

Gli acquiferi costieri grossetani: stato delle conoscenze, evoluzione dei sistemi, ipotesi di gestione

Massimo Salleolini

Università degli Studi di Siena, Dipartimento di Scienze Fisiche, della Terra e dell'Ambiente,
Strada Laterina 8 - 53100 Siena

*«Quando tu metti insieme la Scienza de' moti dell'acqua,
ricordati di mettere, di sotto a ciascuna proposizione,
li sua giovamenti, a ciò che tale scienza non sia inutile»*

Leonardo da Vinci (1452-1519)

Gli acquiferi costieri sono altamente sensibili al disturbo antropogenico; una gestione inappropriata può facilmente condurre a danni irreversibili ed alla loro distruzione come serbatoi d'acqua dolce. Il 70 % circa della popolazione mondiale risiede nelle zone costiere; negli ultimi decenni, la percentuale di acqua sotterranea utilizzata per scopi domestici è aumentata più del 40 % su scala globale (Cheng & Ouazar, 2004). La qualità e la quantità di risorse idriche sotterranee lungo le coste italiane sono in diminuzione da tempo; l'impatto della crescita demografica è allarmante, soprattutto nelle regioni meridionali dove il 45 % della popolazione totale residente vive nelle coste (Barrocu, 2003). La gestione efficiente degli acquiferi costieri comporta il bilanciamento di numerose domande concorrenti ed esige l'utilizzo di modelli numerici basati su adeguate indagini di campagna e lo sviluppo di un consenso su opzioni di gestione proposte dalle pubbliche amministrazioni e da altri gruppi interessati (Maimone et al., 2004).

Introduzione

La zona costiera grossetana, nella quale ricadono corpi idrici sotterranei significativi ai sensi della Del. n. 225 del 10 marzo 2003 (Regione Toscana, 2003, 2009), è largamente interessata dal problema dell'intrusione marina (Bencini & Pranzini, 1996; Barazzuoli et al., 2006, 2008; Angelini et al., 2000; Bencini et al., 2001; Bianchi et al., 2011; Aldinucci et al., 2012; Nocchi & Salleolini, 2013); ciò comporta un deterioramento complessivo della qualità dell'acqua di falda e locali effetti aggiuntivi riconducibili a concentrazioni anomale di metalli pesanti (Grassi & Netti, 2000; Protano

et al., 2000; Agati *et al.*, 2001). Tale situazione è generata da uno sfruttamento irrazionale degli acquiferi, per mezzo di migliaia di pozzi variabili per tipologia, profondità e portata estratta, ed è destinata ad aggravarsi a causa della tendenza alla riduzione delle risorse idriche potenziali rinnovabili, rilevabile in Toscana meridionale negli ultimi decenni (Barazzuoli *et al.*, 2003, 2004) e legata al calo delle precipitazioni totali annue, ed al sollevamento del livello del mare associato al riscaldamento globale (Bates *et al.*, 2008).

La degradazione della qualità della falda è un fattore che limita il locale sviluppo economico; ciò vale soprattutto per agricoltura, dove hanno dovuto orientarsi verso colture di minor pregio e più resistenti alla salinità o verso l'abbandono delle colture. L'Amministrazione Pubblica, consapevole della necessità di tenere sotto controllo il fenomeno, pone limitazioni all'uso della risorsa ai sensi della Del. n. 6 del 25 gennaio 2005 (Regione Toscana, 2005); risulta però evidente una generale carenza di conoscenza idrogeologica e idrogeochimica sugli acquiferi coinvolti, per cui si corre il rischio di attuare misure scarsamente efficaci o, al contrario, eccessivamente penalizzanti per il progresso delle attività economiche.

Da tempo il Gruppo di Idrogeologia dell'Università di Siena porta avanti un programma pluriennale di ricerca idrogeologica e idrogeochimica, che include la definizione di modelli concettuali degli acquiferi e l'applicazione di *map analysis* e di *Geographical Information System*, con l'obiettivo finale di sviluppare modelli numerici idonei al monitoraggio dell'intrusione marina ed alla gestione delle risorse idriche. Il presente articolo, che rientra in questo ambito, vuole illustrare in modo sintetico il diverso stato delle conoscenze sui principali acquiferi costieri grossetani, valutare localmente l'evoluzione generale dei sistemi sotto differenti condizioni di sollecitazione e proporre azioni di contrasto per una gestione integrata delle risorse idriche superficiali e sotterranee.

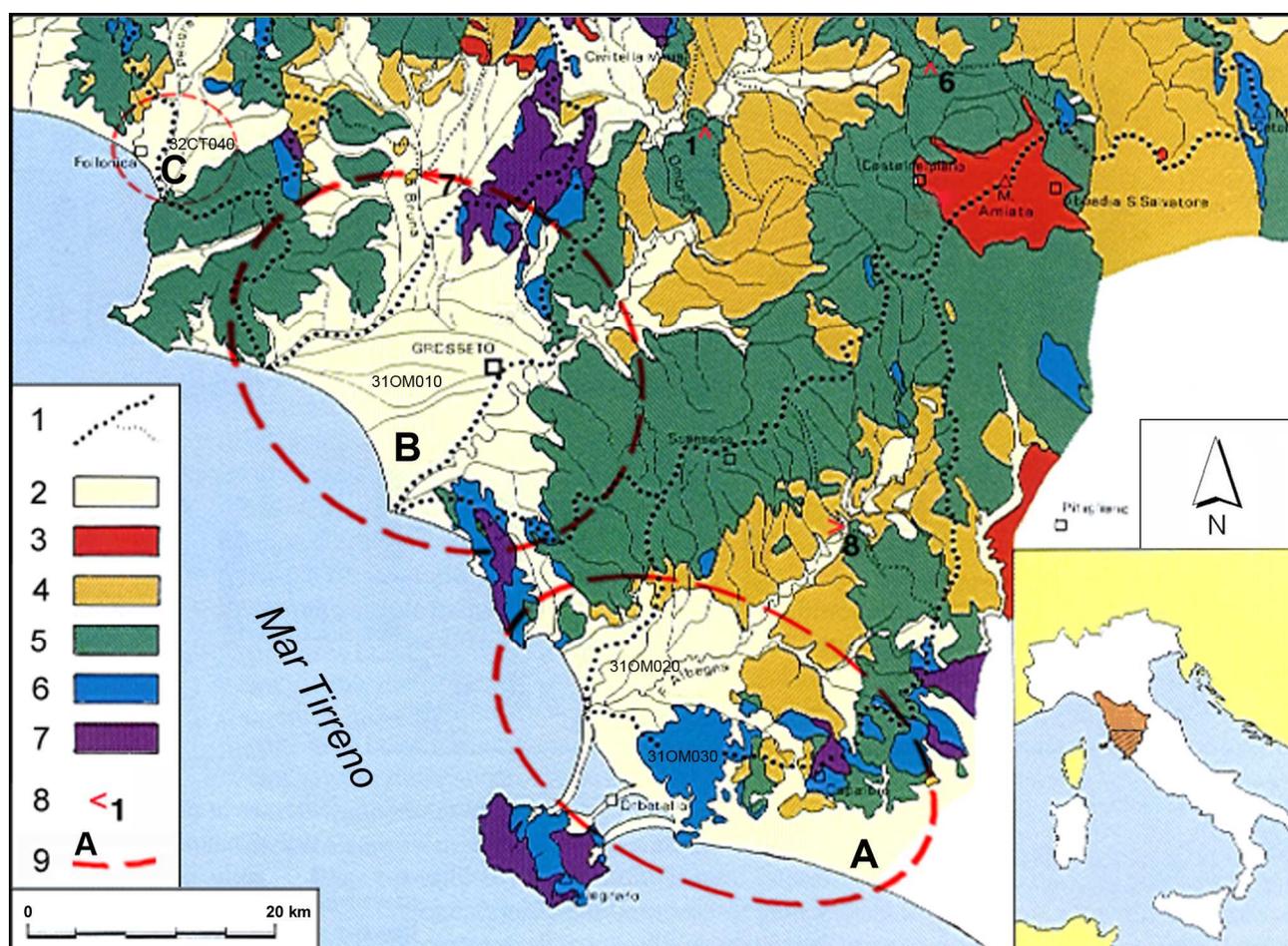
Inquadramento dell'area

L'area considerata, che riguarda la parte meridionale della Toscana (fig. 1), è estesa complessivamente circa 700 km² ed è attraversata dai tratti finali dei fiumi Bruna, Ombrone e Albegna (con portate medie annue alla foce di circa 3, 26 e 5 m³/s rispettivamente), da corsi d'acqua minori (che scendono dai rilievi circostanti con regime spiccatamente torrentizio) e da numerose opere di canalizzazione (generalmente conseguenti alle operazioni di bonifica lorenese e fasciste di antiche zone lagunari). Essa è costituita in prevalenza da zone pianeggianti, con quote medie intorno ai 5 m s.l.m., ma anche da zone collinari che le circondano, aventi quote non superiori ai 600 m s.l.m.

Il clima è tipicamente mediterraneo, con inverni freddi ed estati calde relativamente asciutte. Le precipitazioni, mediamente comprese tra i 600 ed i 700 mm/anno, presentano un minimo a luglio ed un massimo a ottobre-novembre; le temperature medie annue sono di 15-16 °C, con minimi di 8-9 °C a gennaio e massimi di 24-25 °C ad agosto. Secondo la classificazione climatica di Thornthwaite

(1948), queste caratteristiche fanno rientrare l'area investigata nella categoria subarida C_1 (Barazzuoli *et al.*, 1993).

I depositi plio-quadernari prevalentemente continentali (ghiaie, sabbie, argille, calcareniti) della costa grossetana ospitano importanti acquiferi e sono caratterizzati da un grado variabile di infiltrazione delle acque meteoriche (direttamente ed indirettamente dal reticolo fluviale) e da una discreta circolazione sotterranea sia epidermica che profonda (pianura di Grosseto, basse valli del Pecora e dell'Albegna); anche le successioni carbonatiche, prevalentemente triassiche, si distinguono per l'elevata infiltrazione e la notevole circolazione sotterranea (zone di Orbetello e di Capalbio, Monti dell'Uccellina, Monte Argentario). I restanti complessi (depositi marini e continentali miopliocenici, successioni prevalentemente flyschoidi cretaco-mioceniche, rocce metamorfiche permo-triassiche) mostrano invece una limitata circolazione sotterranea e sorgenti generalmente di scarsa consistenza e con caratteri di intermittenza.

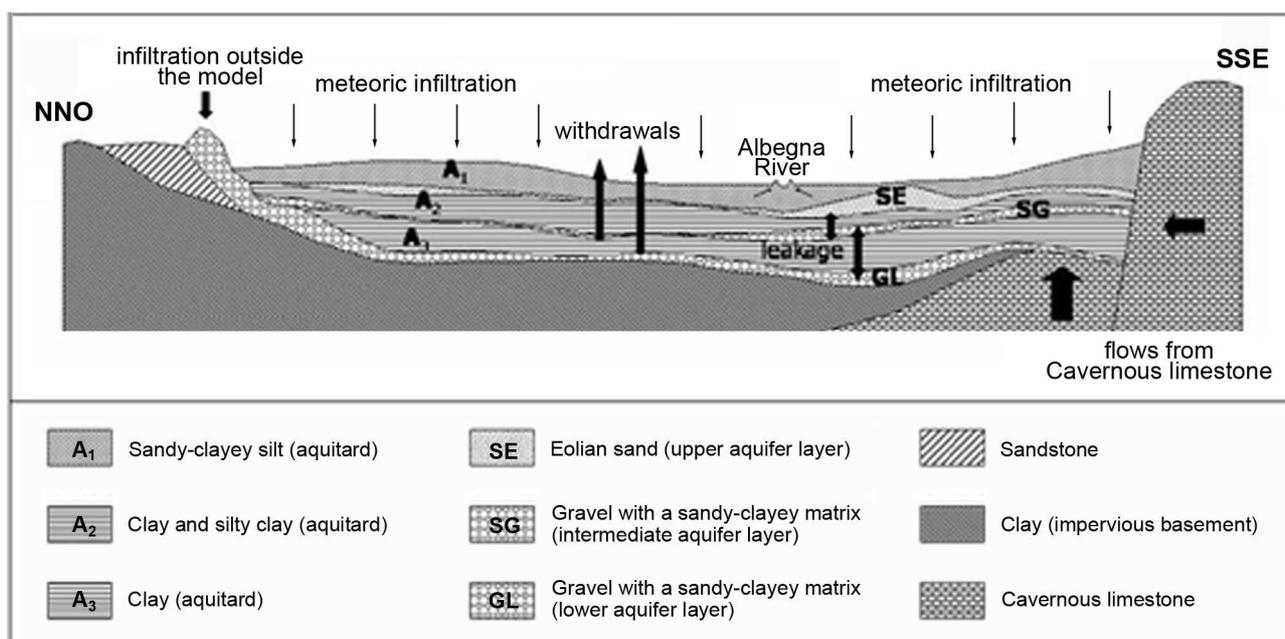


1. Schema idrogeologico della Toscana meridionale (Barazzuoli *et al.*, 2004, modificato): 1) spartiacque morfologico; 2) depositi prevalentemente continentali costituiti da ghiaie, sabbie, argille, calcareniti (Pliocene-Quaternario); 3) rocce vulcaniche (Pliocene-Quaternario); 4) depositi marini e continentali composti da conglomerati, sabbie, argille, calcareniti (Miocene-Pliocene); 5) successioni prevalentemente flyschoidi costituite da formazioni argillose, arenacee e marnose dominanti, con irregolari intercalazioni di livelli calcarei, ofiolitici, ecc. (Cretaceo-Miocene); 6) successioni carbonatiche, talvolta con alternanze marnose e siliciche (Triassico-Miocene); 7) rocce plutoniche (Pliocene-Quaternario) e metamorfiche (Carbonifero-Triassico); 8) stazione idrometrografica (con relativo numero d'ordine); 9) zone indagate (A = dal F. Osa al T. Chiarone; B = Pianura di Grosseto; C = Pianura di Follonica), la cui numerazione interna si riferisce al codice del corpo idrico sotterraneo significativo ai sensi della Del. n. 939 del 26 ottobre 2009 (Regione Toscana, 2009).

Settore meridionale (dal F. Osa al T. Chiarone)

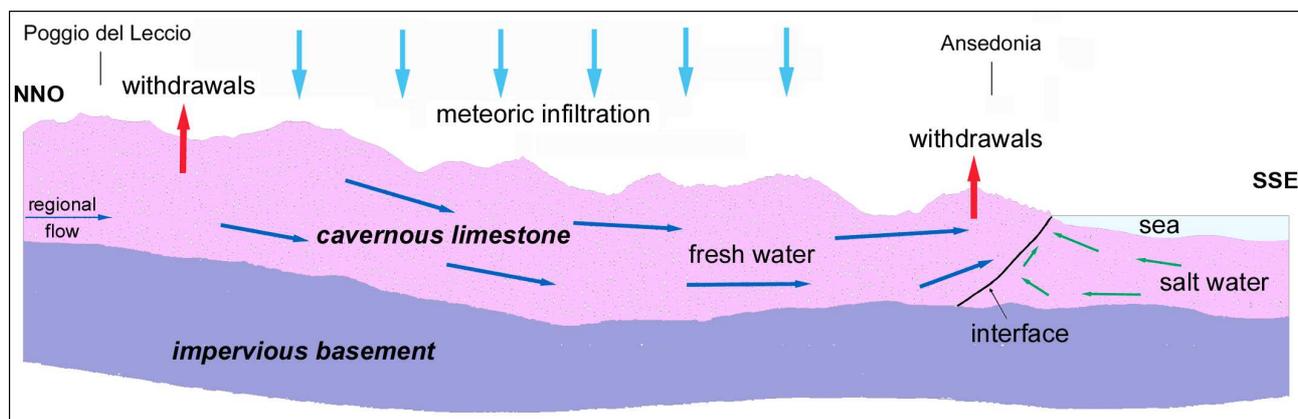
GEOMETRIA E STRUTTURA DEGLI ACQUIFERI

I depositi plio-pleistocenici della pianura dell'Albegna contengono un sistema acquifero multifalda costituito da livelli sabbioso-ghiaiosi accorpabili in tre principali orizzonti produttivi (fig. 2). Questi livelli risultano solitamente separati da acquitardi composti da depositi argillosi con limi e/o sabbie in proporzioni variabili; un altro acquitardo, formato da limi argilloso-sabbiosi, si ritrova alla sommità della serie. Il sistema poggia su di un substrato argilloso impermeabile, eccetto lungo i suoi limiti laterali dove sono invece possibili collegamenti idrici con l'esterno per la presenza di rocce più o meno permeabili. A SE, il Calcarea cavernoso è in contatto per faglia con i livelli produttivi ed è quindi probabile che esistano scambi idrici con un'alimentazione naturale dalla formazione calcarea verso le alluvioni; in questi ultimi anni la situazione si è stabilmente invertita a causa dei forti emungimenti attuati nell'acquifero carbonatico per fini acquedottistici. La ricarica del sistema avviene, per la maggior parte, attraverso l'infiltrazione diretta delle precipitazioni nella pianura; ulteriori contributi sono forniti da quella negli orizzonti permeabili degli affioramenti esterni (flussi laterali, a nord ed est) e dalle immissioni d'acqua attraverso il contatto alluvioni-Calcarea cavernoso (flussi laterali e verticali, a SE). Il deflusso naturale si realizza in modo diffuso verso il mare e l'Albegna; l'estrazione intensiva dell'acqua di falda per mezzo dei pozzi costituisce il deflusso artificiale. Nell'acquifero si hanno scambi idrici sia per cause naturali (*leakage*, chiusura degli acquitardi) che artificiali (pozzi multifinestrati). L'Albegna svolge un ruolo importante in questo sistema, esercitando un'azione drenante sulla falda in gran parte del suo corso; il fiume contribuisce all'alimentazione dell'acquifero in periodi variabili dell'anno a seconda del settore.



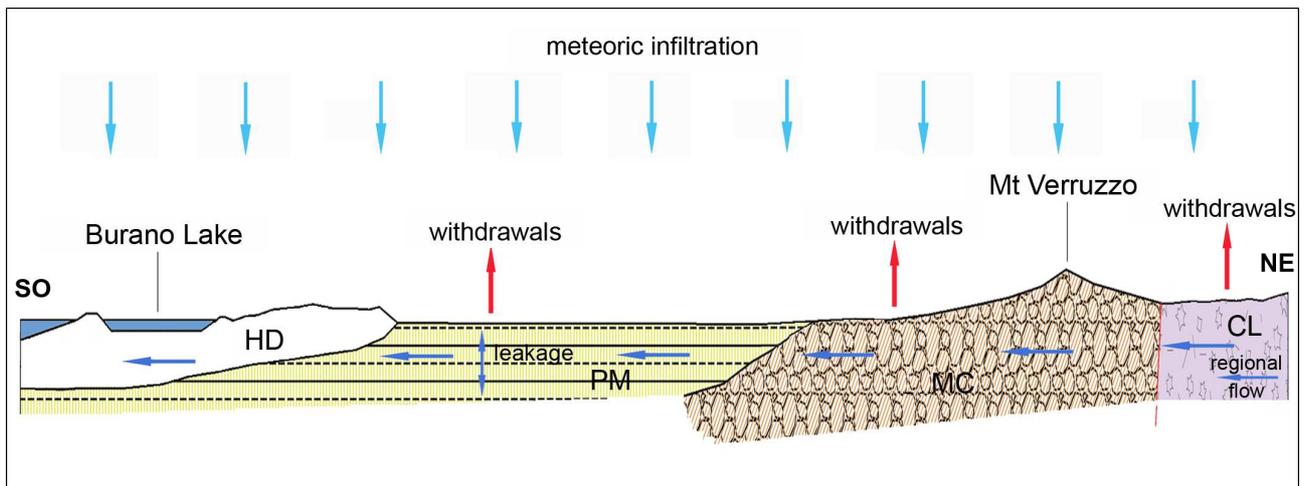
2. Sezione schematica e modello concettuale del sistema acquifero multifalda ospitato nei sedimenti eolici ed alluvionali della pianura dell'Albegna (Barazzuoli *et al.*, 2008, modificata). La scala delle altezze è 20 volte quella delle lunghezze.

Il sistema acquifero carbonatico, ubicato ad est della Laguna di Orbetello, presenta un'ampia e complessa circolazione idrica (fig. 3), è altamente permeabile per fessurazione e carsismo ed è pesantemente sfruttato per uso ittico ed acquedottistico. Condotti, fratture e porosità matriciale coesistono nell'acquifero; dati ed osservazioni di campagna (*karst index* = 0,63 doline/km²) suggeriscono che la permeabilità associata alla porosità secondaria (condotte e fratture) è dello stesso ordine di grandezza di quella primaria. L'acquifero sovrasta un basamento impermeabile, formato da rocce metamorfiche triassiche, che nella zona di Ansedonia raggiunge profondità massime di 350-400 m; il flusso lungo l'interfaccia acqua dolce/acqua salata può quindi provenire da notevoli profondità, con la risalita di acque di differente età, salinità e temperatura. La ricarica del sistema avviene in prevalenza con l'infiltrazione diretta delle precipitazioni nel deposito calcareo; è probabile anche un contributo di circolazione regionale (flussi laterale, da NE). Il deflusso naturale si realizza in modo diffuso verso il mare, la laguna e la pianura dell'Albegna; l'estrazione intensiva dell'acqua di falda per mezzo dei pozzi costituisce il deflusso artificiale.



3. Sezione schematica e modello concettuale del sistema acquifero contenuto nel Calcare cavernoso ubicato ad est della Laguna di Orbetello (Nocchi & Salleolini, 2013, modificata). La scala delle altezze è due volte quella delle lunghezze.

Le conoscenze idrogeologiche acquisite a sud di Ansedonia consentono di pervenire ad una schematizzazione concettuale assai meno affidabile delle precedenti (fig. 4). Nella fascia costiera i depositi quaternari contengono orizzonti di varia produttività costituiti da lenti sabbioso-ghiaiose inglobate in una predominante litologia limoso-argillosa di bassa permeabilità; il settore collinare è invece localmente interessato da formazioni di medio-alta permeabilità (depositi travertinosi, conglomerati pliocenici, Calcare cavernoso), dove sono perforati pozzi di buona produttività. La ricarica degli acquiferi avviene in genere tramite l'infiltrazione diretta delle precipitazioni nei vari depositi permeabili; all'interno del Calcare cavernoso, è possibile un contributo di circolazione regionale con caratteristiche simili a quelle prima descritte. Il deflusso naturale si realizza in modo diffuso verso il Lago di Burano ed il mare; l'estrazione dell'acqua di falda per mezzo dei pozzi costituisce il deflusso artificiale. Nei sedimenti quaternari, sono probabili scambi idrici per cause sia naturali che artificiali.



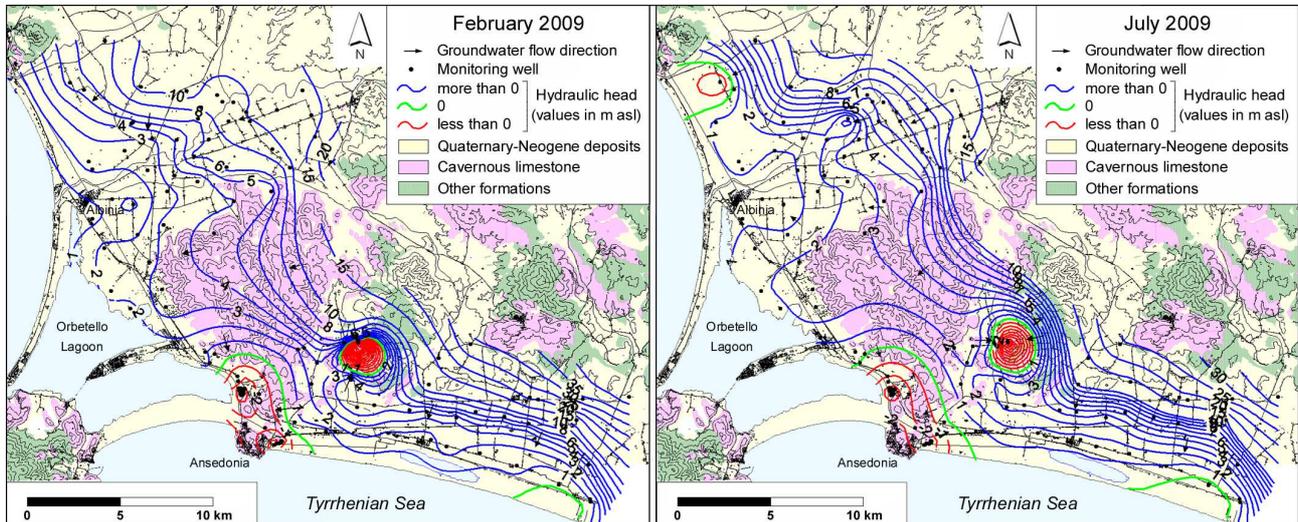
4. Sezione schematica e modello concettuale degli acquiferi ospitati nei sedimenti neoautoctoni e nel Calcare cavernoso a sud di Ansedonia (Bianchi *et al.*, 2011, modificata): HD = depositi olocenici; PM = argille e sabbie marine pleistoceniche; MC = conglomerati miocenici; CL = Calcare cavernoso. La scala delle altezze è tre volte quella delle lunghezze.

DISTRIBUZIONE DEL CARICO IDRAULICO

I dati raccolti mettono in evidenza che gli acquiferi sono generalmente liberi (o semiconfinati) nei settori interni e diventano semiconfinati (o confinati) verso il mare per la presenza di coperture e/o intercalazioni semipermeabili (o impermeabili); l'acquifero carbonatico è libero dove affiora il Calcare cavernoso e semiconfinato (o confinato) nel resto dell'area. Le superfici piezometriche ricostruite (fig. 5) mostrano il pesante condizionamento operato dagli emungimenti sullo spostamento delle acque sotterranee, con la formazione di aree a piezometria negativa coincidenti con le principali zone di captazione; nel periodo estivo, le maggiori depressioni sono ubicate presso il F. Osa (fino ai -4 m s.l.m.), nella zona di Ansedonia (fino ai -5 m s.l.m. degli impianti di piscicoltura) e, soprattutto, a NE di Ansedonia (zona Le Forane) dove il pompaggio attuato per l'acquedotto genera addirittura valori di -30 m s.l.m. Il movimento generale del flusso idrico è verso la laguna e il mare. Nella pianura dell'Albegna le principali direzioni di flusso provengono da nord e NE, convergono in corrispondenza del fiume (che costituisce quindi il principale asse di drenaggio della falda) e proseguono poi insieme fino al mare. Nei rilievi ad est della Laguna di Orbetello è probabile la presenza di un contributo di circolazione regionale, che si aggiunge al quantitativo di ricarica meteorica infiltratasi direttamente nel deposito carbonatico. A sud di Ansedonia è presente un prevalente flusso proveniente da NNE, che si origina nei rilievi capalbiesi. La pendenza della superficie piezometrica è debole (il gradiente idraulico è 1-2 ‰ nella pianura dell'Albegna e 4-6 ‰ nella fascia pedecollinare capalbiese) e sostanzialmente costante; fanno eccezione le zone di Ansedonia e Le Forane, dove il maggiore gradiente è associato ai locali forti prelievi di acqua sotterranea.

La variazione piezometrica tra febbraio e luglio 2009 è mediamente di -1,8 m, con valori massimi di quasi -10 m, e deriva ovviamente dalla combinazione dei quantitativi idrici in uscita ed in entrata negli acquiferi; in relazione a quest'ultimi, il confronto tra le precipitazioni medie annue del

trentennio 1967-1996 (632 mm) e quelle del periodo 2008-2009 (1134 mm, con un aumento del 79 %) suggerisce che l'abbassamento della piezometria non possa certo imputarsi alla generale tendenza verso la riduzione della ricarica meteorica che caratterizza in modo più o meno marcato tutto il territorio della Toscana meridionale. In sostanza, il calo piezometrico riscontrato tra febbraio e luglio appare semplicemente la conseguenza degli emungimenti primaverili-estivi di acqua sotterranea effettuati per vari usi, ma soprattutto per le esigenze agricole e turistiche.



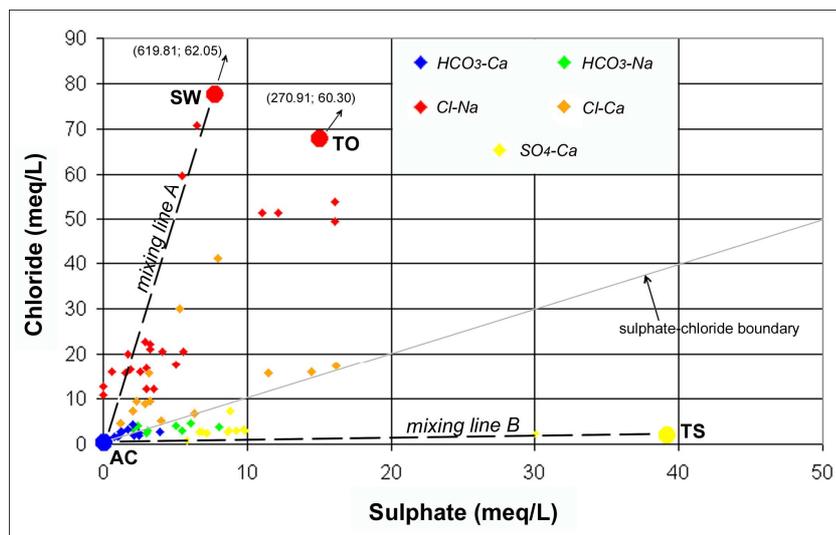
5. Carte delle isopiezometriche di falda (Bianchi *et al.*, 2011). Le perforazioni che attraversano gli acquiferi presentano al loro interno un livello d'acqua la cui quota (elevazione al di sopra del livello medio del mare) rappresenta il locale *carico idraulico*, detto anche comunemente *livello piezometrico*. L'insieme di tali livelli, misurati in differenti punti ad una data stabilita, costituisce la superficie piezometrica della falda; analogamente alle quote del livello del suolo che consentono di tracciare la superficie topografica, la superficie piezometrica è rappresentabile su apposite carte con curve di uguale livello piezometrico o curve isopiezometriche. Detta superficie presenta una pendenza (variabile nel tempo e nello spazio) che è possibile misurare sulla carta delle isopiezometriche dividendo il dislivello tra due isolinee successive per la loro distanza minima: si ottiene così il valore del *gradiente idraulico* (o cadente piezometrica).

QUALITÀ DELL'ACQUA DI FALDA

Il chimismo maturo delle normali acque sotterranee delle pianure costiere grossetane, causato dalla concentrazione progressiva lungo il flusso (*aging process*), è talvolta modificato in modo significativo da intrusioni saline solfatiche e/o cloruriche (*mixing process*) e da scambi ionici con la matrice (*cation exchange process*). La figura 6 mostra che le acque studiate sono caratterizzate dalla coesistenza delle principali facies idrochimiche e da locali fenomeni di compensazione della variabilità chimica, attivati dall'interazione acqua/matrice e comuni negli acquiferi costieri interessati da un processo di salinizzazione (Kim *et al.*, 2003; Capaccioni *et al.*, 2004; Faye *et al.*, 2005).

La facies bicarbonato-calcica (HCO_3-Ca), presente soprattutto nelle zone interne, è da collegarsi ad una circolazione recente e relativamente superficiale di ricarica meteorica. La facies solfato-calcica (SO_4-Ca), riscontrabile in pozzi ubicati nella pianura dell'Albegna, è da associare al flusso di falda proveniente da NE; tale flusso appare alimentato dall'infiltrazione meteorica e dalla filtrazione delle acque fluviali, le quali risultano pressoché identiche a quelle che dalle Terme di Saturnia si immettono nell'alto corso dell'Albegna e ne costituiscono la maggior parte del flusso di base. Il

chimismo rilevato in alcuni pozzi a NE di Ansedonia appare legato alla circolazione idrica nella falda di base del Calcarea cavernoso, la quale è alimentata dalla ricarica meteorica e da un probabile contributo di flusso regionale. La facies clorurato-alcalina (*Cl-Na*) è rilevabile lungo tutta la fascia costiera ed è dovuta al miscelamento di acque continentali e marine in diverse proporzioni, che è influenzato dalle diffuse depressioni piezometriche; infatti, la facies occupa all'incirca la zona con piezometrie inferiori a 2 m s.l.m. e concentrazioni di cloruri maggiori di 500 mg/L. Il chimismo marino si ritrova pressoché invariato in diversi pozzi ad uso ittico (zona di Ansedonia).

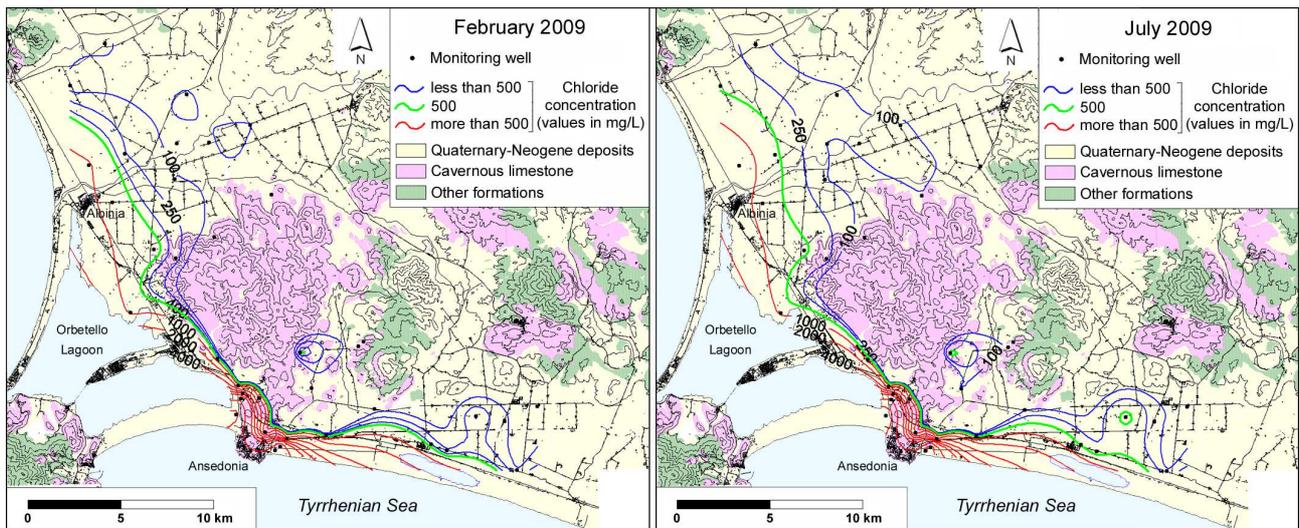


6. Diagramma di correlazione Cl vs SO₄ dei campioni d'acqua di falda (Bianchi *et al.*, 2011): valori di febbraio e luglio 2009. Il diagramma riporta anche il chimismo delle sorgenti termominerali "Saturnia" (TS) ed "Osa" (TO), del mare (SW) e di una tipica acqua continentale di circolazione recente e superficiale alimentata dalla ricarica meteorica (AC).

L'analisi della figura 6 consente anche di individuare acque *Cl-Na* (comprese le Terme dell'Osa) che presentano un arricchimento in solfati e calcio rispetto a quelle presenti lungo la *mixing line A*; tale variazione di chimismo può essere ricondotta ad una miscelazione tra acque *SO₄-Ca* di circolazione regionale ed acque *Cl-Na* di probabile origine marina, che spiega anche la formazione di acque con facies *Cl-Ca* per le quali intervengono pure reazioni di scambio ionico inverso. Infine, la facies *HCO₃-Na* è da associare a fenomeni di scambio ionico diretto su acque *HCO₃-Ca* in formazioni caratterizzate dalla relativa abbondanza della frazione argillosa.

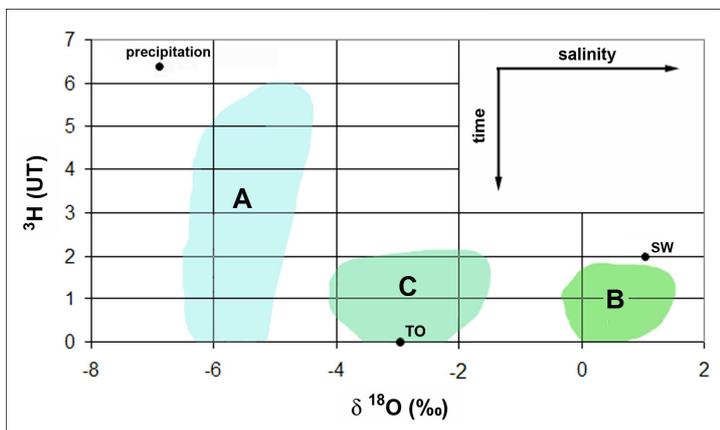
La distribuzione del tenore in cloruri (fig. 7) consente di evidenziare il notevole degrado della qualità dell'acqua di falda lungo tutta la fascia costiera fino alla località Diacciobello (NNE di Ansedonia, dove si registrano valori di 600 mg/L), ad eccezione della zona prossima alla foce dell'Osa e del tratto compreso tra il Lago di Burano ed il T. Chiarone; il valore medio globale è di quasi 700 mg/L (27 % della salinità totale). L'acquifero carbonatico, caratterizzato da una concentrazione media di circa 1000 mg/L, è molto vulnerabile all'inquinamento idroveicolato a causa della sua elevata permeabilità per fessurazione e carsismo; le attuali conoscenze indicano concordemente che la zona di Ansedonia è l'ingresso principale dell'intrusione marina. Riguardo alla pianura dell'Albegna, le acque con più alte concentrazioni di cloruri si riscontrano in pozzi finestrati nel livello acquifero inferiore (ghiaie e sabbie plioceniche) ed ubicati nel settore prospiciente la costa dov'è più marcata la

depressione piezometrica; la propagazione dell'acqua di mare è anche favorita dalle caratteristiche costruttive dei pozzi (multifinestratura).



7. Carta del tenore in cloruri nell'acqua di falda (Bianchi *et al.*, 2011).

Il diagramma della figura 8, che consente sostanzialmente il confronto tra i fattori tempo (asse ^3H) e salinità (asse $\delta^{18}\text{O}$), individua le seguenti tipologie: **A**) acque in cui il contributo marino non supera il 10 %, che si differenziano per il contenuto in trizio e quindi per il tempo intercorso tra l'infiltrazione ed il campionamento. In particolare, la fascia costiera della pianura dell'Albegna e l'acquifero carbonatico nei pressi della Laguna di Ponente mostrano acque sotterranee aventi tenori isotopici molto bassi ($0-1 \text{ } ^3\text{H}$ vs $-6-5 \text{ } \delta^{18}\text{O}$) per cui rappresentano il luogo d'incontro tra acque continentali e marine con lunghi tempi di residenza nel sottosuolo; **B**) acque estratte dalla maggior parte dei pozzi ad uso ittico, in cui si riconosce un contributo marino usualmente superiore al 90 % e che sono molto simili riguardo al contenuto isotopico. La loro origine appare dovuta ad una circolazione più o meno profonda d'acqua di mare, con tempi di residenza medio-lunghi nel sottosuolo durante la risalita lungo l'interfaccia acqua dolce/acqua salata; **C**) acque con caratteristiche intermedie rispetto alle precedenti, che comprendono la sorgente termale dell'Osa ed alcuni pozzi per la piscicoltura.

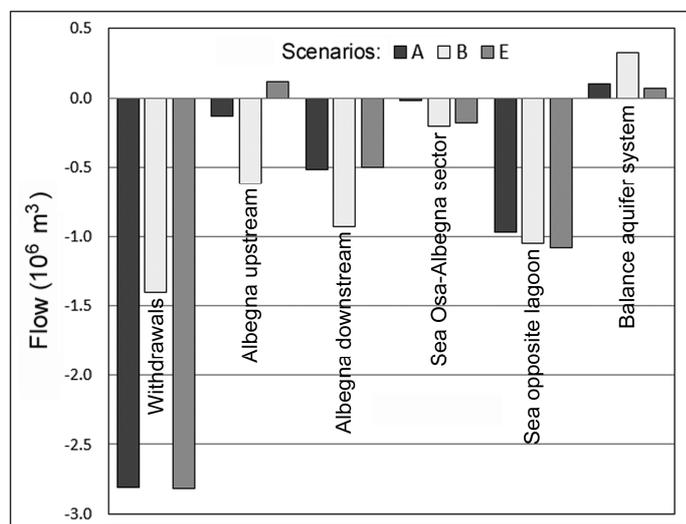


8. Diagramma di correlazione ^3H vs $\delta^{18}\text{O}$ dei campioni d'acqua di falda (Bianchi *et al.*, 2011, modificato): valori medi 2004-2009. Il diagramma riporta anche il contenuto isotopico della sorgente termominerale "Osa" (TO), del mare (SW) e quello della pioggia per l'Italia centrale. Il significato dei simboli **A**, **B** e **C** è riportato nel testo. Gli isotopi stabili dell'acqua (^{18}O e ^2H) servono a caratterizzarla e a determinarne l'origine. Il trizio (^3H), isotopo radioattivo con tempo di dimezzamento di 12,43 anni, viene utilizzato per calcolare l'età relativa dei campioni (cioè, del tempo intercorso dalla separazione dal sistema atmosferico) coprendo un intervallo di circa 50 anni.

EVOLUZIONE DEI SISTEMI ACQUIFERI

Sul medio-lungo periodo gli effetti di una determinata politica di gestione del territorio sono spesso difficili da prevedere, specie se questa riguarda il fenomeno dell'intrusione marina che ha ancora molteplici aspetti da chiarire (Bear *et al.*, 1999; Cheng & Ouazar, 2004). Per una gestione delle acque sotterranee corretta e lungimirante si richiede, pertanto, l'utilizzo di modelli numerici finalizzati a testare scenari di sfruttamento, considerando non solo gli aspetti tecnici, ma anche quelli economici, legali, sociali e politici (Emch & Yeh, 1998; van Dam, 1999; Bear, 2004; Maimone *et al.*, 2004).

Il modello numerico, sviluppato per la simulazione idrodinamica dell'acquifero plio-pleistocenico della pianura dell'Albegna (Barazzuoli *et al.*, 2008), indica un sostanziale equilibrio medio tra entrate ed uscite nonostante che nella fascia litoranea sia presente l'intrusione marina. Il modello evidenzia che il problema è legato essenzialmente all'emungimento concentrato nella stagione irrigua che richiama acqua di mare, soprattutto nel tratto Osa-Albegna, a cui si aggiungono le ingressioni lungo il fiume che vanno talvolta ad alimentare la falda. Il deterioramento qualitativo della falda sembra quindi da associare più alle modalità del prelievo (dove e quando) che ai considerevoli quantitativi complessivamente estratti (circa $3 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{anno}$). Gli effetti di ipotetici scenari di sfruttamento dell'acquifero sono stati stimati in termini di evoluzione del bilancio idrico e dei carichi idraulici a partire da febbraio 2003 (fig. 9); le previsioni riguardano i successivi 10 anni e prendono in considerazione il locale *trend* climatico.

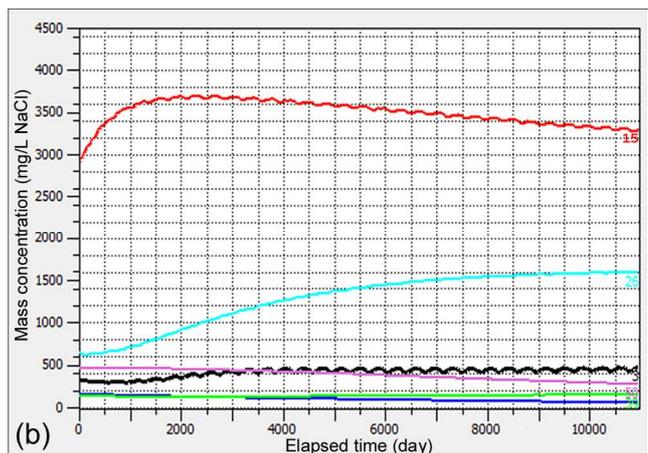
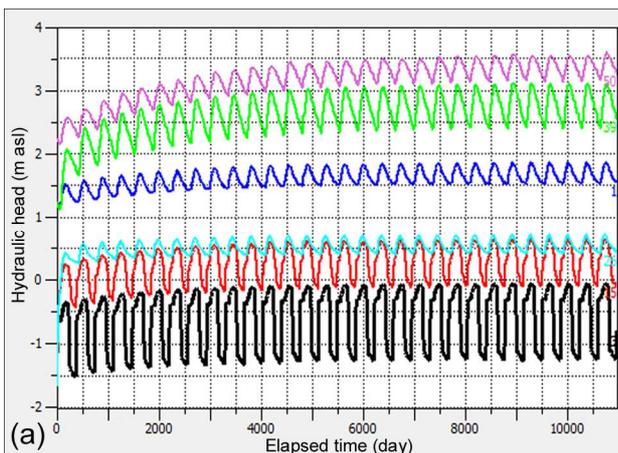


9. Bilancio idrico di ipotetici scenari di sfruttamento (febbraio 2012 - febbraio 2013) dell'acquifero plio-pleistocenico della pianura dell'Albegna (Barazzuoli *et al.*, 2008); i valori positivi indicano le entrate nel sistema, mentre quelli negativi indicano le uscite. Albegna: *upstream* = dalla località Marsiliana alla confluenza con il T. Magione; *downstream* = dalla confluenza con il Magione alla foce. Mare: *Osa-Albegna sector* = dalla foce dell'Osa a quella dell'Albegna; *opposite lagoon* = dalla foce dell'Albegna all'estremità sud del modello. Scenari: A = mantenimento delle attuali condizioni di sfruttamento; B = dimezzamento della portata estratta da tutti i pozzi della pianura, ma senza spostarli; E = spostamento di tutti i pozzi costieri ad almeno 3 km dalla linea di costa ed il mantenimento dell'attuale emungimento complessivo.

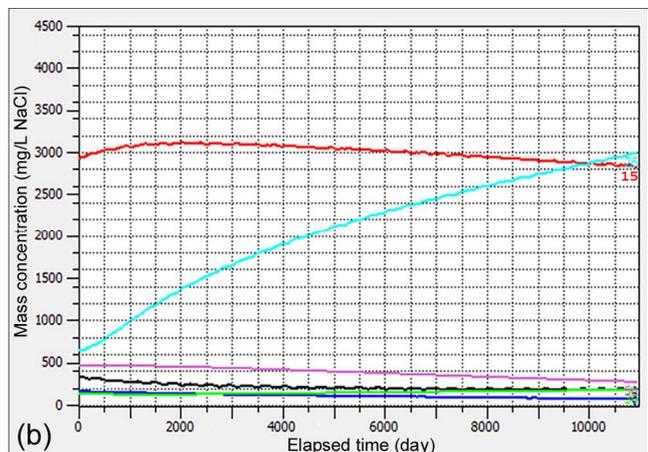
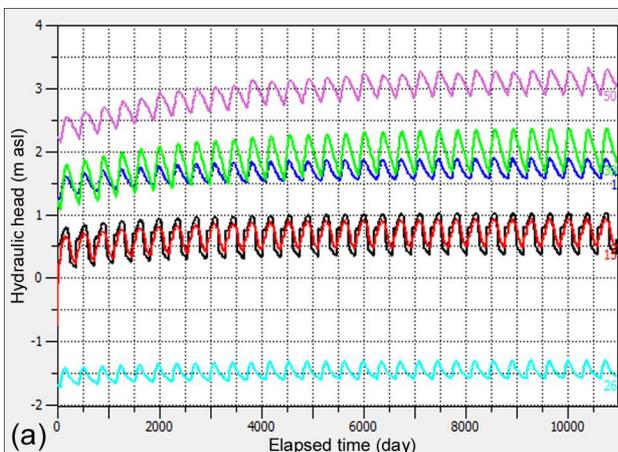
In relazione al limite costiero, negli scenari B ed E si riscontra un incremento del deflusso di falda verso il mare, specialmente nel settore Osa-Albegna più interessato dagli emungimenti; pertanto, anche il solo spostamento dei pozzi costieri determina la riduzione dell'intrusione marina e può realmente contrastare la degradazione della qualità dell'acqua di falda. Considerando però la superficie piezometrica alla fine della simulazione relativa allo scenario A e le sue variazioni rispetto ai valori calcolati negli scenari B ed E, si può concludere che solamente una forte diminuzione

dell'acqua estratta dall'acquifero potrebbe portare alla riattivazione del deflusso netto di falda verso il mare e, soprattutto, verso il fiume; infatti, lo spostamento dei pozzi senza un calo significativo delle portate emunte provocherebbe anche un abbassamento del livello piezometrico (una maggiore aliquota d'acqua dolce verrebbe estratta dall'acquifero).

Il modello numerico, sviluppato per la simulazione idrodinamica e idrochimica dell'acquifero carbonatico (Nocchi & Salleolini, 2013), evidenzia un saldo negativo di quasi $9 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{anno}$ per il bilancio d'acqua dolce del sistema anche in un periodo idrologico caratterizzato da una ricarica superiore alla media (+19 % nel 2004-2005), identificando una situazione di reale sovrasfruttamento dell'acquifero causata soprattutto dal quantitativo d'acqua dolce (circa $8 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{anno}$, 17 % del totale) estratto dagli impianti di piscicoltura insieme all'acqua di mare, ma anche dagli emungimenti per usi irrigui ($0,3 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{anno}$) e domestici ($6,5 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{anno}$). A partire da ottobre 2005, gli effetti di ipotetici scenari di sfruttamento dell'acquifero sono stati stimati in termini di evoluzione dei carichi idraulici e della salinità, nonché di bilancio idrico medio (figg. 10 e 11); tali previsioni riguardano i successivi 30 anni e prendono in considerazione il locale *trend* climatico.



10. Previsioni relative allo scenario C fino al 30 settembre 2035 per alcuni pozzi di osservazione dell'acquifero carbonatico ubicato ad est della Laguna di Orbetello (Nocchi & Salleolini, 2013): a) carico idraulico; (b) concentrazione salina. Scenario: dimezzamento della portata estratta dai pozzi degli impianti ittici.



11. Previsioni relative allo scenario D fino al 30 settembre 2035 per alcuni pozzi di osservazione dell'acquifero carbonatico ubicato ad est della Laguna di Orbetello (Nocchi & Salleolini, 2013): a) carico idraulico; (b) concentrazione salina. Scenario = dimezzamento della portata estratta dai pozzi dell'acquedotto.

Ne deriva che l'odierno sistema di sfruttamento dell'acquifero condurrà, in ogni caso, ad un peggioramento della qualità chimica dell'acqua e la velocità di degradazione dipenderà dai tassi effettivi di ricarica. Inoltre, ai fini di una gestione sostenibile dell'acquifero, risulta più idoneo ridurre gli emungimenti destinati all'acquedotto rispetto a quelli a carico degli impianti di piscicoltura, i quali hanno un impatto più localizzato sulla degradazione della qualità della falda. Il discorso cambia se si considera, invece, la posizione dell'interfaccia acqua dolce/acqua salata; l'analisi dello scenario D mostra, infatti, che la riduzione degli emungimenti per l'acquedotto provoca l'aumento della concentrazione salina nelle zone prossime agli impianti ittici.

IPOTESI DI GESTIONE

Gli interventi atti a contrastare l'avanzamento nell'entroterra dell'intrusione marina sono realmente efficaci solo se comprendono la copertura del deficit di bilancio che ha causato il degrado qualitativo della falda; gli interventi parziali, finalizzati solamente a bloccare l'ingressione marina, generano altri inconvenienti tipici del sovrasfruttamento degli acquiferi (depauperamento delle risorse e riserve idriche, peggioramento progressivo della qualità chimica dell'acqua, ecc.). L'unica soluzione al problema, ragionevole e praticabile, appare quindi la gestione integrata delle risorse idriche superficiali e sotterranee, tenendo presente la quantità e la qualità dell'acqua per i vari usi (Emch & Yeh, 1998; van Dam, 1999; Maimone *et al.*, 2004; Bear, 2004), anche se in Italia rimane molto da fare in termini di pianificazione territoriale e di mitigazione dei conflitti tra gli utilizzatori (Barrocu, 2003).

In generale, pertanto, dovrebbero prendersi in considerazione interventi come la riutilizzazione di acque reflue depurate, la realizzazione di invasi artificiali e di opere di derivazione da corsi d'acqua, ecc., capaci di migliorare in modo diretto e/o indiretto il bilancio idrico degli acquiferi; queste operazioni comportano però notevoli impegni finanziari e quindi dovrebbero essere attuate solamente a seguito di accurati studi idraulici ed idrogeologici che ne dimostrino la fattibilità e l'efficacia. Anche il doveroso rifacimento dei tratti obsoleti della rete acquedottistica consente, di fatto, il recupero di risorse idriche a vantaggio dell'equilibrio di bilancio.

Il degrado della qualità chimica della falda contenuta nel sistema acquifero multifalda della pianura dell'Albegna è legato essenzialmente ai cospicui emungimenti, in prevalenza ad uso agricolo, concentrati nella stagione irrigua che richiamano acqua di mare soprattutto nel tratto Osa-Albegna. In questo caso, la soluzione più appropriata appare quella di sostituire il quantitativo estratto con acqua reflua depurata e/o acqua superficiale trattenuta con invasi artificiali; un'altra soluzione ipotizzabile è quella di realizzare impianti di ricarica artificiale della falda mediante pozzi di iniezione o bacini di infiltrazione delle acque reflue depurate e/o canali di infiltrazione di portate invernali dei corsi d'acqua. Ovviamente, possono essere previste anche soluzioni miste.

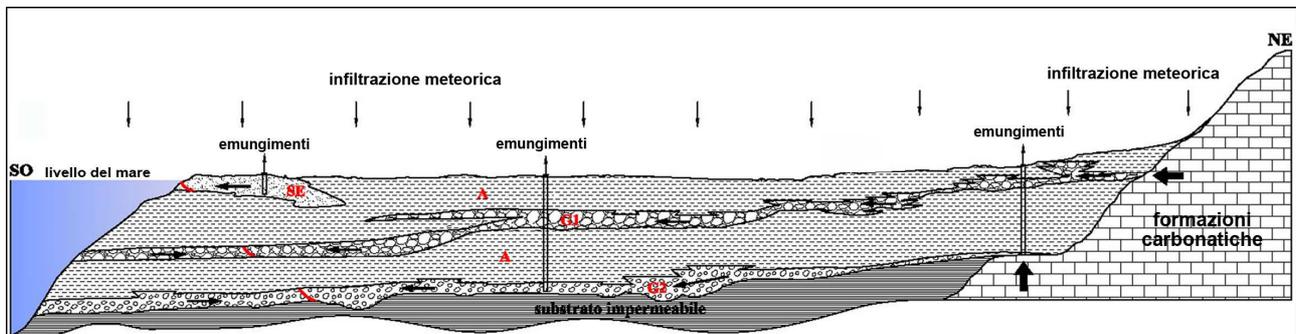
Il sovrasfruttamento dell'acquifero carbonatico ad est della Laguna di Orbetello è causato soprattutto dall'estrazione di un consistente quantitativo d'acqua dolce da parte degli impianti di piscicoltura, che sono invece interessati ad utilizzare solo acqua salata al fine di garantire la continuità e la qualità della produzione ittica; ciò potrebbe ottenersi mediante l'approfondimento dei pozzi fino a quote dell'acquifero occupate stabilmente da acqua di mare (Nocchi & Salleolini, 2013), in modo da realizzare una sorta di efficiente barriera dinamica con emungimento (Sherif & Hamza, 2001; Kacimov *et al.*, 2009; Pool & Carrera, 2010). Anche in questo caso, inoltre, si dovrebbe prevedere la sostituzione dell'acqua di falda estratta a scopo irriguo con acqua reflua depurata e/o acqua superficiale trattenuta con invasi artificiali; le caratteristiche di permeabilità del materiale acquifero (Calcare cavernoso) e la posizione altimetrica dei relativi affioramenti sconsigliano, invece, sia la realizzazione di impianti di ricarica artificiale della falda con pozzi di iniezione o bacini di infiltrazione delle acque reflue depurate, che l'adozione di canali di derivazione di portate invernali dei corsi d'acqua. Un importante intervento migliorativo consiste anche nella riduzione significativa delle portate estratte dai pozzi dell'acquedotto, accompagnata magari da un'opportuna riprogettazione della rete di questi pozzi in modo da ottenere una maglia più regolare, più lontana dalla costa e con portate emunte meglio distribuite (oltre al necessario rifacimento dei tratti obsoleti della rete).

Settore centrale (Pianura di Grosseto)

GEOMETRIA E STRUTTURA DELL'ACQUIFERO

La correlazione su base stratigrafico-ambientale dei sedimenti recenti della pianura di Grosseto ha permesso di conseguire un modello geometrico-strutturale del sistema acquifero multifalda idoneo all'individuazione delle principali unità idrostratigrafiche (fig. 12). Più in particolare, la successione sedimentaria pleistocenica e olocenica delle paleo-valli fluviali dell'Ombrone e del Bruna è stata suddivisa in due sequenze, separate da una superficie di *unconformity*, che si sono formate durante la fase di stazionamento basso dell'ultima fase glaciale (Aldinucci *et al.*, 2012). La prima (Pleistocene superiore) è rappresentata da limi di piana esondabile a cui si intercalano corpi ghiaioso-sabbiosi che esprimono il riempimento di canali fluviali; in prossimità del substrato pre-neogenico, questi depositi passano e si interdigitano a sedimenti grossolani con scarsa maturità tessiturale e sedimenti eluvio-colluviali. La seconda (fine Pleistocene - Olocene) è caratterizzata, invece, da tre distinte tipologie sedimentarie: *i) quella di riempimento della paleo-valle dell'Ombrone*, con spessore massimo di 73 m. Nei primi 24 m essa mostra ghiaie fluviali, mentre nella parte restante è costituita da un sistema di estuario (da legarsi alla trasgressione versiliana) con cordoni sabbiosi limitanti verso terra un'area marina ristretta relativamente profonda e ghiaie sabbiose delizie passanti verso terra a depositi ghiaioso-sabbiosi fluviali e limi di piana esondabile; *ii) quella di riempimento della paleo-valle del Bruna*, con spessore massimo di 32 m. Essa inizia con ghiaie e

sabbie fluviali nelle aree assiali (spessore massimo di 16 m), che verso l'alto passano ad argille di estuario a loro volta laterali a sabbie costiere dalle quali sono spesso ricoperte unitamente ad argille lagunari; iii) *quella di interfluvio*, depostasi sopra un alto morfologico della superficie di *unconformity* e comprendente limi di piana esondabile passanti verso mare a cordoni sabbiosi con spessore massimo di 8 m.



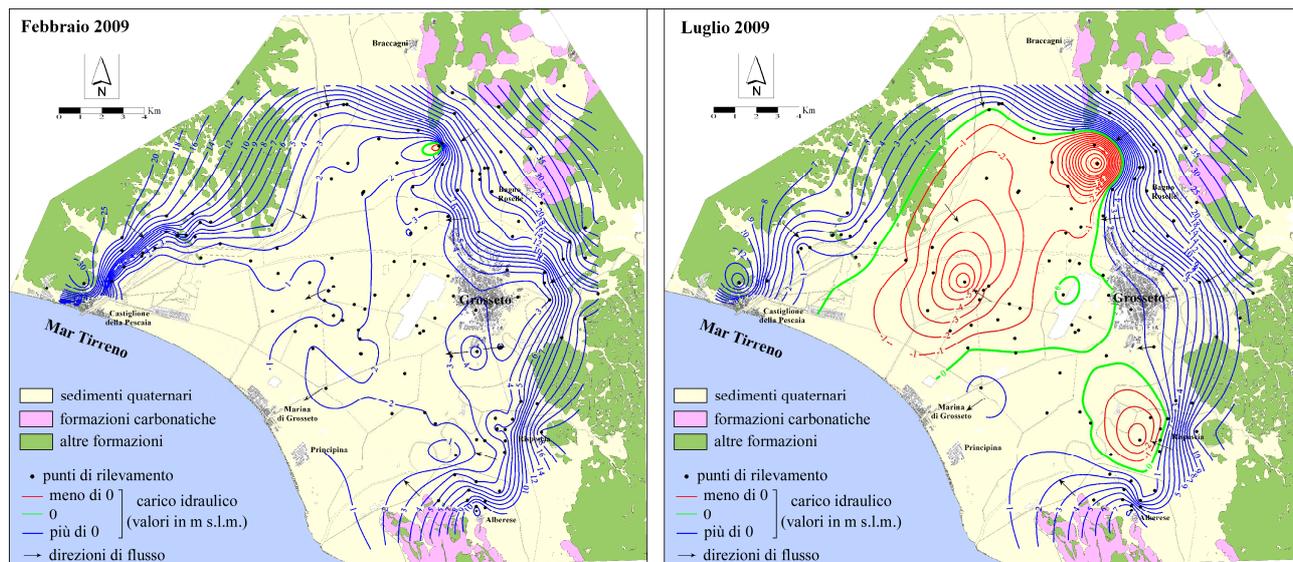
12. Schema concettuale del sistema acquifero multifalda ospitato nei sedimenti recenti della pianura di Grosseto (Aldinucci *et al.*, 2012): **SE** = sabbie costiere (acquifero dunale); **A** = argille limoso-sabbiose (acquitardo); **G1** = ghiaie e sabbie (livello acquifero intermedio); **G2** = ghiaie e sabbie (livello acquifero inferiore). La scala delle altezze è 30 volte quella delle lunghezze.

Questo sistema acquifero poggia in prevalenza su di un substrato argilloso impermeabile, mentre lungo i suoi limiti laterali sono possibili collegamenti idrici con l'esterno per la presenza di rocce più o meno permeabili. Nelle zone di Bagno Roselle ed Alberese, le formazioni carbonatiche sono in contatto con i livelli produttivi ed è quindi probabile l'esistenza di scambi idrici; in particolare il flusso naturale va dagli ammassi litoidi verso i sedimenti quaternari ed aumenta con lo sfruttamento dell'acquifero. La ricarica del sistema è dovuta prevalentemente alle infiltrazioni meteoriche nei rilievi circostanti la pianura; ulteriori contributi sono forniti dall'acqua che penetra direttamente attraverso il contatto alluvioni-formazioni carbonatiche. Il deflusso naturale si realizza in modo diffuso verso il mare ed i principali corsi d'acqua; quello artificiale è legato all'estrazione intensiva dell'acqua di falda per mezzo dei pozzi. Nell'acquifero si hanno scambi idrici sia per cause naturali che artificiali. I fiumi giocano un ruolo significativo; in particolare l'Ombrone presenta un efficiente interscambio idrico almeno fino a Grosseto, di entità e verso variabili in funzione delle stagioni e degli emungimenti.

DISTRIBUZIONE DEL CARICO IDRAULICO

I dati raccolti mettono in evidenza che nel complesso la falda si trova in condizioni confinate per l'ampia diffusione di coperture e/o intercalazioni impermeabili e che la morfologia della superficie piezometrica si presenta articolata e con discrete variazioni a causa della diversa intensità dei prelievi e della ricarica. La fig. 13 mostra il pesante condizionamento operato dagli emungimenti primaverili ed estivi sullo spostamento delle acque sotterranee, con la formazione di un'estesa depres-

sione piezometrica sostanzialmente coincidente con la media e la bassa pianura; i pozzi a piezometria negativa passano infatti dall'unico di febbraio ai 37 di luglio, con valori solitamente compresi nel *range* 1-4 m al di sotto del livello medio del mare. I livelli più alti si rilevano nei pressi dei rilievi che circondano la pianura, con valori sui 5-10 m s.l.m. a Castiglione della Pescaia ed Alberese e 20-30 m s.l.m. a Bagno Roselle. Le depressioni piezometriche più consistenti, ubicate a nord ed a ovest di Grosseto, sono caratterizzate da valori ben al di sotto del livello del mare (compresi tra -11 e -36 m s.l.m.); una minore depressione è presente a nord dell'Alberese, con valori minimi intorno ai -10 m s.l.m.



13. Carte delle isopiezometriche di falda (Aldinucci *et al.*, 2012).

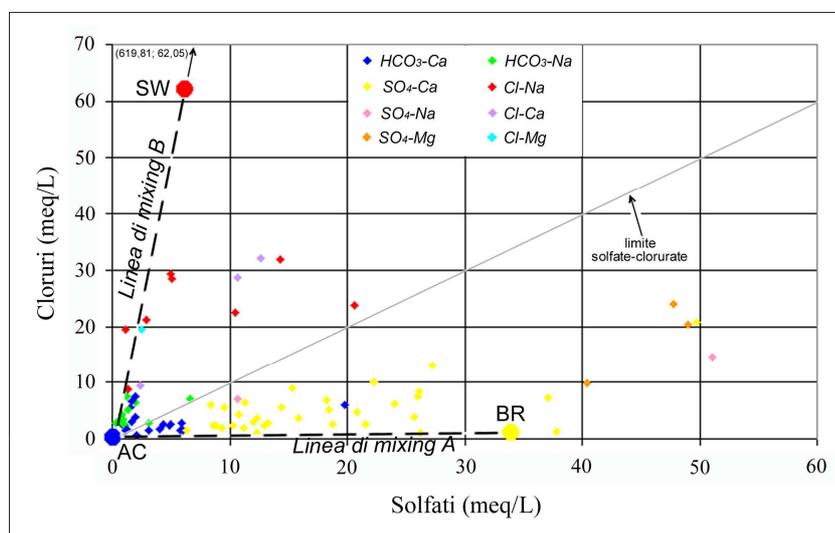
Il movimento generale del flusso idrico avviene sempre verso il settore centrale della zona esaminata; le varie direzioni di flusso si originano nei rilievi circostanti la pianura, che alimentano quindi il sistema acquifero con maggiore apporto nelle zone di sbocco dei torrenti, e poi convergono dirigendosi verso il mare. L'elevato gradiente idraulico presente ai limiti della pianura (2-10 ‰) è dovuto sostanzialmente alla considerevole diminuzione di permeabilità al passaggio ammassi litoi-sedimenti quaternari, nonché alla significativa alimentazione proveniente dai rilievi in cui affiorano le formazioni carbonatiche; nel settore centrale, invece, la falda ha un gradiente piuttosto basso (< 1 ‰) che è indicativo di una conducibilità idraulica complessivamente elevata.

La variazione piezometrica tra i livelli massimi e minimi del periodo di osservazione, che scaturisce dal saldo tra i quantitativi idrici in uscita e quelli in entrata nell'acquifero, è risultata mediamente intorno ai 4 m; nel settore centrale della pianura e tra Alberese e S. Maria di Rispescia sono stati registrati massimi di 10-20 m, mentre a nord di Grosseto questi sono risultati addirittura superiori ai 40 m. Riguardo ai quantitativi idrici in entrata, si rileva che il confronto tra le precipitazioni medie annue del trentennio 1979-2008 (633 mm) e quelle del periodo 2008-2009 (1042 mm, con un aumento del 65 %) evidenzia come l'abbassamento della piezometria non possa certo imputarsi alla

generale riduzione della ricarica meteorica; in sostanza, la riduzione del carico idraulico tra febbraio e luglio appare semplicemente la conseguenza degli emungimenti primaverili ed estivi di acqua sotterranea effettuati per vari usi, ma soprattutto per quelli agricoli e turistici. Il contributo dell'Ombrone può manifestarsi sostanzialmente fino a Grosseto; nel tratto restante, le sue connessioni con i livelli produttivi diventano sporadiche in corrispondenza di falde superficiali. Ciò si verifica probabilmente anche per il Bruna, ma solo nella parte più alta della pianura, dato che nella zona studiata assume le caratteristiche di un corso d'acqua sospeso.

QUALITÀ DELL'ACQUA DI FALDA

Anche le acque sotterranee della pianura di Grosseto sono caratterizzate dalla coesistenza delle principali facies idrochimiche e da locali fenomeni di compensazione della variabilità chimica attivati dall'interazione acqua/matrice (fig. 14).



14. Diagramma di correlazione Cl vs SO₄ dei campioni d'acqua di falda (Aldinucci *et al.*, 2012): valori di febbraio e luglio 2009. Il diagramma riporta anche il chimismo della sorgente termominerale di Bagno Roselle (BR), del mare (SW) e di una tipica acqua continentale di circolazione recente e superficiale alimentata dalla ricarica meteorica (AC).

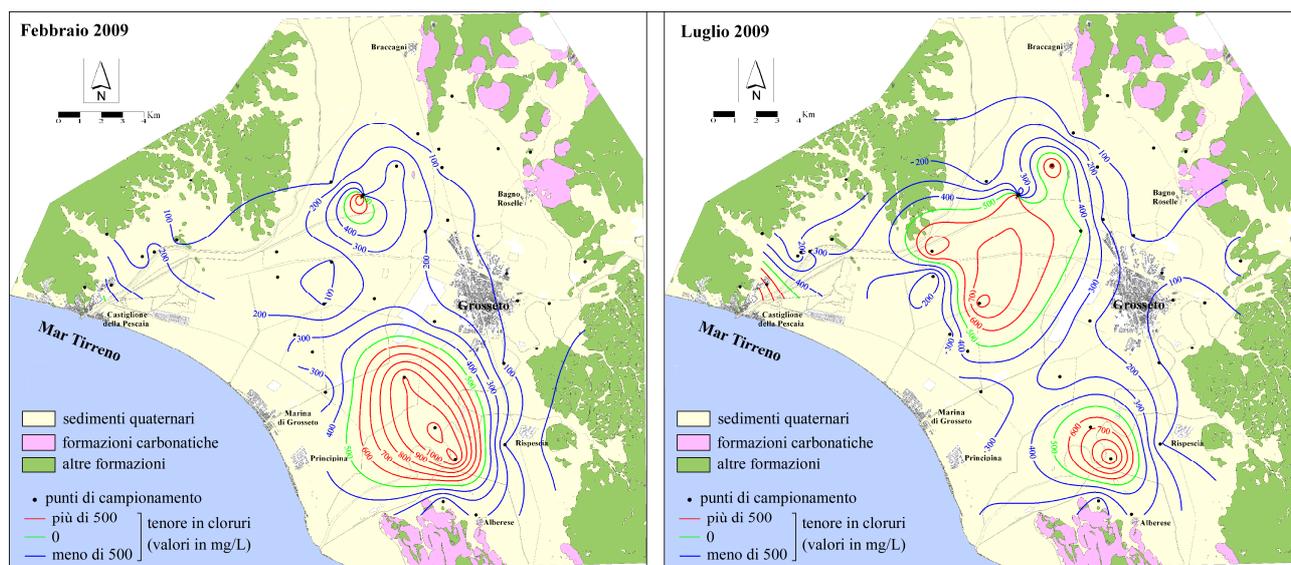
La facies *SO₄-Ca* occupa gran parte della pianura riscontrandosi in tutta la zona a nord e ad ovest di Grosseto e, più a sud, nei dintorni di Principina a Mare ed Alberese. L'origine di queste acque è da collegare principalmente ad un sistema di flusso regionale profondo contenuto in prevalenza nelle unità evaporitico-carbonatiche di età triassica (Formazione anidritica di Burano e Formazione del Calcere cavernoso), talvolta con caratteristiche termali, che dai limiti settentrionali della pianura si dirige verso la costa con direzione generale nord-sud e poi NE-SO; con probabilità tale circuito riceve contributi idrici dai sistemi di flusso più superficiali e rapidi contenuti nelle rocce carbonatiche delle zone di Bagno Roselle ed Alberese. Un significativo apporto di acque solfato-calciche proviene dalle filtrazioni fluviali nell'alto bacino del Bruna, nel quale gli affluenti in sinistra orografica attraversano le solite formazioni evaporitico-carbonatiche e ricevono gli scoli di varie gallerie minerarie. Anche le acque dell'Ombrone mostrano una facies solfato-calcica nel periodo estivo, la quale diventa bicarbonato-calcica nei periodi di maggiore piovosità.

La facies HCO_3-Ca è connessa ad una circolazione recente e relativamente superficiale di ricarica meteorica (fanno eccezione i settori a NE e a sud nei quali è probabile un mescolamento con acque termali); essa è tipica dei rilievi che circondano la pianura, nei quali affiorano in prevalenza la Formazione del Macigno ed in minor misura il Gruppo del Verrucano, la Formazione del Calcare Massiccio e quella del Calcare cavernoso.

La facies $Cl-Na$ è stata riscontrata nella zona di Castiglione della Pescaia, dove la genesi è da collegarsi verosimilmente a fenomeni di intrusione marina (favoriti dall'ingressione lungo il Brunna); essa è stata rilevata anche più a NE dove è probabilmente associata al richiamo in superficie di acque profonde salmastre o saline generato dai locali forti emungimenti.

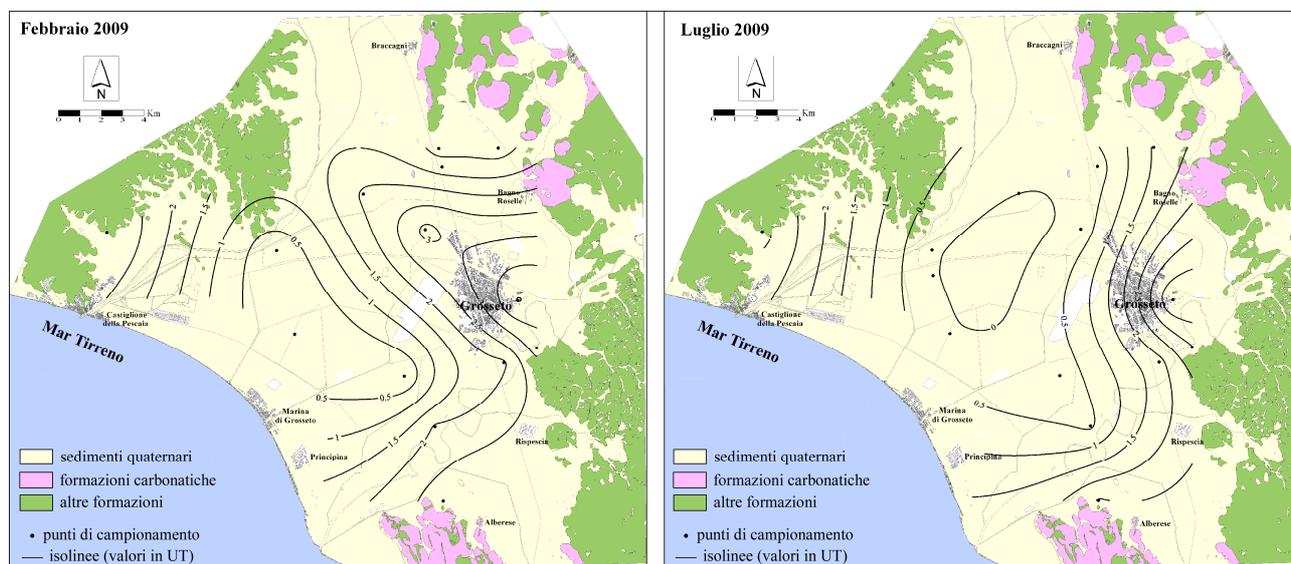
Il diagramma della figura 14 evidenzia che la linea di *mixing* A, riguardante la miscelazione delle acque continentali recenti con quelle di circolazione regionale, spiega la formazione delle facies HCO_3-Ca e SO_4-Ca ; la linea di *mixing* B coinvolge invece le acque di composizione HCO_3-Ca e $Cl-Na$ di origine marina, in zone in cui il fenomeno di intrusione salina gioca un ruolo importante (Castiglione della Pescaia e settore meridionale della pianura). Il diagramma consente anche di individuare un gruppo di acque $Cl-Na$, disposte in posizione intermedia tra le due linee di *mixing*, le quali possono interpretarsi come una miscela tra acque solfato-calciche di circolazione regionale ed acque clorurato-alcaline di probabile origine marina; ciò spiega anche la formazione di acque con facies SO_4-Na e $Cl-Ca$ per le quali intervengono anche reazioni di scambio ionico.

La distribuzione del tenore in cloruri (fig. 15) mostra valori superiori a 500 mg/L in prossimità dei fiumi Ombrone e Brunna (dovuti all'intrusione salina favorita dalla risalita di acque marine lungo gli alvei), nonché nel centro della pianura (dovuti ai forti emungimenti che richiamano acque profonde salmastre o saline); il valore medio globale è di 260 mg/L (14 % della salinità totale).



15. Carte del tenore in cloruri nell'acqua di falda (Aldinucci *et al.*, 2012).

La figura 16 mette in evidenza il calo del tenore in trizio (e quindi l'aumento del tempo di residenza medio dell'acqua sotterranea) lungo il movimento generale del flusso idrico dalle zone di ricarica a quelle di recapito (dai rilievi verso la costa), che è coerente con la distribuzione del carico idraulico e dei rapporti ionici. Il settore centrale della pianura, caratterizzato da acque di falda aventi sempre tenori molto bassi in trizio, rappresenta quindi il luogo d'incontro tra acque di origine continentale e marina aventi lunghi tempi di residenza nel sottosuolo.



16. Carte del tenore in trizio nell'acqua di falda (Aldinucci *et al.*, 2012).

In definitiva, oltre ad abbassare in modo significativo la superficie piezometrica, i forti emungimenti primaverili ed estivi provocano modificazioni sostanziali dei caratteri fisico-chimici dell'acqua sotterranea che possono sintetizzarsi in variazioni di salinità per il maggior richiamo di acque di varia provenienza (continentale o marina) e tipologia (solfata, clorurata o bicarbonata); tale sfruttamento comporta pure un invecchiamento dell'età media dell'acqua per il maggior richiamo di acque profonde, di origine continentale nei settori centrale e periferico della pianura e di origine marina nel settore più vicino alla costa.

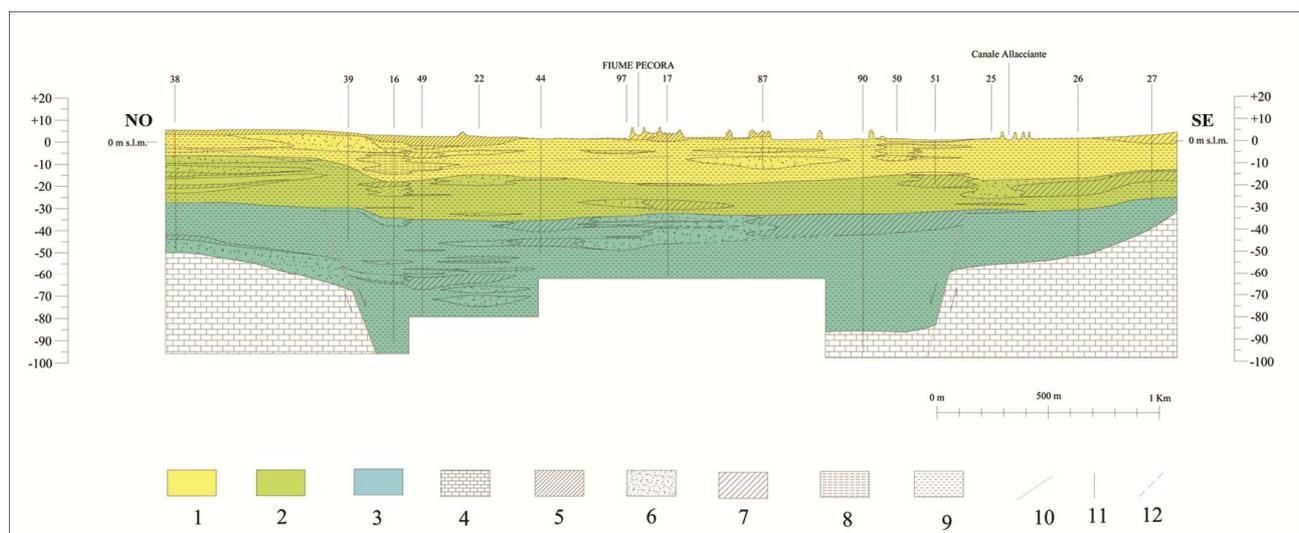
Settore settentrionale (Pianura di Follonica)

GEOMETRIA E STRUTTURA DELL'ACQUIFERO

Nei depositi miocenici e quaternari la pianura di Follonica presenta un sistema acquifero multi-falda costituito da più livelli sabbioso-ghiaiosi, solitamente separati da sedimenti argillosi con percentuali variabili di limi e/o sabbie (fig. 17). Tali livelli mostrano, in genere, un aspetto lentiforme all'interno di una predominante litologia argillosa; meno frequentemente, invece, sono dotati di elevata continuità e buon spessore. Gli strati permeabili olocenici si presentano spesso con andamento lenticolare e spessori medi di 2-4 m (quelli massimi, di 6-8 m, si rinvengono nel settore centrale della pianura). Nei depositi pleistocenici, in prevalenza costituiti dalle Sabbie rosso-arancio di Do-

noratico (e sedimenti associati), sono localmente individuabili tre intercalazioni di sabbie ghiaiose (la natura dei ciottoli è arenacea), riconducibili ai cicli regressivi intra-tirreniani; i relativi orizzonti produttivi hanno potenze medie di 7-9 m ed assumono gli spessori maggiori (fino a 25 m) nella fascia orientata NE-SO tra Follonica e la S.S. Aurelia. In quelli miocenici (di tipo lacustre, marino e di lago-mare) i livelli permeabili sono litologicamente simili ai precedenti, sia per andamento che per potenza media (nel settore a ENE di Follonica essi presentano spessori che superano i 20 m). Gli orizzonti produttivi tendono ad approfondirsi verso la costa; nella zona settentrionale, infatti, si ritrovano a profondità comprese tra i 20 ed i 30 m, mentre in quella centro-meridionale si incontrano a profondità di 40-50 m ed anche maggiori (come in località Salciaina).

Il complesso acquifero poggia su di un substrato pre-neogenico di bassa permeabilità (in sondaggio, alla profondità massima di circa 180 m, è stata individuata la formazione delle Argille a Palombini). Tale substrato, insieme ai sedimenti miocenici, è dislocato da faglie di importanza idrogeologica in quanto possono rappresentare vie preferenziali di risalita di fluidi profondi con fenomeni di intrusione.

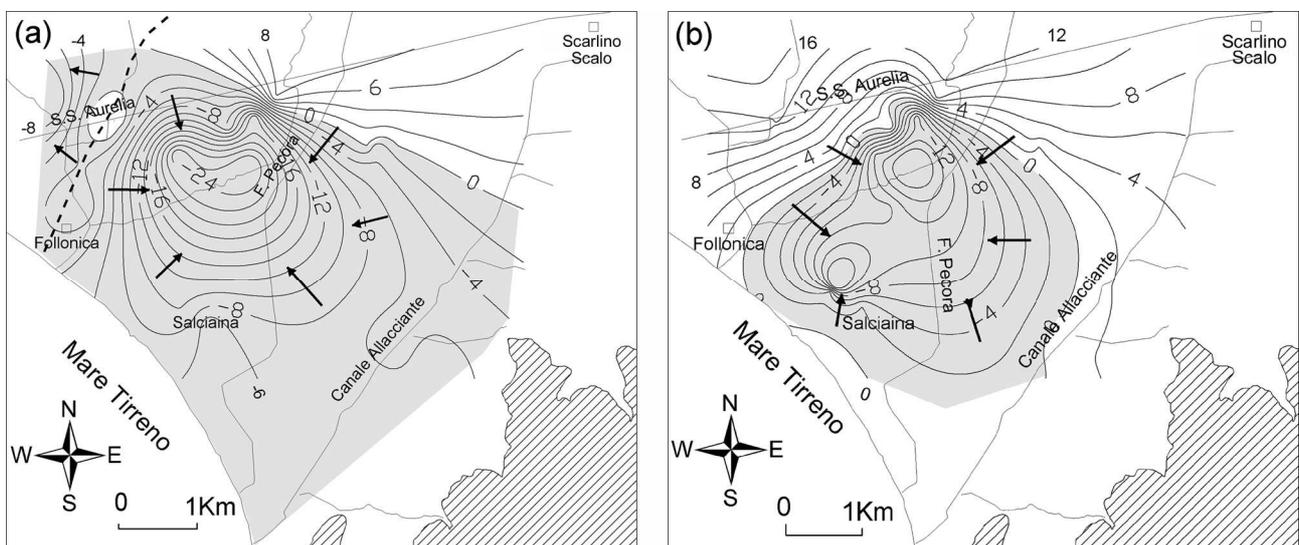


17. Sezione schematica del sistema acquifero multifalda ospitato nei sedimenti miocenici e quaternari della pianura di Follonica (Barazzuoli *et al.*, 2006, modificata): 1) Olocene; 2) Pleistocene sup.; 3) Tortoniano sup.-Messiniano sup.; 4) substrato preneogenico; 5) depositi superficiali di varia natura (suoli, detriti, ecc.); 6) sabbie e ghiaie pulite; 7) sabbie e ghiaie in matrice argilloso-limosa; 8) litologie prevalentemente limose; 9) litologie prevalentemente argillose; 10) faglie; 11) litostratigrafie, con relativo numero d'ordine; 12) traccia della superficie piezometrica di gennaio 2001.

DISTRIBUZIONE DEL CARICO IDRAULICO

Nell'insieme la falda è in condizioni confinate per l'ampia diffusione di coperture e/o intercalazioni impermeabili; inoltre, la superficie piezometrica risulta morfologicamente articolata e con discrete variazioni a causa della diversa intensità dei prelievi e della ricarica. La figura 18 mostra un'ampia area a piezometria negativa nella quale ricadono le principali opere di captazione. I livelli maggiori si riscontrano nei settori NO e NE, con valori di 4-6 m s.l.m. d'estate e 10-15 m s.l.m.

d'inverno. La più accentuata depressione piezometrica, ubicata a NE di Follonica, è caratterizzata da valori ben al di sotto del livello medio del mare anche d'inverno (fino ai -27 ed ai -21 m s.l.m., rispettivamente a settembre e gennaio). La presenza di 13 pozzi, sui 35 monitorati, in cui il livello piezometrico rimane negativo sottolinea lo sfruttamento eccessivo della falda ed il mancato recupero dei suoi carichi idraulici naturali nel periodo invernale; la persistenza nell'anno, pur con diversa intensità, di quote piezometriche al di sotto del livello del mare comporta la stabile riduzione del carico idraulico, la quale favorisce l'avanzamento nell'entroterra dell'intrusione marina ed il richiamo di acque fossili e/o profonde. Il movimento dell'acqua sotterranea avviene quindi sempre in prevalenza verso il settore centrale della zona esaminata; le varie direzioni di flusso si originano nei rilievi circostanti e convergono verso il settore di maggiore captazione con un gradiente medio pari al 20 e 5 ‰, rispettivamente da NO e NE.



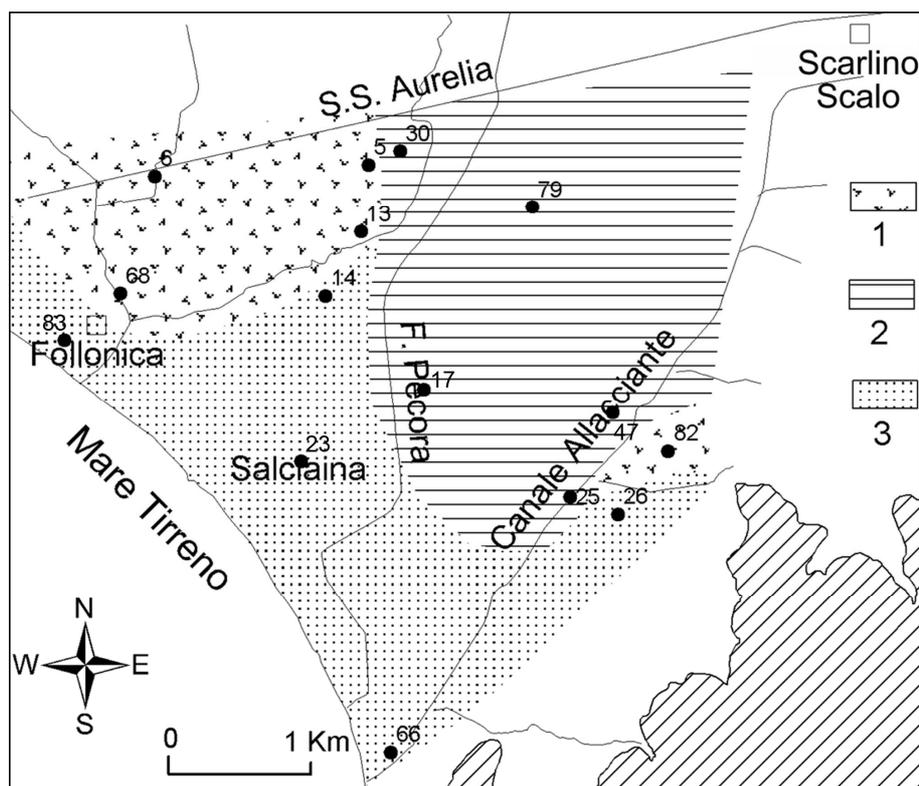
18. Carte delle isopiezometriche di falda (Barazzuoli *et al.*, 2006): a) settembre 2000; b) gennaio 2001 (valori espressi in m s.l.m.). Le frecce indicano le principali direzioni di flusso, mentre il grisèe identifica le zone a piezometria negativa. La linea tratteggiata rappresenta uno spartiacque idrogeologico; il tratteggio a righe oblique individua l'affioramento del substrato pre-neogenico.

L'innalzamento piezometrico tra i livelli minimi e quelli massimi (mediamente pari a 7 m nel periodo di osservazione) è generato dalla combinazione dei quantitativi idrici in uscita ed in entrata nell'acquifero. In relazione a quest'ultimi, il confronto tra le precipitazioni medie annue del trentennio 1967-1996 (655 mm) e quelle del periodo 2000-2001 (528 mm, con un calo del 19 %) suggerisce che l'abbassamento della piezometria possa anche imputarsi alla generale riduzione della ricarica meteorica. Il contributo del F. Pecora, comunque scarso visto il relativo regime idrologico, può manifestarsi essenzialmente nella parte più alta della pianura dove l'alveo è impostato su sedimenti di permeabilità medio-alta in probabile continuità con gli orizzonti produttivi; nella zona studiata, il fiume scorre in prevalenza su una spessa coltre di sedimenti praticamente impermeabili, assumendo quindi le caratteristiche di un corso d'acqua sospeso sopra il complesso acquifero (ciò vale anche

per il Canale Allacciante). Anche la presenza di faglie nel substrato pre-neogenico e nei sedimenti miocenici può favorire l'intrusione di fluidi profondi nell'acquifero.

QUALITÀ DELL'ACQUA DI FALDA

La pianura di Follonica è anch'essa caratterizzata dalla coesistenza delle principali facies idrochimiche (fig. 19) e da locali fenomeni di compensazione della variabilità chimica connessi all'interazione acqua/matrice.



19. Zonazione idrochimica individuata nelle acque di falda sulla base dei risultati analitici medi 1993-2001 relativi agli ioni maggiori (Barazzuoli *et al.*, 2006): 1) facies bicarbonata; 2) facies solfata; 3) facies clorurata. La figura riporta anche l'ubicazione dei pozzi campionati, con relativo numero d'ordine; il tratteggio a righe oblique individua l'affioramento del substrato preneogenico.

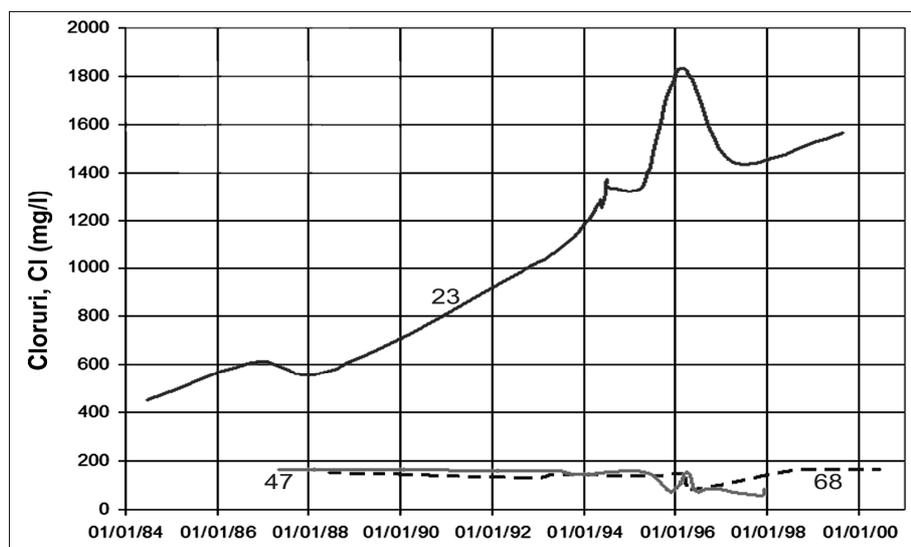
La facies SO_4-Ca è da associare al flusso di falda da NE che appare alimentato dall'infiltrazione meteorica, dalla filtrazione delle acque fluviali nella parte più alta della pianura e da probabili intrusioni saline di origine profonda. È infatti da sottolineare che la pianura è circondata da rilievi caratterizzati dalla circolazione di acque solfate nelle formazioni liguri e toscane (Avio *et al.*, 1995; Garzonio & Affuso, 2004) che costituiscono il substrato dell'acquifero; esso è dislocato da faglie che interessano anche l'orizzonte produttivo miocenico, facilitando l'intrusione di fluidi profondi soprattutto nei periodi di basso piezometrico. Questa situazione potrebbe essere testimoniata dal pozzo 79, uno dei più a monte nel senso del flusso di falda, le cui acque presentano l'inversione della dominanza cationica tra Mg e Na ed una temperatura di 28 °C a settembre 2000 quando la zero piezometrico arriva fino a questo punto dell'entroterra.

La facies HCO_3-Ca è principalmente da collegare al flusso di falda da NO che appare alimentato essenzialmente dall'infiltrazione nei locali sedimenti di permeabilità medio-alta. Ricade in questa tipologia anche il pozzo 13 le cui acque differiscono dalle precedenti per l'inversione della domi-

nanza cationica tra Ca e Na in concomitanza della stabilità del tenore in Cl, che potrebbe essere interpretata come il risultato di un processo di scambio ionico diretto su acque bicarbonate in un acquifero caratterizzato dalla relativa abbondanza della frazione argillosa. Il pozzo 82 presenta acque che potrebbero rappresentare il miscelamento tra l'infiltrazione negli adiacenti sedimenti di conoide ed un flusso laterale solfatico dai rilievi di Scarlino-Gavorrano.

La facies *Cl-Na* è infine da associare all'avanzamento nell'entroterra dell'intrusione marina causato dall'ampia depressione piezometrica centrale. Ricade in questa tipologia pure il pozzo 23 le cui acque differiscono dalle precedenti per l'inversione della dominanza cationica tra Na e Ca in concomitanza della sostanziale stabilità del tenore in SO_4 , che potrebbe essere interpretata come il risultato di un processo di scambio ionico inverso su acque clorurate di origine marina. È da rilevare che questa facies occupa all'incirca la zona interessata stabilmente da piezometrie negative, concentrazioni di cloruri maggiori di 300 mg/L e temperature superiori a 16 °C.

In definitiva, l'analisi complessiva suggerisce che lo sfruttamento eccessivo e relativamente concentrato della falda non solo ha provocato l'avanzamento dell'intrusione marina nella pianura, ma ha favorito anche la risalita di fluidi caldi paleo-salini contenuti nelle parti più basse dell'acquifero e/o di provenienza profonda lungo faglie o fratture. Il progressivo degrado qualitativo della falda è ben evidenziato dall'evoluzione del tenore in cloruri rilevata in alcuni pozzi (fig. 20); si può infatti osservare che, negli ultimi decenni, i cloruri sono aumentati di circa quattro volte nella località Salciaina (da 450 mg/L ad un massimo di oltre 1800 mg/L), mentre sono rimasti sostanzialmente stabili negli altri settori con valori oscillanti nel *range* 70-170 mg/L per le alterne condizioni di sfruttamento e ricarica meteorica. Questa evoluzione dei cloruri ha pure provocato il notevole aumento della concentrazione di mercurio (Agati *et al.*, 2001; Grassi & Netti, 2000), naturalmente presente nei locali affioramenti rocciosi e depositi alluvionali (Protano *et al.*, 1999).



20. Evoluzione temporale della concentrazione di cloruri rilevata in alcuni pozzi della pianura di Follonica nel periodo 1984-2000 (Barazzuoli *et al.*, 2006): 23 = facies clorurata; 47 = facies solfata; 68 = facies bicarbonata.

Conclusioni

L'aumentata concentrazione di insediamenti umani, associata allo sviluppo delle attività agricole, industriali e turistiche, ha causato lungo le coste un eccessivo sfruttamento delle risorse idriche sotterranee provocando il movimento più o meno permanente d'acqua marina verso l'entroterra con il conseguente spostamento dell'acqua dolce ed il deterioramento della qualità chimica della falda. L'intrusione marina è un processo lento; può passare molto tempo dall'inizio del fenomeno fino a quando un incremento significativo della concentrazione salina viene notata nei pozzi. La scelta di indicatori capaci di rivelare il processo in tempo per invertire la tendenza, lo sviluppo di metodi di studio capaci di suggerire tecniche di monitoraggio e prevenzione, la ricerca di strategie di gestione più idonee al controllo dell'intrusione sono quindi considerati obiettivi prioritari nel contesto di uno sviluppo sostenibile delle risorse idriche nelle aree costiere (FAO, 1997). Anche nel nostro Paese, le zone costiere sono soggette da tempo a tutta una serie di problemi riguardanti quantità e qualità della risorsa disponibile. Ormai non è più solo un problema tecnico-scientifico, ma anche un importante aspetto socio-economico; esiste cioè la consapevolezza che l'acqua sotterranea sia un bene capace di promuovere o condizionare lo sviluppo economico di una regione e che, quindi, vada amministrato come tale, anche con limitazioni all'uso della risorsa.

Le indagini eseguite, a vario livello di approfondimento, nel settore costiero grossetano hanno consentito di definire modelli concettuali degli acquiferi, base per lo sviluppo di modelli numerici di simulazione idrodinamica e idrochimica atti a fornire utili informazioni sull'evoluzione generale dei sistemi sotto differenti condizioni di sollecitazione ed a contribuire quindi alla corretta gestione delle locali risorse idriche; in particolare, essi sono stati utilizzati per testare l'efficacia di variazioni del quantitativo idrico emunto e/o della posizione dei pozzi per la riduzione dell'intrusione marina. Sono stati anche valutati interventi atti a contrastare l'avanzamento dell'intrusione, la cui reale efficacia necessita della copertura del deficit di bilancio che ha causato il degrado qualitativo della falda; l'unica soluzione ragionevole e praticabile al problema appare quindi la gestione integrata delle risorse idriche superficiali e sotterranee, considerando quantità e qualità dell'acqua per i vari usi.

Ringraziamenti

L'articolo è tratto dai risultati di indagini effettuate nell'arco di 20 anni per tesi di laurea e di dottorato di ricerca, convenzioni con Enti pubblici e privati e lavori a carattere scientifico, che sono state parzialmente finanziate dall'ARSIA (Regione Toscana) e dall'Amministrazione Provinciale di Grosseto. Un ringraziamento particolare è da riservare alle Dott.sse Monica Leonini, Maria Rita Marchetti e Monica Nocchi (allieve e compagne di numerose campagne di rilevamento e riflessioni idrogeologiche), al Dott. Geol. Stefano Bianchi (Giano Ambiente s.r.l.) ed al Dott. Geol. Simone Rossi (Regione Toscana - Genio Civile Toscana Sud) per la collaborazione prestata durante varie fasi del programma di ricerca.

Testi citati

Agati L., Barbieri M., Bazzoli P., Dall'Aglio M., Mantelli F., Palmieri R. & Venanzi G. (2001) - *Drinking water quality in the Grosseto Province, Tuscany, Italy. An appraisal on the basis of the study of water rock interaction*. Proceedings of the Water Rock Interaction (WRI-10) International Congress, Cagliari, June 2001, Vol. 2, 1059-1062.

Aldinucci M., Leonini M., Marchetti M.R., Nocchi M. & Salleolini M. (2012) - *Idrogeologia del sistema acquifero multifalda della pianura di Grosseto (Toscana meridionale)*. Engineering-Hydro-Environmental Geology, 15, 61-81.

Angelini A., Barazzuoli P., Cucini S., Mocenni B., Renai I., Rigati R. & Salleolini M. (2000) - *Idrogeologia della bassa valle dei fiumi Osa e Albegna (Toscana meridionale)*. Quaderni di Geologia Applicata, Pitagora Ed., Bologna, 7 (3), 5-21.

Avio C.M., Bianchi S. & Marchetti M. (1995) - *Prima valutazione del chimismo delle acque della pianura di Follonica e di Scarlino e dei rilievi contermini (Provincia di Grosseto)*. Geologia Tecnica and Ambientale, 3/1995, 45-56.

Barazzuoli P., Guasparri G. & Salleolini M. (1993) - *Il clima*. In: "La storia naturale della Toscana meridionale", Pizzi Ed., Milan, 140-171.

Barazzuoli P., Mocenni B., Rigati R. & Salleolini M. (2003) - *L'influenza della variabilità climatica sulle risorse idriche rinnovabili della Toscana meridionale*. Atti del I Congresso Nazionale A.I.G.A., Chieti, 19-20 febbraio 2003, Rendina Ed., Roma, 55-68.

Barazzuoli P., Mocenni B., Nocchi M., Rigati R. & Salleolini M. (2004) - *Risorse idriche nella Toscana meridionale*. EtruriaNatura, 2004, 41-54.

Barazzuoli P., Bianchi S., Nocchi M., Rigati R. & Salleolini M. (2006) - *Studio idrogeologico della pianura costiera di Follonica-Scarlino (Toscana meridionale)*. Quaderni di Geologia Applicata, Pitagora Ed., Bologna, 13(1-2), 19-34.

Barazzuoli P., Nocchi M., Rigati R. & Salleolini M. (2008) - *A conceptual and numerical model for groundwater management: a case study on a coastal aquifer in southern Tuscany*. Hydrogeology Journal, 16(8), 1557-1576.

Barrocu G. (2003) - *Seawater intrusion in coastal aquifers of Italy*. In: J.A. Lopez-Geta, J. De D. Gomez, J.A. De La Orden, G. Ramos, L. Rodriguez (Eds) "Coastal Aquifers Intrusion Technology: Mediterranean Countries", tomo II, Madrid, 207-223.

Bates B.C., Kundzewicz Z.W., Wu S. & Palutikof J.P. (Ed.) (2008) - *Climate Change and Water*. Technical Paper of the Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC Secretariat, Geneva, 2008, 210 pp.

Bear J. (2004) - *Management of a coastal aquifer*. Ground Water, 42(3), 317.

Bear J., Cheng A.H.D., Sorek S., Ouazar D. & Herrera I. (Ed.) (1999) - *Seawater Intrusion in Coastal Aquifers - Concepts, Methods and Practices*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 625 pp.

Bencini A. & Pranzini G. (1996) - *Groundwater salinization in Southern Tuscany (Italy)*. Proceedings of the 14th Salt Water Intrusion Meeting, Uppsala, Report n. 87, Geological Survey of Sweden, 261-270.

Bencini A., Gimenez Forcada G. & Pranzini G. (2001) - *Salinization in coastal plain of Grosseto: hydrochemical study*. Proceedings of the Water Rock Interaction (WRI-10) International Congress, Cagliari, June 2001, 517-520.

Bianchi S., Nocchi M. & Salleolini M. (2011) - *Hydrogeological investigations in southern Tuscany (Italy) for coastal aquifer management*. AQUAmundi, Scribo s.r.l. (Firenze), 2(1), 53-70.

Capaccioni B., Didero M., Paletta C. & Didero L. (2004) - *Saline intrusion and refreshing in a multilayer coastal aquifer in the Catania Plain (Sicily, Southern Italy): dynamics of degradation processes according to the hydrochemical characteristics of groundwaters*. Journal of Hydrology, 307, 1-16.

Cheng A.H.D. & Ouazar D. (2004) - *Preface*. In: Cheng A.H.D., Ouazar D. (Ed.) "Coastal Aquifer Management: monitoring, modeling, and case studies", Lewis Publishers, Boca Raton, Florida.

- Dam J.C. van (1999) - *Exploitation, restoration and management*. In: Bear J., Cheng A.H.D., Sorek S., Ouazar D., Herrera I. (Ed.) "Seawater Intrusion in Coastal Aquifers - Concepts, Methods, and Practices", Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 73-125.
- Emch P.G. & Yeh W.W.G. (1998) - *Management model for conjunctive use of coastal surface water and groundwater*. Journal of Water Resources Planning and Management, 124(3), 129-139.
- FAO (1997) - *Seawater intrusion in coastal aquifers: guidelines for study, monitoring and control*. Water Reports, 11, 149 pp.
- Faye S., Maloszewski P., Stichler W., Trumborn P., Faye S.C. & Gaye C.B. (2005) - *Groundwater salinization in the Saloum (Senegal) delta aquifer: minor elements and isotopic indicators*. Science of the Total Environment, 343, 243-259.
- Garzonio C.A. & Affuso A.M.G. (2004) - *Hydrogeological problems for the rehabilitation and re-utilisation of the water resources of the mining area of Gavorrano (Italy)*. Environmental Geology, 46 (2), 286-294.
- 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.
- Kacimov A.R., Sherif M.M., Perret J.S. & Al-Mushikhi A. (2009) - *Control of sea-water intrusion by salt-water pumping: Coast of Oman*. Hydrogeology Journal, 17(3), 541-558.
- Kim Y., Lee K.S., Koh D.C., Lee D.H., Lee S.G., Park W.B., Koh G.W. & Woo N.C (2003) - *Hydrogeochemical and isotopic evidence of groundwater salinization in a coastal aquifer: a case study in Jeju volcanic island*. Journal of Hydrology, 270, 282-294.
- Maimone M., Harley B., Fitzgerald R., Moe H., Hossain R. & Heywood B. (2004) - *Coastal aquifer planning elements*. In: Cheng A.H.D., Ouazar D. (Ed.) "Coastal Aquifer Management: monitoring, modeling, and case studies", Lewis Publishers, Boca Raton, Florida, 1-27.
- Nocchi M. & Salleolini M. (2013) - *A 3D density-dependent model for assessment and optimization of water management policy in a coastal carbonate aquifer exploited for water supply and fish farming*. Journal of Hydrology, 492, 200-218.
- Pool M. & Carrera J. (2010) - *Dynamics of negative hydraulic barriers to prevent seawater intrusion*. Hydrogeology Journal 18, 95-105.
- Protano G., Riccobono F. & Sabatini G. (1999) - *La cartografia geochemica della Toscana meridionale. Criteri di realizzazione e rilevanza ambientale attraverso gli esempi di Hg, As, Sb, Pb, e Cd*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., vol. LV, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.
- Protano G., Riccobono F. & Sabatini G. (2000) - *Does salt water intrusion constitute a mercury contamination risk for coastal fresh water aquifers?* Environmental Pollution, 110 (3), 451-458.
- Regione Toscana - Consiglio Regionale (2005) - *Approvazione del piano di tutela delle acque - Articolo 44 del decreto legislativo 11 maggio 1999, n. 152 (Disposizioni sulla tutela delle acque all'inquinamento e recepimento della direttiva 91/271/CEE concernente il trattamento delle acque reflue urbane e della direttiva 91/676/CEE relativa alla protezione delle acque dall'inquinamento provocato da nitrati provenienti da fonti agricole)*. Deliberazione n. 6 del 25 gennaio 2005, Supplemento al Bollettino Ufficiale della Regione Toscana n. 9 del 2/3/2005.
- Regione Toscana - Giunta Regionale (2003) - *Acquisizione del quadro conoscitivo relativo alla qualità delle acque superficiali ed a specifica destinazione, ai sensi del D.Lgs. 152/99 e successive modificazioni. Attuazione della delibera di Giunta Regionale n. 101/2003 (Direttive all'A.R.P. A.T. per l'attività negli anni 2003-04-05)*. Deliberazione n. 225 del 10 marzo 2003, Supplemento al Bollettino Ufficiale della Regione Toscana n. 14 del 2/4/2003.
- Regione Toscana - Giunta Regionale (2009) - *Individuazione e caratterizzazione dei corpi idrici della Toscana - Attuazione delle disposizioni di cui all'art.2 del DM 131/08 (acque superficiali) e degli art. 1, 3 e all. 1 del D.Lgs. 30/09 (acque sotterranee)*. Deliberazione n. 939 del 26 ottobre 2009, Bollettino Ufficiale della Regione Toscana n. 44 del 4/11/2009.
- Sherif M.M. & Hamza H.I. (2001) - *Mitigation of seawater intrusion by pumping brackish water*. Trans Porous Media 43, 29-44.
- Thornthwaite C. W. (1948) - *An approach toward a rational classification of climate*. Geograph. Review, 38, 55-94.