مجله علمی پژوهشی مخاطرات محیط طبیعی، دوره نهم، شماره بیست و ششم، زمستان ۱۳۹۹
تاریخ دریافت مقاله: ۱۳۹۸/۱۰/۰۱
تاریخ بازنگری نهایی مقاله: ۱۳۹۹/۰۲/۱۱
تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۹/۰۳/۲۴
صفحات: ۱۸۴ - ۱۶۱

مقاله (علمی پژوهشی)

بررسی پتانسیل نفوذ شورابه به منابع آب زیرزمینی با استفاده از مدل‌سازی عددی (مطالعه موردی: آبخوان ساحلی ارومیه)

وهاب امیری*[۱]

۱*. استادیار، گروه زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه یزد

چکیده

در این مطالعه سعی شده است برهمکنش منابع آب زیرزمینی محدوده ارومیه با دریاچه ارومیه از طریق مدل‌سازی عددی مورد بررسی قرار گیرد. مدل مفهومی آبخوان ارومیه با استفاده از اطلاعات موجود و نتایج حاصل از مطالعات ژئوفیزیکی تهیه شده است. مدل‌سازی جریان و انتقال مواد محلول در بخش ساحلی آبخوان ارومیه با استفاده از بسته نرم‌افزاری GMS انجام شده است. در این مورد، ابتدا جریان آب زیرزمینی با استفاده از ماژول MODFLOW مدل‌سازی شده است و پس از آن، انتقال مواد محلول (در این مطالعه، غلظت کلراید) با بهره‌گیری از کد MT3DMS به انجام رسیده است. پس از تهیه مدل جریان و انتقال مواد محلول، خروجی‌ها به عنوان داده ورودی در کد SEAWAT مورد استفاده قرار گرفته است. کالیبراسیون پارامترهای هیدرولیکی آبخوان با استفاده از کد PEST و روش دستی انجام شد. در مرحله ناپایدار و اجرای مدل با پارامترهای کالیبره شده، مقدار ME، MAE و RMSE مدل به ترتیب به ۰/۱۱، ۱/۱۴ و ۱/۴۱ رسیده است. بررسی نتایج مدل‌سازی جریان، انتقال مواد محلول و اختلاط آب شور و شیرین در آبخوان دشت ارومیه نشان می‌دهد که در وضعیت کنونی منطقه، ارتباط بین آبخوان ارومیه و دریاچه ارومیه در کم‌ترین مقدار ممکن وجود دارد و احتمال نفوذ آب شور به این آبخوان بسیار پایین است. علاوه بر این، تحلیل رفتار منابع آبی در بخش ساحلی این آبخوان در دو سناریو شامل کاهش ۵۰ درصدی آورد ۴ رودخانه اصلی و افزایش ۵۰ درصدی برداشت آب زیرزمینی نشان می‌دهد که تغییر قابل توجهی در نتایج این مدل ایجاد نشد. با توجه به اینکه انتقال مواد محلول تابعی از دینامیک جریان در منطقه است، جریان یک‌طرفه آب زیرزمینی به سمت دریاچه ارومیه، وجود رسوباتی با مقدار تراوایی پایین (به دلیل اندازه ریز ذرات و تشکیل لایه‌های نمکی) مانع ورود شورابه دریاچه ارومیه به محیط آبخوان می‌شود.

واژگان کلیدی: آب زیرزمینی، مدلسازی عددی، پتانسیل نفوذ آب شور، آبخوان ارومیه، دریاچه ارومیه.

*- وهاب امیری (نویسنده مسئول)
Email: v.amiri@yazd.ac.ir

مقدمه

در بسیاری از مناطق ساحلی، آب زیرزمینی به عنوان مهم‌ترین منبع تأمین آب مورد نیاز مصارفی همچون کشاورزی، شرب و صنعت تلقی می‌شود. در این نواحی، منابع آب شیرین در معرض نفوذ آب‌های شور و لب شور قرار دارند و همین امر همواره موجب ایجاد نگرانی‌هایی در این مناطق شده است (آدپلومی[۱] و همکاران ۲۰۰۹، لوکاس[۲] و همکاران ۲۰۱۰، مولما[۳] و همکاران ۲۰۱۳، چن و جیائو[۴] ۲۰۱۴، بولودا- بوتلا[۵] و همکاران ۲۰۱۴).

شوری پدیده زیست‌محیطی جهانی است که تأثیرات منفی بر زندگی بشر دارد و می‌تواند تغییر ترکیب شیمیایی منابع آب زیرزمینی طبیعی، کاهش کیفیت آب مصرفی کشاورزی، شرب و صنعت، تأثیر بر سیستم اکولوژیکی با تخریب خاک‌های حاصلخیز، از بین رفتن صنایع کشاورزی و پرورش ماهی، تغییر شرایط اقلیمی محلی و ایجاد مشکلات عدیده در بهداشت و سلامت منطقه را به همراه داشته باشد (درگن[۶] ۲۰۰۰، ویلیامز[۷] و همکاران ۲۰۰۲، رنگاسامی[۸] ۲۰۰۶، خزائی[۹] و همکاران ۲۰۱۹، شولز[۱۰] و همکاران ۲۰۲۰).

مهم‌ترین فرایندها و منابع شناسایی شده برای شوری آب شامل تبخیر، نشت از رسوبات تبخیری، حرکت نمک‌ها از مناطق غیراشباع، نفوذ آب‌های سطحی آلوده غیردریایی، حرکت آرام آب‌های شور با منشأ دریایی، دریاچه‌ها و لاگون‌ها (دارلینگ[۱۱] و همکاران ۱۹۹۷، باربکوت[۱۲] و همکاران ۲۰۰۰)، آب‌های معدنی در مناطق ژئوترمالی (فیلدلیبوس[۱۳] و همکاران ۲۰۱۱)، جریانات (اسپری) دریایی، اثرات غشایی (فیلترینگ نمک، هایپر فیلتراسیون یا اسمز معکوس)، فعالیت کشاورزی (جریان برگشتی، استفاده از کودهای کشاورزی و آبیاری با استفاده از فاضلاب)، چرخه ترشدگی و خشک‌شدگی مداوم خاک است.

در بسیاری از مناطق کم آب دنیا (به عنوان مثال در خاورمیانه)، برداشت آب زیرزمینی در آینده به نرخ شوری بستگی دارد (رانجان[۱۴] و همکاران ۲۰۰۶، سوورز[۱۵] و همکاران ۲۰۱۱، مدنی[۱۶] ۲۰۱۴). آلودگی منابع آب شیرین توسط نفوذ آب شور مساله‌ای مهم است که می‌تواند بر کیفیت آب، پوشش گیاهی، خاک و حتی اکوسیستم محدوده ساحلی تأثیر مستقیم داشته باشد. نفوذ آب شور می‌تواند دارای تأثیر مخرب و طولانی مدت بر سیستم آب زیرزمینی بوده استفاده از آن‌ها را به عنوان یکی از بهترین منابع تأمین آب مصرفی در بخش‌های شهری، کشاورزی و صنعتی محدود کند (پریرا[۱۷] و همکاران ۲۰۰۹، سهرابی[۱۸] و همکاران ۲۰۱۳، نخعی[۱۹] و همکاران ۲۰۱۵ و ۲۰۱۶، دانش یزدی

1 Adepelumi
2 Lucas
3 Mollema
4 Chen and Jiao
5 Boluda-Botella
6 Dregne
7 Williams
8 Rengasamy
9 Kazaei
10 Schulz
11 Darling
12 Barbecot
13 Fidelibus
14 Ranjan
15 Sowers
16 Madani
17 Perera
18 Sohrabi
19 Nakhaei

و عطایی آشتیانی[1] ۲۰۱۹). به طور معمول، تداخل و نفوذ آب شور در آبخوان‌های ساحلی به دلیل افت سطح آب زیرزمینی و ایجاد امکان انتقال جانبی یا عمودی آب شور و لب شور رخ داده و این امر موجب تخریب کیفیت آب زیرزمینی می‌گردد (بارکر[2] و همکاران ۱۹۹۸، بارلو و ریچارد[3] ۲۰۱۰). افزایش تقاضای آب موجب وارد آمدن فشار زیادی بر منابع آبی به صورت برداشت بی‌رویه شده است که منجر به افت سطح آب زیرزمینی و در نتیجه افزایش شوری ناشی از نفوذ جانبی آب شور و یا بالاآمدگی مخروطی شورابه می‌شود. به عنوان مثال، در بسیاری از آبخوان‌های ایران، شوری آب زیرزمینی به یکی از مهم‌ترین عوامل محدودکننده توسعه منطقه و همچنین دیگر جنبه‌های مرتبط با کیفیت آب تبدیل شده است (جهانشاهی و زارع[4] ۲۰۱۶، سهرابی و همکاران ۲۰۱۷، تاج آبادی[5] و همکاران ۲۰۱۸).

پرداختن به مساله نفوذ آب شور در مناطق ساحلی به ویژه در مواردی که جمعیت انسانی مواجه با رشد سریع است، غیر قابل انکار و ضروری است. مدیریت منابع آب شیرین در آبخوان‌های ساحلی نیازمند شناخت دینامیک سیستم جریان و تعیین میزان برهمکنش منابع آب زیرزمینی و منابع آب سطحی (مانند دریا یا دریاچه های شور) در نقاط مختلف است (کوسیس و مازی[6] ۲۰۱۹، جیائو و پست[7] ۲۰۱۹). اینگونه مطالعات می‌تواند مدیریت بهینه منابع آب زیرزمینی را در مناطق ساحلی موجب شود.

در این مطالعه سعی شده است برهمکنش منابع آب زیرزمینی محدوده ارومیه با دریاچه ارومیه از طریق مدلسازی عددی مورد بررسی قرار گیرد. آبخوان ارومیه دارای خط ساحلی به طول تقریبی ۶۵ کیلومتر با دریاچه ارومیه بوده و از این حیث می‌توان آن را شاخص‌ترین منبع زیرزمینی آب شیرین مرتبط با این دریاچه قلمداد کرد. در این مطالعه، تهیه مدل مفهومی آبخوان ارومیه با استفاده از اطلاعات موجود و تعریف شرایط مرز شرقی آن با بهره‌گیری از نتایج حاصل از مطالعات ژئوالکتریکی و مدل‌سازی میزان برهمکنش آبخوان و منبع آب شور واقع در مرز شرقی آن با استفاده از مدل عددی و تحت سناریوهای مختلف مورد تأکید قرار گرفته است.

داده‌ها و روش‌ها

۱- زمین‌شناسی منطقه

قدیمی‌ترین سنگ‌های رخنمون یافته در این منطقه شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی شامل گنایس، آمفیبول، متادیوریت، اسلیت، فیلیت، ماسه‌سنگ دگرگونی، ساختارهای ولکانیک و سنگ‌های کربناته با سن پرکامبرین و کامبرین است. بر روی این سنگ‌ها، تشکیلات آهکی و دولومیتی سازند روته با سن پرمین توسط گسل‌های تراستی رانده شده است. سنگ‌های نفوذی دگرگونی مانند متاگرانودیوریت، متادیوریت و متاگابرو که دارای سن پرکامبرین هستند، تشکیلات پرکامبرین را قطع کرده و توسط سازند میلا پوشیده شده است. گرانیت قوشچی

1 Danesh-Yazdi and Ataie-Ashtiani
2 Barker
3 Barlow and Reichard
4 Jahanshahi and Zare
5 Tajabadi
6 Koussis and Mazi
7 Jiao and Post

که مربوط به فعالیت‌های پس از کرتاسه است، با نفوذ در واحدهای یاد شده موجب دگرگونی مجاورتی آن‌ها شده است. در شمال غربی و جنوب شرقی این منطقه، آهک‌ها و آهک‌های رسی گچ‌دار مربوط به دوره الیگوسن (سازند قم) رخنمون پیدا کرده است.

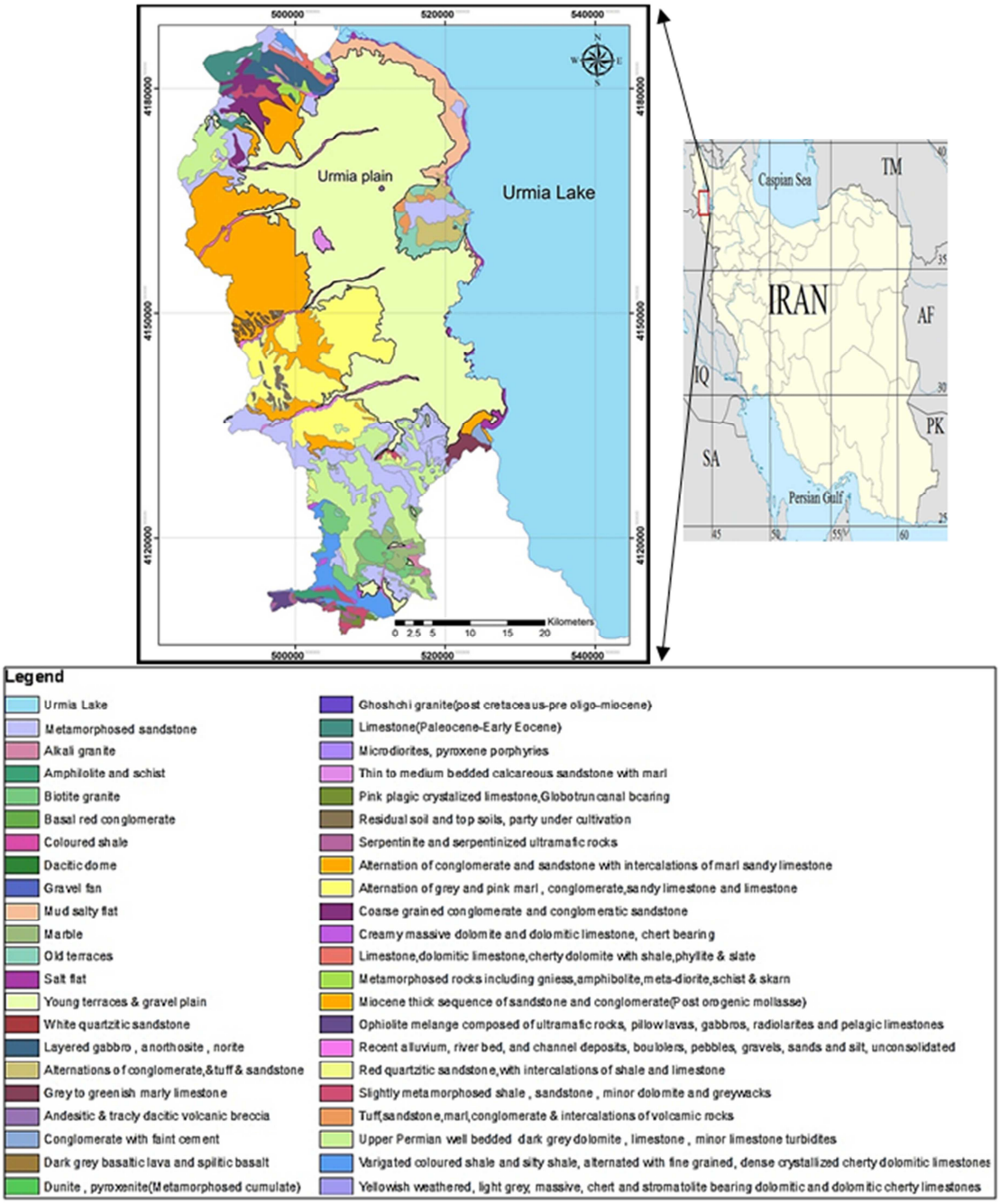
جنوب منطقه ارومیه را رسوبات کنگلومرایی، مارنی و آهک‌های ماسه‌ای نازک تا متوسط لایه مربوط به دوره میوسن تشکیل داده است. در شمال شرقی شهر ارومیه تا بندر گلمانخانه در شرق (نزدیک دریاچه ارومیه)، سنگ‌های ولکانیک آندزیتی تا داسیتی همراه با خرده‌سنگ‌های ناشی از آن‌ها همراه با تناوب ماسه‌سنگ، توف، مارن، آهک و کنگلومرا مربوط به دوره‌های میوسن تا میوپلیوسن به چشم می‌خورد. جوان‌ترین رسوبات و تشکیلات موجود در محدوده مطالعاتی مربوط به رسوبات آبرفتی جوان کواترنری است که تمامی سطح منطقه را از شمال تا جنوب و در امتداد دریاچه ارومیه از شرق و ارتفاعات اطراف از شمال، غرب و جنوب پوشیده است. نقشه زمین شناسی محدوده مطالعاتی در شکل ۱ نمایش داده شده است.

۲- خصوصیات هیدروژئولوژیکی[1] منطقه

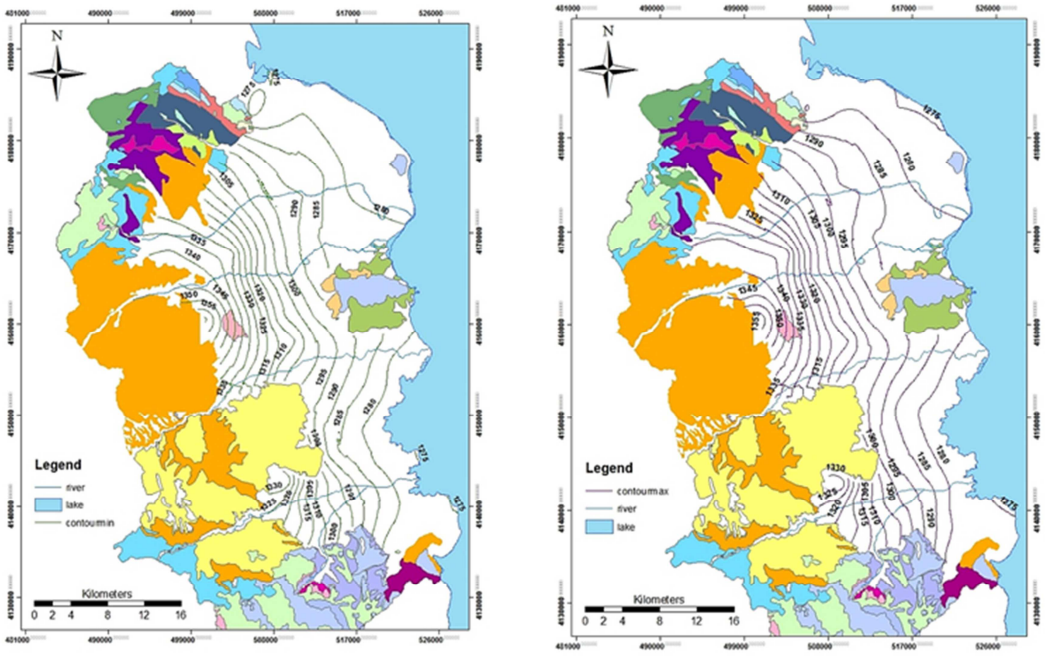
آبخوان ارومیه در فروافتادگی واقع در شرق ارتفاعات ارومیه تشکیل شده است. این آبخوان از رسوبات آبرفتی حاصل از فرسایش سازندهای اطراف تشکیل شده است. با توجه به رسوبگذاری ناشی از جریانات سیلابی در زمان‌های طولانی و تنوع سازندهای زمین‌شناسی در اطراف این دشت، رسوبات تشکیل‌دهنده آبخوان ارومیه دارای دامنه وسیعی از جنس‌ها (عمدتاً رسوبی و اندکی آذرین و دگرگونی) و اندازه ذرات (عمدتاً ماسه و تا حدودی گراول و رس) است. نیمه شمالی این آبخوان دارای ضخامت بیشینه ۱۶۰ متر و نیمه جنوبی آن نیز دارای بیشینه ضخامتی بین ۱۲۰ تا ۱۳۰ متر است. دریاچه ارومیه نیز از جنوب به سمت شمال عمیق‌تر می‌شود. بنابراین انتظار می‌رود که سنگ کف آبخوان ارومیه و دریاچه ارومیه مشترک بوده و دارای عمق بیش‌تری در رسوبات زیر دریاچه ارومیه باشد.

با توجه به کاهش شیب توپوگرافی از غرب به شرق، انتظار می‌رود که سطح آب زیرزمینی در این آبخوان در مناطق غربی در عمق بیش‌تر و در مناطق انتهایی (شرقی) دشت در عمق بسیار کم‌تری (تقریباً هم‌تراز با سطح زمین) قرار داشته باشد. در شکل ۲، تغییرات تراز آب زیرزمینی در دو فصل تر و خشک نمایش داده شده است. بررسی‌ها نشان می‌دهد که تغییرات کلی سطح آب در این دشت در سال‌های مختلف دارای روندی تقریباً ثابتی است. به عبارتی دیگر، از مناطق غربی به سمت دریاچه ارومیه کاهش تراز آب زیرزمینی رخ می‌دهد و این بر جریان آب زیرزمینی از غرب به شرق دلالت دارد.

[1] Hydrogeological characteristics



شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی محدوده دشت ارومیه



شکل۲: کمینه (سمت راست) و بیشینه (سمت چپ) تراز آب زیرزمینی در آبخوان ارومیه

بارندگی‌مهم‌ترین عامل تغذیه این آبخوان محسوب می‌شود. علاوه بر این، جریانات حاصل از رودخانه‌های دائمی و فصلی نیز در زمره دیگر عوامل تأثیرگذار در تغذیه آبخوان قرار دارد. ارتباط منابع آب کارستی و همچنین سازندهای سخت از طریق سیستم‌های انحلالی و درز و شکاف‌دار نیز ازجمله عوامل محتمل در تغذیه آبخوان ارومیه است. مهم‌ترین عامل تخلیه آبخوان ارومیه نیز برداشت از چندین هزار چاه پمپاژ مجاز و غیرمجاز در سطح منطقه است. بر اساس بررسی‌های صورت گرفته، تا پایان سال آبی ۹۷-۹۶، تعداد چاه‌های مجاز و غیرمجاز موجود در این محدوده به ترتیب در حدود ۱۸ هزار حلقه و ۲۵ هزار حلقه برآورد شده است.

۳- اقلیم محدوده ارومیه

متوسط دمای سالانه ارومیه در یک بازه زمانی ۳۰ ساله اخیر برابر ۱۱/۵۲ درجه سانتی‌گراد است. همچنین، متوسط بیشینه و متوسط کمینه دمای منطقه ارومیه در همین بازه زمانی به ترتیب برابر ۳۱/۲ و ۶/۱- درجه سانتیگراد است (WMO ،۲۰۱۴ NOAA ،۲۰۱۲). متوسط بارش سالانه محدوده ارومیه در یک بازه ۳۰ ساله برابر با ۳۴۶/۳ میلی‌متر است. مجموع روزهای یخبندان در ارومیه حدود ۱۲۰ روز است.

۴- تئوری مطالعه

در برخی مسائل آب زیرزمینی، تغییرات دانسیته سیال (به عنوان مثال، جریان آب زیرزمینی در نزدیکی سواحل) می‌تواند الگوی جریان آب زیرزمینی را تا حدود زیادی تحت تأثیر قرار دهد. رویکردها و چالش‌های موجود در زمینه

مطالعه جریان آب زیرزمینی دارای دانسیته متغیر توسط ورنر[1] و همکاران (۲۰۱۳) مورد ارزیابی قرار گرفته است. وجود عوامل و فرایندهای متعدد سبب می‌شود چالش‌های جدی در زمینه تعیین عوامل کنترل‌کننده اصلی نفوذ آب شور و به تبع آن مدیریت بهینه برداشت آب زیرزمینی وجود داشته باشد.

وجه تمایز مدل‌های نفوذ آب شور در مقایسه با مدل‌های جریان آب زیرزمینی، تغییر دانسیته ناشی از تغییر میزان شوری است. شبیه‌سازی نفوذ آب شور دارای وابستگی زیادی به کدهای عددی است. کدهای فراوانی برای شبیه‌سازی نفوذ آب شور در آبخوان‌های ساحلی در دسترس است. در این مورد، SEAWAT (لانژوین[2] و همکاران ۲۰۰۷) و SUTRA (وس و پرووست[3] ۲۰۰۲) مهم‌ترین کدهایی هستند که تا کنون در موارد بسیار زیادی مورد استفاده قرار گرفته‌اند. کد SEAWAT به طور ویژه برای شبیه‌سازی نفوذ آب شور طراحی شده است، اگرچه دارای کاربردهای فراوان دیگری مانند شبیه‌سازی ترکیبی جریان آب زیرزمینی و انتقال حرارت نیز می‌باشد. کد SEAWAT از MODFLOW (تفاضلات محدود) برای حل سیستم جریان و از MT3D (یا MT3DMS) برای حل معادلات انتقال مواد محلول استفاده می‌کند.

برنامه SEAWAT یک روش حل صریح[4] و روش تکراری پیکارد[5] را برای معادلات جریان و انتقال مواد محلول دنبال می‌کند. در روش صریح، غلظت مواد محلول در مراحل زمانی پیشین برای بروزرسانی دانسیته سیالات استفاده شده در معادله جریان در زمان کنونی بکار گرفته می‌شود. پس از آن، شار همرفتی ناشی از حل معادله جریان برای حل معادله انتقال مورد استفاده قرار می‌گیرد. با این روش تکراری دوگانه، حل معادلات جریان و انتقال مواد در هر مرحله زمانی تا زمانیکه بیش‌ترین تغییر دانسیته سیال برای تکرارهای متوالی در هر سلول به کم‌تر از یک مقدار تعریف شده توسط کاربر برسد؛ ادامه می‌یابد. به عبارتی دیگر، همگرایی در حل مقادیر بار هیدرولیکی و غلظت حاصل شود.

جداسازی زمانی در SEAWAT ترکیبی از رویکردهای استفاده شده در MODFLOW و MT3DMS است. شبیه‌سازی‌ها به دوره‌های تنش و مراحل زمانی انتقال مواد تقسیم می‌شود.

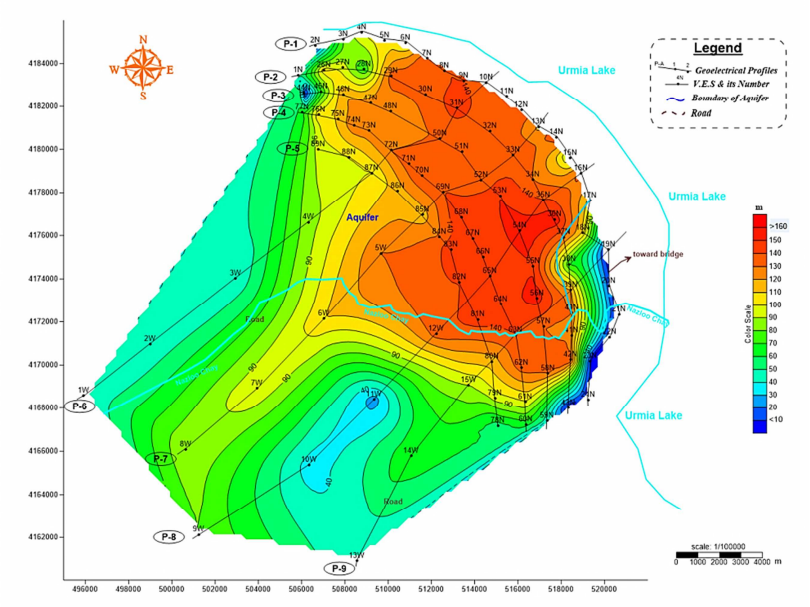
بررسی مطالعات صورت گرفته در آبخوان‌های ساحلی و ارزیابی پتانسیل نفوذ آب شور به این منابع آبی نشان می‌دهد که کد SEAWAT یکی از مناسب‌ترین ابزارهای بکارگرفته شده و البته در دسترس، برای این منظور است. به این ترتیب، در این مطالعه، با توجه به قرارگیری آبخوان ارومیه در مجاورت دریاچه بسیار شور ارومیه و حاکم بودن شرایطی با دانسیته متغیر در بخش‌های ساحلی این آبخوان، از کد SEAWAT می‌توان برای مدل‌سازی کمی و کیفی این مناطق استفاده کرد.

نتایج و بحث

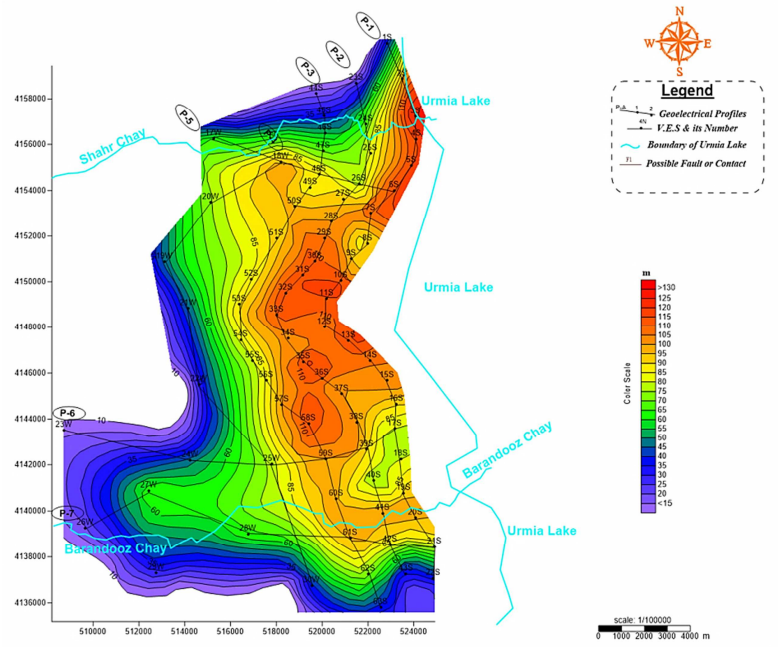
۱- بررسی تغییرات ضخامت آبخوان در محدوده مطالعاتی

1 Werner
2 Langevin
3 Voss and Provost
4 explicit solution method
5 iterative Picard method

همانطوریکه پیش از این عنوان شد، تمرکز مطالعه حاضر بر بررسی پتانسیل نفوذ آب شور به منابع آب زیرزمینی در مناطق ساحلی است. بنابراین شناسایی ساختار آبخوان از دیدگاه عمق و جنس رسوبات و همچنین عمق قرارگیری سنگ کف با استفاده از برداشت‌های ژئوفیزیکی در مناطق ساحلی مورد تأکید قرار گرفته است. در این مطالعه، با توجه به قرارگیری توده نفوذی قوشجی در میانه محدوده ارومیه، برداشت‌های ژئوفیزیکی جهت تعیین ضخامت رسوبات آبرفتی و همچنین عمق قرارگیری سنگ کف در دو بخش شمالی و جنوبی دشت انجام شده است. در شکل‌های ۳ و ۴ به ترتیب نقشه تغییرات ضخامتی آبرفت یا به تعبیری آبخوان ارومیه در محدوده‌های شمالی و جنوبی دشت ارومیه نمایش داده شده است. در تعریف آبخوان، محدوده رسوبی متشکل از آبرفت‌های دانه درشت و دانه متوسط مد نظر است. به همین منظور، آبرفت‌هایی که مقدار مقاومت الکتریکی آن‌ها بیش از ۲۰ اهم‌متر است به عنوان آبخوان معرفی شده است. بر اساس مطالعات ژئوفیزیکی، حداکثر ضخامت آبخوان در بخش شمالی به ۱۶۰ متر می‌رسد (امیری و همکاران ۲۰۱۶b). نتایج نشان می‌دهد که در محدوده شمالی، کم‌ترین ضخامت آبخوان ارومیه را در قسمت‌های نزدیک به ارتفاعات شمالی، غربی و توده نفوذی واقع در بخش ساحلی می‌توان یافت. بیش‌ترین ضخامت آبخوان نیز در بخش‌های مرکزی به سمت دریاچه دیده می‌شود. بنابراین انتظار می‌رود که درصورت وجود ارتباط هیدرولیکی بین آبخوان ارومیه و دریاچه ارومیه، مقدار مقاومت الکتریکی آب‌های زیرزمینی در مناطق ساحلی کاهش شدیدی را نشان دهد. همچنین در صورتیکه نفوذ آب شور به آبخوان وجود داشته باشد، با توجه به دانسیته بالای آب شور نسبت به آب شیرین انتظار می‌رود که مقدار مقاومت الکتریکی در اعماق آبخوان کاهش یابد. علیرغم برخی مقادیر پایین مقاومتی در اعماق پایین (سطوح بالا) که عمدتاً ناشی از انحلال کفه‌های نمکی موجود در سواحل است، عدم تغییر مقادیر مقاومت الکتریکی در اعماق زیاد نشان از عدم ارتباط هیدرولیکی قوی بین دریاچه ارومیه و آبخوان ارومیه در بخش شمالی دارد. از طرف دیگر، تغییرات مقاومت الکتریکی در برخی بخش‌های شرقی (محل اتصال آبرفت و دریاچه) نشان می‌دهد که محل ورود رودخانه‌هایی همچون نازلوچای (که البته تغییر جانبی زیادی در طول زمان داشته است) همراه با رسوبگذاری رسوباتی درشت‌تر از محیط اطراف و اشباع از آبی شیرین است که به تبع آن، مقدار مقاومت الکتریکی در مقایسه با سایر نقاط دشت بیش‌تر است. بنابراین پیش‌بینی می‌شود اگر در اینگونه مناطق، سطح آب زیرزمینی به هر دلیلی کاهش پیدا کند و همچنین جریان رودخانه کم یا متوقف شود، آب شور ممکن است از این معبرها به درون آبخوان نفوذ کند.



شکل ۳: تغییرات ضخامت در محدوده شمالی آبخوان



شکل ۴: تغییرات ضخامت در محدوده جنوبی آبخوان

بررسی نقشه تغییرات ضخامت آبخوان ارومیه در بخش جنوبی (شکل ۴) نشان می‌دهد که بیشینه ضخامت آبرفت در این محدوده می‌تواند تا ۱۳۰ متر نیز در نظر گرفته شود. در این مورد نیز مشابه نیمه شمالی آبخوان ارومیه، ضخامت

آبخوان در بخش‌های شرقی و نزدیک به دریاچه ارومیه بیش‌تر از سایر نقاط است. شواهد صحرایی نشان می‌دهد که در برخی مناطق مرکزی و همچنین قسمت‌های جنوبی نزدیک به ساحل، چاه‌های آرتزین از وجود لایه‌های محصورکننده حکایت دارد. بخشی از این محدوده‌ها به صورت رسوبات آبرفتی کم عمق نمایش داده شده است. ولی با این وجود، بر اساس اطلاعات محلی، محدوده و عمق آن‌ها تا حدودی متفاوت از مقادیری است که در شکل ۴ نمایش داده شده است. علت این امر می‌تواند فاصله زیاد بین گمانه‌های ژئوالکتریکی و نبود اطلاعات چینه‌شناسی عمیق از این محدوده‌ها جهت تدقیق نقشه‌های مبتنی بر مقدار مقاومت الکتریکی است.

با توجه به رخنمون سازندهای زمین‌شناسی در این منطقه، به نظر می‌رسد که سنگ‌کف مجموعه‌ای از سازندهای مارنی و آهکی، ماسه‌سنگی، کنگلومرایی و آذرین و ... است. به طور کلی، سنگ‌کف این منطقه از یک سازند مشخص تشکیل نشده و به همین دلیل مقاومت الکتریکی آن‌ها نیز متفاوت است (امیری و همکاران ۲۰۱۶b). با توجه به آنچه در رابطه با عمق رسوبات آبرفتی گفته شد، طبعاً بیش‌ترین عمق قرارگیری سنگ کف در محدوده‌های شمالی و جنوبی منطبق بر ضخامت آبخوان یا به تعبیری ضخامت رسوبات آبرفتی است.

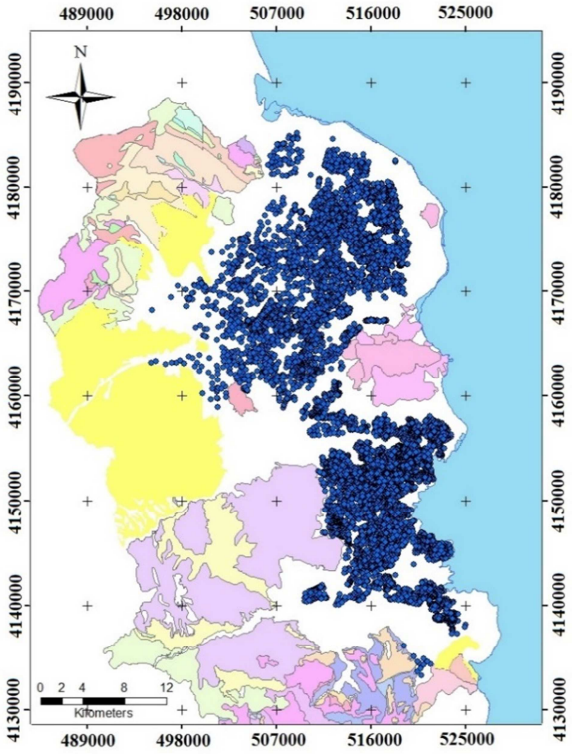
۲- مدل‌سازی جریان و انتقال مواد در محدوده مطالعاتی

در این بخش از مطالعه سعی شده است با استفاده از مدل‌سازی جریان و انتقال مواد محلول در بخش ساحلی آبخوان ارومیه به بررسی پتانسیل نفوذ آب شور پرداخته شود. به همین منظور، از بسته نرم‌افزاری GMS استفاده شده است. در این مورد، ابتدا به مدل‌سازی جریان آب زیرزمینی با استفاده از ماژول MODFLOW پرداخته شده است و پس از آن، انتقال مواد محلول (در این مطالعه، غلظت کلراید) با بهره‌گیری از کد MT3DMS به انجام رسیده است. پس از تهیه مدل جریان و انتقال مواد محلول، خروجی دو کد MODFLOW و MT3DMS به عنوان داده ورودی در کد SEAWAT مورد استفاده قرار گرفته است.

الف- مدل‌سازی جریان با استفاده از کد MODFLOW

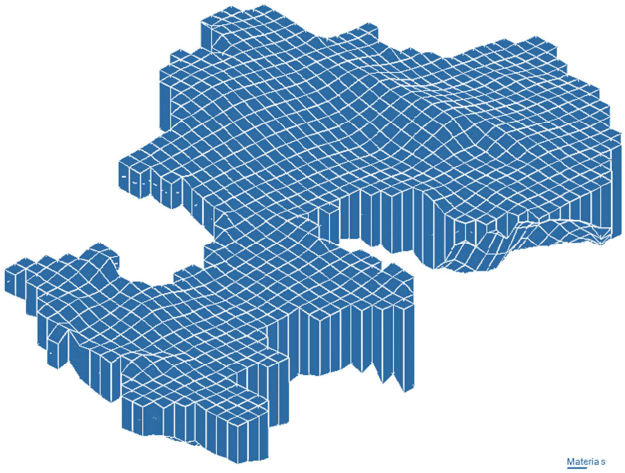
محدوده کلی مدل شامل دشت ارومیه بوده که از غرب، شمال و جنوب به ارتفاعات و از شرق به دریاچه ارومیه ختم می‌شود. بررسی‌های اولیه نشان می‌دهد که در بازه زمانی مورد مطالعه، نزدیک به تعداد ۱۸۰۰۰ حلقه چاه مجاز و ۲۵۰۰۰ حلقه چاه غیرمجاز در این منطقه وجود داشته و به بهره‌برداری از آب زیرزمینی از آبخوان ارومیه ادامه می‌دهند (شرکت مدیریت منابع آب ایران، ۱۳۹۷). این امر موجب شده است که با توجه به غیرمجاز بودن این چاه‌ها، اطلاعات چندانی در خصوص میزان برداشت ماهانه، عمق چاه، ترکیب شیمیایی آب و تجهیزات آن‌ها در اختیار قرار نداشته باشد. تنها اطلاعات موجود در مورد اینگونه چاه‌ها به آماربرداری‌های دوره‌ای محدود می‌شود. بنابراین با توجه به تعداد بسیار زیاد چاه‌های موجود در این منطقه و همچنین نبود اطلاعات کافی از کمیت و کیفیت آب برداشتی توسط آن‌ها، هرگونه مطالعه و به ویژه مدل‌سازی کمی و کیفی این آبخوان همراه با عدم قطعیت خواهد بود. به همین منظور، با توجه به کاستی‌های ذکر شده و هدف از این مطالعه سعی شده است بررسی‌ها به بخش‌های ساحلی این آبخوان محدود شود. در بخش ساحلی، از اطلاعات کیفی موجود (مانند سطح آب، نرخ پمپاژ و...) تهیه شده از چاه‌های مشاهده‌ای و پمپاژ استفاده شده است. همچنین، اطلاعات کیفی منابع آبی در این محدوده نیز در خلال این

مطالعه گردآوری شده است (امیری و همکاران c و b، a۲۰۱۶ و ۲۰۱۷). در شکل ۵ محدوده مطالعاتی و پراکندگی چاه‌های آماربرداری شده در سطح منطقه نمایش داده شده است.



شکل ۵: محدوده مطالعاتی ارومیه و پراکندگی چاه‌های برداشت آب از آبخوان ارومیه

به منظور تهیه مدل مفهومی و سه‌بعدی از این منطقه، اطلاعات بدست آمده از مطالعه ژئوفیزیکی مورد استفاده قرار گرفته است. همانطوریکه پیش از این مطرح شد، یکی از مهم‌ترین نتایج مطالعه ژئوفیزیکی تهیه اطلاعاتی از ساختارهای زیرسطحی به ویژه عمق تقریبی سنگ کف آبخوان بوده است. در شکل ۶ ساختار آبخوان نمایش داده شده است. داده‌های ارتفاعی سطح و کف آبخوان بر یک محدوده شبکه‌بندی شده از دشت ارومیه با ابعاد ۱۰۰۰×۱۰۰۰ متر اعمال شده است. در تصویر زیر، ضخامت آبخوان با بزرگنمایی ۵۰ برابر نمایش داده شده است.



شکل ۶: ساختار سه‌بعدی منطقه

با توجه به فراگیربودن مفاهیم مدلسازی منابع آب زیرزمینی و طولانی بودن توصیفات مربوط به مراحل مختلف آن، در این بخش از مطالعه به توصیف مراحل ساخت مدل و اطلاعات ورودی پرداخته نشده است و به این ترتیب به ارائه نتایج اصلی مدل‌های کمی و کیفی اجرا شده مبادرت شده است. بر اساس گزارش‌های موجود، نتایج آزمون پمپاژ، نقشه خاک‌شناسی و همچنین توزیع جنس‌های تشخیص داده شده توسط مطالعات ژئوفیزیک و معدود گمانه‌های موجود در منطقه، محدوده مطالعاتی ارومیه به ۱۸ منطقه با میزان تغییرات هدایت هیدرولیکی افقی (K_h) بین ۷ تا ۱۹ متر بر روز تقسیم‌بندی شده است. بر همین اساس، اختصاص مقدار آبدهی ویژه (S_y) به محدوده مدل نیز که مقداری بین ۰/۱۴ تا ۰/۳۵ است در قالب تقسیم‌بندی صورت گرفته برای هدایت هیدرولیکی دنبال شد. همچنین سایر بسته‌های ورودی شامل ۴ رودخانه اصلی، یک شبکه تغذیه با ۱۴ بخش، تعداد ۶۵ چاه مشاهداتی و مرز با بار ثابت[1] (GHB) (در بخش‌های ساحلی و بخش‌های غربی با سازندهای آهکی متخلخل) برای مدل تعریف شد. در مرز نوع GHB، سطح آب ثابت نیست و می‌تواند تحت تأثیر تنش‌ها (استرس‌ها)ی مختلف قرار گرفته و دچار نوسان شود. دبی جریان ورودی یا خروجی با توجه به گرادیان هیدرولیکی در مرز و همچنین مقدار آبگذری[2] سلول مرزی تغییر می‌کند. از طرف دیگر، حساسیت بارهای هیدرولیکی محاسباتی مدل به پارامتر مرزی نوع GHB کم‌تر از سایر مرزها است. بنابراین، چنانچه فرضیات مرزی به کار رفته در مرز درست نباشد و یا در اثر رسیدن استرس‌های مختلف، مرزها رفتار غیرواقعی از خود نشان دهند، نتایج مدل کم‌تر تحت تأثیر قرار خواهد گرفت.

پس از تعریف شرایط کلی مدل و اجرای مدل در حالت پایدار و بهینه ساختن برخی از پارامترهای هیدرولیکی آبخوان، اطلاعات موجود به مدل جهت اجرای شرایط ناپایدار وارد شد. یکی از شرایط حل معادلات دیفرانسیل جزیی در آب زیرزمینی وجود شرایط اولیه‌ای است که مدل بتواند با استفاده از اعداد و ارقام موجود محاسبات را از یک نقطه شروع کرده و ادامه دهد. بدین ترتیب، زمان اجرای مدل به تعداد دوره تنش و گام زمانی تقسیم می‌شود. در طول هر

1 General head boundary
2 Conductance

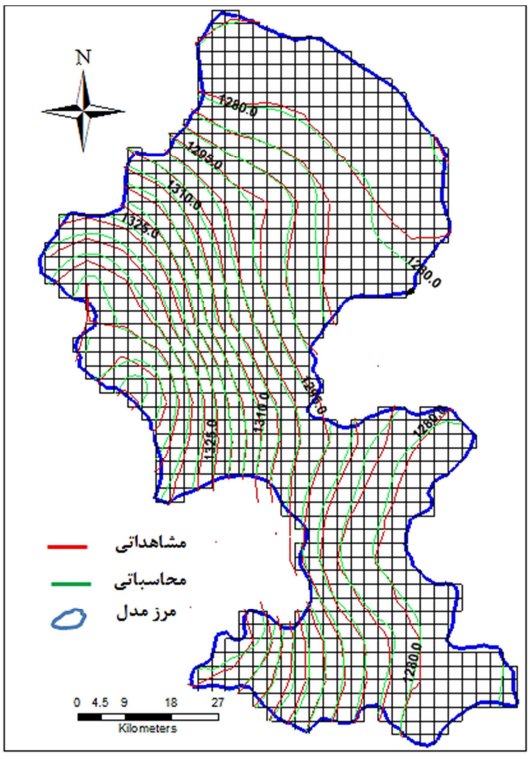
دوره، میزان تنش وارده به آبخوان ثابت است. این فرایند با در نظر گرفتن اطلاعات هیدروژئولوژیکی در دسترس، تنش‌های وارده به سیستم، هیدروگراف واحد دشت و هدف مدل‌سازی صورت می‌گیرد. مدل ریاضی جریان آب زیرزمینی آبخوان دشت ارومیه برای دو حالت پایدار و ناپایدار تهیه شد. مدل تهیه شده در شرایط پایدار به منظور برآورد برخی پارامترهای مشخص سیستم و بر مبنای یک دوره تنش ۳۰ روزه ایجاد گردید. این عمل با در نظر گرفتن اطلاعات هیدروژئولوژیکی در دسترس، تنش‌های وارده به سیستم و هیدروگراف واحد دشت صورت گرفت. شرایط ناپایدار نیز بر اساس اطلاعات فصلی به عنوان دوره تنش و ۴ گام زمانی فصلی تقسیم شد.

پس از اجرای مدل در حالت پایدار و تخمین اولیه پارامترهای آبخوان، مدل برای شبیه‌سازی جریان در حالت ناپایدار آماده شده و به اجرای آن مبادرت شد. مرحله اساسی پس از اجرای مدل کمی، کالیبراسیون آن است که اینکار به دو روش خودکار (با استفاده از کد PEST (دوئرتی[1] ۲۰۰۴) و UCODE (پوئتر[2] و همکاران ۲۰۰۵)) یا دستی (آزمون و خطا) صورت می‌گیرد. در کد PEST، پارامترهای منطقه با استفاده از روش‌های معکوس بهینه می‌شود. هدف از این بهینه‌سازی رسیدن به نقطه‌ای است که مجموع مربعات خطا به حداقل برسد. در این بسته، ابتدا یک مقدار اولیه به پارامترهای مورد نظر اختصاص داده شده و حدود مجاز تغییرات آن‌ها نیز تعریف می‌شود. اجرای مکرر مدل موجب می‌شود پارامترها در مسیر کاهش مقدار حداقل مربعات خطا تغییر کند (نخعی و امیری ۲۰۱۵). در برآورد پارامترها، تعریف مقدار اولیه بسیار حائز اهمیت است و مقادیر غیرواقعی موجب می‌شود نتایجی به دور از انتظار رقم بخورد. کالیبراسیون دستی نیز وابستگی زیادی به تجربه کاربر دارد. در این نوع از کالیبراسیون، تغییر شرایط مرزی و مقادیر پارامترهای هیدرودینامیکی در هر مرحله اجرای مدل تا رسیدن به بهترین برازش صورت می‌گیرد.

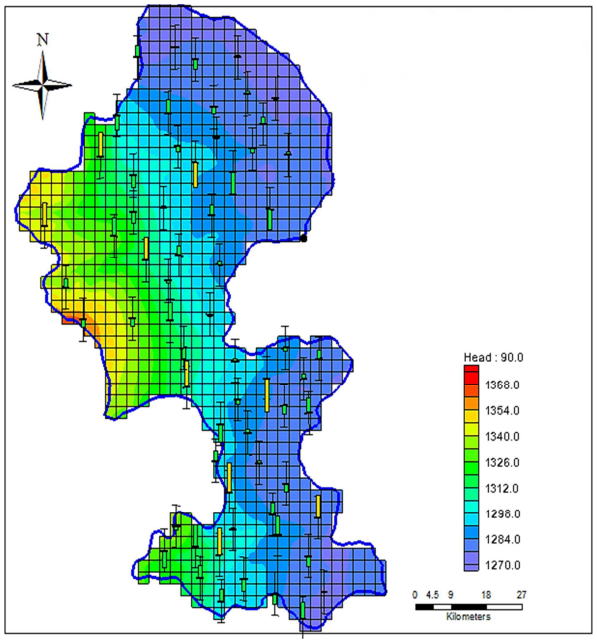
در اولین اجرای مدل، خطاهایی در سطح آب مشاهداتی و محاسباتی وجود دارد. در کالیبراسیون دستی، با تغییر مقدار آبدهی ویژه و هدایت هیدرولیکی و یا تغییر میزان ورودی یا خروجی در مناطقی که دارای عدم قطعیت است، مدل گام به گام تصحیح می‌شود. در این مطالعه، ابتدا کالیبراسیون با استفاده از کد PEST و با تعریف حدود بالایی و پایینی پارامترهای هدایت هیدرولیکی و آبدهی ویژه شروع شده و تا رسیدن به بهترین نتیجه منطقی ادامه پیدا کرد. پس از آن، کالیبراسیون به صورت دوره‌ای و با تنظیم دستی و خودکار برای مقادیر تغذیه سطحی، آبگذری، مرزهای داخلی و مجدداً هدایت هیدرولیکی و آبدهی ویژه تا رسیدن به بهترین تطابق بین مقادیر مشاهداتی و محاسباتی ادامه یافت.

در شکل ۷ تغییرات سطح ایستابی مشاهداتی و محاسباتی در گام اول از مرحله ناپایدار پس از کالیبراسیون نمایش داده شده است. همچنین، شکل ۸ تغییرات سطح ایستابی و اهداف کالیبراسیون در گام اول بعد از کالیبراسیون را نمایش می‌دهد. بررسی مقادیر خطا نشان می‌دهد که در آخرین اجرای مدل با مقادیر پارامترهای کالیبره شده، مقدار ME، MAE و RMSE مدل به ترتیب برابر ۰/۱۰۹، ۱/۱۳۸ و ۱/۴۱۱ رسیده است. بررسی نتایج نشان می‌دهد که مدل در تمامی گام‌های زمانی در نظر گرفته شده کالیبره شده و دارای حداقل خطای ممکن است. به این ترتیب، امکان ورود به مرحله انتقال مواد محلول با استفاده از کد MT3DMS فراهم شد.

1 Doherty
2 Poeter



شکل ۷: تغییرات سطح ایستابی مشاهداتی و محاسباتی در مرحله ناپایدار پس از کالیبراسیون (به عنوان نمونه در گام اول)



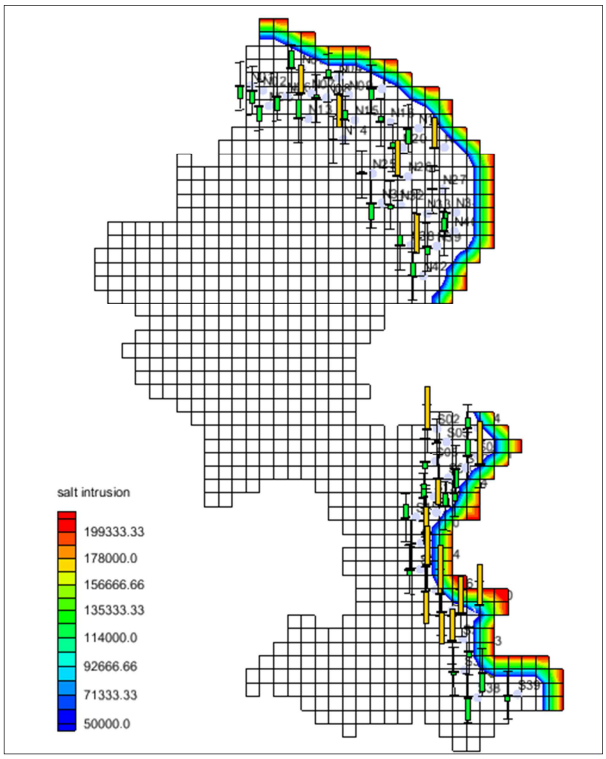
شکل ۸: تغییرات سطح ایستابی در دوره اول بعد از کالیبراسیون

ب- مدل‌سازی انتقال مواد محلول با استفاده از کد MT3DMS

در مدل‌سازی انتقال مواد محلول نیز مشابه مدل جریان در حالت ناپایدار از ۲ گام زمانی (دو فصل تر و خشک) و مطابق با نمونه‌برداری در بخش ساحلی آبخوان ارومیه استفاده شده است. در این بخش، از غلظت کلراید جهت بررسی وضعیت انتقال در بخش‌های ساحلی آبخون ارومیه (در ۵۶ موقعیت معرف کیفی) استفاده شد. مقدار غلظت اولیه برابر با ۱۶۰ میلی‌گرم بر لیتر (متوسط دو فصل نمونه‌برداری در بازه مورد نظر) در نظر گرفته شد. همچنین، مقدار غلظت اولیه در مرز شرقی مدل (دریاچه ارومیه) نیز معادل ۲۱۰ گرم بر لیتر در مدل اعمال شد. مقدار ضریب انتشار کلراید بین ۰/۰۰۰۰۸۶۴ تا ۰/۰۰۰۱۷۲۸ متر مربع بر روز است (چیانگ[1] ۲۰۰۵، وب و هوارد[2] ۲۰۱۱) که در این مطالعه از مقدار ۰/۰۰۰۰۸۶۴ به عنوان مقدار اولیه استفاده شد. مقدار پراکندگی طولی به ویژگی‌های رسوب تشکیل دهنده آبخوان، خصوصیات شیمیایی آلاینده یا ردیاب محلول و اندازه سلول‌های شبکه مدل بستگی دارد (اسپیتز و مورنو[3] ۱۹۹۶). انتخاب مقدار ضریب پراکندگی طولی مناسب چندان آسان نیست و انتخاب اشتباه آن می‌تواند موجب تخمین بیش‌تر یا کم‌تر مقادیر ماده محلول مورد نظر در نقاط معرف شود. به منظور جلوگیری از ناپایداری در حل عددی، عموماً مقادیر پراکندگی طولی را در بیش‌ترین حالت معادل طول یک سلول در شبکه مدل در نظر می‌گیرند (اسپیتز و مورنو ۱۹۹۶). در آبخوان‌های ماسه‌ای (مشابه بخش اعظم آبخوان ارومیه)، مقادیر پراکندگی طولی با بزرگای ۱۰۰۰ متری با نتایج مطالعه و تخمین‌های گلهار[4] و همکاران (۱۹۹۲) مطابقت دارد. بنابراین، در این مطالعه با توجه به ابعاد ۱۰۰۰ متری هر سلول، مقدار پراکندگی طولی نیز می‌توانست معادل ۱۰۰۰ متر در نظر گرفته شود ولی با اعمال این مقدار، خطای مدل به شدت افزایش یافت و در نهایت مقداری بین ۲۰ تا ۴۰ متر برای این مدل در نظر گرفته شد.

پس از تعریف پارامترها و ورودی‌های اولیه، مدل MT3DMS اجرا شد. در شکل ۹ مدل کالیبره شده انتقال مواد محلول در بخش ساحلی آبخوان ارومیه نمایش داده شده است. بررسی توزیع غلظت کلراید در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که جبهه شوری ناشی از دریاچه ارومیه به جز در نزدیکی مرز با غلظت مشخص (۲۱۰ گرم بر لیتر) به مناطق درونی آبخوان ورود پیدا نکرده است. مهم‌ترین دلیل این رخداد را می‌توان در جریان آب زیرزمینی این منطقه یافت. بدین معنی که، انتقال مواد محلول تابعی از جریان آب در دو طرف یک مرز مشخص بوده و از آنجائیکه بار هیدرولیکی در آبخوان ارومیه بالاتر از تراز دریاچه ارومیه است و حتی در نزدیک‌ترین نقاط به دریاچه در دوره کم باران نیز آب زیرزمینی ۲ متر بالاتر از تراز دریاچه قرار دارد، انتظار می‌رود که جریان یک‌طرفه آب زیرزمینی به سمت دریاچه برقرار باشد. بنابراین، پیش‌بینی می‌شود در شرایط فعلی آبخوان و دریاچه، نفوذ آب شور به درون آبخوان رخ ندهد.

1 Chiang
2 Webb and Howard
3 Spitz and Moreno
4 Gelhar



شکل ۹: تغییرات غلظت کلراید در گام اول از مدل کالیبره شده MT3DMS

مدل‌سازی با استفاده از MT3DMS و مدل‌های مبتنی بر نتایج آن همیشه همراه با خطا و محدودیت‌هایی است که از عدم دسترسی به ساختار دقیق زیرسطحی و همچنین امکان چندین برابر بودن غلظت در برخی نقاط و عدم امکان نسبت دادن آن‌ها به یک فرایند واحد ناشی می‌شود. پس از اینکه یک مدل انتقال مواد محلول با استفاده از کد MT3DMS و بر اساس تخمین‌های اولیه ساختار مدل و مقادیر اولیه پارامترها ساخته شد، کالیبراسیون آنرا می‌توان با استفاده از تغییر ساختار مدل و مقادیر اولیه پارامترها (شامل شرایط اولیه و مرزی) تا زمانیکه نتایج مدل با مشاهدات صحرایی تطابق قابل قبولی داشته باشند؛ انجام داد (ژنگ و همکاران ۲۰۱۲). تخمین پارامتر و تحلیل عدم قطعیت مدل‌های نفوذ آب شور هنوز در مراحل ابتدایی قرار دارد. ابزارهای مستقل از مدل همچون PEST یا UCODE برای مدل‌های آب زیرزمینی مورد استفاده قرار می‌گیرند ولی این ابزارهای به ندرت قابلیت استفاده در مدل‌های نفوذ آب شور را دارند (ورنر و همکاران ۲۰۱۳). در این مرحله از مطالعه، با توجه به تعداد ۵۶ چاه معرف در محدوده ساحلی، کالیبراسیون دستی مدل انتقال تا مقادیر قابل قبولی از پارامترها دنبال شد. در مدل‌سازی جریان و انتقال مواد محلول با استفاده از MODFLOW و MT3DMS، مهم‌ترین پارامترهایی که در کالیبراسیون مورد استفاده قرار می‌گیرند شامل هدایت هیدرولیکی، ویژگی‌های ذخیره، مقادیر پراکندگی و تخلخل است. بررسی‌ها نشان می‌دهد که در مدل‌سازی نفوذ آب شور، تغییرات ضریب انتشار مولکولی گونه محلول (در اینجا کلراید) و تخلخل

تغییرات چندانی در نتایج مدل ایجاد نمی‌کند. از طرفی دیگر، هدایت هیدرولیکی افقی و پراکندگی طولی محیط می‌تواند تأثیر فراوانی بر نتایج مدل MT3DMS داشته باشد (مورفی و موریسون[1] ۲۰۰۷).

هدف اولیه و اصلی در کالیبراسیون دستیابی به تطابق قابل قبولی بین اندازه‌گیری‌های صحرایی و نتایج مدل است. مدل کالیبره شده ممکن است پس از آن برای تحلیل سناریو یا پیش‌بینی شرایط آینده مورد استفاده قرار گیرد. از طرفی دیگر، پیش‌بینی‌های مدل می‌تواند به سختی حاصل شود زیرا منابع آلاینده اغلب نامشخص یا غیرقابل دسترس هستند و اطلاعات کاملی از آن‌ها در اختیار قرار ندارد. بنابراین، در چنین مواقعی امکان کالیبراسیون و تطبیق نتایج مدل با مشاهدات صحرایی چندان میسر نیست (ژنگ[2] و همکاران ۲۰۱۲).

به طور کلی، کالیبراسیون اغلب ابتدا به صورت تکراری بین نتایج هیدرولیکی (مدل جریان) و شیمیایی (مدل انتقال) صورت می‌گیرد و پس از آن تمامی اطلاعات و فرایندها ممکن است به صورت همزمان مورد ارزیابی و دستکاری قرار گیرند. در نظرگیری همزمان پارامترهای مدل در فرایند کالیبراسیون حائز اهمیت است زیرا به عنوان مثال، اطلاعات مرتبط با جریان همچون بارهای هیدرولیکی و تغییرات آورد یا خروج رودخانه‌ها و اطلاعات انتقال مانند غلظت‌ها در کالیبره کردن مقادیر هدایت هیدرولیکی دارای نقش کلیدی هستند (بارلبو[3] و همکاران ۱۹۹۸ و ۲۰۰۴، هیل و تایدمن[4] ۲۰۰۷).

در تمامی سیستم‌های طبیعی، کالیبراسیون مدل‌های ساخته شده با استفاده از MT3DMS از عدم یگانگی[5] رنج می‌برد. به عبارتی دیگر، ترکیب‌های مختلفی از مقدار پارامترها و ساختار مدل می‌تواند مقادیر مشابهی از برازش را در اختیار قرار دهد. عدم یگانگی را می‌توان با در نظرگیری مقادیر مستقل و قطعی برخی پارامترها و اجبار در کالیبراسیون مدل با استفاده از اطلاعاتی همچون داده‌های هیدرولوژیکی، ژئوفیزیکی و ژئوشیمیایی کاهش داد. علاوه بر این، تعداد پارامترهای درگیر در کالیبراسیون می‌تواند در ابتدا به صورت محدود بوده و در ادامه با توجه به اطلاعات صحرایی موجود و مفید بودن در فرایند کالیبراسیون افزایش یابد (ژنگ و همکاران ۲۰۱۲).

همانطوریکه ژنگ (۲۰۱۱) بیان کرده است، با توجه به ساده‌انگاری‌هایی که در مدل اعمال می‌شود، یک مدل عددی هرگز نمی‌تواند تطابق کاملی با یک سیستم واقعی داشته باشد. در مرحله کالیبراسیون نباید سعی شود که پارامترهای زیادی جهت تطابق مدل با تمامی جزئیات مشاهدات صحرایی تغییر داده شود. در کالیبراسیون مدل باید یک دسته از پارامترهایی را که می‌توانند در تعیین رفتار کلی و اصلی سیستم جریان و انتقال نقش اساسی داشته باشند را تعیین کرد. این مسئله به طور ویژه برای شبیه‌سازی‌هایی که با استفاده از MT3DMS صورت می‌گیرد؛ صدق می‌کند. در این مدل، بخش اعظمی از سیستم غیرقابل مشاهده است و معمولاً نتایج شبیه‌سازی به این جزئیات غیرقابل مشاهده حساس هستند (ژنگ و همکاران ۲۰۱۲). برخی از مهم‌ترین موانع کالیبراسیون مدل‌های نفوذ آب شور شامل وابستگی اندازه‌گیری بار هیدرولیکی به دانسیته، حساسیت اطلاعات غلظت شوری به جریان، حساسیت مدل‌های نفوذ آب شور به توپوگرافی کف آبخوان و دشواری در تعریف شرایط اولیه است. عدم قطعیت مدل‌های کالیبره شده نفوذ

1 Murphy and Morrison
2 Zheng
3 Barlebo
4 Hill and Tiedeman
5 non-uniqueness

آب شور به ندرت قابلیت کمی‌سازی دارد و اغلب در تمامی مدل‌های نفوذ آب شور حذف می‌شود (کررا و همکاران ۲۰۱۰).

عدم اطلاع دقیق از ساختارهای زیرسطحی و همچنین شرایط پیچیده رسوبی و چینه‌نگاری در آبخوان ارومیه به ویژه در بخش‌های ساحلی که دارای لایه‌ها و میان لایه‌های نمکی و رسی است موجب می‌شود که در برخی نقاط امکان تطابق نتیجه پیش‌بینی مدل MT3DMS و مشاهدات صحرایی وجود نداشته باشد. همچنین با توجه به مطالب بالا، افزایش برخی پارامترهای مدل مانند پراکندگی طولی نیز می‌تواند موجب شود که مدل به شرایطی سوق پیدا کند که به دور از شرایط واقعی است. باید توجه شود که ساده‌انگاری‌های فراوانی در اینگونه کدهای عددی اعمال شده است و تغییر هر چه بیش‌تر پارامترهای محیط توصیه نمی‌شود.

علاوه بر توضیحاتی که در خصوص کالیبراسیون مدل انتقال ارائه شد، هیچگونه اتفاق نظری در مورد صحت‌سنجی[1] مدل جریان و انتقال آب زیرزمینی وجود ندارد. برخی محققین صحت‌سنجی مدل را به عنوان فرایندی قلمداد می‌کنند که در خلال آن، یک مدل کالیبره شده دارای قابلیت نمایش یا تولید دسته‌ای از اطلاعات مشاهداتی در آینده باشد. به عقیده برخی دیگر از محققین، یک مدل عددی آب زیرزمینی مشابه هر فرضیه علمی دیگر، نمی‌تواند مطلقاً صحیح باشد و کالیبره شود به این ترتیب، اصطلاح صحت‌سنجی مدل را نباید مورد استفاده قرار دارد (کونیکوف و بردهوف[2] ۱۹۹۲).

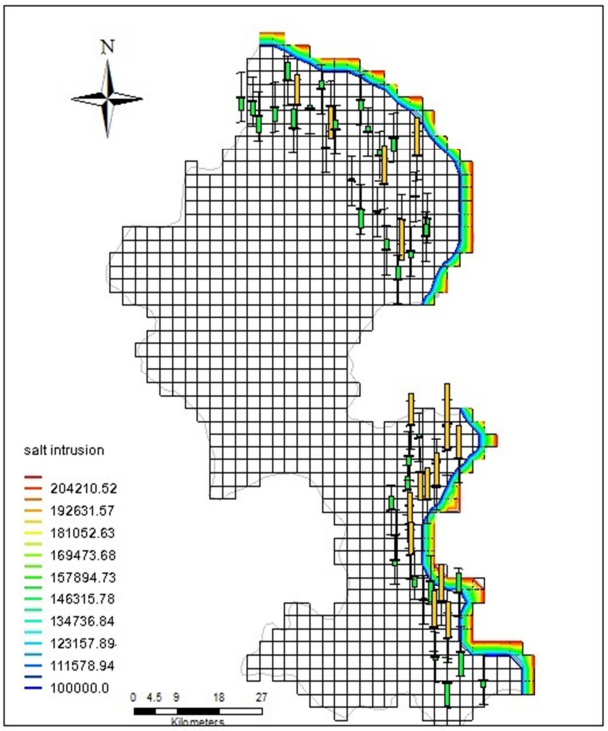
در مرحله آخر از مدل‌سازی شرایط آبخوان ارومیه در بخش ساحلی و در راستای بررسی پتانسیل نفوذ آب شور به این محدوده، اطلاعات و نتایج حاصل از اجرای دو مدل جریان (MODFLOW) و انتقال مواد محلول (MT3DMS) توسط کد SEAWAT مورد استفاده قرار گرفت. یکی از مهم‌ترین موانعی که در مسیر اجرا و بررسی نتایج حاصل از اینگونه مدل‌سازی‌های نفوذ آب شور وجود دارد، نبود اطلاعات عمقی کافی از شرایط رسوب‌شناسی و چینه‌نگاری، پارامترهای هیدرولیکی و کیفیت آب زیرزمینی است. تمامی کدهای کاربردی (به استثنای بسته SWI در MODFLOW) که برای بررسی نفوذ آب شور مورد استفاده قرار می‌گیرند نیازمند تفکیک عمودی آبخوان (یا سلول‌های شبکه) بر اساس اطلاعات دقیق هیدرولیکی و رسوب‌شناسی هستند (ورنر و همکاران ۲۰۱۳).

ج- مدل‌سازی نفوذ آب شور با استفاده از کد SEAWAT

بررسی مدل SEAWAT در دو سناریو دنبال شده است. با توجه به اینکه رودخانه‌های جاری در سطح دشت ارومیه یکی از مهم‌ترین منابع تأمین و تغذیه آب زیرزمینی در آبخوان ارومیه است، در سناریو اول با کاهش ۵۰ درصدی آورد ۴ رودخانه اصلی (نازلوچای، روضه‌چای، شهرچای و باراندوزچای) در مقایسه با مقدار اولیه آن‌ها، پاسخ محیط به این تغییر بررسی شده است (شکل ۱۰). بررسی تغییرات غلظت کلراید در مناطق ساحلی آبخوان ارومیه در نتیجه اعمال سناریو اول نشان می‌دهد که منحنی‌های تراز غلظت جابجایی زیادی از خود نشان نمی‌دهد. در این مورد می‌توان به عدم تأثیرپذیری زیاد آبخوان از ورودی ناشی از رودخانه‌ها به ویژه در بخش‌های انتهایی مسیر آن‌ها (مناطق ساحلی) دانست زیرا در این مناطق سطح آب زیرزمینی بسیار بالا بوده و کاهش آورد رودخانه‌ها که با هدف

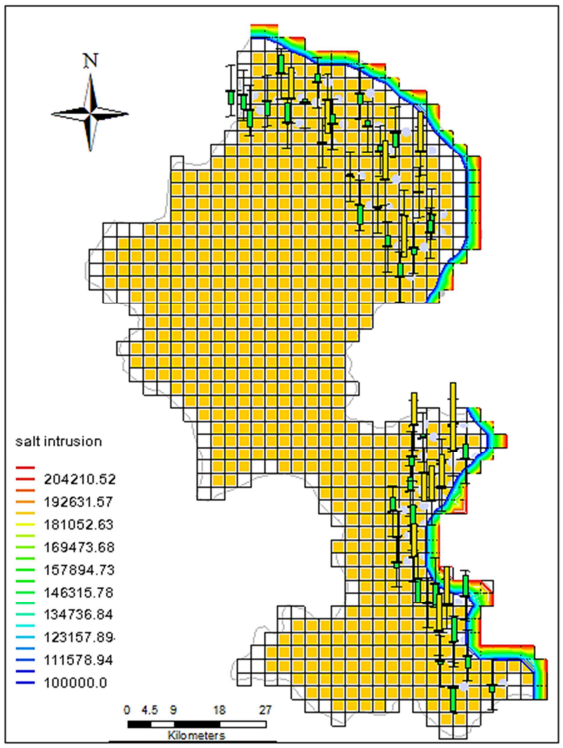
1 model validation
2 Konikow and Bredehoeft

کاهش تراز آب زیرزمینی صورت می‌گیرد به سرعت توسط آب زیرزمینی مناطق اطراف جایگزین می‌شود و مانع از ایجاد جریان معکوس از دریاچه به سمت آبخوان می‌شود.



شکل ۱۰: سناریوی اول (کاهش آورد رودخانه‌ها)

در سناریو دوم نیز با افزایش دبی برداشت در مناطق ساحلی به میزان ۵۰ درصد تغییر محسوسی در نتایج این مدل ایجاد نشد. در شکل ۱۱ نتایج اجرای مدل با اعمال شرایط سناریو دوم ارائه شده است. در این سناریو، عدم پاسخ قابل انتظار مدل به شرایط اعمال شده به دلیل سطح بالای آب زیرزمینی و پتانسیل تأمین آب بالای این آبخوان است به گونه‌ای که با تغییر نرخ پمپاژ نزدیک به ۵۰ چاه در منطقه ساحلی، احتمال کاهش چشمگیر سطح آب و معکوس شدن جریان از دریاچه ارومیه به سمت آبخوان بسیار اندک است. علاوه بر این، ناقص بودن چاه‌ها (عدم نفوذ به عمق کامل آبخوان) نیز مانع از پمپاژ آب از اعماق زیاد آبخوان شده و در نتیجه امکان بررسی تغییرات کیفی در لایه‌های زیرین آبخوان که وجود آب شور به دلیل دانسیته بالا محتمل است؛ فراهم نخواهد شد.



شکل ۱۱: سناریوی دوم (افزایش نرخ برداشت چاه‌ها)

نتیجه‌گیری

مدیریت منابع آب شیرین در آبخوان‌های ساحلی نیازمند شناخت دینامیک سیستم جریان و تعیین میزان برهمکنش منابع آب زیرزمینی و منابع آب سطحی (مانند دریا یا دریاچه های شور) در نقاط مختلف است. اینگونه مطالعات می‌تواند مدیریت بهینه منابع آب زیرزمینی را در مناطق ساحلی موجب شود. در این مطالعه سعی شده است برهمکنش منابع آب زیرزمینی محدوده ارومیه با دریاچه ارومیه از طریق مدلسازی عددی مورد بررسی قرار گیرد. در این مطالعه، تهیه مدل مفهومی آبخوان ارومیه با استفاده از اطلاعات موجود و تعریف شرایط مرز شرقی آن با بهره‌گیری از نتایج حاصل از مطالعات ژئوالکتریکی انجام شده است. همچنین مدل‌سازی جریان و انتقال مواد محلول در بخش ساحلی آبخوان ارومیه با استفاده از بسته نرم‌افزاری GMS انجام شده است. در این مورد، ابتدا جریان آب زیرزمینی با استفاده از ماژول MODFLOW مدلسازی شده است و پس از آن، انتقال مواد محلول (در این مطالعه، غلظت کلراید) با بهره‌گیری از کد MT3DMS به انجام رسیده است. پس از تهیه مدل جریان و انتقال مواد محلول، خروجی دو کد MODFLOW و MT3DMS به عنوان داده ورودی در کد SEAWAT مورد استفاده قرار گرفته است.

پس از اجرای مدل در حالت پایدار و تخمین اولیه پارامترهای آبخوان، مدل برای شبیه‌سازی جریان در حالت ناپایدار آماده شده و به اجرای آن مبادرت شد. در این مطالعه، ابتدا کالیبراسیون با استفاده از کد PEST و با تعریف حدود بالایی و پایینی پارامترهای هدایت هیدرولیکی و آبدهی ویژه شروع شده و تا رسیدن به بهترین نتیجه منطقی ادامه پیدا کرد. پس از آن، کالیبراسیون به صورت دوره‌ای و با تنظیم دستی و خودکار برای مقادیر تغذیه سطحی، آبگذری،

مرزهای داخلی و مجدداً هدایت هیدرولیکی و آبدهی ویژه تا رسیدن به بهترین تطابق بین مقادیر مشاهداتی و محاسباتی ادامه یافت. بررسی مقادیر خطای تغییرات سطح ایستابی مشاهداتی و محاسباتی در گام اول از مرحله ناپایدار پس از کالیبراسیون نشان می‌دهد که در آخرین اجرای مدل با مقادیر پارامترهای کالیبره شده، مقدار ME، MAE و RMSE مدل به ترتیب برابر ۰/۱۱، ۱/۱۴ و ۱/۴۱ رسیده است. بررسی توزیع غلظت کلراید با استفاده از مدل MT3DMS نشان می‌دهد که جبهه شوری ناشی از دریاچه ارومیه به جز در نزدیکی مرز با غلظت مشخص به مناطق درونی آبخوان ورود پیدا نکرده است. مهم‌ترین دلیل این رخداد را می‌توان در جریان آب زیرزمینی این منطقه یافت. بدین معنی که، انتقال مواد محلول تابعی از جریان آب در دو طرف یک مرز مشخص بوده و از آنجائیکه بار هیدرولیکی در آبخوان ارومیه بالاتر از تراز دریاچه ارومیه است و حتی در نزدیک‌ترین نقاط به دریاچه در دوره کم باران نیز آب زیرزمینی ۲ متر بالاتر از تراز دریاچه قرار دارد، انتظار می‌رود که جریان یک‌طرفه آب زیرزمینی به سمت دریاچه برقرار باشد. بنابراین، پیش‌بینی می‌شود در شرایط فعلی آبخوان و دریاچه، نفوذ آب شور به درون آبخوان رخ ندهد.

بررسی توزیع غلظت کلراید با استفاده از مدل MT3DMS نشان می‌دهد که جبهه شوری ناشی از دریاچه ارومیه به جز در نزدیکی مرز با غلظت مشخص به مناطق درونی آبخوان ورود پیدا نکرده است. با توجه به اینکه انتقال مواد محلول تابعی از جریان آب در دو طرف یک مرز مشخص بوده و از آنجائیکه بار هیدرولیکی در آبخوان ارومیه بالاتر از تراز دریاچه ارومیه است، انتظار می‌رود که جریان یک‌طرفه آب زیرزمینی به سمت دریاچه برقرار باشد. مدل SEAWAT در دو سناریو اجرا شده است. در سناریو اول پاسخ محیط به کاهش ۵۰ درصدی آورد ۴ رودخانه اصلی بررسی شده است. نتایج نشان می‌دهد که منحنی‌های تراز غلظت کلراید تغییر زیادی از خود نشان نمی‌دهد و این شرایط به عدم تأثیرپذیری زیاد بخش‌های ساحلی آبخوان از ورودی ناشی از رودخانه‌ها اشاره دارد. در این حالت، کاهش آورد رودخانه‌ها به سرعت توسط آب زیرزمینی مناطق اطراف جایگزین می‌شود و مانع از ایجاد جریان معکوس از دریاچه به سمت آبخوان می‌شود. در سناریو دوم نیز با افزایش دبی برداشت در مناطق ساحلی به میزان ۵۰ درصد تغییر محسوسی در نتایج این مدل ایجاد نشد. بنابراین، نرخ نفوذپذیری بسیار پایین رسوبات در بخش‌های ساحلی و همچنین بار هیدرولیکی زیاد آب زیرزمینی موانع جدی برای نفوذ آب شور به درون آبخوان می‌باشد.

تحقیق در زمینه نفوذ آب شور و برهم‌کنش پیچیده آبخوان و منابع عظیم آب سطحی (دریا و دریاچه) مستقل از تغییرات اقلیم و تنش‌های روزافزون بشری بر آبخوان‌های ساحلی، یک زمینه مطالعاتی بسیار فعال و پویا تلقی می‌شود. بررسی‌ها نشان می‌دهد که مهم‌ترین معضل در تحقیقات مرتبط با نفوذ آب شور، کمبود مطالعات پایشی متمرکز و نظام‌مندی است که تغییرات منطقه اختلاط را با دقت تعیین کرده و با نتیجه حاصل از روش‌های پیش‌بینی‌کننده تطبیق دهد.

منابع

شرکت مدیریت منابع آب ایران، ۱۳۹۷، www.wrm.ir

Adepelumi, A.A., Ako, B.D., Ajayi, T.R., Afolabi, O., & Omotoso, E.J. (2009). Delineation of saltwater intrusion into the freshwater aquifer of Lekki Peninsula, Lagos, Nigeria. Environmental Geology, 56, 927-933.

Amiri, V., Nakhaei, M., & Lak, R., (2017). Using radon-222 and radium-226 isotopes to deduce the functioning of a coastal aquifer adjacent to a hypersaline lake in NW Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 147, 128-147.
Amiri, V., Nakhaei, M., Lak, R., & Kholghi, M. (2016a). Assessment of seasonal groundwater quality and potential saltwater intrusion: a study case in Urmia coastal aquifer (NW Iran) using the groundwater quality index (GQI) and hydrochemical facies evolution diagram (HFE-D). Stochastic Environmental Research and Risk Assessment, 30, 1473-1484.
Amiri, V., Nakhaei, M., Lak, R., & Kholghi, M. (2016b). Geophysical, isotopic, and hydrogeochemical tools to identify potential impacts on coastal groundwater resources from Urmia hypersaline Lake, NW Iran. Environmental Science and Pollution Research, 23, 16738-16760.
Amiri, V., Nakhaei, M., Lak, R., & Kholghi, M. (2016c). Investigating the salinization and freshening processes of groundwater through major ion and trace element indicators: Urmia plain, NW of Iran. Environmental Monitoring and Assessment, 188, 233.
Barbecot, F., Marlin, C., Gibert, E., & Dever, L. (2000). Hydrochemical and isotopic characterization of the Bathonian and Bajocian coastal aquifer of the Caen area (northern France). Applied Geochemistry, 15, 791-805.
Barker, A.P., Newton, R.J., & Bottrell, S.H. (1998) Processes affecting groundwater chemistry in a zone of saline intrusion into an urban aquifer. Applied Geochemistry, 13, 735-749.
Barlebo, H.C., Hill, M.C., Rosbjerg, D., & Jensen, K.H. (1998). Concentration data and dimensionality in groundwater models: Evaluation using inverse modeling. Nordic Hydrology, 29(3), 149-178.
Barlow, P.M., & Reichard, E.G. (2010). Saltwater intrusion in coastal regions of North America. Hydrogeology Journal, 18, 247-260.
Boluda-Botella, N., Valdes-Abellan, J., & Pedraza, R. (2014). Applying reactive models to column experiments to assess the hydrogeochemistry of seawater intrusion: Optimising ACUAINTRUSION and selecting cation exchange coefficients with PHREEQC. Journal of Hydrology, 510, 59-69.
Carrera, J., Hidalgo, J.J., Slooten, L.J., & Vazquez-Sune, E. (2010). Computational and conceptual issues in the calibration of seawater intrusion models. Hydrogeology Journal, 18, 131-45.
Chen, K., & Jiao, J.J. (2014). Modeling freshening time and hydrochemical evolution of groundwater in coastal aquifers of Shenzhen, China. Environmental Earth Sciences, 71, 2409-2418.
Chiang, W.H. (2005). 3D groundwater modeling with PMWIN, a simulation system for modeling groundwater flow and transport processes, Springer, 87-89.
Danesh-Yazdi, S.M., & Ataie-Ashtiani, B. (2019). Lake Urmia crisis and restoration plan: Planning without appropriate data and model is gambling. Journal of Hydrology, 576, 639-651.
Darling, W.G., Edmunds, W.M., & Smedley, P.L. (1997). Isotopic evidence for pale waters in the British Isles. Applied Geochemistry, Vol. 12, 813-829.
Doherty, J. (2004). Manual for PEST. 5th ed. Brisbane, Australia: Watermark Numerical Computing.
Dregne, H.E. (2000). Land degradation in the drylands. Arid Land Resources Management, Vol. 16, 99-132.
Fidelibus, M.D., Calò, G., Tinelli, R., & Tulipano, L. (2011). Salt groundwaters in the Salento karstic coastal aquifer (Apulia, Southern Italy). In: Lambrakis, N., Stournaras, G., & Katsanou, K. (Eds.). Advances in the Research of Aquatic Environment,\Environmental\Earth Sciences Series, vol.1. Springer-Verlag, Berlin, 407-415.
Gelhar, L.W., Welty, C., & Rehfeldt, K.R. (1992). A critical review of Data on Field-Scale Dispersion in Aquifers. Water Resources Research, 28(7), 1955-1974.
Hill, M.C., & Tiedeman, C.R. (2007). Effective Groundwater Model Calibration: Analysis of Sensitivities, Predictions, and Uncertainty. New York, N.Y.: Wiley. 480 p.
Iran water resources management company (IWRM) (2018). http://www.wrm.ir/
Jahanshahi R., & Zare M. (2016). Hydrochemical investigations for delineating salt-water intrusion into the coastal aquifer of Maharlou Lake, Iran. Journal of African Earth Sciences, 121, 16-29.
Jiao, J., & Post, V. (2019). Coastal Hydrogeology, Cambridge: Cambridge University Press. DOI:10.1017/9781139344142
Khazaei, B., Khatami, S., Alemohammad, S.H., Rashidi, L., Wu, C., Madani, K., Kalantari, Z., Destouni, G., & Aghakouchak, A. (2019). Climatic or regionally induced by humans? Tracing hydro-climatic and land-use changes to better understand the Lake Urmia tragedy. Journal of Hydrology, 569, 203-217.
Konikow, L.F., & Bredehoeft, J.D. (1992). Ground-water models cannot be validated. Advances in Water Resources, 15(1), 75-83.
Koussis, A.D., & Mazi, K. (2018). Corrected interface flow model for seawater intrusion in confined aquifers: relations to the dimensionless parameters of the variable-density flow. Hydrogeology Journal, 26, 2547-2559.
Langevin, C.D., Thorne, D.T., Dausman, A.M., Sukop, M.C., & Guo, W. (2007). SEAWAT Version 4: a computer program for simulation of multi-species solute and heat transport. US Geological survey techniques and methods book 6. Reston, USA: US Geological Survey; 40 p [chapter A22].
Lucas, Y., Schmitt, A.D., Chabaux, F., Clément, A., Fritz, B., Elsass, Ph., & Durand, S. (2010). Geochemical tracing and hydrogeochemical modeling of water-rock interactions during salinization of alluvial groundwater (Upper Rhine Valley, France). Applied Geochemistry, 25, 1644-1663.
Madani, K. (2014). Water management in Iran: what is causing the looming crisis?. Journal of Environmental Studies and Sciences, 4(4), 315-328.

Mollema, P.N., Antonellini, M., Dinelli, E., Gabbianelli, G., Greggio, N., & Stuyfzand, P.J. (2013). Hydrochemical and physical processes influencing salinization and freshening in Mediterranean low-lying coastal environments. Applied Geochemistry, 34, 207-221.
Murphy, B., & Morrison, R. (2007). Introduction to Environmental Forensics-Second Edition, Elsevier, 546 p.
Nakhaei, M., & Amiri, V. (2015). Estimating the unsaturated soil hydraulic properties from a redistribution experiment: application to synthetic data. Journal of Porous Media, 18(7), 717-729.
Nakhaei, M., Altafi-Dadgar, M., & Amiri, V. (2016). Geochemical processes analysis and evaluation of groundwater quality in Hamadan Province, Western Iran. Arabian Journal of Geosciences 9(5), 384.
Nakhaei, M., Amiri, V., Rezaei, K., & Moosaei, F. (2015). An investigation of the potential environmental contamination from the leachate of the Rasht waste disposal site in Iran. Bulletin of engineering geology and the environment 74 (1), 233-246.
NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration)." Oroomieh Climate Normals 1961-1990". Retrieved December 27, 2012.
Perera, E.D.P., Jinno, K., Tsutsumi, A., & Hiroshiro, Y. (2009). Numerical study of salinity variation in a coastal aquifer: a case study of the Motooka region in western Japan. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment, 23, 957-965.
Poeter, E.P., Hill, M.C., Banta, E.R., Mehl, S., & Christensen, S. (2005). UCODE_2005 and six other computer codes for universal sensitivity analysis, calibration, and uncertainty evaluation. Reston, USA: US Geological Survey Techniques and Methods 6-A11; 283 p.
Ranjan, S.P., Kazama, S., & Sawamoto, M. (2006). Effects of climate change on coastal fresh groundwater resources. Global Environmental Change, 16, 388-399.
Rengasamy, P. (2006). World salinization with emphasis on Australia. Journal of Experimental Botany, 57, 1017-1023.
Schulz, S., Darehshouri, S., Hassanzadeh, E., Tajrishy, M., & Schuth, C. (2020). Climate change or irrigated agriculture – what drives the water level decline of Lake Urmia. Scientific Reports, 10, 236, DOI:10.1038/s41598-019-57150-y
Sohrabi, N., Chitsazan, M., Amiri, V., & Moradi-Nezhad, T. (2013). Evaluation of groundwater resources in alluvial aquifer based on MODFLOW program, case study: Evan plain (Iran). International journal of agriculture and crop sciences, 5(11), 1164-1170.
Sohrabi, N., Kalantari, N., Amiri, V., & Nakhaei, M. (2017). Assessing the chemical behavior and spatial distribution of yttrium and rare earth elements (YREEs) in a coastal aquifer adjacent to the Urmia Hypersaline Lake, NW Iran. Environmental Science and Pollution Research, 24(25), 20502-20520.
Sowers, J., Vengosh, A., & Weinthal, E. (2011). Climate change, water resources, and the politics of adaptation in the Middle East and North Africa. Climatic Change, 104, pp. 599-627.
Spitz, K., & Moreno, J. (1996). A Practical Guide to Groundwater and Solute Transport Modeling, John Wiley and Sons Inc, 372 p.
Tajabadi, M., Zare, M., & Chitsazan M. (2018). The hydrogeochemical and isotopic investigations of the two-layered Shiraz aquifer in the northwest of Maharlou saline lake, south of Iran. Journal of African Earth Sciences, 139, 241-253.
Voss, C.I., & Provost, A.M. (2002). SUTRA, a model for saturated-unsaturated variable-density ground-water flow with energy or solute transport. Reston, USA: US Geological Survey Open-File Report 02- 31; 250 p.
Webb, M.D., & Howard, K.W.F. (2011). Modeling the Transient Response of Saline Intrusion to Rising Sea-Levels. Ground Water, 49(4), 560-569.
Werner, A.D., Bakker, M., Post, V.E.A., Vandenbohede, A., Lu, C., Ataie-Ashtiani, B., Simmons, C.T., & Barry, D.A. (2013). Seawater intrusion processes, investigation, and management: Recent advances and future challenges. Advances in Water Resources, 51, 3-26.
Williams, J., Walker, G.R., & Hatton, T.J. (2002). Dryland salinization: A challenge for land and water management in the Australian landscape. In: Haygarth PM and Jarvis SC (eds.) Agriculture, Hydrology, and Water Quality. Wallingford, UK: CAB International.
WMO (World Meteorological Organisation). (2014). http://worldweather.wmo.int/en/city.html?cityId=1454.
Zheng, C., Hill. M.C., Cao, G., & Ma, R. (2012). MT3DMS: model use, calibration, and validation. Transactions of the ASABE, 55(4), 1549-1559.

Research Article

Investigation of the saltwater intrusion potential into groundwater resources using numerical modeling (case study: Urmia coastal aquifer)

Vahab Amiri [1*]

1*. Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Yazd University, Yazd, Iran

Received: 12-01-2020 Final Revised: 30-04-2020 Accepted: 13-05-2020

Abstract

In this study, we have tried to investigate the interaction between groundwater resources of the Urmia domain and Urmia Lake through numerical modeling. The conceptual model of the Urmia aquifer has been prepared using available information and results of geophysical studies. Modeling of flow and soluble transport in the coastal part of the Urmia aquifer has been done using the GMS software package. In this case, groundwater flow is first modeled using the MODFLOW module and then the solute transport (in this study, chloride concentration) is performed using the MT3DMS code. After modeling the flow and soluble transport, the outputs are used in the SEAWAT code. The calibration of aquifer hydraulic parameters was performed using the PEST code and manual method. In running the model in an unsteady state and using calibrated parameters, the values of ME, MAE, and RMSE of the model reached 0.11, 1.14, and 1.41, respectively. The results of flow modeling, solute transport, and mixing of saline and freshwater in the Urmia aquifer show that in the present situation, the relationship between the Urmia aquifer and Urmia Lake is as low as possible and the salinity of the aquifer is very low. Besides, the analysis of the water resources behavior in the coastal parts of this aquifer in two scenarios, including the 50% reduction in discharge of four main rivers and the 50% increase in groundwater extraction, shows that no significant change was made in the results of this model. Since solute transport is a function of flow dynamics in the region, a one-way flow of groundwater towards Urmia Lake, low permeability sediments (due to particle size and formation of salt layers) prevents the invasion of the Urmia Lake saltwater into the aquifer environment.

Keywords: Groundwater, Numerical modeling, Saltwater intrusion potential, Urmia aquifer, Urmia Lake.

* Corresponding Author Email: v.amiri@yazd.ac.ir

References

References (in Persian)

Iran water resources management company, (2018). www.wrm.ir. [In Persian]

References (in English)

Adepelumi, A.A., Ako, B.D., Ajayi, T.R., Afolabi, O., & Omotoso, E.J. (2009). Delineation of saltwater intrusion into the freshwater aquifer of Lekki Peninsula, Lagos, Nigeria. Environmental Geology, 56, 927-933.

Amiri, V., Nakhaei, M., & Lak, R., (2017). Using radon-222 and radium-226 isotopes to deduce the functioning of a coastal aquifer adjacent to a hypersaline lake in NW Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 147, 128-147.

Amiri, V., Nakhaei, M., Lak, R., & Kholghi, M. (2016a). Assessment of seasonal groundwater quality and potential saltwater intrusion: a study case in Urmia coastal aquifer (NW Iran) using the groundwater quality index (GQI) and hydrochemical facies evolution diagram (HFE-D). Stochastic Environmental Research and Risk Assessment, 30, 1473-1484.

Amiri, V., Nakhaei, M., Lak, R., & Kholghi, M. (2016b). Geophysical, isotopic, and hydrogeochemical tools to identify potential impacts on coastal groundwater resources from Urmia hypersaline Lake, NW Iran. Environmental Science and Pollution Research, 23, 16738-16760.

Amiri, V., Nakhaei, M., Lak, R., & Kholghi, M. (2016c). Investigating the salinization and freshening processes of groundwater through major ion and trace element indicators: Urmia plain, NW of Iran. Environmental Monitoring and Assessment, 188, 233.

Barbecot, F., Marlin, C., Gibert, E., & Dever, L. (2000). Hydrochemical and isotopic characterization of the Bathonian and Bajocian coastal aquifer of the Caen area (northern France). Applied Geochemistry, 15, 791-805.

Barker, A.P., Newton, R.J., & Bottrell, S.H. (1998) Processes affecting groundwater chemistry in a zone of saline intrusion into an urban aquifer. Applied Geochemistry, 13, 735-749.

Barlebo, H.C., Hill, M.C., Rosbjerg, D., & Jensen, K.H. (1998). Concentration data and dimensionality in groundwater models: Evaluation using inverse modeling. Nordic Hydrology, 29(3), 149-178.

Barlow, P.M., & Reichard, E.G. (2010). Saltwater intrusion in coastal regions of North America. Hydrogeology Journal, 18, 247-260.

Boluda-Botella, N., Valdes-Abellan, J., & Pedraza, R. (2014). Applying reactive models to column experiments to assess the hydrogeochemistry of seawater intrusion: Optimising ACUAINTRUSION and selecting cation exchange coefficients with PHREEQC. Journal of Hydrology, 510, 59-69.

Carrera, J., Hidalgo, J.J., Slooten, L.J., & Vazquez-Sune, E. (2010). Computational and conceptual issues in the calibration of seawater intrusion models. Hydrogeology Journal, 18, 131-45.

Chen, K., & Jiao, J.J. (2014). Modeling freshening time and hydrochemical evolution of groundwater in coastal aquifers of Shenzhen, China. Environmental Earth Sciences, 71, 2409-2418.

Chiang, W.H. (2005). 3D groundwater modeling with PMWIN, a simulation system for modeling groundwater flow and transport processes, Springer, 87-89.

Danesh-Yazdi, S.M., & Ataie-Ashtiani, B. (2019). Lake Urmia crisis and restoration plan: Planning without appropriate data and model is gambling. Journal of Hydrology, 576, 639-651.

Darling, W.G., Edmunds, W.M., & Smedley, P.L. (1997). Isotopic evidence for pale waters in the British Isles. Applied Geochemistry, Vol. 12, 813-829.

Doherty, J. (2004). Manual for PEST. 5th ed. Brisbane, Australia: Watermark Numerical Computing.

Dregne, H.E. (2000). Land degradation in the drylands. Arid Land Resources Management, Vol. 16, 99-132.

Fidelibus, M.D., Calò, G., Tinelli, R., & Tulipano, L. (2011). Salt groundwaters in the Salento karstic coastal aquifer (Apulia, Southern Italy). In: Lambrakis, N., Stournaras, G., & Katsanou, K. (Eds.). Advances in the Research of Aquatic Environment,\Environmental\Earth Sciences Series, vol.1. Springer-Verlag, Berlin, 407-415.

Gelhar, L.W., Welty, C., & Rehfeldt, K.R. (1992). A critical review of Data on Field-Scale Dispersion in Aquifers. Water Resources Research, 28(7), 1955-1974.

Hill, M.C., & Tiedeman, C.R. (2007). Effective Groundwater Model Calibration: Analysis of Sensitivities, Predictions, and Uncertainty. New York, N.Y.: Wiley. 480 p.

Iran water resources management company (IWRM) (2018). http://www.wrm.ir/

Jahanshahi R., & Zare M. (2016). Hydrochemical investigations for delineating salt-water intrusion into the coastal aquifer of Maharlou Lake, Iran. Journal of African Earth Sciences, 121, 16-29.

Jiao, J., & Post, V. (2019). Coastal Hydrogeology, Cambridge: Cambridge University Press. DOI:10.1017/9781139344142

Khazaei, B., Khatami, S., Alemohammad, S.H., Rashidi, L., Wu, C., Madani, K., Kalantari, Z., Destouni, G., & Aghakouchak, A. (2019). Climatic or regionally induced by humans? Tracing hydro-climatic and land-use changes to better understand the Lake Urmia tragedy. Journal of Hydrology, 569, 203-217.

Konikow, L.F., & Bredehoeft, J.D. (1992). Ground-water models cannot be validated. Advances in Water Resources, 15(1), 75-83.

Koussis, A.D., & Mazi, K. (2018). Corrected interface flow model for seawater intrusion in confined aquifers: relations to the dimensionless parameters of the variable-density flow. Hydrogeology Journal, 26, 2547-2559.

Langevin, C.D., Thorne, D.T., Dausman, A.M., Sukop, M.C., & Guo, W. (2007). SEAWAT Version 4: a computer program for simulation of multi-species solute and heat transport. US Geological survey techniques and methods book 6. Reston, USA: US Geological Survey; 40 p [chapter A22].

Lucas, Y., Schmitt, A.D., Chabaux, F., Clément, A., Fritz, B., Elsass, Ph., & Durand, S. (2010). Geochemical tracing and hydrogeochemical modeling of water-rock interactions during salinization of alluvial groundwater (Upper Rhine Valley, France). Applied Geochemistry, 25, 1644-1663.

Madani, K. (2014). Water management in Iran: what is causing the looming crisis?. Journal of Environmental Studies and Sciences, 4(4), 315-328.

Mollema, P.N., Antonellini, M., Dinelli, E., Gabbianelli, G., Greggio, N., & Stuyfzand, P.J. (2013). Hydrochemical and physical processes influencing salinization and freshening in Mediterranean low-lying coastal environments. Applied Geochemistry, 34, 207-221.

Murphy, B., & Morrison, R. (2007). Introduction to Environmental Forensics-Second Edition, Elsevier, 546 p.

Nakhaei, M., & Amiri, V. (2015). Estimating the unsaturated soil hydraulic properties from a redistribution experiment: application to synthetic data. Journal of Porous Media, 18(7), 717-729.

Nakhaei, M., Altafi-Dadgar, M., & Amiri, V. (2016). Geochemical processes analysis and evaluation of groundwater quality in Hamadan Province, Western Iran. Arabian Journal of Geosciences 9(5), 384.

Nakhaei, M., Amiri, V., Rezaei, K., & Moosaei, F. (2015). An investigation of the potential environmental contamination from the leachate of the Rasht waste disposal site in Iran. Bulletin of engineering geology and the environment 74 (1), 233-246.

NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration)." Oroomieh Climate Normals 1961-1990". Retrieved December 27, 2012.

Perera, E.D.P., Jinno, K., Tsutsumi, A., & Hiroshiro, Y. (2009). Numerical study of salinity variation in a coastal aquifer: a case study of the Motooka region in western Japan. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment, 23, 957-965.

Poeter, E.P., Hill, M.C., Banta, E.R., Mehl, S., & Christensen, S. (2005). UCODE_2005 and six other computer codes for universal sensitivity analysis, calibration, and uncertainty evaluation. Reston, USA: US Geological Survey Techniques and Methods 6-A11; 283 p.

Ranjan, S.P., Kazama, S., & Sawamoto, M. (2006). Effects of climate change on coastal fresh groundwater resources. Global Environmental Change, 16, 388-399.

Rengasamy, P. (2006). World salinization with emphasis on Australia. Journal of Experimental Botany, 57, 1017-1023.

Schulz, S., Darehshouri, S., Hassanzadeh, E., Tajrishy, M., & Schuth, C. (2020). Climate change or irrigated agriculture – what drives the water level decline of Lake Urmia. Scientific Reports, 10, 236, DOI:10.1038/s41598-019-57150-y

Sohrabi, N., Chitsazan, M., Amiri, V., & Moradi-Nezhad, T. (2013). Evaluation of groundwater resources in alluvial aquifer based on MODFLOW program, case study: Evan plain (Iran). International journal of agriculture and crop sciences, 5(11), 1164-1170.

Sohrabi, N., Kalantari, N., Amiri, V., & Nakhaei, M. (2017). Assessing the chemical behavior and spatial distribution of yttrium and rare earth elements (YREEs) in a coastal aquifer adjacent to the Urmia Hypersaline Lake, NW Iran. Environmental Science and Pollution Research, 24(25), 20502-20520.

Sowers, J., Vengosh, A., & Weinthal, E. (2011). Climate change, water resources, and the politics of adaptation in the Middle East and North Africa. Climatic Change, 104, pp. 599-627.

Spitz, K., & Moreno, J. (1996). A Practical Guide to Groundwater and Solute Transport Modeling, John Wiley and Sons Inc, 372 p.

Tajabadi, M., Zare, M., & Chitsazan M. (2018). The hydrogeochemical and isotopic investigations of the two-layered Shiraz aquifer in the northwest of Maharlou saline lake, south of Iran. Journal of African Earth Sciences, 139, 241-253.

Voss, C.I., & Provost, A.M. (2002). SUTRA, a model for saturated-unsaturated variable-density ground-water flow with energy or solute transport. Reston, USA: US Geological Survey Open-File Report 02- 31; 250 p.

Webb, M.D., & Howard, K.W.F. (2011). Modeling the Transient Response of Saline Intrusion to Rising Sea-Levels. Ground Water, 49(4), 560-569.

Werner, A.D., Bakker, M., Post, V.E.A., Vandenbohede, A., Lu, C., Ataie-Ashtiani, B., Simmons, C.T., & Barry, D.A. (2013). Seawater intrusion processes, investigation, and management: Recent advances and future challenges. Advances in Water Resources, 51, 3-26.

Williams, J., Walker, G.R., & Hatton, T.J. (2002). Dryland salinization: A challenge for land and water management in the Australian landscape. In: Haygarth PM and Jarvis SC (eds.) Agriculture, Hydrology, and Water Quality. Wallingford, UK: CAB International.

WMO (World Meteorological Organisation). (2014). http://worldweather.wmo.int/en/city.html?cityId=1454.

Zheng, C., Hill. M.C., Cao, G., & Ma, R. (2012). MT3DMS: model use, calibration, and validation. Transactions of the ASABE, 55(4), 1549-1559.