzo durante il rilevamento delle caratteristiche chimiche-fisiche delle acque di falda.
Figure 12 - Monthly values of depth of groundwater table and of electrical conductivity (25°C) recorded in E31 piezometer; a) depth of groundwater table b.g.s. by automatic probe; b) depth of groundwater table directly measured; c) electrical conductivity (25°C) by automatic probe; d) electrical conductivity (25°C) measured at the bottom of the piezometer during the execution of the vertical logs.

Le cause di questa anomalia dovranno essere approfonditamente indagate, con una migliore caratterizzazione della situazione locale della falda, ottenuta dall'integrazione del monitoraggio con l'esecuzione di analisi chimiche delle acque in programma nell'immediato futuro. E' necessaria, inoltre, un'accurata verifica degli utilizzi delle acque sotterranee nella zona di litorale esterna alla Tenuta, dove l'attività balneare e di ristoro è ben sviluppata, soprattutto nel periodo estivo.

Conclusioni

La rete di monitoraggio delle acque sotterranee della Tenuta di Castelporziano è attualmente costituita da 44 piezometri, distribuiti su un territorio di circa 60 km^2. Il rilevamento periodico del livello freatimetrico e dei log verticali delle principali caratteristiche chimico - fisiche delle acqua di falda garantiscono un costante controllo quali – quantitativo dell'intero acquifero. La maggiore densità dei punti di controllo in corrispondenza della fascia costiera e l'utilizzo di sonde automatiche per il rilevamento continuo del livello freatimetrico, temperatura e conducibilità elettrica delle acque di falda, consentono di seguire con estremo dettaglio l'evoluzione temporale e spaziale della dinamica dell'interazione acqua dolce - acqua salata, segnalando tempestivamente l'eventuale verificarsi di locali squilibri su cui, una volta individuata la causa, poter intervenire con le adeguate azioni di mitigazione.

La banca dati dell'Osservatorio Multidisciplinare per lo Studio degli Ecosistemi Costieri Mediterranei, che ha sede nella Tenuta, è depositaria di una serie continua di 14 anni di dati relativi alle acque sotterranee della Tenuta Presidenziale rilevati dalla rete di monitoraggio descritta.

L'analisi dell'intera serie di dati disponibile ha messo in evidenza una condizione di marcata aridità per il biennio 2007 – 2008, da mettere in relazione alla diminuzione della ricarica meteorica rilevata dalle stazioni meteorologiche della Tenuta. I dati rilevati negli ultimi due anni confermano, infatti, una generalizzata tendenza al progressivo abbassamento della falda, caratterizzata comunque da una ridotta oscillazione stagionale del regime piezometrico.

L'elaborazione e l'interpretazione dei dati raccolti, oltre a ribadire complessivamente un buono stato di conservazione dell'acquifero, ha consentito di individuare due aree, in prossimità della fascia costiera, di potenziale criticità.

La prima situazione, al margine sud-occidentale della Tenuta in località Ponte Fusano, presenta una lieve depressione piezometrica, da mettere in relazione ad una vicina stazione di pompaggio utilizzata per le esigenze della Tenuta. La seconda situazione, rilevata nel settore sud-orientale, in località Pantan di Lauro – Discobolo, presenta valori di conducibilità elettrica elevati rispetto a quelli medi della restante porzione di acquifero. E' stato inoltre registrato, fino all'estate del 2007, un aumento della salinità delle acque, associato ad un progressivo abbassamento piezometrico. L'evoluzione attuale del fenomeno mostra una tendenza alla stabilizzazione.

Per meglio caratterizzare le anomalie riscontrate nei due settori dell'acquifero si prevede di integrare la consolidata attività di monitoraggio con l'esecuzione di analisi chimiche delle acque di falda e con la realizzazione di un censimento degli utilizzi delle acque sotterranee sia all'interno della Tenuta che, soprattutto, nelle zone di confine esterno.

Bibliografia

Bellotti P., Carboni M.G., Milli S. Tortora P. Valeri P. (1989) – La piana deltizia del fiume Tevere: analisi di facies e ipotesi evolutiva dall'ultimo low stand glaciale all'attuale. Giornale di Geologia, ser. 3, vol 51/1, 71-91.

Bellotti P., Tortora P., Biagi P.F., Dellamonica G., Ermini A., Grita F., Sgrigna V., Valeri P. (1990) – Prospezione geoelettrica nella piana del delta del Tevere. Boll. Soc. Geol. It., 109, 249-258.

Boni C., Bono P. & Capelli G. (1988) – Carta idrogeologica del territorio della Regione Lazio Scala 1:250.000 - Regione Lazio Università degli Studi di Roma "la Sapienza".

Bucci M. (1996) – Seminario Tematico G.d.L. Idrogeologia – Progetto Monitoraggio Ambientale della Tenuta Presidenziale di Castelporziano. ENEA Casaccia – Santa Maria di Galeria (Roma), 5 novembre 1996.

Bucci M. Grillini M. (2001) - Studi geologici, geomorfologici ed idrogeologici nella Tenuta Presidenziale di Castelporziano (Roma). Geologia Tecnica & Ambientale, 4/2001, 21-32.

Busuoli G., Bucci M., Grillini M. (2001) – Studi geologici, geomorfologici ed idrogeologici nella Tenuta Presidenziale di Castelporziano. Il sistema ambientale della Tenuta Presidenziale di Castelporziano. Scritti e Documenti XXVI Accademia Nazionale delle Scienze, (I), 123-155.

Capelli G., Mazza R. (2005a) - Individuazione dei bacini idrogeologici. Analisi della circolazione idrica sotterranea. In: Strumenti e strategie per la tutela e l'uso compatibile della risorsa idrica nel Lazio. Gli acquiferi vulcanici. Quaderni di tecniche di protezione ambientale Pitagora Editrice,78, 41-80.

Capelli G., Mazza R (2005b) - Schema idrogeologico della città di Roma. Gestione della risorsa idrica e del rischio idrogeologico. La IV DIMENSIONE: lo spazio sotterraneo di Roma Supplemento 4/2005 Geologia dell'Ambiente, SIGEA, 47-58

Capelli G., Mazza R., Papiccio C. (2007) – Intrusione salina nel delta del Fiume Tevere. Geologia, idrologia e idrogeologia del settore romano della piana costiera. Giornale di Geologia Applicata, 5, 13-28.

Dragone F., Maino A. Malatesta A. Segre A. (1967) - Note illustrative della carta geologica d'Italia Foglio, 149 Cerveteri, Roma.

Fricano F., Neri U., Scandella P., Di Blasi N., Mecella G. (2001) – Studio del sistema di alimentazione di invasi naturali in un particolare ambiente umido costiero mediterraneo. Il sistema ambientale della Tenuta Presidenziale di Castelporziano. Scritti e Documenti XXVI Accademia Nazionale delle Scienze, (I), 99-109.

Malatesta A., Zarlenga F. (1986) – Evoluzione paleogeografico–strutturale plio-pleistoceni-ca del basso bacino romano a nord e a sud del Tevere. Mem. Soc. Geol. It., 35, 75-85.

Petitta M. (2009) – Impatto dell'attività agricola sulla risorsa idrica nella Piana del Fucino (Italia Centrale). Italian Journal of Engineering Geology and Environment, 2 (2009), 59-90.

Servizio Geologico d'Italia (1963) - Foglio 149 Cerveteri, Carta geologica d'Italia alla scala 100.000.

EngHydroEnv Geology 2009, 12, 197-206 - doi: 10.1474/EHEGeology.2009-12.0-17.0271

Primi risultati del monitoraggio con misure di velocità in un acquifero carsico costiero (Bari, Italia meridionale)

Maurizio Polemio, Pier Paolo Limoni

CNR-IRPI, via Amendola, 122/I, Bari, Italy, m.polemio@ba.irpi.cnr.it

Preliminary results of groundwater monitoring and of flow velocity measurements in a coastal karst aquifer (Bari, Southern Italy)

ABSTRACT: The study area is located in the Murgia plateau which constitutes a large and deep coastal karst aquifer (of Mesozoic age), the predominant rock material of which is either limestone or limestone-dolomite. The aquifer is affected by karst and fracturing phenomena, also well below the sea level, whereas intruded seawater underlies fresh groundwater owing to a difference in density. The groundwater flow is confined, except on a restricted coastline strip. A strong connection between the increase in salt contamination and the lowering of piezometric levels, which can be ascribed to groundwater overdraft and/or a natural decrease in groundwater recharge, has been recognized in the coastal area. To contribute to the study of this groundwater and quality degradation phenomena on the basis of affordable data, a surveying station was realized in a well bored for this purpose in the urban area of Bari. The monitoring started in 2004, using probes equipped with sensors of piezometric head, temperature, specific electrical conductivity, pH, dissolved oxygen and Eh. The detailed characterization of vertical variability of flow velocity has been realized with tracer tests realized in the well, using a fluorimeter. The sampling of groundwater and the laboratory analyses were realized to complete the activity. The whole data set is analyzed highlighting the peculiarities of the selected karst aquifer and of groundwater quality degradation.

Key terms: Karst aquifer, Seawater intrusion, Monitoring, Flow velocity
Termini chiave: Acquifero carsico, Intrusione marina, Monitoraggio, Velocità di flusso

Riassunto

L'area di studio è localizzata nell'altopiano della Murgia, che ospita un ampio e profondo acquifero carsico costiero, con sede nelle rocce calcaree e/o calcareo-dolomitiche del basamento carbonatico Mesozoico.

La circolazione idrica sotterranea si esplica in pressione, eccetto lungo una ristretta fascia costiera; il flusso idrico sotterraneo spesso si concentra lungo particolari linee preferenziali, dall'interno verso la costa, dove si rinvengono numerose sorgenti. L'acquifero, di tipo costiero, è interessato da fenomeni carsici e da un grado di fratturazione variabile nelle tre dimensioni, anche sotto il livello medio mare.

E' oramai ben noto che vi è una relazione tra la degradazione qualitativa dovuta all'intrusione marina e l'abbassamento della superficie piezometrica. L'aggravarsi di tale degradazione è funzione di due diverse cause, che spesso si sovrappongono. Ad una situazione geologico-strutturale, stazionaria, che permette l'intrusione marina, si sommano sia il sempre crescente prelievo di acque sotterranee sia gli effetti di duraturi periodi siccitosi, causa diretta dell'abbassamento dei livelli piezometrici per deficit di ricarica, ma anche indiretta di bruschi incrementi degli emungimenti.

Al fine di contribuire allo studio di questi fenomeni sulla base di dati e metodologie affidabili, è stata realizzata una stazione di monitoraggio in un pozzo, ubicato nell'area urbana di Bari, perforato per tale scopo.

Il monitoraggio, partito nel 2004, si basa sulla misura periodica, mediante sonde multiparametriche, del livello piezometrico, della temperatura, della conducibilità elettrica, del pH, dell'ossigeno dissolto e di Eh dell'acqua sotterranea. La misura lungo la verticale del pozzo della velocità di flusso è stata realizzata mediante prove con tracciante, realizzate con le tecnica del pozzo singolo, utilizzando un fluorimetro da pozzo. Il campionamento delle acque sotterranee e l'analisi di laboratorio completa l'attività svolta.

L'intero insieme dei dati è stato analizzato evidenziando le peculiarità dell'acquifero carsico e le peculiarità emerse riguardo ai rischi di degrado delle risorse idriche sotterranee in esame.

Introduzione

Le risorse idriche pugliesi sono localizzate prevalentemente in acquiferi di natura carsica. Tali risorse, utilizzate a vario grado nei settori potabile, industriale e irriguo, continuano a svolgere un ruolo quanto mai decisivo per

lo sviluppo socio-economico della regione. Negli ultimi decenni la crescente domanda idrica è stata soddisfatta anche grazie a prelievi di acque sotterranee crescenti, in particolare durante frequenti e gravi periodi siccitosi (Polemio & Casarano, 2008). Tali tendenze sottopongono a notevoli sollecitazioni il sistema idrogeologico pugliese, incrementando, secondo modalità diverse, i rischi di degrado per le risorse idriche sotterranee.

Tali risorse, sia pure con marcate differenze da luogo a luogo, sono soggette agli effetti di due tipi di degradazione qualitativa: l'incremento della salinità, fenomeno in origine naturale, in quanto dovuto all'intrusione marina, favorito dal sovrasfruttamento delle falde idriche sotterranee, interessa spesso nuove porzioni di territorio, riducendo la disponibilità di risorse idriche di buona qualità (Polemio et al., 2009b); l'inquinamento chimico-fisico, di crescente importanza, non soltanto attorno alle principali aree urbanizzate (Polemio et al., 2006b).

L'aumento della salinità delle acque sotterranee per intrusione marina è certo da porsi in relazione al trend piezometrico decrescente, a sua volta determinato dall'effetto sovrapposto di sfavorevoli condizioni climatiche e dai crescenti prelievi; recenti campagne di misura della portata delle sorgenti costiere hanno evidenziato che le portate medie attuali sono pari a circa il 60% di quelle rilevate negli anni trenta, quando l'emungimento era pressoché trascurabile (Polemio & Casarano, 2008; Polemio et al., 2009c). Il sovrapporsi delle suddette tendenze, unitamente alle modalità costruttive e di esercizio dei pozzi, spesso determina il richiamo verso l'alto, nella zona satura e dolce della falda, di acqua salata proveniente dal basso, con conseguente dilatazione verso l'alto della zona di transizione (Polemio et al., 2009b). In questo contesto è fondamentale la conoscenza approfondita dell'ambiente in cui circolano le acque di falda; ovvero, diventa determinante definire in maniera rigorosa i diversi fenomeni che regolano i processi di alimentazione e deflusso della falda ed i rapporti intercorrenti tra le acque dolci di falda e quelle di intrusione marina (Cotecchia, 1977; Cotecchia & Tadolini, 1993; Cotecchia et al., 1981; Cotecchia et al., 1998; Fidelibus & Tulipano, 1996; Tadolini, 1990; Tulipano & Fidelibus, 1984).

L'inquinamento chimico-fisico delle acque sotterranee è favorito dalla diffusa ed elevata vulnerabilità degli acquiferi carbonatici pugliesi (Polemio et al., 2009a), ma è causato fondamentalmente dall'uso improprio del suolo e del sottosuolo, adibiti a ricettori di ogni sorta di scarico proveniente dalle più varie attività antropiche. Altri rischi per la qualità delle acque sotterranee provengono dalle discariche dei rifiuti di diversa natura. Lo smaltimento caotico ed incontrollato di rifiuti, in particolare dei più inquinanti, è una pratica illegale il cui contrasto ha conseguito numerosi successi ma che purtroppo perdura, utilizzando sia cave disattivate sia il cinico spandimento su vaste superfici agricole.

Diverse campagne d'indagini hanno caratterizzato la qualità delle acque sotterranee e degli efflussi delle principali sorgenti costiere (Cotecchia & Tulipano, 1993; Cotecchia & Polemio, 1998; Cotecchia & Polemio, 1999; Polemio et al., 2006a; Polemio et al., 2006b). Da tali studi emerge in modo netto come, lungo i percorsi che portano dalle zone di alimentazione alle zone di efflusso, poste nei corpi idrici superficiali, siano essi piccole lagune, il reticolo idrografico in prossimità della costa o il mare, tutte zone ubicate comunque lungo la costa, la qualità delle acque peggiora sensibilmente. Tale andamento non è sempre continuo ed omogeneo, in quanto appare "disturbato" da diversi fattori idrogeologici e antropici, correlabili all'ubicazione dei principali centri urbani. In particolare, l'inquinamento delle acque sotterranee è assente solo in ristrette aree interne, parte delle aree di alimentazione degli acquiferi. Da tali aree le acque sotterranee fluiscono verso il mare e, mentre entrano progressivamente in contatto con acque saline, lungo il percorso acquisiscono carichi inquinanti provenienti dalle aree antropizzate e agricole.

Le acque così degradate si versano a mare e in lagune, creando rischi ecologici, in particolare eutrofizzazione (per l'aumento dell'azoto e del fosforo), anche per aree umide costiere di particolare pregio.

Al fine di contribuire allo studio di questi fenomeni sulla base di dati e metodologie affidabili, è stato realizzato un pozzo sperimentale di monitoraggio, ubicato nell'area urbana di Bari, in prossimità della sede dell'IRPI (Figura 1). Il pozzo di monitoraggio è profondo circa 20 m ed è collocato in un'area urbana in un recente passato utilizzata per attività industriali, alcune delle quali particolarmente nocive. Al momento non sono noti utilizzi della falda in un raggio di circa 500 m dal pozzo.

Il monitoraggio, partito nel 2004, misura, secondo diverse modalità operative, parametri piezometrici, chimico-fisici, isotopici e di velocità delle acque sotterranee.

Lineamenti geologici, morfo-strutturali e idrogeologici

Nel territorio regionale pugliese si individuano quattro domini geografici ed omonime strutture idrogeologiche: Gargano, Tavoliere, Murgia e Salento (Polemio et al., 2009b). La Murgia, in cui il pozzo di studio è posto, è geologicamente costituita da una potente successione di rocce carbonatiche cretacee, appartenenti al Gruppo dei Calcari delle Murge, sulla quale poggiano in trasgressione depositi calcarenitici del Pliocene medio-superiore e lembi di depositi Quaternari sia marini che continentali (Valduga, 1965; Ricchetti, 1975).

Il quadro geologico dell'area urbana (Figura 1) è relativamente semplice e noto (Radina, 1958; Pieri, 1975). I depositi più antichi affioranti nell'area di Bari appartengono alla Formazione del Calcare di Bari, localmente di età cenomaniana (Azzaroli & Valduga, 1967; Pieri, 1975).

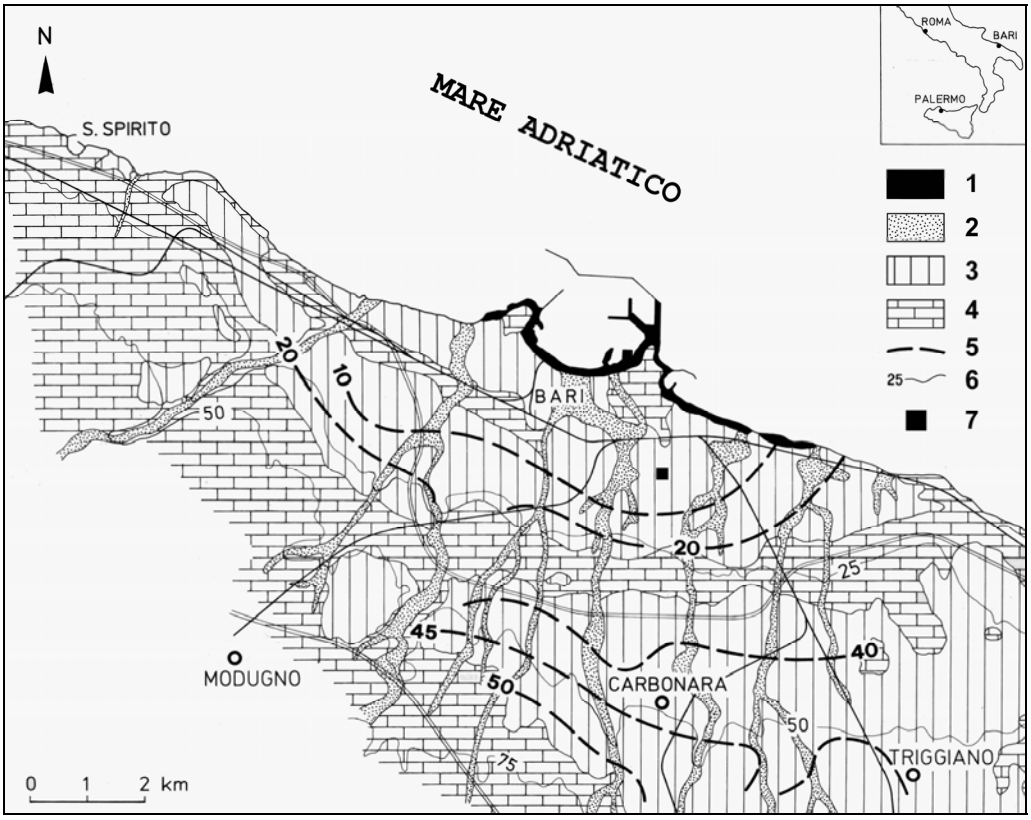


Figura 1. Carta geologica schematica (modificata da Cotecchia et al., 1996). Legenda: 1) Colmata; 2) Depositi alluvionali recenti; 3) Depositi marini terrazzati (Pleistocene medio-superiore) e Calcareniti di Gravina (Pleistocene inferiore); 4) Calcare di Bari (Cenomaniano); 5) Andamento del tetto del Calcare di Bari (m. s.l.m.); 6) Curva di livello (m. s.l.m.); 7) Stazione di monitoraggio.
Figure 1. Geologic schematic map (modified from Cotecchia et al., 1996). Legend: 1) Backfill; 2) Recent alluvial Deposits; 3) Terraced sea deposits (early-middle Pliocene) and Calcarenites of Gravina (late Pleistocene); 4) Limestone of Bari (Cenomaniano); 5) Contour line of Bari limestone top (m a.s.l.); 6) Contour line (m a.s.l.); 7) Station of monitoring.

Questa unità litostratigrafica, che fa parte della potente serie sedimentaria prevalentemente calcarea, conosciuta in letteratura col nome di gruppo dei Calcari delle Murge, è costituita in affioramento da strati e banchi di calcari, calcari dolomitici e dolomie mediamente fratturati e disposti localmente secondo blande pieghe con asse orientato circa WNW-ESE (praticamente parallelo all'attuale linea di costa).

I1 fenomeno carsico manifesta i suoi effetti ovunque, sia pure con intensità diversa in superficie e al variare della profondità. Le cavità presentano forma e dimensioni diverse; le più comuni sono interstratali e da frattura. Spesso le cavità sono parzialmente o interamente riempite da depositi di varia natura in cui in genere è rilevante la frazione di terreni residuali quali la cosiddetta terra rossa.

In trasgressione sui calcari poggia la Calcarenite di Gravina, localmente attribuita al Pleistocene inferiore, costituita da strati e banchi di biocalcareniti e biocalciruditi con giaciture sub-orizzontali. Nell'area urbana è presente in lembi residui e discontinui, il cui spessore massimo è di pochi metri (Pieri, 1975).

In discordanza sui termini precedenti, che nell'insieme rappresentano il substrato rigido su cui si sono sedimentate le unità più recenti, giacciono i depositi del cordone litorale di Bari e i depositi delle Dune di S. Girolamo, entrambi appartenenti ai Depositi marini terrazzati delle Murge e del Salento (Zezza, 1971; Pieri, 1975). Questi ultimi, definiti regionalmente da Ciaranfi et al. (1988) ed attribuiti dagli stessi Autori al Pleistocene medio-superiore, sono depositi sabbioso-ghiaiosi e calcarenitici, discontinui e di spessore limitato, disposti all'incirca parallelamente all'attuale linea di costa e, dal più antico al più recente, posti a quote progressivamente decrescenti verso mare, a partire da circa 350 m slm.

Morfologicamente il territorio murgiano si presenta con vasti ripiani, digradanti verso il mare, con scarpate a luoghi piuttosto ripide e a luoghi poco acclivi. Esiste un chiaro rapporto di dipendenza fra gli elementi morfologici e quelli strutturali: le scarpate rappresentano il prodotto di fenomeni erosivi che hanno fatto arretrare originari piani di faglia subverticali, i rilievi e le depressioni spesso coincidono con anticlinali e sinclinali (Ciaranfi et al., 1988).

I caratteri morfologici dell'area urbana richiamano il motivo più importante dell'area murgiana, dato da una serie di ripiani posti a quote via via più basse, procedendo

dall'interno verso l'Adriatico. Sono, infatti, presenti tre ripiani dislocati a diverse altezze: quello più alto si colloca a quota 40-60 m slm, quello intermedio a 20-25 m slm, mentre quello più basso è posto a qualche metro sul livello del mare. Si tratta di terrazzi marini, allungati quasi parallelamente alla costa e leggermente inclinati a nord, che si raccordano tramite scarpate solo a luoghi nette e ben riconoscibili.

Il motivo tettonico principale dell'area in oggetto è dato dall'assetto monoclinalico della successione cretacea che nel suo sviluppo, in direzione S-SW, è movimentato da pieghe ad ampio raggio e da sistemi di faglie, di tipo distensivo, generalmente subverticali, con rigetti non superiori a qualche decina di metri, che scompongono in blocchi il rigido substrato carbonatico mesozoico, originando un'estesa struttura a gradinata orientata da NW a SE (Martinis, 1961; Ricchetti, 1980).

L'evoluzione della rete idrica sotterranea è stata in massima parte favorita da una successione di processi carsici ipogei. I mutamenti della posizione del livello di base, costituito dal mare, inducevano la migrazione della rete idrica sotterranea, favorendo così i processi carsici. Come naturale conseguenza, nella struttura idrogeologica della Murgia si rinvengono, in seno all'ammasso carbonatico ed alle profondità più disparate, livelli di roccia discretamente o molto permeabili, per carsismo e fessurazione, inglobati in un insieme poco permeabile o addirittura praticamente impermeabile. Detti livelli risultano, tra l'altro, distribuiti a quote diverse e molto spesso non sono correlabili con quelli riconosciuti in zone anche vicine (Grassi, 1973; Cotecchia, 1977).

Nella struttura idrogeologica murgiana, della quale l'area urbana di Bari è parte integrante (Figura 2), è presente un ampio e potente acquifero carbonatico costiero, costituito da rocce calcaree e/o calcareo-dolomitiche del Mesozoico. In un siffatto ambiente la circolazione idrica si sviluppa in genere in pressione, a differenti profondità, generalmente al di sotto del livello medio mare, fatta eccezione per una ristretta fascia costiera, in cui il flusso idrico sotterraneo avviene in condizioni freatiche.

Il flusso idrico sotterraneo spesso si concentra lungo particolari linee preferenziali, orientate dall'interno verso la costa, dove si rinvengono numerose sorgenti. Lungo la fascia costiera si verifica il fenomeno dell'intrusione continentale di acque marine (Polemio et al., 2009b). La stazione di monitoraggio è posta in un'area dove vi è una moderata concentrazione del flusso e l'acquifero risulta essere debolmente in pressione (Figura 2).

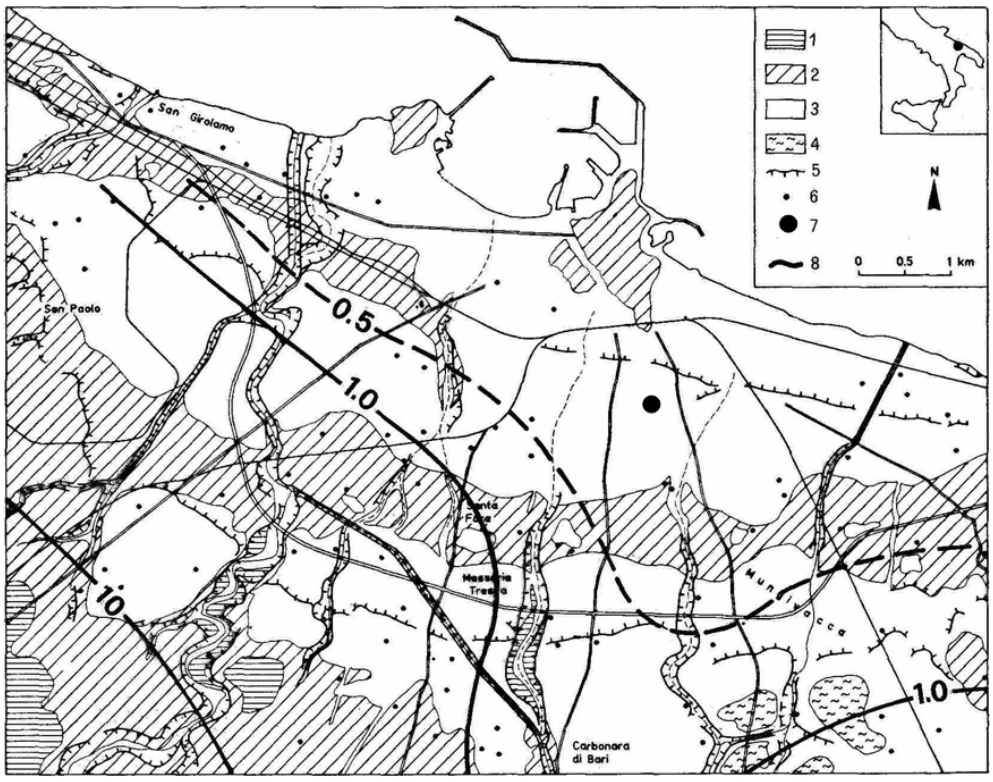


Figura 2. Carta idrogeologica schematica (modificata da Polemio, 1994). Legenda: permeabilità relativa (per porosità, dove non diversamente specificato): 1) alta; 2) alta per fessurazione e carsismo; 3) bassa, all'interno delle depressioni morfologiche nulla; 4) variabile da bassa a media; 5) orlo di scarpata; 6) pozzo; 7) stazione di monitoraggio; 8) superficie piezometrica (m s.l.m.).
Figure. 2 Hydrogeological schematic map ((modified from Polemio, 1994). Legend: relative permeability (for porosity, where not otherwise specified): 1) high; 2) high for fissured and karstic; 3) low, null inside the morphological depressions; 4) varying from low to average; 5) edge of scarp; 6) well; 7) station of monitoring; 8) piezometric surface (m a.s.l.).

Su tutta l'area di studio è impostato un fitto reticolo idrografico inciso nel substrato calcareo, in cui si riconoscono valli in genere poco profonde e svasate, dal caratteristico fondo piatto, su cui si accumulano modesti spessori di sedimenti alluvionali essenzialmente argillosi (terre rosse). Trattasi di corsi d'acqua effimeri e a regime torrentizio, che si attivano soltanto in occasione di piogge di rilevante intensità (Polemio, 2010).

Il pozzo e il monitoraggio

Il pozzo di monitoraggio (8,5 m slm) ricade in un'area fortemente urbanizzata e tristemente conosciuta per la presenza in zona dell'ex stabilimento Fibronit, che per più di 50 anni ha prodotto cemento-amianto; l'area dell'ex stabilimento è inserita nell'elenco dei siti inquinati di interesse nazionale (Pagliarulo et al., 2006).

La perforazione del pozzo si è spinta fino ad una profondità di 18 m dal piano campagna, adottando il diametro di perforazione di 157 mm. Successivamente l'opera è stata completata con una tubazione dal diametro di 150 mm, tubazione finestrata per l'intera lunghezza del perforo. Partendo dalla quota del piano campagna, si distinguono circa 4 m di terreno di riporto, costituito da inerti eterometrici di varia origine, quindi, da 4 a 10 m dal piano campagna, si rinvengono depositi sabbioso-limosi (Olocene) e calcarenitici (Pleistocene superiore) e, infine, fino a fondo foro, calcari micritici e calcari dolomitici (Cretaceo), fratturati, con abbondante terra rossa.

La falda idrica più cospicua è stata rinvenuta nei calcari cretacei a circa 11 m dal p.c.; il livello statico si è stabilizzato a fine perforazione a circa 8,2 m dal p.c., quindi a circa + 0,3 m s.l.m.

All'interno del pozzo sono state posizionate le strumentazioni per il monitoraggio automatico, in particolare: a 12 m dal p.c. il sensore piezometrico e a 16 m dal p.c. la sonda multiparametrica.

I rilievi e controlli nella stazione di monitoraggio sono effettuati con diversa frequenza. Nel corso dell'anno idrologico si effettuano determinazioni periodiche di carattere idrogeologico e geochimico (cadenza trimestrale/semestrale), mentre in automatico, con strumentazione installata nel perforo, si eseguono le misure piezometriche e chimico-fisiche.

Il monitoraggio automatico è eseguito con due distinti dispositivi e criteri: la misura piezometrica, stante anche la vicinanza del mare (circa 1 km), è la più frequente, mentre la misura dei principali parametri chimico-fisici delle acque di falda, condizionata dal fenomeno dell'intrusione marina, si effettua con minore frequenza (da 24 a 8 misure giornaliere).

Il monitoraggio piezometrico viene effettuato tramite l'utilizzo di un piezometro elettrico che è dotato di sensore termometrico interno che è indissolubilmente collegato via cavo a un data logger installato in modo duraturo in prossimità e all'interno della testa del pozzo. Il sensore piezometrico è costituito da un trasduttore di pressione che opera in un campo di misura equivalente all'intervallo da 0 a 20 m di colonna idrica (precisione 0.1% del fondo scala). All'atto dello scarico dati, la misura di pressione è convertita in altezza piezometrica, tenuto conto della densità dell'acqua (stimata in base a temperatura e salinità) e, in funzione dei dati acquisiti all'atto dell'installazione, in quota riferita al livello medio mare. La profondità di installazione del sensore piezometrico, riferita al piano campagna, è stata inizialmente definita in modo che le prevedibili variazioni piezometriche fossero contenute nell'intervallo 20-80% del campo di misura. Tale valutazione è stata effettuata sulla base delle variazioni di livello della falda rilevate in pozzi posti in condizioni idrogeologiche affini. In ogni momento è peraltro possibile modificare la quota d'installazione del piezometro, in funzione delle misure acquisite.

Il monitoraggio chimico-fisico automatico è realizzato con una sonda multiparametrica con datalogger interno, che permette di monitorare la temperatura, la conducibilità elettrica, la salinità, il pH, l'ossigeno disciolto e il potenziale di ossido-riduzione delle acque sotterranee. La sonda multiparametrica è stata posizionata, all'interno del pozzo, in corrispondenza del livello di circolazione idrica più attivo; tale livello, individuato in fase di perforazione, è stato poi confermato dalle misure di velocità effettuate nel pozzo.

Sia il piezometro che la sonda multiparametrica sono programmabili con diverse frequenze di acquisizione e memorizzazione, in funzione delle conoscenze disponibili e delle finalità del monitoraggio (le principali opzioni sono valore istantaneo, media scalare nonché minimo, media e massimo in intervalli di tempo assegnati).

In considerazione della locale realtà idrogeologica, del parametro da osservare e della posizione del punto di controllo, sono stati definiti diversi valori della frequenza d'acquisizione. In particolare, per il piezometro, si è prevista un'acquisizione oraria con memorizzazione anche del valore medio giornaliero, mentre per la sonda multiparametrica si è prevista un'acquisizione ogni tre ore, con memorizzazione del valore istantaneo.

Rilievi periodici

La misura della velocità di filtrazione delle acque sotterranee è stata realizzata utilizzando la tecnica della diluizione di un tracciante in pozzo singolo. In pratica, si immette un tracciante con concentrazione omogenea lungo la colonna idrica del pozzo e si misura, dentro lo stesso pozzo, la variazione nel tempo della concentrazione (Haley et al., 1967; Cotecchia & Pirastru, 1969; Hazzaa, 1970; Polemio & Mitolo, 1998).

Si è fatto ricorso ad un tracciante fluorescente, appartenente al vasto gruppo di traccianti idrologici coloranti. Generalmente si utilizzano traccianti fluorescenti in quanto sono facilmente reperibili, possono essere usati in

campo con notevole rapidità e semplicità. Inoltre, i coloranti con proprietà fluorescenti sono rilevabili in concentrazioni molto basse, con grande accuratezza, mediante fluorimetri. Per quanto ciascun tipo di tracciante fluorescente presenti peculiarità, ovvero pro e contro nelle applicazioni idrologiche, si consideri che numerosi non sono tossici, sono poco costosi, molto solubili, semplici ed efficaci per le applicazioni in idrogeologia. Gli autori hanno operato con uranina e rodamina WT, che non pongono specifici o rilevanti problemi nelle applicazioni alle acque sotterranee, in particolare per le determinazioni descritte (Tazioli, 1986; Di Fazio, 1997; Polemio & Mitolo, 1998; Kass, 1998; Petrella et al., 2008).

Nel caso si operi per la prima volta su un pozzo, devono eseguirsi delle operazioni iniziali: misura dello zero e verifica dell'assenza di correnti verticali. Lo zero consiste nel rilievo delle concentrazioni di tracciante in assenza di immissioni. Generalmente tali concentrazioni devono risultare nulle, dato che trattasi di traccianti artificiali. La presenza di rilevanti correnti verticali sarebbe incompatibile con l'approccio teorico su cui si basa l'interpretazione delle misure di concentrazione. La loro assenza va quindi verificata per valutare l'effettiva utilità delle determinazioni. La verifica si effettua marcando in modo puntuale la colonna idrica a diversa profondità (un passo di un metro in genere può essere una scelta accettabile) e osservando se il colorante si sposta in modo rilevante lungo la colonna idrica piuttosto che verso l'esterno del pozzo.

Tali operazioni sono state eseguite con esito positivo nel pozzo di monitoraggio. I veri e propri carotaggi verticali della velocità nel pozzo possono a questo punto iniziare con l'immissione del tracciante. Si deve avere cura di marcare omogeneamente l'intera colonna idrica del pozzo. Tale operazione non richiede un'elevata accuratezza e può quindi essere effettuata mediante un semplice sistema di immissione a gravità costituito da tubazione plastica con graduazione submetrica (per controllare la profondità di immissione), serbatoio tarato e cronometro (in alternativa al serbatoio-cronometro si possono usare piccole pompe da laboratorio).

Marcata la colonna, deve effettuarsi il primo carotaggio della concentrazione, a partire dalla quale si registreranno, in funzione della profondità, le variazioni di concentrazione in funzione del tempo, che saranno utili per il calcolo della velocità idrica. Terminato il primo carotaggio, si effettuano ripetuti carotaggi verticali della concentrazione del tracciante, ad intervalli di tempo da determinarsi in funzione della rapidità con cui le concentrazioni variano e delle capacità operative del gruppo di lavoro. In ogni caso, si deve aver cura di spostare la strumentazione nel pozzo con velocità verticale tanto bassa da non alterare le differenze di concentrazioni che si determinano come effetto del flusso della falda attraverso il pozzo.

La durata complessiva di una misura dipende principalmente dalla velocità di filtrazione della falda acquifera e secondariamente da diversi fattori tra i quali la concentrazione iniziale, le caratteristiche della strumentazione di analisi, da cui dipende la concentrazione minima rilevabile e dal diametro del pozzo (Drost et al., 1968).

Per la determinazione della concentrazione del tracciante si è utilizzato un fluorimetro portatile, interfacciato ad un sistema di acquisizione e visualizzazione dati in tempo reale. Il fluorimetro è stato ingegnerizzato per essere calato in pozzi e piezometri con diametro interno non minore di 60 mm circa. Il metodo si basa sulla relazione esistente tra la velocità con cui un tracciante immesso in un pozzo si diluisce e la velocità di filtrazione dell'acqua sotterranea. La velocità di filtrazione v(t), espressa in m/g, è legata alla diluizione del tracciante, che avviene con legge esponenziale, secondo la formula (Mosetti, 1961):

$$v(t) = - (V/\alpha St) \ln C/Co$$

dove V è il volume di acqua relativo al tratto del pozzo in cui si effettua la misura (cm^3), α è un coefficiente di correzione che tiene conto della distorsione dei filetti idrici provocata dal pozzo, S è la sezione del pozzo normale alla direzione di flusso dell'acqua (cm^2), t è l'intervallo di tempo durante il quale si svolge la misura (s), Co e C sono, rispettivamente, la concentrazione del tracciante all'inizio e alla fine della misura, all'istante t.

Il coefficiente di correzione rappresenta in pratica il rapporto tra la portata attraverso il pozzo e quella che si ha nell'acquifero per una stessa sezione; tale coefficiente, calcolato per ogni singolo pozzo e per tutta la lunghezza della colonna idrica, dipende dalla geometria del perforo, dalle caratteristiche delle tubazioni di rivestimento e dell'acqua.

Le misure effettuate (Figure 3a e 3b) segnalano un discreto flusso lungo l'intera colonna idrica, con velocità massime fra 0.3-0.5 m/g nell'intervallo di profondità 11-16 m.

L'utilizzo del carotaggio multiparametrico in pozzi interessati da una rilevante circolazione idrica naturale può contribuire alla caratterizzazione idrogeologica del sito, alla preliminare caratterizzazione chimico-fisica delle acque sotterranee e può essere integrato nel contesto di metodologie di gestione, operando anche in ambienti idrogeologici complessi, quale quelli carsici (Cotecchia et al., 1999; Polemio et al., 2009b). Il carotaggio deve essere eseguito secondo criteri standard, avendo cura che la velocità di discesa della sonda all'interno del pozzo sia sufficientemente bassa, al fine di non alterare la naturale stratificazione delle acque e tenendo conto del tempo di risposta dei diversi sensori.

Le misure possono essere acquisite in modo automatico, se la sonda è dotata di sensore di pressione, e comunque ad intervalli di profondità in genere non maggiori di 0,5 m. E' comunque estremamente opportuno che i carotaggi multiparametrici siano preceduti ed integrati da tradizionali osservazioni da eseguirsi nel corso della perforazione dei pozzi (Daurù et al., 2002).

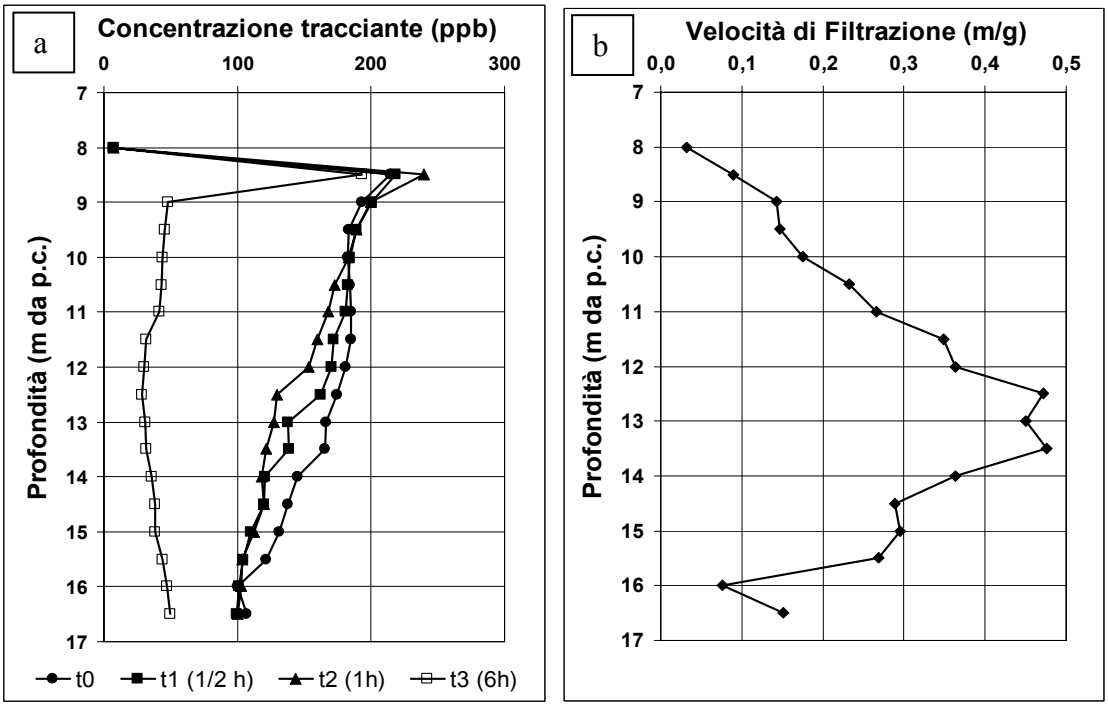


Figura 3. Determinazione della velocità di filtrazione dell'acquifero. a) Rilievi della concentrazione del tracciante, lungo l'intera colonna idrica, ad intervalli di tempo crescenti, b) valore delle velocità di filtrazione, calcolata nel tratto marcato.
Figure 3. Measurement of groundwater flow velocity. a) Tracer concentration logs at variable time, b) Calculated velocity.

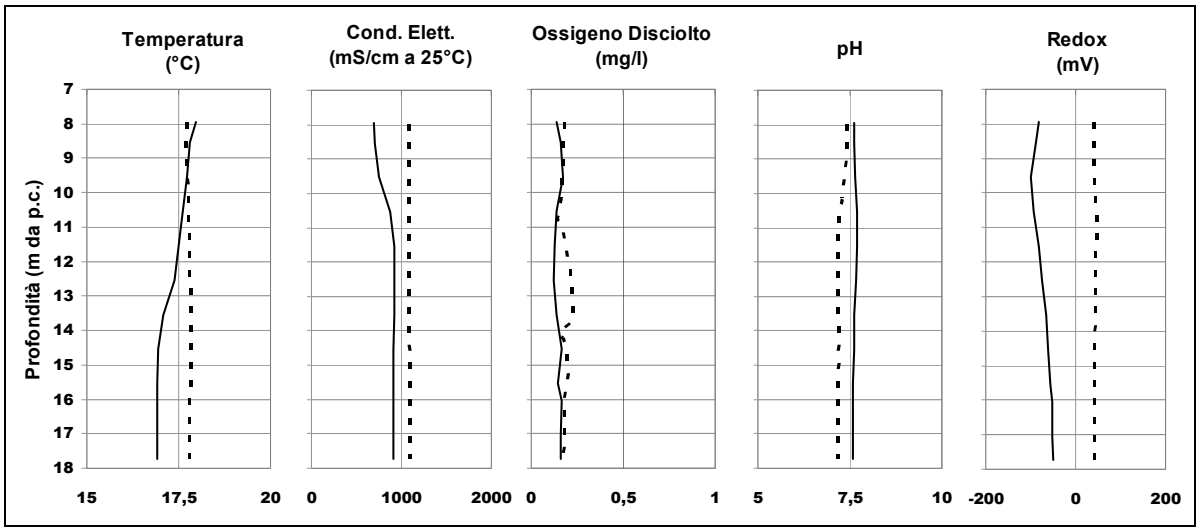


Figura 4. Tipici carotaggi multiparametrici rilevati nel pozzo. Con la linea tratteggiata, carotaggio effettuato nel periodo primaverile; con linea continua, carotaggio effettuato nel periodo invernale.
Figure 4. Typical multi-parameter logs noticed in the well. With the outlined line, multi-parameter logs performed in the spring period; with the continuous line, multi-parameter logs performed in the winter period.

Nel pozzo di monitoraggio sono stati eseguiti carotaggi periodici (Figura 4) utilizzando una sonda multiparametrica. Le misure sono state condotte in continuo lungo la colonna idrica del perforo rilevando, ad intervalli di 0.5 m, i dati relativi ai parametri suddetti, con una velocità di discesa sufficientemente bassa.

Da una lettura combinata dei parametri monitorati, è possibile riscontrare una più attiva circolazione idrica da 11 m dal p.c. fino a fondo foro. Tale risultato è coerente con l'andamento verticale dei valori di velocità di filtrazione. È possibile notare come tutti i parametri monitorati subiscano nel tempo e lungo la verticale variazioni modeste ma significative, con valori compresi fra 16÷18 °C per la temperatura, 0.7÷1.1 mS/cm per la conducibilità elet-

trica specifica (a 25 °C), 7.2÷7.7 per il pH e -100 ÷ +50 mV per il potenziale di ossidoriduzione (Eh).

Nel tratto interessato da circolazione più attiva (11-16 m dal p.c.) sono stati prelevati dei campioni idrici, in condizioni statiche, con un campionatore Kemmerer in acciaio, per effettuare successive analisi chimiche ed isotopiche.

Le analisi chimiche sono state condotte, dopo breve tempo dal prelievo, mediante titolazioni acido-base per la determinazione del tenore in HCO_3- e mediante cromatografia ionica per la misura delle concentrazioni degli ioni principali (Cl^-, SO_4^{2-}, NO_3^-, Na^+, K^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}) e di alcuni ioni secondari (F^-, Br^-) presenti in soluzione acquosa.

Dalle risultanze analitiche (Tabella 1) l'acqua campionata è classificabile come bicarbonato-alcalino-terrosa. Considerati i valori dei parametri chimici e fisici, non risulta una contaminazione delle acque sotterranee da parte del mare o da sostanze inquinanti, alle profondità raggiunte dal pozzo; anche i valori dei nitrati risultano essere bassi.

Tabella 1. Risultati chimico-fisici ed isotopici di un tipico campione idrico, prelevato ad aprile 2008.
Table 1. Chemical-physical and isotopic results of a typical water sample, withdrawn to April 2008.

T (°C)	pH	Redox (mV)	C.E. (µS/cm a 25 °C)	Na (mg/l)	K (mg/l)	Mg (mg/l)	Ca (mg/l)
16,9	7,9	-183	912	74,0	13,3	25,5	66,1
F (mg/l)	**Cl (mg/l)**	**Br (mg/l)**	**NO3 (mg/l)**	**SO4 (mg/l)**	**HCO3 (mg/l)**	**$d^{18}O$**	**dD**
0,6	64,4	0,5	15,5	50,1	350,9	-6,9	-42,8

Al fine di fornire dei descrittori sintetici delle caratteristiche chimico-fisiche della falda idrica sotterranea monitorata, si riportano i principali rapporti caratteristici e la classificazione delle acque, ricavati dall'elaborazione e dall'esame delle analisi chimiche effettuate sui campioni idrici prelevati in condizioni statiche (Cotecchia, 1977).

Il valore del rapporto SO_4^{-2}/Cl, pari a 0.6, si può ritenere tipico di acque sotterranee fluenti in acquiferi di natura spiccatamente carbonatica, non contaminate da intrusione marina. Infatti, tale rapporto caratteristico, da esperienze pregresse, tende a decrescere procedendo dall'interno verso la costa e dall'alto verso il basso per l'effetto dell'intrusione di acque marine, che incrementano la concentrazione del cloro. Tale aspetto non si riscontra nel pozzo in oggetto, che pure ricade nella fascia costiera, poiché la profondità dello stesso non è tale da raggiungere la zona di transizione.

Nel caso del rapporto caratteristico Mg^{2+}/Ca^{2+}, valori bassi come quello determinato (0.6) sono riconducibili a circuiti idrici sotterranei piuttosto rapidi, influenzati non poco dalla ricarica.

Se si applica il criterio, basato sul solo contenuto di cloruri, per la valutazione a "soglia" della presenza/assenza di miscelazione delle acque dolci di falda con quelle di intrusione marina, il valore rilevato si colloca, in sostanza, in corrispondenza della soglia, in un intervallo di valori per il quale non si può escludere con certezza statistica l'assenza, sia pur minima, di miscelazione (Polemio et al., 2009b).

In riferimento all'approfondimento isotopico, l'attività svolta è stata basata sul campionamento mensile delle acque di pioggia, mediante un pluviometro totalizzatore installato presso la sede dell'IRPI di Bari, al fine anche di determinare mensilmente la quantità di precipitazione.

I valori di composizione isotopica degli elementi che vengono spesso usati nelle applicazioni di idrologia isotopica ($^{18}O/^{16}O$ e D/H) sono espressi come variazione in parti per mille rispetto a uno standard di riferimento. Lo standard è rappresentato dallo SMOW (Standard Mean Ocean Water), cioè dal valore medio della composizione isotopica delle acque oceaniche, le quali possono considerarsi il punto iniziale e finale del ciclo idrologico.

Nell'area murgiana, le precipitazioni meteoriche rappresentano la principale ricarica delle acque sotterranee. Di conseguenza le acque di falda hanno una connotazione isotopica che riflette quella delle precipitazioni. In particolare, come in tutte le regioni con clima mediterraneo, di tipo semi arido, l'infiltrazione efficace avviene prevalentemente durante la stagione fredda (da ottobre a marzo), stagione durante la quale la composizione isotopica delle precipitazioni mostra i valori più negativi e una variabilità minore rispetto a quella tipica dell'intero anno idrologico. Per questo motivo le acque sotterranee hanno, come nel caso in esame, una composizione isotopica negativa rispetto alla media ponderata delle precipitazioni e con variazioni annue che sono molto contenute. Nel caso in oggetto, i dati isotopici non evidenziano il miscelarsi delle acque sotterranee con l'acqua di mare. In particolare, poiché l'acqua di mare è caratterizzata da valori di composizione isotopica positivi ($d^{18}O$ = +1 e dD= +10), un eventuale miscelamento con acqua sotterranea sarebbe evidenziato da un arricchimento isotopico.

Monitoraggio in continuo

Il trend piezometrico nel pozzo di monitoraggio nel periodo 2004-2009 (Figura 5) risulta, in sostanza, moderatamente positivo grazie all'esaurirsi degli effetti della più recente siccità, conclusasi nel 2002 (Polemio e Casarano, 2008; Polemio et al., 2009c).

L'intervallo di variabilità dei valori piezometrici giornalieri è pari a circa 1.3 m.

La risposta del livello piezometrico agli eventi pluviometrici locali è alquanto rapida, mentre è poco apprezzabile nel caso di piogge intense incidenti nelle aree interne di ricarica, come verificato in occasione dell'evento alluvionale che colpì il territorio di Bari tra il 22 e 23/10/2005 (Figura 5). In poche ore caddero circa

$110x10^6$ m^3 di pioggia su un'area interna, che lambì la città di Bari, di 1.840 km^2 (volume equivalente a un'altezza media di pioggia di 60 mm) e che determinò piene che causarono 6 vittime, numerosi feriti e gravissimi danni (Polemio, 2010).

Anche il monitoraggio dei principali parametri chimico-fisici mostra una rapida variazione degli stessi, associabile agli eventi pluviometrici particolarmente intensi.

La Figura 6 mostra, ad esempio, come l'infiltrazione rapida nell'acquifero di acqua meteorica, con caratteristiche chimico-fisiche diverse dall'acqua sotterranea, produca una rapida variazione dei parametri monitorati. Le variazioni maggiori si osservano nei parametri più sensibili alla presenza di ossigeno nell'acqua.

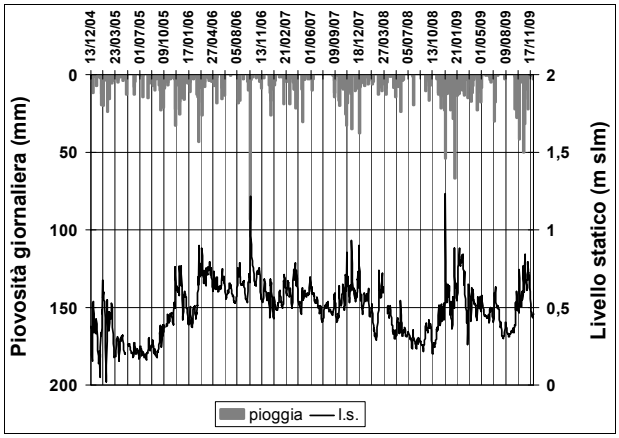


Figura 5. Piovosità giornaliera alla stazione di Bari e idrogramma piezometrico.
Figure 5. Daily rain (Bari gauge) and piezometric head.

Considerazioni conclusive

Molte delle fenomenologie presenti nel territorio pugliese (inquinamento antropico diffuso, intrusione salina in avanzamento, accentuazione dei drenaggi per sovrasfruttamento) derivano da un profondo disequilibrio tra "risorse" e "bisogni", con pericolose conseguenze sulle economie interessate.

Una corretta gestione della risorsa idrica sotterranea può avvenire solo a patto che siano ben conosciute le caratteristiche idrogeologiche dell'acquifero e quelle idrodinamiche e qualitative della falda. Tale obiettivo si può realizzare solo con un monitoraggio regolare e sistematico che consente di controllare le possibili evoluzioni idrologiche e idrochimiche che il sistema ambientale subisce per effetto delle evoluzioni del sistema socio-economico, con il quale interagisce.

I dati sin qui acquisiti dalla stazione di monitoraggio, seppur preliminari per quanto attiene l'aspetto qualitativo, dimostrano quanto rapida possa essere l'infiltrazione in tali mezzi acquiferi e quanto basso possa essere l'effetto della degradazione salina, per intrusione marina anche in prossimità della costa, in assenza di prelievi intensi.

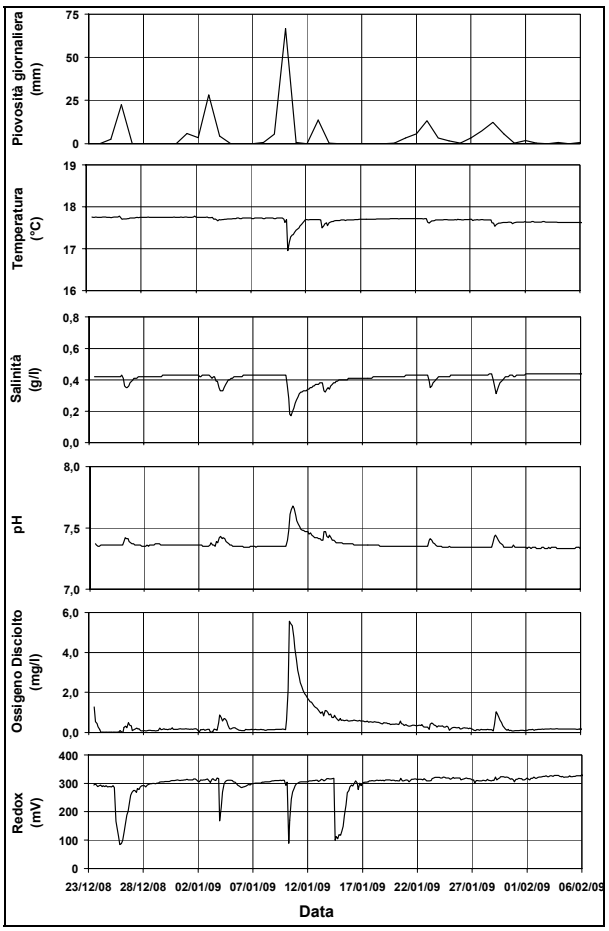


Figura 6. Monitoraggio multiparametrico a di -7.5 m slm.
Figure 6. Multi-parametric measurements at -7.5 m asl.

L'esperienza descritta mostra concretamente quante preziose conoscenze idrogeologiche possono essere acquisite con metodologie sostanzialmente di semplice applicazione, purché applicate con criteri rigorosi e di comprovata affidabilità.

Bibliografia

Azzaroli, A., Valduga, A., 1967. Note illustrative Carta Geologica: Fogli I77"Bari" e 178 "Mola di Bari". Servizio Geologico d'Italia, 26pp.

Ciaranfi, N., Pieri, P., Ricchetti, G., 1988. Note alla carta geologica delle Murge e del Salento (Puglia centromeridionale). Memorie Società Geologica Italiana, 41, 449-460.

Cotecchia, V., 1977. Studies and investigations on Apulian groundwaters and intruding seawaters (Salento Peninsula). Quaderni dell'Istituto di Ricerca sulle Acque, CNR, 20, 345pp.

Cotecchia, V., Daurù, M., Limoni, P.P., Polemio, M., Spizzico, M., Tadolini, T., 1998. Il Controllo Idro-Chimico-fisico della falda idrica carbonatica Murgiano-Salentina (Puglia). Atti del Convegno sulle Acque sotterranee: Risorsa Invisibile, Roma, 43-49.

Cotecchia, V., Limoni, P.P., Polemio, M., 1999. Identification of typical chemical and physical conditions in Apulian groundwater (Southern Italy) through well multi-parameter logs. 39th IAH Congress, Bratislava, 353-358.

Cotecchia V., Polemio M., 1998. The hydrogeological survey of Apulian groundwater (Southern Italy): salinization, pollution and over-abstraction. Proc. Int. Conf. on «Hydrology in a changing environment», British Hydrological Society, Exeter, 6-10 July, U.K., II, 129-136.

Cotecchia, V., Polemio, M., 1999. Apulian groundwater (Southern Italy) salt pollution monitoring network. Flemish Journal of Natural Science, 197-204.

Cotecchia, V., Polemio, M., Tadolini, T., Spizzico, M., 1996. Hydrogeological problems relating to the construction of an underground metro system in Bari urban and suburban areas. Proc. of 1st International Conference "The Impact of Industry on Groundwater Resources", 215-222.

Cotecchia, V., Pirastru, E., 1969. Nuove prospettive per la misura nucleare di traccianti stabili (cadmio, boro) nelle acque sotterranee. Geologia Applicata e Idrogeologia, IV, 149-159.

Cotecchia, V., Tadolini, T., 1993. Problematiche ambientali in Murgia e Salento (Puglia) connesse alla contaminazione progressiva delle acque di falda ad opera dell'ingressione marina. Atti del V Workshop "Clima, Ambiente e Territorio nel Mezzogiorno", 489-501.

Cotecchia, V., Tadolini, T., Tulipano, L., 1981. Saline contamination phenomena in the karstic and fissured carbonatic aquifer of the Salentine Peninsula (Southern Italy) and their evolution. Proc. of 7th Salt Water Intrusion Meeting, 77-82.

Cotecchia, V., Tulipano, L., 1993. Caratteristiche fisiche del territorio della provincia di Bari ed alcuni aspetti dell'impatto geo-ambientale indotto dalla urbanizzazione. Atti del Convegno "Area Metropolitana di Bari", CNR-IRIS, 31-45.

Daurù, M., Limoni, P.P., Spizzico, M., 2002. Le prospezioni multiparametriche nella caratterizzazione degli acquiferi carbonatici, fessurati e carsici. 28° Conv. di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, Potenza, 109-117.

Di Fazio, A., 1997. Uso di traccianti in studi sul campo. Quaderni dell'Istituto di Ricerca sulle Acque.

Drost, W., Klotz, D., Koch, A., Moser, H., Neumaier, F., Rauert, W., 1968. Point dilution methods of investigating ground water flow by means of radioisotopes. Water Resources Research, IV (1).

Fidelibus, M.D., Tulipano, L., 1996. Regional flow of intruding sea water in the carbonate aquifers of Apulia (Southern Italy). 14th Salt Water Intrusion Meeting, Malmo, Sweden.

Grassi, D., 1973. Fondamentali aspetti dell'idrogeologia carsica della Murgia (Puglia), con particolare riferimento al versante adriatico. Geologia Applicata e Idrogeologia, VIII (II), 285-313.

Haley, E., Moser, H., Zellhofer, O., Zuber, A., 1967. Borehole dilution techniques: a critical review. In: Isotope Hydrology, IAEA, Vienna.

Hazzaa, I.B., 1970. Single-well technique using 32P for determining direction and velocity of groundwater flow. In: Isotope Hydrology, IAEA, Vienna.

Kaas, W., 1998. Tracing technique in geohydrology. A.A Balkema, 581pp.

Martinis, B., 1961. Sulla tettonica delle Murge nord-occidentali. Accademia Nazionale dei Lincei, 8, 31pp.

Mosetti, F., 1961. Misure della velocità di flusso dell'acqua mediante la diffusione di un tracciante. Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata, III, 12.

Pagliarulo, R., Reina, A., Trizzino, R., Valletta, S., 2006. Analisi delle modificazioni al territorio connesse ai siti inquinati in territori urbani (brownfields): il caso dell'ex- Fibronit di Bari. Giornale di Geologia Applicata, 4, 201-205.

Petrella, E., Falasca, A., Celico, F., 2009. Natural-gradient tracer experiments in epikarst: a test study in the Acqua dei Faggi experimental site, southern Italy. Geofluids, 8 (3), 159–166.

Pieri, P., 1975. Geologia della città di Bari. Memorie Società Geologica Italiana, 1, 379-407.

Polemio, M., 1994. I modelli numerici per la previsione degli effetti dell'utilizzo delle acque sotterranee nelle aree urbane soggette all'intrusione marina, il caso di Bari. Acque Sotterranee, 41, 47-58.

Polemio, M., 2010. Historical floods and a recent extreme rainfall event in the Murgia karstic environment (Southern Italy). Zeitschrift für Geomorphologie, 54 (2), 195-219.

Polemio, M., Casarano, D., 2008. Climate change, drought and groundwater availability in southern Italy. In: Dragoni W. (ed.) Climate Change and Groundwater. Geological Society, 288, 39-51.

Polemio, M., Dragone, V., Limoni, P.P., 2006a. Salt contamination of Apulian aquifers: spatial and time trend. Proc. of "1st SWIM-SWICA Joint Saltwater Intrusion Conference", 115-121.

Polemio, M., Casarano, D., Limoni, P.P., 2009a. Karstic aquifer vulnerability assessment methods and results at a test site (Apulia, southern Italy). Natural Hazards and Earth System Sciences, 9(4), 1461-1470.

Polemio, M., Dragone, V., Limoni, P.P., 2009b. Monitoring and methods to analyse the groundwater quality degradation risk in coastal karstic aquifers (Apulia, Southern Italy), Environmental Geology, 58 (2), 299-312.

Polemio, M., Dragone, V., Limoni, P.P., 2009c. The piezometric stress in the coastal aquifers of a karstic region (Apulia, Italy). Proc. of Symposium "Trends and Sustainability of Groundwater in Highly Stressed Aquifers", IAHS Publ., 329, 138-144.

Polemio, M., Limoni, P.P., Mitolo D., Virga R., 2006b. Il degrado qualitativo delle acque sotterranee pugliesi. Giornale di Geologia Applicata, 3, 25-31.

Polemio, M., Mitolo D., 1998. L'uso dei traccianti nello studio delle acque sotterranee ed esperienze relative alla Puglia. Acque Sotterranee, XV, 9-25.

Radina, B., 1958. Sui terreni di fondazione della città di Bari. Giornale Genio Civile, 10.

Ricchetti, G., 1975. Nuovi dati stratigrafici sul Creataceo delle Murge, emersi da indagini nel sottosuolo. Bollettino Società Geologica Italiana, 94, 1083-1108.

Ricchetti, G., 1980. Contributo alla conoscenza strutturale della Fossa Bradanica e delle Murge. Bollettino Società Geologica Italiana, 99, 421-430.

Tadolini, T., 1990. Salt concentration cyclic changes in the waters of the salentine karstic aquifer (Puglia, southern Italy). Proc. of 11th Salt Water Intrusion Meeting, 42-54.

Tazioli, G.S., 1986. Sullo studio degli acquiferi in vista di sfruttamenti per usi civili; Esempi di impiego di tecniche che si basano sull'uso di traccianti artificiali e di isotopi ambientali. Ambiente: Protezione e Risanamento, I.

Tulipano, L., Fidelibus, M.D., 1984. Geochemical characteristic of Apulian coastal spring water. (Southern Italy) related to mixing processes of ground waters with sea water having different residence time into the aquifer. Proc. of V International Congress of Water Resourches Planning and anagement, 2, 55-67.

Valduga, A., 1965. Contributo alla conoscenza geologica delle Murge baresi. Studi geologici e morfologici della regione pugliese, 1, 26 pp.

Zezza, F., 1971. Significato geologico e caratteristiche sedimentologiche delle dune e dei depositi di spiaggia fossili tra Bari e Monopoli. Geologia Applicata e Idrogeologia, 6, 1-15.

EngHydroEnv Geology 2009, 12, 207-218 - doi: 10.1474/EHEGeology.2009-12.0-18.0266

Analisi della vulnerabilità all'inquinamento da nitrati di origine agricola: confronto tra due contesti ambientali differenti

Daniela Ruberti, Maria Rosaria Taffuri, Marco Vigliotti

Dipartimento di Scienze Ambientali, Seconda Università di Napoli, Caserta; e-mail: daniela.ruberti@unina2.it

Assessment of agricultural nitrate contamination vulnerability: case histories from two different environmental settings

ABSTRACT: The Agricultural Nitrate Hazard Index method is based on the elaboration of thematic maps, whose topologic overlay in GIS environment results in a synthetic map, the ANHI Map. Aim of the latter document is to compare portion of territory showing different contamination risk. The factor types which come into play in hazard assessment have to be analyzed. A scoring is assigned to each one, on the base of the weight they assume in the final evaluation. First step is the definition of the hazard factors (FP) and the control factors (FC). The first ones are referred to agricultural activities which produce or may produce impacts on the aquifers. The nitrogen quantity applied on soil is evaluated. The latter factors are referred to parameters which modify the hazard factors in positive, negative or null way. Both the factors depend on the agronomical practises, climate and landscape. All the procedures are elaborated into a GIS environment. To this purpose, two case histories are briefly delineated here: the Lete River catchment (case A) and the NE sector of the Campania Plain (case B). The first area, in southwest part of the Matese Mountains, is characterized by agricultural activities and a low anthropic influence. On the contrary, the north-western part of the Campania Plain, around the Caserta city, is a strongly urbanized area developed on alluvial plain filled with volcaniclastic deposits. The parametric method applied suggests moderate hazard for the more natural setting as mainly influenced by the intensive crop farming and low-to-very low hazard for the north-western part of the Campania Plain, where a strong housing and widespread industrial crops are dominant characteristics. The apparent paradox underline the importance of further risk evaluations based also on accurate aquifer characterization. Nevertheless, the IPNOA method represents a useful tool to assess a potential of contaminations in order to address further investigations.

Key terms: Nitrates groundwater vulnerability, Campania, GIS
Termini chiave: Vulnerabilità degli acquiferi ai nitrati, Campania, GIS

Riassunto

Per verificare la validità del metodo per il calcolo degli Indici di Pericolosità da Nitrati di Origine Agricola (IPNOA) in contesti idrogeologici notevolmente differenti, i criteri di realizzazione della Carta degli IPNOA sono stati applicati a due aree fortemente differenziate anche da un punto di vista naturalistico e socio-economico, in Campania, quali il bacino idrografico del fiume Lete ed il settore nord-est della Piana Campana.

Il bacino idrografico del Fiume Lete, nel settore sud-occidentale del massiccio del Matese, è caratterizzato dalla presenza delle principali formazioni carbonatiche meso-cenozoiche dell'Appennino meridionale. La scelta dell'area, ad elevata naturalità e a prevalente vocazione agricola, è motivata dalla presenza di sorgenti minerali, di notevole interesse dal punto di vista socio-economico.

Il settore nord-orientale della Piana Campana comprende i versanti meridionali dei rilievi carbonatici mesozoici dei Tifatini e la sottostante area di pianura, raccordati da un'ampia fascia detritica. La piana è impostata prevalentemente su depositi vulcanoclastici, tardo quaternari, ascrivibili all'attività flegrea, e risulta fortemente urbanizzata, sede di numerose attività industriali ed agricole di tipo intensivo mirate alla produzione di colture da sovescio. La scelta di questo sito è stata dettata dalla notevole pressione antropica e dalla limitata soggiacenza della falda principale captata.

Il metodo IPNOA utilizza un approccio di tipo parametrico, analizzando due categorie di fattori [di pericolo (FP) e di controllo (FC)] che concorrono alla valutazione complessiva del pericolo. I primi sono strettamente legati a quelle attività di origine agricola che generano o possono generare un impatto sulla falda; i secondi indicano quei parametri che modificano l'entità dei fattori di pericolo in modo positivo, negativo o neutro. La Carta degli IPNOA, realizzata in ambiente GIS, a partire dai dati utilizzati per la definizione dei FP e FC, mostra per l'area del bacino idrografico, ad elevata naturalità, ampie porzioni di territorio caratterizzate complessivamente da indici di pericolosità più elevati, sebbene le concentrazioni di nitrati nelle acque della piana siano ca. 10 volte superiori. Va tuttavia considerato che la metodologia analizza solo le fonti di nitrati agro-zootecniche, e pertanto il me-

todo evidenzia che un'area caratterizzata da una elevata naturalità, ma a vocazione tipicamente agricola e pastorizia, presenta un potenziale di contaminazione maggiore rispetto ad un'altra caratterizzata da una maggiore antropizzazione, per la quale non sono considerati gli impatti dovuti allo sversamento in falda di reflui civili ed industriali.

1. Introduzione

Il Dlgs. n. 152/99, rettificato nel 2000 dal Dlgs. n. 252, definisce le linee guida per l'individuazione di aree vulnerabili all'inquinamento da nitrati di origine agricola, legati alle attività agro-zootecniche, e la salvaguardia delle stesse, in attuazione della direttiva comunitaria 91/676/CEE che mira a ridurre o prevenire la contaminazione diretta e indiretta delle acque, provocata dai nitrati provenienti da fonti agricole. Ciò deve avvenire mediante l'individuazione sul territorio delle: 1) acque di superficie o sotterranee inquinate o che potrebbero essere inquinate; 2) zone vulnerabili che concorrono all'inquinamento.

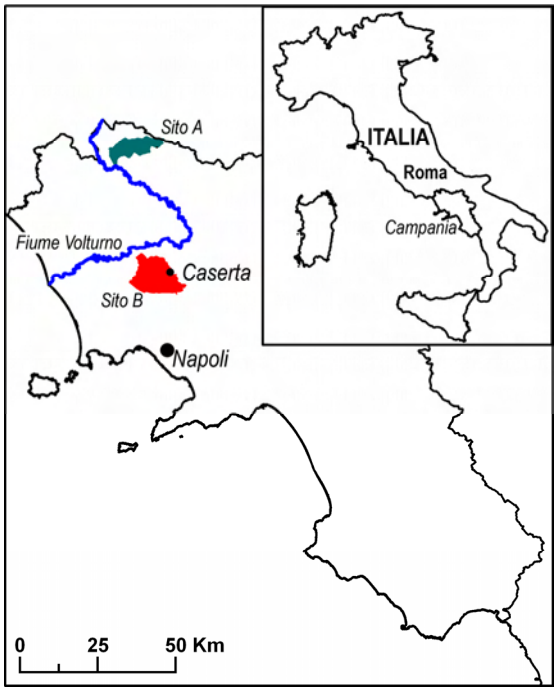


Figura 1 - Localizzazione geografica.
Figure 1 - Location map of the studied sites.

Da Padovani & Trevisan (2002) è stata proposta una metodologia di calcolo degli Indici di Pericolosità da Nitrati di Origine Agricola (IPNOA), comparabili allo schema strutturale e metodologico degli Indici di Pericolosità Agricola (IPA) proposto da Capri *et alii* (1999). Tale metodica prevede la realizzazione di più carte tematiche che, sovrapposte ed intersecate tra loro in ambiente GIS, concorrono all'elaborazione di un documento di sintesi, *Carta dell'IPNOA*, che mostra, attraverso delle valutazioni comparative, porzioni di territorio a differente probabilità di contaminazione.

Per verificare la validità del metodo in contesti idrogeologici notevolmente differenti, come suggerito anche da Corniello *et alii* (2007), i criteri di realizzazione della Carta degli IPNOA sono stati applicati a due aree fortemente differenziate non solo da un punto di vista geologico ma anche naturalistico e socio-economico, ricadenti in Campania, quali il bacino idrografico del fiume Lete (sito A) ed il settore nord-est della Piana Campana (sito B; Figura 1).

2. Il metodo IPNOA

Gli indici di pericolosità da nitrati di origine agricola utilizzano un approccio di tipo parametrico, attraverso l'analisi di due categorie di fattori (fattori di pericolo e fattori di controllo) che concorrono alla valutazione del pericolo. Ad ognuno di essi viene attribuito un punteggio in funzione dell'importanza che assumono nella valutazione complessiva (Padovani & Trevisan, 2002).

I fattori di pericolo (FP) individuano quelle attività agricole che generano o possono generare un impatto sulla falda; attraverso questi viene stimata la quantità di azoto applicata sulla superficie.

I fattori di controllo (FC) indicano quei parametri che modificano l'entità dei fattori di pericolo in modo positivo, negativo o neutro. Mediante i fattori di pericolo viene stimata la quantità di azoto applicata sulla superficie agraria che, a seconda del contenuto naturale di azoto del terreno, delle caratteristiche climatiche del sito e delle pratiche agronomiche adottate, può rappresentare, in diversa misura, un pericolo per la qualità delle acque sotterranee. L'operazione di congiunzione di tutte le variabili di base considerate viene effettuata previo ordinamento e classificazione delle stesse, attribuendo a ciascuna classe un indice che caratterizza il carico di azoto (nel caso degli FP) o l'incidenza (positiva o negativa o neutra) dei fattori coinvolti nel fenomeno di dilavamento dei nitrati (FC).

Il contributo dei fattori sia di pericolo che di controllo in tale metodologia dipende dalle caratteristiche del sito e dalle pratiche agronomiche adottate. Tale parametrizzazione, oltre ad attenuare gli eventuali errori di stima e la soggettività delle misure, consente anche di rappresentare graficamente i risultati ottenuti (Padovani & Trevisan, 2002). Tutta la metodologia si avvale delle potenzialità di analisi spaziali tipiche dei sistemi informativi geografici.

2.1 Elaborazioni in ambiente GIS

Per la definizione dei fattori di pericolo e di controllo sono stati acquisiti dati spazialmente riferiti, successivamente gestiti attraverso l'utilizzo di un GIS [*Geographic*(*al*) *Information System*] realizzato in ambiente Geomedia Pro di Intergraph.

Il sistema informativo realizzato (Figura 2) si compone di una serie di geodatabase in cui sono stati archiviati i dati alfanumerici, la cartografia vettoriale e raster, ed è

basato sulla Carta Tecnica programmatica Regionale della Campania, alla scala 1:25.000, riferita al sistema nazionale Gauss-Boaga, Zona 2, Roma 40.

Tra i documenti cartografici, la Carta dell'Utilizzazione Agricola del Suolo della Campania (CUAS, AA.VV., 2004a) riveste un ruolo fondamentale nel calcolo degli IPNOA, in quanto i fattori da valutare vengono stimati sulla base delle estensioni areali delle singole unità agro-forestali ad ognuna delle quali viene assegnato un apporto di azoto. Il dato acquisito all'origine è in shape file.

Le caratteristiche pedologiche, quali la composizione e la tessitura, desunte da di Gennaro (2004), sono state estese alle unità territoriali rappresentate nella carta, a struttura gerarchica, de *I sistemi di terre della Campania* (di Gennaro, 2002); tale documento, acquisito in formato raster a 1200 dpi, è stato digitalizzato direttamente in ambiente GIS. Il relativo geodatabase raccoglie tutte le informazioni desumibili dalla carta ed è stato popolato contestualmente durante la vettorializzazione dei poligoni rappresentativi di ogni unità territoriale.

La stima del carico di azoto apportato attraverso lo spandimento di reflui zootecnici è desumibile dal numero di capi presenti sul territorio, per il quale si è fatto riferimento ai dati alfanumerici pubblicati dall'Istituto Nazionale di Statistica (ISTAT) per i singoli ambiti comunali compresi nelle aree di studio, per l'anno 2007.

Tabella 1 - Schema di valutazione dei FP e dei FC.
Table 1 - The ANHI integrates two categories of parameters: the hazard factors (FP) are referred to agricoltural activities which produce or may produce impacts on the aquifers; the control factors (FC) are referred to parameters which modify the hazard factors in positive, negative or null way.

FATTORI di PERICOLO		**FATTORI di CONTROLLO**	
Fertilizzanti minerali **FP_{fm}**	Le classi di pericolosità sono stimate sulla base dei carichi di azoto, attribuibili alle differenti tipologie di colture adottate, desunte dalla CUAS.	Contenuto di azoto **FC_{fa}**	Il contenuto di azoto nei suoli è stato dedotto relazionando la carta de *I Sistemi di Terre* con le caratteristiche pedologiche.
Classe di pericolosità: 1÷5		**Punteggi attribuibili:** 0,96÷1,04 Punteggio attribuito: caso A = 0,96 ÷ 1,04 (cfr. § 3.1) caso B = 0,96 ÷ 1,02 (cfr. § 3.2)	
Fertilizzanti organici **FP_{fo}**	Le classi di pericolosità sono stimate sulla base delle concentrazioni di azoto, legate ai reflui zootecnici e riferite alle SAU comunali, desunte dalla CUAS. I dati ISTAT hanno fornito indicazioni in merito alle tipologie di allevamento e al numero di capi di bestiame censiti per ogni ambito comunale. Tramite il coefficiente di conversione ERSAL si è calcolato il peso di deiezioni prodotte e, successivamente da questo valore si calcola l'azoto prodotto con le deiezioni.	Clima **FC_{fc}**	I punteggi sono determinati sulla base dei dati meteoclimatici, riferiti ai valori medi annui di precipitazione e temperature, raccolti presso le stazioni di misura maggiormente prossime ai siti di interesse.
Classe di pericolosità: 1÷5		**Punteggi attribuibili:** 0,94÷1,10 Punteggio attribuito: caso A = 1,10 (cfr. § 3.1) caso B = 1,02 (cfr. § 3.2)	
Fanghi di depurazione **FP_{fd}** Le classi di pericolosità, definite sulle basi delle tipologie di fanghi riutilizzati in agricoltura. La fonte dei dati è rappresentata dal Centro Tematico Nazionale Territorio e Suolo dell'ISPRA (già APAT; APAT-CTN_TES).		Pratiche agronomiche **FC_{pa}**	Le pratiche agronomiche adottate, dedotte dalla CUAS, sono state messe in relazione al possibile riutilizzo dei letami zootecnici.
		Punteggi attribuibili: 0,94÷1,04	
Classe di pericolosità: 1 ÷5 Classe di pericolosità attribuita: caso A = 1* caso B = 1* * È stata attribuita la classe di pericolosità più bassa in virtù del fatto che la quantità di fanghi di depurazione utilizzati in agricoltura, in Campania, è nulla.		Irrigazione **FC_{i}**	I punteggi sono attribuiti in funzione delle modalità di irrigazione delle tipologie di colture indicate nella CUAS.
		Punteggi attribuibili: 1÷1,06	



Figura 2 - Schema logico di gestione del SIT.
Figure 2 - Flow chart of the Geographic Information System realized showing the input data, the analitical processes and the final map output.

La metodica seguita per la definizione dei diversi fattori di controllo e di pericolo e la corrispondente classe di pericolo, con le relative approssimazioni, è sintetizzata in Tabella 1.

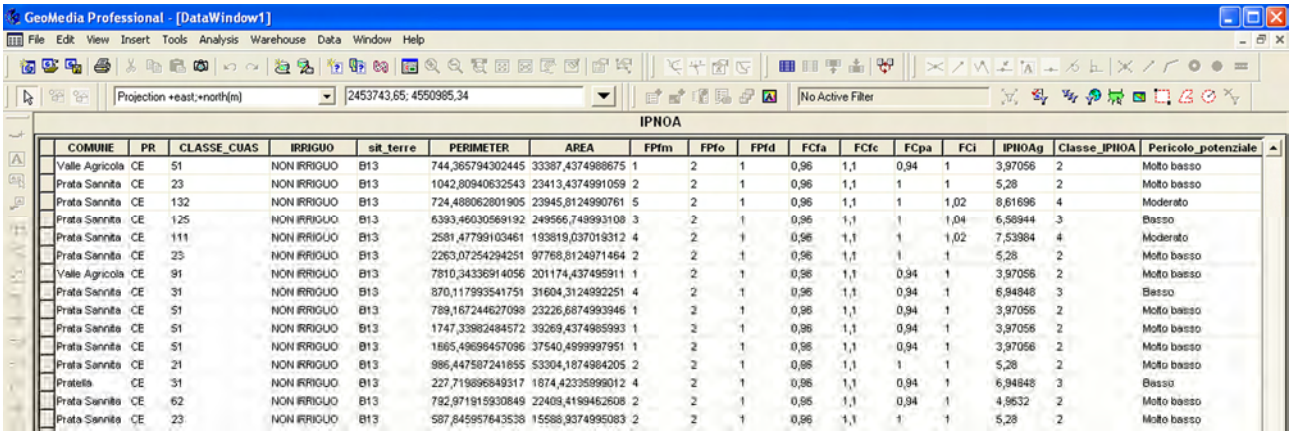
Attraverso l'*overlay* topologico, l'intersezione dei documenti cartografici, esclusivamente in formato vettoriale, ha determinato un partizionamento delle aree investigate; in questo modo ogni partizione risulta caratterizzata dagli attributi, rappresentati dai punteggi previsti dal metodo, relativi ad ogni singolo fattore che concorre alla valutazione del pericolo (Figura 3).

L'indice IPNOA, definito "grezzo", riferito ad ogni singolo poligono, viene stimato attraverso la formula:

$$IPNOA_g = (FP_{fm} + FP_{fo} + FP_{fd}) \times (FC_a \times FC_c \times FC_{pa} \times FC_i)$$

I valori ottenuti, suddivisi, sulla base dei percentili delle 135125 possibili combinazioni, in classi di giudizio esprimono il grado di pericolo potenziale (Tabella 2).

Le operazioni di calcolo numerico, di classificazione, di aggregazione (*merge*) e di rappresentazione sono state realizzate sfruttando le potenzialità dei GIS (Burrough, 1986).



COMUNE	PR	CLASSE_CUAS	IRRIGUO	sit_terre	PERIMETER	AREA	FPfm	FPfo	FPfd	FCfa	FCfc	FCpa	FCi	IPNOAg	Classe_IPNOA	Pericolo_potenziale
Valle Agricola	CE	51	NON IRRIGUO	B13	744,365794302445	33387,4374988675	1	2	1	0,96	1,1	0,94	1	3,97056	2	Molto basso
Prata Sannita	CE	23	NON IRRIGUO	B13	1042,80940632543	23413,4374991059	2	2	1	0,96	1,1	1	1	5,28	2	Molto basso
Prata Sannita	CE	132	NON IRRIGUO	B13	724,488062801905	23945,8124990761	5	2	1	0,96	1,1	1	1,02	8,61696	4	Moderato
Prata Sannita	CE	125	NON IRRIGUO	B13	6393,46030569192	249566,749993108	3	2	1	0,96	1,1	1	1,04	6,58944	3	Basso
Prata Sannita	CE	111	NON IRRIGUO	B13	2581,47799103461	193819,037019312	4	2	1	0,96	1,1	1	1,02	7,53984	4	Moderato
Prata Sannita	CE	23	NON IRRIGUO	B13	2263,07254294251	97768,8124971464	2	2	1	0,96	1,1	1	1	5,28	2	Molto basso
Valle Agricola	CE	91	NON IRRIGUO	B13	7810,34336914056	201174,437495911	1	2	1	0,96	1,1	0,94	1	3,97056	2	Molto basso
Prata Sannita	CE	31	NON IRRIGUO	B13	870,117993541751	31604,3124992251	4	2	1	0,96	1,1	0,94	1	6,94848	3	Basso
Prata Sannita	CE	51	NON IRRIGUO	B13	789,167244627098	23226,6874993946	1	2	1	0,96	1,1	0,94	1	3,97056	2	Molto basso
Prata Sannita	CE	51	NON IRRIGUO	B13	1747,33982484572	39269,4374985993	1	2	1	0,96	1,1	0,94	1	3,97056	2	Molto basso
Prata Sannita	CE	51	NON IRRIGUO	B13	1865,49696457096	37540,4999997951	1	2	1	0,96	1,1	0,94	1	3,97056	2	Molto basso
Prata Sannita	CE	21	NON IRRIGUO	B13	986,447587241655	53304,1874984205	2	2	1	0,96	1,1	1	1	5,28	2	Molto basso
Pratella	CE	31	NON IRRIGUO	B13	227,719896849317	1874,42335999012	4	2	1	0,96	1,1	0,94	1	6,94848	3	Basso
Prata Sannita	CE	62	NON IRRIGUO	B13	792,971915930849	22409,4199462608	2	2	1	0,96	1,1	0,94	1	4,9632	2	Molto basso
Prata Sannita	CE	23	NON IRRIGUO	B13	587,845957643538	15588,9374995083	2	2	1	0,96	1,1	1	1	5,28	2	Molto basso

Figura 3 - *Snapshot* di una tabella, che mostra tutti i campi previsti nel geodatabase opportunamente creato e realizzato per le finalità dello studio.
Figure 3 - Snapshot of the application: different observation in alphanumeric display.

Tabella 2 - IPNOA e relativi giudizi.
Table 2 - Classification of IPNOA with the related scores assigned to each class: 1) unlikely, 2) scarce, 3) low, 4) moderate, 5) high, 6) very high.

Valore IPNOAg	Classe	Pericolo potenziale
2,54-3,18	1	Improbabile
3,19-5,88	2	Molto basso
5,89-7,42	3	Basso
7,43-9,31	4	Moderato
9,32-11,10	5	Alto
11,11-17,66	6	Elevato

3. Casi studio

Come già accennato, il metodo IPNOA è stato applicato a due ambiti territoriali della Regione Campania fortemente diversificati da un punto di vista geologico, naturalistico e socio-economico, quali il bacino idrografico del fiume Lete ed il settore nord-est della Piana Campana: il primo caratterizzato da un'elevata naturalità, il secondo fortemente antropizzato.

3.1 Caso studio A: il bacino del Fiume Lete

Il bacino idrografico del Fiume Lete è sito nel settore sud-occidentale del Gruppo del Matese (Figura 4a), considerato la porzione più interna della Piattaforma Apula Interna (Carannante *et alii*, 2009) e caratterizzato dalla presenza di formazioni calcareo-dolomitiche mesocenozoiche (Figura 4b). I rilievi montuosi sono costituiti prevalentemente da rocce litoidi, ben stratificate in strati e banchi, fratturate e sede di un sistema carsico epigeo, testimoniato dalla presenza di numerosi *sinkhole* (Del Prete *et alii*, 2004), ed ipogeo, che condiziona fortemente l'assetto idrogeologico (Corniello *et alii,* 1999). Il bacino idrografico del Fiume Lete ha un ordine gerarchico pari a 5 ed un'estensione areale di ca. 80 Km^2. Esso presenta inizialmente un'orientazione est-ovest, dalla base dei versanti di Monte Miletto (2050 m s.l.m.) e Monte Ianara (1575 m s.l.m.), nel Campo delle Secine (ca. 1000 m s.l.m.), fino a sud di Letino, drenato da un inghiottitoio; prosegue con direzione antiappenninica, dalla risorgenza in prossimità di Prata Sannita fino alla sezione di chiusura in corrispondenza dell'immissione nel Fiume Voltuno, di cui rappresenta un bacino secondario. Il *pattern* idrografico, impostato prevalentemente su substrato carbonatico, risulta parallelo o poco angolato.

La morfologia dell'area è costituita da forme aspre ed impervie, con pareti da ripide a moderatamente ripide che talora risultano incise da profondi solchi vallivi in corrispondenza di importanti lineamenti tettonici.

La scelta dell'area è motivata dalla presenza di numerose sorgenti, anche minerali, di notevole interesse socio-economico (Corniello, 1988; Corniello *et alii*, 1999), legate al complesso assetto strutturale dell'area (Ietto, 1970) che ha determinato l'esistenza di più bacini idrogeologici. Infatti il bacino idrografico non sottende un analogo bacino idrogeologico: Corniello *et alii* (1999) individuano in questo settore del Matese, sulla base della distribuzione di gruppi sorgivi, dell'assetto tettonico, dello sviluppo carsico e del chimismo delle acque, più bacini idrogeologici.

Sul territorio, a prevalente vocazione agricola, sono praticate soprattutto attività cerealicole-zootecniche e subordinate colture arboree (AA.VV., 2004a; Figura 4c).

Nell'area tra i grandi sistemi di terre a scala regionale definiti da di Gennaro (2002), ai sistemi ed ai sottosistemi di terre che trovano maggiore diffusione (Figura 4d) sono riferibili differenti tipologie di suolo, suddivisi in gruppi secondo FAO (1998), ognuno dei quali è caratterizzato da una concentrazione relativa di nitrati (Tabella 3).

Tabella 3 - Sottosistemi di terre e tipologie di suolo in relazione con le concentrazioni relative di nitrati.
Table 3 - The main soil types found and relationship beetwen soil and nitrate concentration.

Ordine	Sottogruppo	Sottosistemi di terre	Classificazione dei suoli in base alla [NO_3^-]
Andosols	Molli-Vitric	A1.1 - B4.1	Ricchi
	Molli-Eutrisilic	A1.1	Eccessivamente ricchi
	Vitric	B4.1	Ben dotati
	Epileptic-Vetric	B4.1	Ben dotati
	Luvi-Vitric	D3.1	Ben dotati
Cambisols	Calcaric	D3.1 - I1.1	Poveri
	Calcaric-Fluvic	I1.1	Poveri
Calcisols	Haplic	D3.1	Poveri
Luvisols	Andic	B1.3	Poveri
	Cutanic-Andic	B1.3	Poveri
	Chromy-Gleyic	H3.1	Mediamente dotati
Regosols	Skeletic-Calcaric	D1.1	Poveri

Considerato che ogni sottosistema di terre può essere caratterizzato da diversi tipi di suolo, con diversificato contenuto di azoto, in fase di attribuzione dei punteggi ai FC_a si è scelto di assegnare sempre i valori più elevati, per avere *range* di controllo più ampi.

Sulla base dei dati del Servizio Idrografico Nazionale (Compartimento di Napoli), i valori di precipitazioni medie annue, valutate in un intervallo di tempo compreso tra il 1916 e il 1999, superano i 1200 mm/anno e le temperature medie sono comprese tra 6 e 15°C. Sulla base di questi valori il clima del Matese è inserito nella classe di controllo con punteggio 1,10 (Capri *et alii*, 1999; vedi anche Capri *et alii*, 2009, per una revisione).

Tabella 4 - Suddivisione percentuale delle classi di pericolo in relazione all'utilizzo agricolo del suolo.
Table 4 – Percentage value of potetial risk class related to CUAS class.

	Classi di pericolo potenziale			
CLASSE di CUAS	Classe 2 *molto basso*	Classe 2 *basso*	Classe 3 *moderato*	% complessiva per classe di CUAS
21	0,24	0	0	0,24
22	0,26	0	0	0,26
23	3,83	0	0	3.83
31	0	2,09	1,65	3,75
51	41,63	0	0	41,63
61	0	8,36	11,64	20,01
62	1,80	0	0	1,80
72	1,56	0	0	1,86
73	0,87	0	0	0,87
91	0,94	0	0	0,94
92	0,21	0	0	0,21
111	0	0	3,70	3,70
121	0	0	5,56	5,56
125	0	1,24	0	1,24
121	8,41	0	0	8,41
132	0	0	5,62	5,62
	60,09	11,71	28,19	% complessiva per classe di p.p.

Discussione dei dati

La valutazione degli indici di pericolosità è stata estesa ad un areale più ampio di quello del bacino idrografico in

quanto la stima di alcuni fattori (FP_{fo}, FC_{pa}) è basata su parametri riferiti ad ambiti comunali che nel complesso occupano un'area più estesa di quella bacinale (Figura 5).

I nuovi dati, desunti dall'analisi geometrica quantitativa condotta su tutti i poligoni, in cui risulta suddiviso l'intero territorio, indicano che (Tabella 4) la classe di pericolo potenziale maggiormente diffusa è quella 2 (*molto basso*: 60,09%); percentuali di territorio nettamente più basse sono riferite alla classe 4 (28,19%: pericolo potenziale *moderato*, soprattutto in corrispondenza della conca intramontana di Valle Agricola) e alla classe 3 (11,71%: pericolo potenziale *basso*).

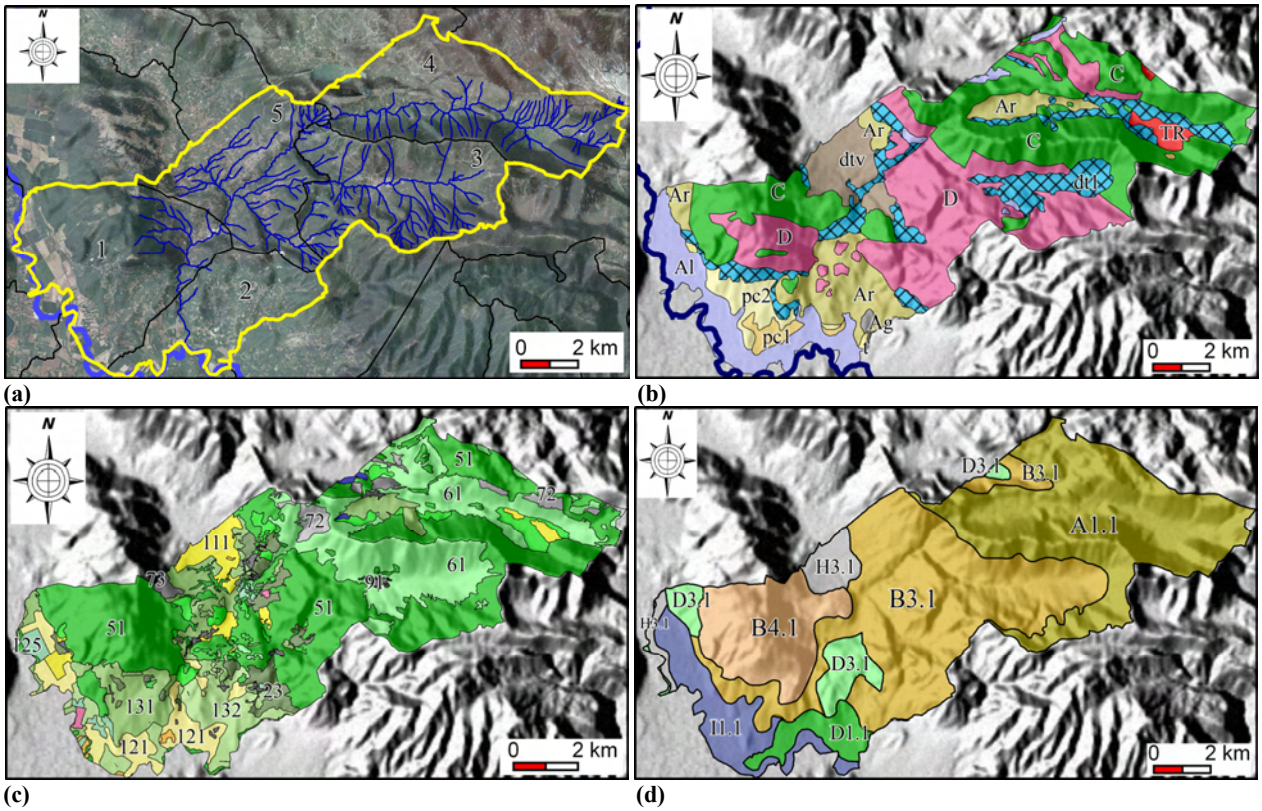


Figura 4 - (a) localizzazione dell'area (in giallo) e degli ambiti comunali (in nero): 1) Pratella, 2) Ailano, 3) Valle Agricola, 4) Letino, 5) Prata Sannita; (b) Carta Litologica: **D** - dolomie e dolomie calcaree in strati e banchi, **C** - calcari e calcari dolomitici in strati e banchi intensamente fratturati e carsificati, **Ar** - arenarie con livelli di marne e argille marnose con intercalazioni conglomeratiche e arenarie grossolane, **Ag** - argille grigie e varicolori, talora scagliose con intercalazioni di calcari marnosi e di arenarie, **TR** - terre rosse delle doline e depressioni carsiche, **t** - depositi travertinosi, **pc1** - cineriti con pomici, tufi avana e marroni, tufi grigi con bombe, tufi cineritici ricchi di inclusi lavici, **pc2** - ceneri, lapilli e pomici, scorie di piccole dimensioni, poco coerenti, cinerite avana debolmente cementata con lenti di pomici, **dtv** - depositi piroclastici rimaneggiati, **dt1** - detrito di falda sciolto o debolmente cementato, prevalentemente calcareo e coni di deiezione, **Al** - depositi alluvionali; (c) stralcio della CUAS: **21** - vigneti; **22** - frutteti e frutti minori; **23** - oliveti; **31** - prati permanenti, prati pascoli e pascoli; **51** - boschi di latifoglie; **61** - aree a pascolo naturale e praterie di alta quota e aree foraggiere a bassa produttività; **62** - cespuglieti e arbusteti; **72** - rocce nude ed affioramenti; **73** - aree con vegetazione rada; **91** - ambiente urbanizzato e superfici artificiali; **92** - acque interne; **111** - seminativi autunno-vernini: cereali da granella: sono comprese superfici utilizzate a frumento, orzo, avena, mais, sorgo, cereali minori; **121** - seminativi primaverili-estivi: cereali da granella: sono comprese superfici utilizzate a frumento, orzo, avena, mais, sorgo, cereali minori; **125** - seminativi: colture industriali; **131** - prati avvicendati: sono comprese superfici utilizzate ad erba medica (in purezza o in miscugli) ed altri prati avvicendati (lupinella, sulla, trifoglio spp., prati di graminacee), che occupano il terreno fra 2 e 5 anni; **132** - erbai: sono comprese superfici utilizzate a mais a maturazione cerosa, erbai di cereali in purezza, altri erbai (fava, favino, trifoglio spp., loglio, veccia, colza, cavolo, polifiti di graminacee e leguminose), che occupano il terreno per non più di un anno; (d) stralcio della Carta "*I sistemi di Terre*", da di Gennaro, 2002: per la legenda si veda Tabella 3.

*Figure 4 - (a) location of area (in yellow) and boundary of municipalities (in black); (b) Lithological Map: **D** - dolostones, **C** - limestones and dolomitic limestones, **Ar** - marly-calcareous sandstones, **Ag** - gray claystones, variegated clays, **TR** - terre rosse, **t** - travertines, **pc1** - coherent to incoherent tuff, **pc2** - pyroclastic deposit, **dtv** - reworked pyroclastic deposit, **dt1** - talus breccias, **Al** - alluvial deposits; (c) Land Use Map (from 1:50,000 Soil Crop Using Map of Campania, 2004, modified): **21** - vineyards; **22** - fruit trees and berry plantations; **23** - olive groves; **31** - pastures; **32** - unused pastures (fallow land); **51** - broad-leaved forest; **61** - natural grasslands; **72** - bare rocks; **73** - sparsely vegetated areas; **91** - urban areas and artificial lands; **92** - water bodies; **111** - fall/winter cereals crop; **121** - spring/summer cereal crops; **125** - industrial crops; **131** - rotation grass; **132** - rotation grass; (d) "I sistemi di Terre" Map (from di Gennaro, 2002): key as in Table 3.*

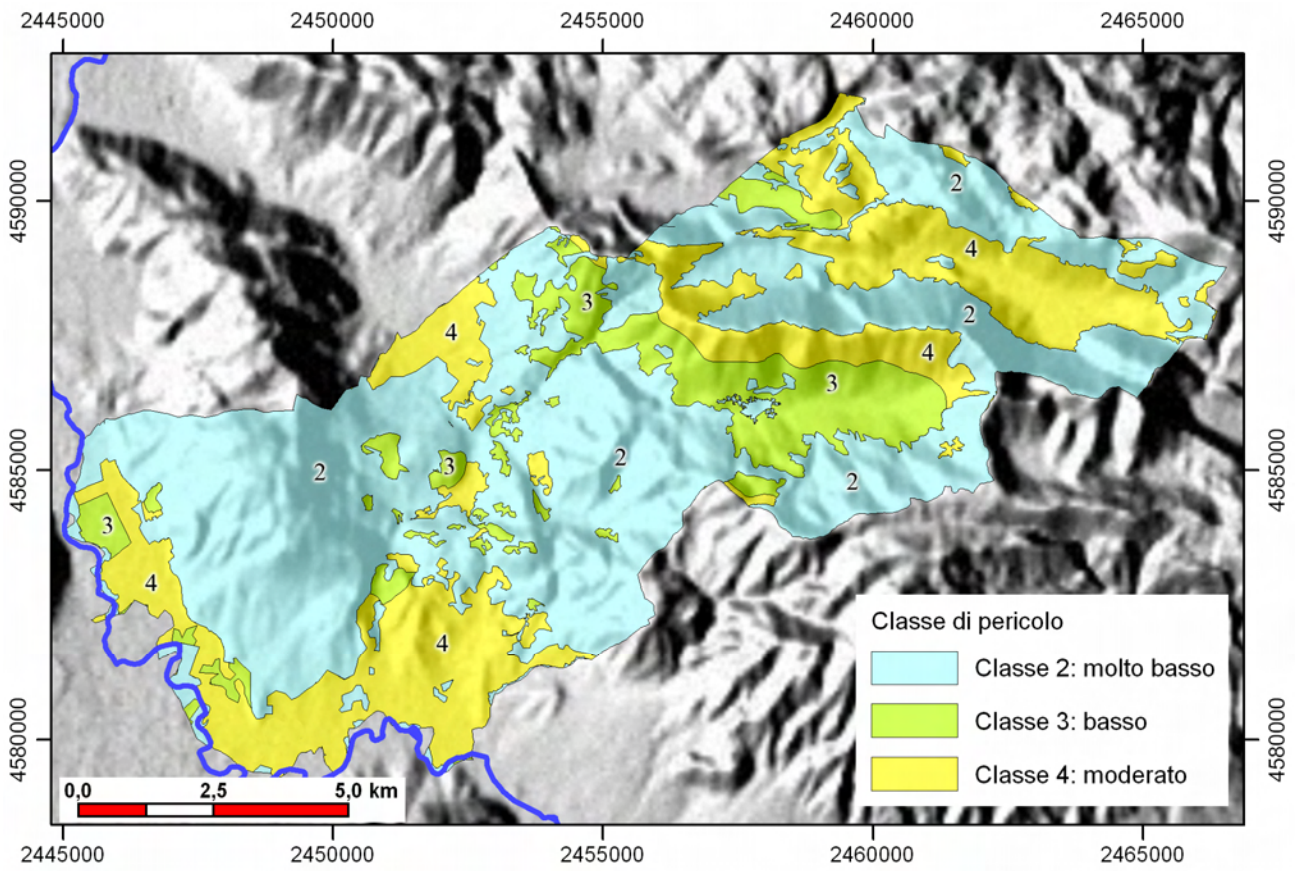


Figura 5 - Carta degli IPNOA.
Figure 5 - Agricultural Nitrate Hazard Index map: class: 2) scarce, 3) low, 4) moderate.

Le aree che espongono il territorio ad un potenziale pericolo più elevato (moderato) sono superfici destinate al pascolo (61), in misura minore quelle destinate alla produzione di cereali (111 e 121) e distese di erbai (132). Aree a potenziale pericolo basso o molto basso sono riferite soprattutto a quelle aree destinate ancora a pascoli e alla produzione di erba medica. I boschi di latifoglie rappresentano la tipologia di uso del suolo maggiormente diffusa, ma l'esposizione ad un pericolo potenziale di contaminazione da nitrati risulta molto basso.

3.2 Caso studio B: il margine nord-orientale della Piana Campana

Il settore investigato comprende i versanti meridionali dei Monti Tifatini ed il settore nord-orientale della Piana Campana che nel complesso copre un'area di ca. 166 km^2 (Figura 6a). I rilievi collinari dei Monti Tifatini sono costituiti fondamentalmente da terreni mesozoici in facies di piattaforma carbonatica, intensamente fratturati e fagliati, ricoperti da esigui depositi piroclastici riferiti all'attività vulcanica flegrea e vesuviana. Il settore di piana risulta impostato su depositi piroclastici in giacitura primaria (Di Girolamo, 1968b), subordinati colluvioni e depositi di dilavamento. Essa forma un ampio *glacis* pedemontano (Putignano *et alii*, 2007) raccordato ai rilievi collinari attraverso cunei e lobi detritici costituiti da depositi vulcanici rimaneggiati, alternati a detrito calcareo anche grossolano di differente età (Putignano *et alii*, 2007; Figura 6b).

In profondità, a sedimenti marini e transizionali, con intercalati depositi ignimbritici (Aprile *et alii*, 2004), si sovrappongono i depositi della formazione del Tufo Grigio Campano (TGC), che alla base dei monti di Caserta raggiungono i massimi spessori (circa 80 m; Di Girolamo, 1968a). Processi di autometamorfismo hanno dato origine alla formazione secondaria del *tufo giallo zeolitizzato* e del *tufo grigio*, caratterizzati da differenti gradi di cementazione che, talora, presentano buone caratteristiche di consistenza tali da giustificare l'elevato numero di cave "a fossa" nell'area. Un livello discontinuo di paleosuolo, con spessore massimo di 2 metri (Di Girolamo, 1968b), marca il passaggio tra il TGC e gli esili depositi vulcanoclastici del Tufo Giallo Napoletano.

In prossimità dei rilievi collinari sono diffusi sedimenti alluvionali e di versante a spese prevalentemente delle piroclastiti.

Il corpo idrico sotterraneo, nel settore di piana, è caratterizzato dalla presenza di due falde sovrapposte di cui una superficiale e poco significativa a carattere freatico,

con soggiacenza limitata a pochi metri; l'altra a maggiore profondità dal piano campagna, nota come falda principale, con valori di soggiacenza compresi tra i 40 m, in prossimità dei massicci carbonatici, a qualche metro nel settore meridionale (AA.VV., 2004b).

La falda idrica principale è estesa con continuità ed accolta essenzialmente nelle piroclastiti pre-TGC. Talvolta è ospitata, localmente, anche dal complesso tufaceo sovrastante (laddove poco diagenizzato) e dal complesso argilloso-sabbioso sottostante (laddove grossolano). Questa falda risulta in pressione a seguito di un confinamento esercitato, in maniera arealmente estesa, dal complesso tufaceo ben diagenizzato con spessori rilevanti. In taluni settori il minor grado di diagenesi ed il ridotto spessore del tufo determinano condizioni di semi-confinamento dell'acquifero lasciando ipotizzare la presenza di flussi di drenanza.

L'alimentazione della falda profonda è legata essenzialmente ai significativi travasi sotterranei provenienti dai rilievi, di natura calcarea o calcareo-dolomitica, dei Monti Tifatini, intensamente fratturati e carsificati, che bordano la Piana, come testimoniato anche dall'assenza di sorgenti lungo i versanti meridionali (Celico *et alii*, 1977).

Tabella 5 - Sottosistemi di terre e tipologie di suolo in relazione con le concentrazioni relative di nitrati.
Table 5 - The main soil types found and relationship beetwen soil and nitrate concentration.

Ordine	Sottogruppo	Sottosistemi di terre	Classificazione dei suoli in base alla [NO_3^-]
Andosols	Vitric Epileptic-Vitric Luvi-Vitric Molli-Vitric	B4.1-B4.3 B4.1 G1.1 G1.1	Ben dotati Ben dotati Ben dotati Ricchi
Cambisols	Calcaric-Fluvic	I2.4	Poveri

Nel settore di piana il complesso tufaceo con i suoi caratteri generali ed il sovrastante paleosuolo rappresentano acquitardi. Il settore investigato risulta fortemente urbanizzato, sede di numerose attività industriali e di coltivazioni orticole e cerealicole di tipo intensivo (AA.VV., 2004a; Figura 6c).

I sottosistemi di terre caratteristici dell'area (di Gennaro, 2002; Figura 6d) sono riportati in Tabella 5 e, sulla base delle considerazioni espresse al § 3.1, è stata seguita la stessa metodica nell'attribuzione dei punteggi ai Fc_a.

Il settore nord orientale della Piana Campana e i versanti meridionali dei Monti Tifatini sono caratterizzati, secondo lo schema proposto in Capri *et alii* (1999), da un clima di tipo *Peninsulare tirrenico*, caratterizzato da valori di precipitazione compresi tra 600 e 1000 mm/anno e temperature medie di 15-16 °C.

La scelta di questo sito è stata dettata dal gran numero di attività antropiche, di tipo industriale ed agricolo, condotte e dalla limitata soggiacenza della falda principale captata (AA.VV., 2004b).

Discussione dei dati

L'analisi dei dati parametrici (Tabella 6) desunti dalla Carta degli IPNOA (Figura 7) evidenzia che gran parte (ca. 96,6%) dell'area in oggetto, considerata rispetto agli interi confini amministrativi, presenta classe di pericolo 2 (49,34%; pericolo potenziale: *molto basso*) e 3 (47,30%; pericolo potenziale: *basso*); percentuali unitarie (ca. 1,6%) sono riferite alla classe 4 (pericolo potenziale: *moderato*) e alla classe 1 (pericolo potenziale: *improbabile*).

Tabella 6 - Suddivisione percentuale delle classi di pericolo in relazione all'utilizzo agricolo del suolo.
Table 6 - Percentage value of potetial risk class related to CUAS class.

	Classi di pericolo potenziale				
Classe di CUAS	**Classe 1 *Improbabile***	**Classe 2 *molto basso***	**Classe 3 *basso***	**Classe 4 *moderato***	**% complessiva per classe di CUAS**
22		6,32			6,32
23		3,32			3,32
24		0,08			0,08
31			1,10		1,10
41		3,23			3,23
51		6,27			6,27
61					10,53
72		0,20			0,20
73		1,01			1,01
91	1,61	27,63			29,24
92		0,12			0,12
111			1,49	0,51	2,01
121			0,28	0,70	0,99
122			12,04		12,04
125		1,04	21,84	0,50	23,39
131		0,04			0,04
931			0,031		0,03
	1,61	49,34	47,30	1,73	**% complessiva per classe di p.p.**

Nel dettaglio i settori potenzialmente più pericolosi, in questo contesto, sono rappresentati da aree a *basso* potenziale di pericolosità attribuito alle aree a pascolo e alle praterie (61) e a quelle destinate alla produzione di culture industriali (125) e prodotti dell'orto (122). Zone destinate ad accogliere piantagioni da frutto (22), nell'ambito della classificazione dell'uso agricolo del suolo adottata, rappresentano gli ambiti più ampi con pericolo potenziale *molto basso*.

Se le osservazioni vengono limitate al settore di piana sub-pianeggiante, tra le quote di 80 e 20 m s.l.m., di estensione di ca. 106 km^2, che rappresenta la zona maggiormente antropizzata e che accoglie la falda principale alimentata dalle assise carbonatiche, con riferimento esclusivamente alle superfici agricole utilizzate, si rileva che l'area è caratterizzata soprattutto da un pericolo potenziale *basso* (ca. 49%), legato alle produzioni agricole di tipo intensivo (125 e 122). Infine, escludendo le aree urbanizzate e le superfici artificiali, trovano maggiore diffusione (ca. il 9%) zone caratterizzate da pericolo potenziale *molto basso* (Tabella 7).

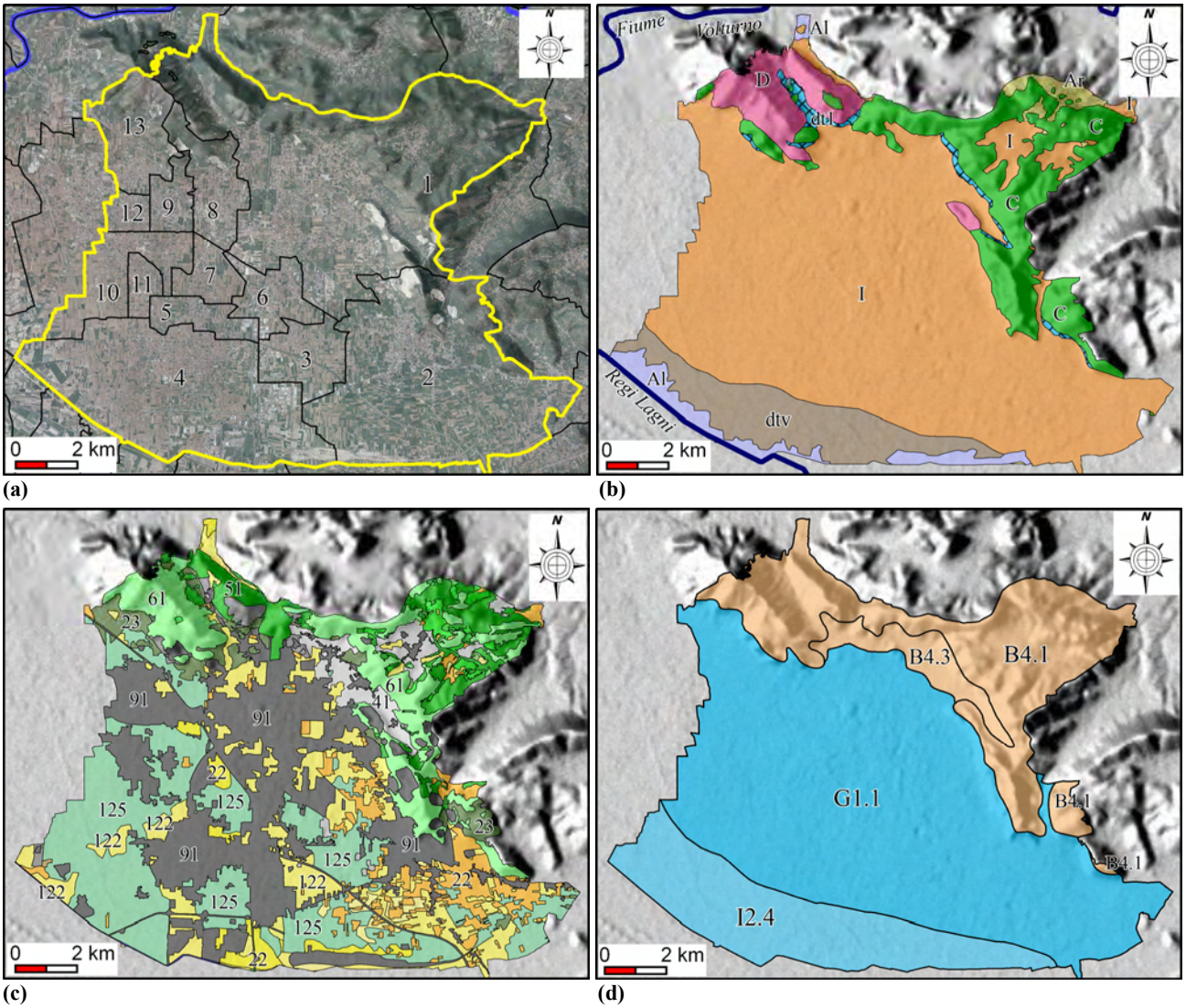


Figura 6 - (a) localizzazione dell'area (in giallo) e degli ambiti comunali (in nero): 1) Caserta 2) Maddaloni, 3) San Marco Evangelista, 4) Marcianise, 5) Capodrise, 6) San Nicola La Strada, 7) Recale, 8) Casagiove, 9) Casapulla, 10) Macerata Campania, 11) Portico di Caserta, 12) Curti, 13) San Prisco; (b) Carta Litologica: **D** - dolomie e dolomie calcaree in strati e banchi, **C** - calcari e calcari dolomitici in strati e banchi intensamente fratturati e carsificati, **Ar** - arenarie con livelli di marne e argille marnose con intercalazioni conglomeratiche e arenarie grossolane, **I** - Ignimbrite Campana; **dtv** - depositi piroclastici rimaneggiati, **dt1** - detrito di falda sciolto o debolmente cementato, prevalentemente calcareo e coni di deiezione, **Al** - depositi alluvionali; (c) stralcio della CUAS: **22** - frutteti e frutti minori; **23** - oliveti; **24** - agrumeti; **31** - prati permanenti, prati pascoli e pascoli; **41** - colture temporanee associate a colture permanenti; **51** - boschi di latifoglie; **61** - aree a pascolo naturale e praterie di alta quota e aree foraggiere a bassa produttività; **62** - cespuglieti e arbusteti; **72** - rocce nude ed affioramenti; **73** - aree con vegetazione rada; **91** - ambiente urbanizzato e superfici artificiali; **92** - acque interne; **111** - seminativi autunno-vernini: cereali da granella: sono comprese superfici utilizzate a frumento, orzo, avena, mais, sorgo, cereali minori; **114** - aree destinate a piante da tubero; **121** - seminativi primaverili-estivi: cereali da granella: sono comprese superfici utilizzate a frumento, orzo, avena, mais, sorgo, cereali minori; **122** - seminativi: ortive; **125** - seminativi: colture industriali; **131** - prati avvicendati: sono comprese superfici utilizzate ad erba medica (in purezza o in miscugli) ed altri prati avvicendati (lupinella, sulla, trifoglio spp., prati di graminacee), che occupano il terreno fra 2 e 5 anni; **931** - produzioni orticole e frutticole; (d) stralcio della Carta "I sistemi di Terre", da di Gennaro, 2002: per la legenda si veda Tabella 3.

Figure 6 - (a) location of area (in yellow) and boundary of municipalities (in black); (b) Lithological Map: **D** *- dolostones*, **C** *- limestones and dolomitic limestones*, **Ar** *- marly-calcareous sandstones*, **I** *- Campanian Grey Tuff,* **dtv** *- reworked pyroclastic deposit*, **dt1** *- talus breccias*, **Al** *- alluvial deposits*; *(c) Land Use Map (from 1:50,000 Soil Crop Using Map of Campania, 2004):* **22** *- fruit trees and berry plantations;* **23** *- olive groves;* **24** *- citrus orchards;* **31** *- pastures;* **41** *- annual crops associated with permanent crops;* **51** *- broad-leaved forest;* **61** *- natural grasslands;* **62** *- sparsely vegetated areas;* **72** *- bare rocks;* **73** *- sparsely vegetated areas;* **91** *- urban areas and artificial lands;* **92** *- water bodies;* **111** *- fall/winter cereals crop;* **114** *- roots and tubers;* **121** *- spring/summer cereal crops;* **122** *- horticultural crops;* **125** *- industrial crops;* **131** *- rotation grass;* **931** *- horticultural and fruit crops ; (d) "I sistemi di Terre" Map (from di Gennaro, 2002): key as in Table 3.*

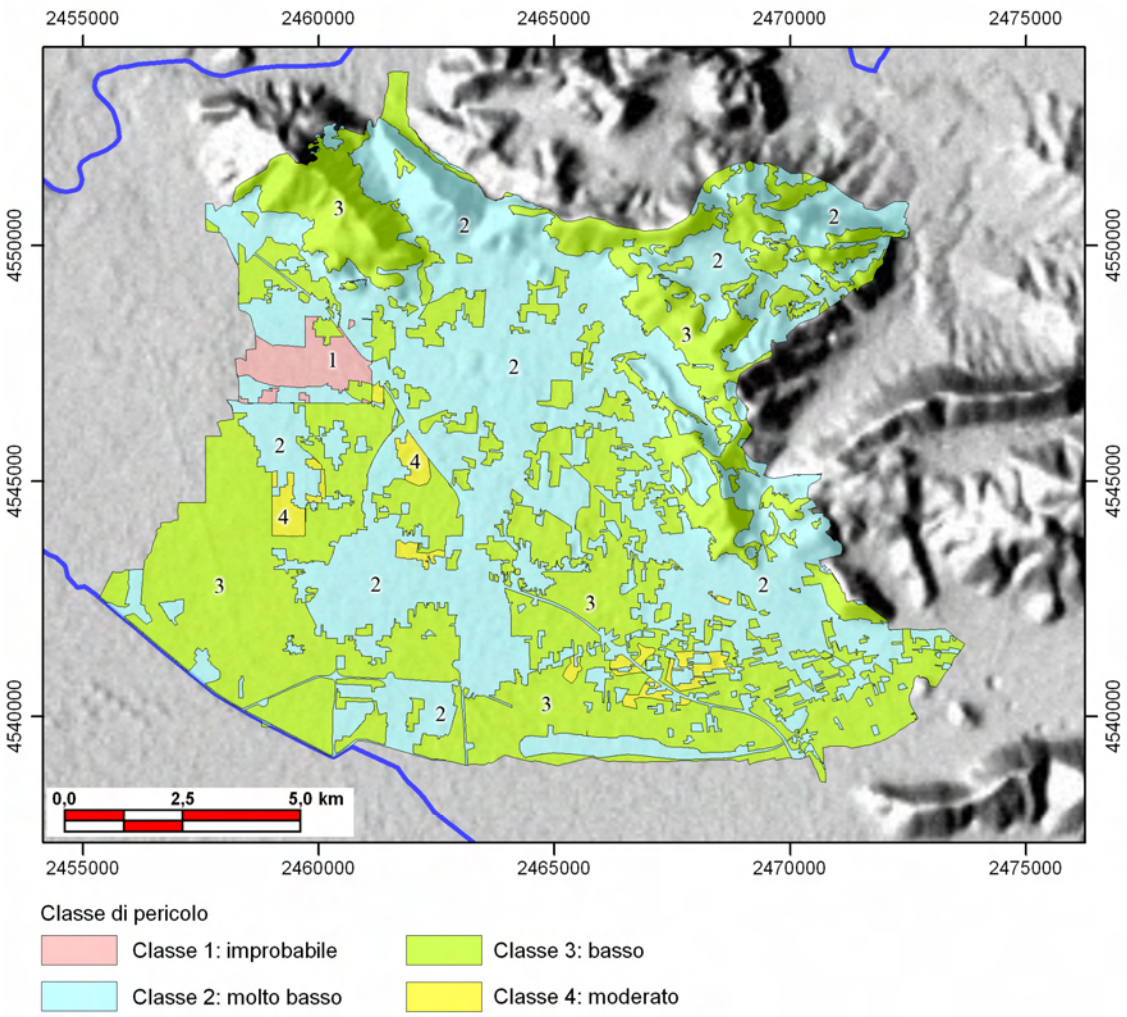


Figura 7 - Carta degli IPNOA.
Figure 7 - Agricultural Nitrate Hazard Index map: class: 1) unlikely, 2) scarce, 3) low, 4) moderate.

Tabella 7 - Suddivisione percentuale delle classi di pericolo in relazione all'utilizzo agricolo del suolo, riferita esclusivamente al settore di piana.
Table 7 - Percentage value of potetial risk class in sector plain related to CUAS class.

	Classi di pericolo potenziale				
Classe di CUAS	Impro babile	Molto basso	Basso	Mode rato	% complessiva per classe di CUAS
22		5,34			5,34
23		1,31			1,31
24		0,13			0,13
61			0,08		0,08
72		0,29			0,29
73		0,20			0,20
91	2,53	36,40			38,94
92		0,20			0,20
111			2,17	0,81	2,98
114			0,01		0,01
121			0,30	1,11	1,41
122			14,86		14,86
125		1,64	31,70	0,79	34,13
931			0,05		0,05
	2,53	45,54	49,20	2,72	% complessiva per classe di p.p.

4. Conclusioni

Posto che le classi di pericolosità riscontrabili sono 6, dalle analisi condotte per il seguente studio deriva la seguente distribuzione delle classi:

	Classi di pericolo potenziale					
	Classe 1 *Impro babile*	Classe 2 *molto basso*	Classe 3 *basso*	Classe 4 *moderato*	Classe 5 *alto*	Classe 6 *elevato*
Caso A	-	60,1%	11,7%	28,2%	-	-
Caso B	1,6%	49,3%	47,3%	1,7%	-	-

I risultati ottenuti evidenziano che mentre nel settore relativo al margine nord-est della Piana Campana, intensamente antropizzato, il potenziale pericolo di contaminazione complessivamente risulta *basso* oppure *molto basso* (ca. 96%), l'area del bacino idrografico del Fiume

Lete, ad elevata naturalità, presenta, per circa il 28% della superficie totale, pericolo potenziale *moderato* legato prevalentemente alle attività di pastorizia. Va tuttavia considerato che la metodologia analizza solo le fonti di nitrati agro-zootecniche, e pertanto un'area caratterizzata da una elevata naturalità, ma a vocazione prettamente agricola e pastorizia, presenta una probabilità di contaminazione maggiore rispetto ad un'altra caratterizzata da una maggiore antropizzazione legata prevalentemente all'intensa urbanizzazione, sebbene non siano considerati gli impatti dovuti ai reflui civili ed industriali, magari non governati da adeguati impianti di smaltimento.

È importante sottolineare che le valutazioni realizzate attraverso l'analisi parametrica degli IPNOA sono di tipo previsionale e pertanto necessitano di una convalida attraverso le analisi chimico-fisiche delle acque. Infatti i risultati ottenuti attraverso l'applicazione del metodo sono in contraddizione con i dati di concentrazione ottenuti attraverso l'analisi geochimica delle acque sotterranee: i valori di concentrazione dei nitrati disciolti nelle acque commerciali (Prata e Lete), imbottigliate in corrispondenza delle venute sorgive di Pratella, sono di circa 4 mg/l a dispetto dei valori notevolmente superiori (ca. 50 mg/l) stimati nelle acque captate nel settore nord orientale della Piana Campana (Corniello *et alii*, 2007).

Non è da escludere inoltre che apporti diretti di nitrati per lisciviazione derivino dall'origine vulcanica dei suoli e della natura del substrato su cui è impostato il settore di piana: è accertato infatti che queste tipologie di suoli sono generalmente ricche di nitrati (Schroeder, 1979; Bertsch e Thomas, 1985).

Per queste motivazioni l'analisi degli IPNOA è sempre seguita dall'analisi della vulnerabilità intrinseca dell'acquifero.

Entrambe la metodologie mirano alla stesura di elaborati cartografici che, interagendo l'uno con l'altro, attraverso un particolare algoritmo matematico, permettono la realizzazione della carta del Rischio, cosa che esula dallo scopo del presente lavoro.

Ciononostante, tale metodica rappresenta un valido strumento previsionale finalizzato all'individuazione di porzioni di territorio potenzialmente a rischio, prima di ricorrere nell'immediato a test geochimici di laboratorio. La strutturazione di un SIT siffatto, basato sulla suddivisione in parti dell'area investigata, ognuna legata ad un singolo record costituito da campi continuamente aggiornabili, permette la verifica delle variazioni spazio-temporali dei differenti fattori consentendo un monitoraggio continuo finalizzato alla salvaguardia della risorsa idrica e del territorio nel suo complesso.

Ringraziamenti

Gli autori ringraziano Sandro Strumia per le utili discussioni sugli aspetti vegetazionali relativi alle differenti tipologie di uso del suolo e Antonella Ermice per il fattivo contributo alla comprensione degli aspetti pedologici; Francesco Fiorillo e l'anonimo revisore per le puntuali osservazioni e gli utili suggerimenti. Lavoro eseguito con i Fondi di Ateneo 2008 (Resp. D. Ruberti).

Bibliografia

AA.VV., 2004a. *Carta dell'Utilizzazione Agricola dei Suoli della Campania in scala 1:50.000*. SESIRCA – Settore Sperimentazione Informazione ricerca e Consulenza in Agricoltura della Regione Campania.

AA.VV., 2004b. *Lo stato delle conoscenze acquisite sulle acque sotterranee del Bacino Nord - Occidentale propedeutico alla redazione del Piano di tutela delle Acque*. S.EL.CA. Firenze.

Aprile, F., Sbrana, A., Toccaceli, R.M., 2004. *Il ruolo dei depositi piroclastici nell'analisi cronostratigrafica dei terreni quaternari del sottosuolo della Piana Campana (Italia meridionale)*. Il Quaternario, 17, 547-554.

Bertsch, P.M., Thomas, G.W, 1985. *Potassium status of temperate region soils*. p. 131-162. In: R.D. Munson (ed.) Potassium in agriculture. American Society of Agronomy, Madison, WI.

Burrough, P.A., 1986. *Principles of Geographical Information Systems for land Resources Assessment*. Clarendon, Oxford.

Capri, E., Padovani, L., Trevisan, M., 1999. *La previsione della contaminazione delle acque sotterranee da prodotti fitosanitari*. Pitagora, Bologna.

Capri, E., Civita, M., Corniello, A., Cusimano, G., De Maio, M., Ducci, D., Fait, G., Fiorucci, A., Hauser, S., Pisciotta, A., Pranzini, G., Trevisan, M., Delgado Huertas, A., Ferrari, F., Frullini, R., Nisi, B., Offi, M., Vaselli, O., Vassallo, M., 2009. *Assessment of nitrate contamination risk: The Italian experience*. Journal of Geochemical Exploration 102, 71-86.

Carannante, G., Pugliese, A., Ruberti, D., Simone, L., Vigliotti, M., Vigorito, M., 2009. *Evoluzione cretacica di un settore della piattaforma apula da dati di sottosuolo e di affioramento (Appennino campano-molisano)*. Boll. Soc. Geol. It., 128 (1), pp. 3-31.

Celico, P., Civita, M., Cornelio, A., 1977. *Idrogeologia del margine nord-orientale della Conca Campana (Massicci dei Tifatini e del M. Maggiore)*. Mem. e Note Ist. Geol. Appl., 13, Napoli.

Corniello, A., 1988. C*onsiderazioni idrogeologiche su talune acque minerali e termominerali della provincia di Caserta*. Mem. Soc. Geol. It., 41 (2), pp. 1053-1063.

Corniello, A., Ducci, D., 2007. *Groundwater chemistry and contamination in the Volturno River Plain (southern Italy)*. In Ribeiro L., Chambel A., Condesso de Melo M. T. (Eds.) Proceedings of the XXXV IAH Congress "Groundwater and Ecosystems". Paper 178, 10 pp., ISBN 978-989-95297-3-1.

Corniello, A., Ducci, D. & Guarino, M., 1999. *I rilievi cartonatici del Matese Occidentale e la Piana di Venafro: idrogeologia e idrogeochimica*. Boll. Soc. Geol. It, 118, pp. 523-535.

Corniello, A., Ducci, D., Ruggieri, G., 2007. Areal *Identification of Groundwater Nitrate Contamination Sources in Periurban Areas*. J. Soils & Sediments, 7 (4), 159-166.

Del Prete, S., De Riso, R., Santo, A., 2004. *Primo contributo sui sinkholes di origine naturale in Campania*. Atti del Convegno *Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkhole e ruolo delle Amministrazioni statali e locali nel governo del territorio*, 20-21 maggio 2004, APAT, Roma, pp. 361-376.

di Gennaro, A., 2002. *I sistemi di terre della Campania.* S.EL.CA. Firenze.

di Gennaro, A., 2004. *Caratterizzazione pedologica e della capacità autoepurativa delle terre del territorio dell'Autorità di del Bacino Nord – Occidentale della Campania.*. In: AA.VV, *Lo stato delle conoscenze acquisite sulle acque sotterranee del Bacino Nord - Occidentale propedeutico alla redazione del Piano di tutela delle Acque.* Volume II, pp. 95-132. TPS - Selca.

Di Girolamo, P., 1968a. *Petrografia dei tufi campani: il processo di pipernizzazione (tufo*

→ *tufo pipernoide → piperno)*. Rend. Accad. Sci. Fis. Mat., ser. 4, 35, 329-394.

Di Girolamo, P., 1968b. *Piroclastiti stratificate riferibili al II periodo flegreo nella pianura campana tra il Volturno e Napoli*. Per. Mineral., 37, 341-371.

FAO, 1998. *World Reference Base for Soil Resources*. World Soil Resources Report 84, Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome.

Ietto, A., 1970. *Assetto strutturale e ricostruzione paleogeografica del Matese occidentale (Appennino meridionale)*. Soc., Nat. In Napoli, supp. Boll. 78, 441-471.

Padovani, L., Trevisan, M., 2002. *I nitrati di origine agricola nelle acque sotterranee*. Quaderni di tecniche di protezione ambientale, n. 75, pp. 120, Pitagora Editrice, Bologna.

Putignano, M.L., Ruberti, D., Tescione, M., Vigliotti, M., 2007. *Evoluzione recente di un territorio di pianura a forte sviluppo urbano: la Piana Campana nell'area di Caserta*. Boll. Soc. Geol. It., 126, pp. 11-24.

Schroeder, D. 1979. *Structure and weathering of potassium containing minerals*. Proc. Cong. International Potash Institute, 11, 43-63.

Servizio Idrografico - Annali idrologici e altre pubblicazioni del compartimento di Napoli del Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale (editi dal 1917 al 1999).

Indici

Indice degli autori

Apollaro Carmine 93

Baistrocchi Federico 61
Bloise Andrea 93
Bonomi Tullia 43
Bove Annalisa 119
Brilli Mauro 165
Butteri Matteo 101

Carucci Valentina 131
Caviglia Caterina 19
Clemente Paolo 145
Corniello Alfonso 61, 155
Cortese Maria 165

D'Antona Marco 165
D'Antonio Amedeo 71
Damato Davide 119
De Luca Domenico Antonio 19, 77, 145
De Rosa Rosanna 93
Debernardi Laura 77
Destefanis Enrico 119
Di Meo Tommaso 71
Dotti Nicoletta 43
Doveri Marco 101
Ducci Daniela 155, 173

Francani Vincenzo 5
Fumagalli Letizia 43

Gattinoni Paola 5
Giannecchini Roberto 101
Giusti Gianluca 101

Ingenito Maria Rosaria 71
Irace Andrea 145

Lasagna Manuela 19, 77, 145
Limoni Pier Paolo 197
Lubritto Carmine 71

Marini Luigi 93
Masciocco Luciano 119
Masi Umberto 165
Mastrorillo Lucia 185
Menegon Alan 19
Miriello Domenico 93
Mottola Adolfo 71
Muto Francesco 93

Onorati Giuseppe 71

Petitta Marco 131, 185
Pintore Matteo 31
Polemio Maurizio 93, 197
Preite Martinez Maria 131
Prestininzi Alberto 131

Ruberti Daniela 207

Stellato Luisa 71

Taffuri Maria Rosaria 207
Tranfaglia Giuseppe 173

Uras Gabriele 31

Vigliotti Marco 207

Indice dei termini chiave

Acerra 155
Acque salate 145
Acque sotterranee 19, 31, 77, 155, 173
Acque di falda 165
Acquiferi profondi 145
Acquifero carsico 197
Acquifero costiero 185
Acquifero metamorfico 93
Attenuazione 77
Azoto organico 71

Bacino fiume Sarno 61
Bilanci idrogeologici 173

Cambiamenti climatici 5, 173
Campania 61, 173, 207
Chimica delle Acque sotterranee 71
Contaminanti 93
Curva di recessione 5

Denitrificazione 165
Diluizione 77

Eterogeneità 3D 43

Falda 43

Geochimica 9
Geologia ambientale 119
GIS 207

Idrochimica 101
Idrogeochimica 131
Idrogeologia 101
Idrogeologia ambientale 71
Impatto antropico 101
Inquinamento acquiferi profondi 19
Interfaccia acqua dolce/acqua salata 145
Intrusione marina 101, 185, 197
Isotopi 155, 165
Isotopi ambientali 131
Isotopi dell'acqua 101
Isotopi dei nitrati 71

Minerarie 31
Modellazione numerica 5
Modelli numerici 19
Modello di flusso e di trasporto 43
Monitoraggio 197
Monitoraggio piezometrico 61
Monti Lattari 173

Nichel 119
Nitrati 77, 155, 165

Origine 165

Pennacchio di contaminazione 43
Pianura Padana 19
Precipitazioni 173
Proprietà idrogeologiche ed idrochimiche 43

Qualità delle acque 93

Regione Piemonte 119
Rete di monitoraggio 185
Rischio di inquinamento 155
Risorse idriche 119

Sardegna 31
Solventi organici clorurati 43
Sorgente carsica 5
Superficie freatica 101

Tivoli 131
Toscana settentrionale 101
Travertino 131

Valore di fondo naturale 119
Velocità di flusso 197
Vulnerabilità specifica 77
Vulnerabilità degli acquiferi ai nitrati 207

Key terms index

Acerra 155
Attenuation 77

Basin of River Sarno 61

Campania 61, 173, 207
Climate Change 173
Climatic change 5
Coastal aquifer 185
Contamination 93
Contamination Risk 155

Deep aquifers 145
Deep aquifer pollution 19
Denitrification 165
Depletion curve 5
Dilution 77

Environmental Hydrogeology 71
Environmental Geology 119
Environmental isotopes 131

Flow velocity 197
Flow and transport model 43
Fresh/salt waters interface 145

Geochemistry 93
GIS 207
Groundwater 19, 31, 43, 77, 155, 165, 173
Groundwater Budget 173
Groundwater Chemistry 71

Human impact 101
Hydrochemical and hydrogeological properties 43
Hydrochemistry 101
Hydrogeochemistry 131
Hydrogeology 101

Isotopes 155, 165

Karst aquifer 197
Karstic spring 5

Lattari Mountains 173

Metamorphic aquifer 93
Mining 31
Monitoring network 185
Monitoring 197

Natural baseline quality 119
Nickel 119
Nitrate Isotopes 71
Nitrate 77, 155, 165
Nitrates groundwater vulnerability 207
Northern Tuscany 101
Numerical modelling 5
Numerical models 19

Organic Nitrogen 71
Organic-chloride solvents 43
Origin 165

Piedmont Region 119
Piezometric monitoring 61
Po Plain 19
Pollution plume 43

Rainfall 173

Saline intrusion 185
Salt waters 145
Sardinia 31
Seawater intrusion 101, 197
Specific vulnerability 77

Tivoli 131

Travertine 131

Water quality 93
Water isotopes 101
Water resources 119
Water table morphology 101

3D eterogeneity 43

Indice

3 **I rischi di degrado delle risorse idriche sotterranee: i fattori idrogeologici, climatici, antropici e i metodi di valutazione; introduzione**
Dragoni W., Polemio M.

5 **Effetti del cambiamento climatico sul rischio di esaurimento della sorgente Nossana (Bergamo)**
Francani V., Gattinoni P.

19 **Valutazione dei rischi di contaminazione potenziale degli acquiferi profondi attraverso pozzi per acqua: il caso della pianura torinese settentrionale**
Caviglia C., De Luca D. A., Lasagna M., Menegon A.

31 **Acque di miniera dell'Iglesiente: storia, analisi e caratterizzazione**
Uras G., Pintore M.

43 **Fenomeno di inquinamento da solventi in acque sotterranee sfruttate ad uso potabile nel nord-ovest della provincia di Milano**
Bonomi T., Fumagalli L., Dotti N.

61 **Riflessioni sui risultati del monitoraggio piezometrico condotto negli anni 2007/2008 dall'Autorità di bacino del Sarno**
Corniello A., Baistrocchi F.

71 **Impiego di tecniche analitiche isotopiche per l'individuazione delle fonti di inquinamento da nitrati nelle acque sotterranee in due aree della Campania**
D'Antonio A., Mottola A., Stellato L., Di Meo T., Ingenito M. R., Lubritto C., Onorati G.

77 **Proposta di una metodologia per la valutazione della vulnerabilità specifica di un acquifero ai nitrati in funzione delle caratteristiche idrodinamiche**
Lasagna M., Debernardi L., De Luca D. A.

93 **Caratterizzazione idrogeochimica e qualità delle acque di un acquifero ospitato entro rocce metamorfiche nella Calabria nord occidentale**
Apollaro C., Bloise A., De Rosa R., Marini L., Miriello D., Muto F., Polemio M.

101 **Studio idrogeologico-geochimico dell'acquifero freatico nella zona compresa tra il Canale Burlamacca ed il Fosso della Bufalina (Viareggio, Toscana)**
Doveri M., Giannecchini R., Giusti G., Butteri M.

119 **Considerazioni geologico ambientali sulla presenza di nichel nelle acque della regione Piemonte (Italia nord-occidentale)**
Bove A., Damato D., Destefanis E., Masciocco L.

131 **Prospezioni idrogeochimiche nella Piana di Tivoli: interazione tra acquiferi e influenza antropica**
Carucci V., Petitta M., Preite Martinez M., Prestininzi A.

145 **L'origine e le caratteristiche delle acque salate nei bacini sedimentari piemontesi**
Clemente P., De Luca D. A., Irace A., Lasagna M.

155 **Origine dell'inquinamento da nitrati nelle falde dell'area di Acerra (Piana Campana)**
Corniello A., Ducci D.

165 **Distribuzione e origine dei nitrati in falda nella pianura Pontina (Lazio meridionale)**
d'Antona M., Brilli M., Cortese M., Masi U.

173 **Effetti dei cambiamenti climatici sulle risorse idriche sotterranee dei Monti Lattari (Campania)**
Ducci D., Tranfaglia G.

185 **La rete di monitoraggio idrogeologico della tenuta presidenziale di Castelporziano (Roma)**
Mastrorillo L., Petitta M.

197 **Primi risultati del monitoraggio con misure di velocità in un acquifero carsico costiero (Bari, Italia meridionale)**
Polemio M., Limoni P. P.

207 **Analisi della vulnerabilità all'inquinamento da nitrati di origine agricola: confronto tra due contesti ambientali differenti**
Ruberti D., Taffuri M. R., Vigliotti M.

Dallo statuto dell'AIGA, Associazione Italiana di Geologia Applicata e Ambientale

Art. 2

L'A.I.G.A. è un'associazione scientifica senza fini di lucro.

L'Associazione ha per scopo:

a. promozione, svolgimento, coordinamento e diffusione di studi e ricerche di base ed applicate su tematiche di Geologia Applicata (dal rilevamento geologico-tecnico alla geologia tecnica, dalla idrogeologia alla geofisica applicata, dalla pianificazione e gestione delle georisorse, compresa quella idrica, alla protezione dell'ambiente e del territorio, dallo studio dei rischi geologici, agli interventi per la loro mitigazione, ecc.);

b. promozione e presentazione, ad istituzioni ed enti pubblici e privati di studi e proposte di provvedimenti relativamente a problemi generali e locali riguardanti la Geologia Applicata e Ambientale;

c. promozione di iniziative atte a favorire la creazione in Italia di Centri di Studio e di Ricerca in ramo geologico applicativo;

d. collegamento e corrispondenza con associazioni ed istituzioni scientifiche sia nazionali, sia internazionali che raccolgono ricercatori e studiosi nei settori di interesse della Geologia Applicata e Ambientale;

e. informazione in merito a progetti, programmi di ricerca, studi, risultati di lavori, calendari di manifestazioni (congressi, seminari, corsi di perfezionamento, ecc.) nazionali ed internazionali, riguardanti la Geologia Applicata e Ambientale;

f. promozione di scambi culturali e collaborazioni, anche attraverso rapporti di confederazione, con istituzioni, associazioni scientifiche e tecniche, anche di settori diversi, con il fine di garantire la presenza della specifica cultura geologico-applicativa nei problemi relativi allo studio e gestione del territorio e dell'ambiente;

g. collegamento con le università, gli Istituti Scientifici per il perfezionamento, la specializzazione e l'aggiornamento e per favorire l'orientamento delle attività formative accademiche verso le moderne esigenze della società nei riguardi della Geologia Applicata e Ambientale;

h. promozione di iniziative nel campo delle norme, raccomandazioni, linee guida, allo scopo di renderle più efficaci dal punto di vista geologico-applicato e ambientale ed aderenti alle moderne esigenze, anche con riferimento alle normative straniere.

Per favorire lo svolgimento degli scopi elencati, l'A.I.G.A.:

- promuove ed organizza congressi, convegni ed altri incontri scientifici, sia a carattere nazionale, sia a carattere internazionale;
- costituisce direttamente, o partecipa, a commissioni di studio su problemi generali e locali;
- fornisce, a richiesta, la propria consulenza a Ministeri, Enti, Comitati e Commissioni anche a carattere interdisciplinare;
- promuove la pubblicazione e la diffusione di risultati delle ricerche a carattere geologico applicativo e ambientale.

http://aiga.geoitalia.org

http://aiga.geoitalia.org

Richiesta di associazione

Dati personali (tutti i dati sono obbligatori)

Cognome: …… Nome: ……..…….

Luogo di nascita: ……. Data di nascita: ……..……..

Indirizzo email: ……

Indirizzo postale:

Via/Piazza: ……..…… N. civico: ……..

CAP: ……..… Comune: ……..…….. Provincia: ……...….

Ente di appartenenza (eventuale): ……..…….

Iscrizione in qualità di socio:

Ordinario □ Junior □ Sostenitore □

Allegare il curriculum vitae (se per via elettronica in formato pdf, rtf, doc, odt, txt, max 3 mega)

Legge 675/96 e successive modificazioni (D. Lgs 196 del 30 giugno 2003 - Tutela della Privacy)
Premesso che AIGA-Associazione Italiana Geologia Applicata e Ambientale acquisisce i dati dei soci esclusivamente per gli scopi inerenti alla propria attività, si informa che, ai sensi dell'articolo 10 della legge 675/96 "Tutela delle persone e di altri soggetti rispetto al trattamento dei dati personali" e successive modificazioni (D. Lgs 196 del 30 giugno 2003), i dati vengono raccolti per le finalità strettamente correlate all'instaurazione e prosecuzione del rapporto associativo e precisamente: gestione del rapporto associativo fra l'associato e AIGA; indagini statistiche; invio di:
1) informazioni relative ad iniziative culturali, congressuali, promozionali, scientifiche promosse da AIGA;
2) prodotti editoriali di AIGA;
3) informazioni inerenti attività di interesse per gli associati da parte di Enti pubblici e privati.
I dati verranno trattati con le seguenti modalità: registrazione ed elaborazione su supporto cartaceo e magnetico; informazione tramite sistema telematico; organizzazione degli archivi in forma automatizzata e non automatizzata. Titolare del trattamento ad ogni effetto di legge è il Segretario dell'AIGA - Associazione Italiana Geologia Applicata e Ambientale. I dati richiesti all'associato sono strettamente funzionali all'instaurazione e prosecuzione del rapporto con AIGA. Per questo motivo il trattamento dei dati che l'associato fornisce per il perseguimento da parte di AIGA delle finalità sopra esposte, non necessita del consenso dell'associato stesso, in quanto un suo eventuale rifiuto avrebbe come conseguenza l'impossibilità di instaurare o proseguire il rapporto.
Riguardo invece alla comunicazione dei dati a terzi (altre Associazioni Scientifiche italiane o straniere aventi finalità analoghe, e/o Aziende del settore, Ordini e Collegi professionali) si richiede il consenso scritto dell'associato, fermo restando che, secondo quanto disposto dall'art.13 della Legge n. 675/96 sulla Tutela dei Dati Personali, l'associato in qualsiasi momento ha diritto di consultare, far modificare o cancellare i propri dati o semplicemente opporsi al loro utilizzo scrivendo a: Segreteria AIGA c/o Prof. Corrado Cencetti - Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale, via Duranti 93 - 06125 Perugia.
In particolare, considerato che l'AIGA fa parte di "Geoitalia, Federazione Italiana di Scienze della Terra - Onlus" (Geoitalia FIST - Onlus), il presente consenso al trattamento dei dati personali s'intende esteso anche alla predetta associazione Geoitalia FIST-Onlus.

Firma per accettazione

……..

Altre informazioni utili: Telefono fisso: …….. Telefono cellulare: ….……..……..

Firma

……..

La domanda di iscrizione all'AIGA può essere inoltrata per via elettronica (metodo consigliato) a partire dal sito dell'AIGA http://aiga.geoitalia.org, oppure inviando copia del modulo e del curriculum al segretario Prof. Corrado Cencetti, Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale, via Duranti 93 - 06125 Perugia.