فصلنامهٔ کواترنری ایران (علمی- پژوهشی)، دورهٔ ۳، شمارهٔ ۴، زمستان ۱۳۹۶
ص ۳۸۷-۴۰۳

ارزیابی کیفی منابع آب زیرزمینی منطقهٔ معدنی اردستان، استان اصفهان

سمانه احمدی؛ دانشجوی کارشناسی‌ارشد زمین‌شناسی گرایش آب‌شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ایران
رضا جهانشاهی*؛ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ایران
وحید معینی؛ کارشناس‌ارشد، شرکت طلای مس اردستان، ایران
سپیده مالی؛ دانشجوی دکتری زمین‌شناسی، گرایش آب شناسی، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۹/۱۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۱۲/۲۴

چکیده

به‌منظور شناسایی عوامل مؤثر بر هیدروژئوشیمی آب زیرزمینی چشمه‌ها و قنوات محدودهٔ اکتشاف معدنی مس در شهرستان اردستان استان اصفهان، ۱۱۱ نمونه آب از محل چاه، قنوات و چشمه‌های منطقه جمع‌آوری و آنالیز شد. تمام منابع آب با استفاده از روش‌های گرافیکی همچون نمودار پایپر، استیف، شولر و ویلکوکس و مطالعهٔ کیفیت آب، از لحاظ مصارف گوناگون بررسی شد. نتایج نشان می‌دهد که چهار تیپ غالب $CaHCO_3$، $NaHCO_3$، $NaCl$ و $CaCl$ در آب زیرزمینی منطقه وجود دارد که بیشتر از نوع آب‌های بیکربناتهٔ سدیک و کلسیک است. محاسبهٔ شاخص اشباع برخی کانی‌ها بیان می‌کند آب زیرزمینی نسبت به کلسیت، دلومیت، ژیپس، انیدریت و هالیت تحت اشباع و نسبت به گوتیت و هالیت فوق‌اشباع است. همچنین، نمودارهای ترکیبی نسبت یونی بیانگر تأثیرگذاری انحلال کربنات‌ها و پلاژیوکلازهای سدیم‌دار بر هیدروژئوشیمی آب زیرزمینی منطقه است. با توجه به نمودارهای ویلوگس و شولر، کیفیت آب زیرزمینی در بیشتر مناطق برای کشاورزی و آشامیدن مناسب است. اما، با توجه به پتانسیل تولید زهاب اسیدی در اثر اکسایش کانی‌هایی همانند پیریت در هنگام استخراج مواد معدنی درآینده، ممکن است کیفیت منابع آب اردستان تحت تأثیر قرار گیرد.

کلیدواژه‌ها: اندیس اشباع، تیپ آب، زهاب اسیدی، نسبت یونی، هیدروژئوشیمی.

مقدمه

معدنکاری تقریباً همیشه بر سیستم‌های طبیعی آب منطقه اثر می‌گذارد. آثار آن ممکن است در طول دورهٔ معدنکاری یا بعد از اتمام معدنکاری آشکار شود. بیشتر معادن مس و ذخایر معدنی فلزی (Fe ،U ،Ni ،Au ،Zn ،Pb)، سنگ معدن فسفات، رگه‌های نازک زغال‌سنگ، شیل‌های نفتی و ماسه‌های معدنی ممکن است حاوی سولفیدهای فراوان باشد. استخراج از این منابع سبب می‌شود که سولفیدها در معرض جوّ یا اکسیژن و آب قرار گیرد و اکسیده شود. لذا، آب اسیدی مملو از سولفات، فلزات سنگین و شبه فلزات تولید می‌شود.

کانی پیریت (FeS_2) بیشترین سولفید را در مواد معدنی موجود دارد و تقریباً در همهٔ انواع محیط‌های زمین‌شناسی و معمولاً با ذخایر زغال‌سنگ و فلزات سنگین ارتباط دارد. در اثر اکسایش پیریت یون هیدروژن به محلول وارد می‌شود و اسیدیتهٔ محلول را افزایش می‌دهد؛ مگر اینکه هیدروژن از طریق واکنش بافر مصرف شود. بافرشدن اسید به‌طور عمده ناشی از هوازدگی سیلیکات، کربنات‌ها و هیدروکسیدهاست. به‌هر حال، بررسی هیدروشیمی منابع آب سطحی و زیرزمینی در مناطق معدنی و غیر معدنی اهمیت دارد.

* نویسندهٔ مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۱۷۹۰۹۶۹ Email: jahanshahireza@science.usb.ac.ir

در رابطه با مطالعات هیدروشیمی و کیفیت آب مناطق معدنی، تحقیقات گوناگونی در سطح ایران و جهان انجام‌شده است. با پژوهش‌های پژوهشگران مختلف (سیاووش حقیقی و همکاران، ۱۳۸۵؛ حسن‌زاده و همکاران، ۱۳۹۱؛ جهانشاهی و زارع، ۱۳۹۲) بر مبنای هیدروژئوشیمی در معدن گل‌گهر کیفیت آب‌های زیرزمینی منطقه بررسی و مدل‌های مفهومی و جریان آب زیرزمینی برای انجام فرایند زهکشی ارزیابی شد. همچنین، ناصری و همکاران (۱۳۹۳) کیفیت منابع آب در معدن زغال را بررسی کردند. علاوه‌بر این، مطالعات هیدروژئوشیمی و کیفیت منابع آب زیرزمینی به‌صورت گسترده در مناطق غیرمعدنی نیز انجام شده است (اصغری مقدم و فیجانی، ۱۳۸۷؛ فخری و همکاران، ۱۳۹۳؛ آقازاده و اصغری، ۱۳۹۰؛ دولتی و همکاران، ۱۳۹۳؛ سلیمانی و همکاران، ۱۳۹۱؛ روحی و همکاران، ۱۳۹۲؛ چیت‌سازان و همکاران، ۱۳۹۶؛ اسماعیلی و مر، ۲۰۱۲؛ آقازاده و مقدم، ۲۰۱۱؛ کارول و همکاران، ۲۰۱۲؛ السائد و سالم، ۲۰۱۴؛ کیاو و همکاران، ۲۰۱۴؛ باساواجاپا و مانجوناثا، ۲۰۱۵؛ خان و همکاران، ۲۰۱۵؛ سریخانی و همکاران، ۲۰۱۵؛ جلالی و جلالی، ۲۰۱۶؛ چاچا و همکارن، ۲۰۱۸).

بلوک اکتشاف معدنی مس در ۳۰ کیلومتری جنوب غرب شهرستان اردستان، استان اصفهان قرار گرفته است. همانند هر منطقهٔ معدنی، آثار زمین‌شناسی بر منابع آب زیرزمینی در این ناحیه باید ارزیابی شود. از طرفی دیگر، به‌منظور شناسایی منابع آب مناسب برای مصارف مختلف در معدن، باید مطالعات دقیقی از شرایط هیدروژئوشیمی محدودهٔ اکتشافی قبل از بهره‌برداری از منابع معدنی انجام شود. لذا، هدف از این تحقیق بررسی خصوصیات هیدروشیمیایی منابع آب زیرزمینی و عوامل مؤثر بر آن، کیفیت آب از نظر مصارف شرب و کشاورزی و ارزیابی زهاب‌های اسیدی در بلوک اکتشافی است.

مواد و روش‌ها

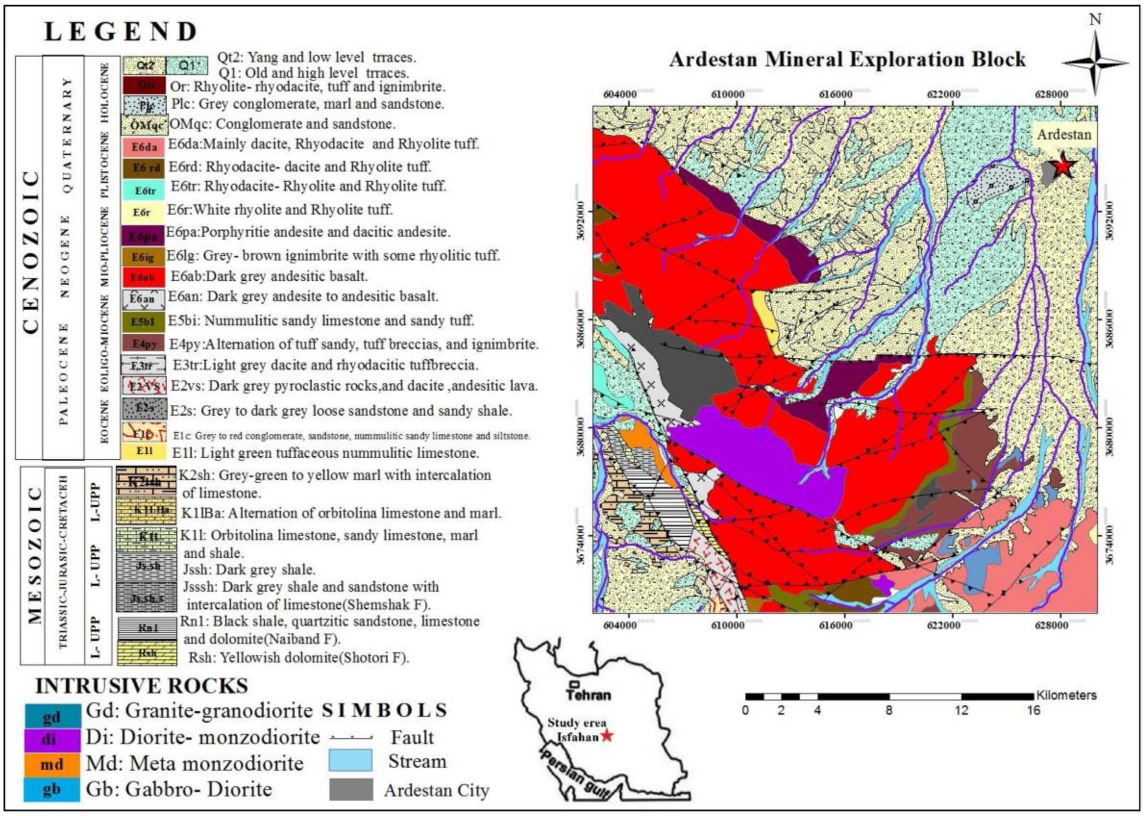
زمین‌شناسی منطقه

ناحیهٔ اردستان در حاشیهٔ غربی زون ایران مرکزی در زیر زون ارومیه– دختر قرار دارد (شکل ۱). این ناحیه، به‌دلیل تنوع رخنمون‌های آذرین و شرایط خاص پترولوژیکی و اقتصادی مورد توجه بسیاری از محققان قرار گرفته است. از نظر زمین‌شناسی، ناحیهٔ اردستان دارای سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی متعلق به ائوسن و الیگومیوسن است. این سنگ‌ها بیشتر به ترشیاری تعلق دارد و توده‌های نفوذی متعددی با ترکیب متوسط تا بازیک در داخل آن نفوذ کرده است (درویش‌زاده، ۱۳۷۰؛ معین وزیری، ۱۳۷۵).

از نظر سنگ‌شناسی، رخنمون‌های سنگی در منطقهٔ مورد مطالعه عبارت است از پادگانه‌های رودخانه‌ای و رسوبات کواترنری تا عهد حاضر، مجموعه سنگ‌های آتشفشانی ائوسن، شامل تناوبی از گدازه‌های آندزیتی– آندزیت، بازالت خاکستری تیره، سنگ‌های آتشفشانی اسیدی و پیروکلاستیک، توف با سن ائوسن (رادفر، ۱۳۷۶؛ افتخارنژاد، ۱۳۵۹).

آب‌وهوای اردستان گرم و خشک و اختلاف دمای شبانه‌روز و زمستان و تابستان زیاد است. در این شهرستان دو رودخانه با کانون اتفاقی در شرق و غرب وجود دارد که در بعضی سال‌ها جریان می‌یابد. رودخانه‌های زفرقند و عباس‌آباد مهم‌ترین رودهای فصلی و کم‌آب منطقه است. از این‌رو، تنها منبع آب منطقه قنات‌های متعددی است که سرچشمهٔ آن کوهستان‌های جنوبی است. به‌دلیل خشک‌شدن بیشتر چشمه‌ها در فصول گرم، منطقه با مشکل کم‌آبی مواجه است (شرکت مدیریت منابع آب ایران، ۱۳۸۲؛ سازمان آب منطقه‌ای استان اصفهان، ۱۳۸۵).

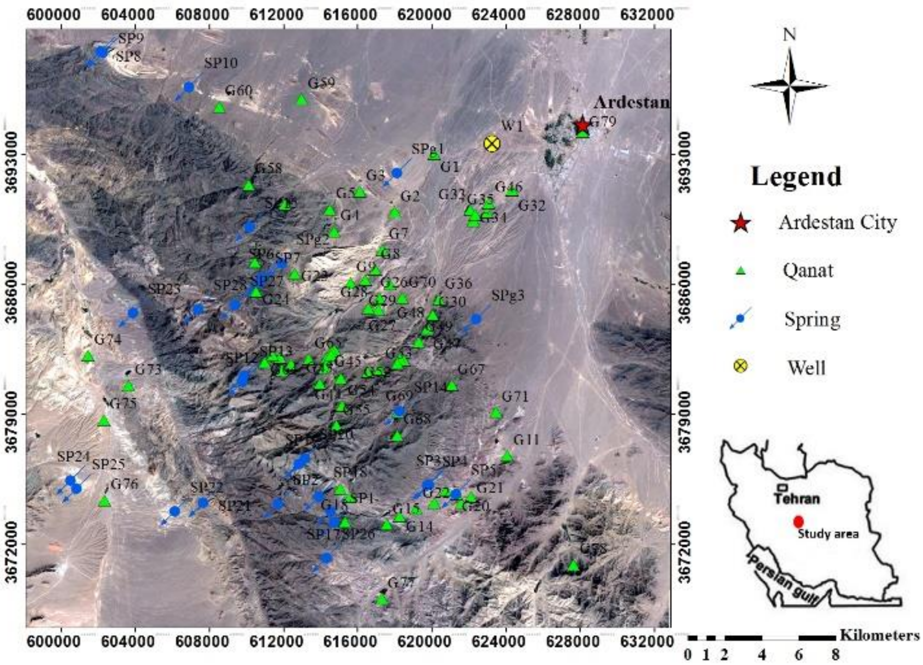
در سمت جنوب‌غربی شهر اردستان، یک بلوک اکتشاف معدنی مس به مشخصات جغرافیایی $X = 60000 - 632000$ و $Y = 3672000 - 3700000$ واقع در زون ۳۹ با مساحتی حدود ۸۹۶ کیلومترمربع در ارتفاعات و پهنهٔ ساختمانی سنندج– سیرجان وجود دارد. توپوگرافی این محدوده متغیر است، به‌طوری که بعضی مناطق مرتفع و کوهستانی، بخش‌هایی نیز دارای تپه‌های کم‌ارتفاع است. در این بلوک اکتشافی روستاهای گل‌انجیر، وندآباد، کچوسنگ، آستانه، ده گردیان، برونی، کوه پلکی و دوروچمن واقع شده است.



شکل ۱. نقشهٔ زمین‌شناسی ناحیهٔ بلوک اکتشاف معدنی اردستان، تهیه‌شده در محیط GIS

نمونه‌برداری

در این پژوهش، نمونهٔ آب زیرزمینی از ۱۱۱ محل چاه، قنات و چشمه‌های واقع در بلوک اکتشافی منطقه (شکل ۲) جمع‌آوری و برای آنالیز به آزمایشگاه هیدروشیمی دانشگاه سیستان و بلوچستان منتقل شد. در زمان نمونه‌برداری از منابع آب بطرهای نمونه‌برداری ۳۰۰ سی‌سی پلی‌اتیلن با آب مقطر و آب محل نمونه‌برداری شسته و پر شد. برای نمونه‌هایی که کاتیون آن اندازه‌گیری شد، به هر بطری نمونهٔ آب، حدود ۱ سانتی‌مترمکعب اسید نیتریک غلیظ افزوده شد. به آب بطری‌هایی که تنها آنیون آن اندازه‌گیری می‌شد، هیچ مادهٔ افزودنی اضافه نشد. پارامترهای دمای آب، هدایت الکتریکی (EC)، pH (اسیدیته) و Eh نمونه‌های آب در محل نمونه‌برداری اندازه‌گیری شد. اندازه‌گیری درجهٔ حرارت آب و هدایت الکتریکی با استفاده از دستگاه قابل‌حمل EC meter مارک AQUA مدل TC 485 با دقت ۰/۱ درجهٔ سانتی‌گراد برای دما و ۱ میکروموهس بر سانتی‌متر برای EC انجام گرفت. pH و Eh نمونه‌های آب با دستگاه الکتریکی قابل‌حمل pH meter مارک WalkLAB مدل TI900 با دقت ۰/۰۱ برای pH و ۱ میلی‌ولت برای Eh در محل اندازه‌گیری شده است. میزان کلرید و بی‌کربنات نمونه‌های آب با روش تیتراسیون و یون سولفات به طریق کدرسنجی و دیگر یون‌ها به‌وسیلهٔ دستگاه ICP-MS مدل HP Agilent 4500 در آزمایشگاه شرکت مطالعاتی مواد معدنی زرآزما، تهران، اندازه‌گیری شد. در جدول ۱ خلاصهٔ آماری پارامترهای فیزیکی و شیمیایی منابع آب زیرزمینی ارائه شده است. بر مبنای نتایج به‌دست‌آمده، برای بررسی دقیق و جامع داده‌ها، از روش‌های ترسیمی همچون نقشه‌های هم‌ارزش و نمودارهای شیمیایی استفاده شده است.



شکل ۲. موقعیت منابع آب منطقهٔ مورد مطالعه روی عکس ماهواره‌ای منطقه

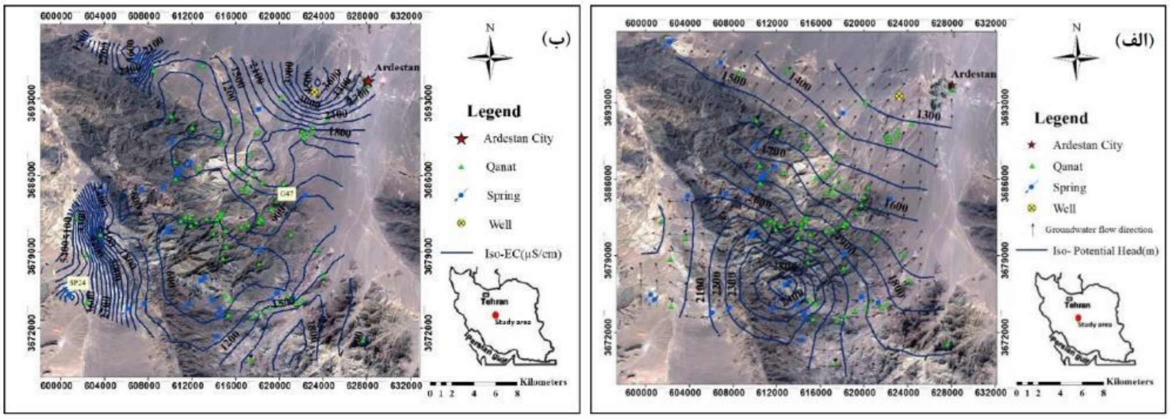
جدول ۱. خلاصهٔ آماری داده‌های آنالیز شده، منابع آب زیرزمینی منطقهٔ مورد مطالعه

پارامتر	کمینه	بیشینه	متوسط	میانه	انحراف معیار	چولگی
EC (µS)	۳۵۰	۵۸۲۰	۸۵۸	۱۲۲۶/۳۱	۱۰۵۸/۴۰	۲/۶۳
pH	۵/۴۷	۷/۷۳	۶/۹۲	۶/۸۳	۰/۷۷	۶/۴۶-
TDS (mg/L)	۲۲۴/۳۱	۳۰۴۸/۶۸	۵۳۶/۹۶	۷۲۸/۸۵	۵۶۱/۶۳	۲/۴۱
Eh	۷۶-	۳۶	۳۵-	۳۳/۸۸-	۲۰/۲۳	۰/۵۹
T (°C)	۱۸/۸	۲۳/۱	۲۲/۵	۲۱/۶۹	۱/۳۵	۰/۸۵-
HCO_3 (mg/L)	۱۱۵/۷۲	۱۱۵۴/۷۲	۳۰۰/۷۸	۳۳۲/۹۰	۱۴۸/۸۸	۱/۹۶
SO_4 (mg/L)	۵/۷	۳۵۵/۱	۲۷/۱	۵۲/۵۵	۵۸/۱۳	۲/۴۸
Cl (mg/L)	۱۳/۱۸	۱۲۳۸/۷۶	۶۲/۶۸	۱۳۶/۲۸	۲۲۹/۲۸	۳/۵۰
Na (mg/L)	۱۳/۶	۷۴۵/۹	۷۹/۹	۱۳۰/۷۸	۱۴۷/۴۰	۲/۵۶
Ca (mg/L)	۲۰/۶	۳۶۸/۷	۵۱/۵	۶۱/۳۳	۴۲/۸۸	۴/۲۲
K (mg/L)	۰/۱۱	۱۹/۷۳	۰/۸۱	۱/۲۲	۲/۰۵	۷/۲۳
Mg (mg/L)	۳/۳	۱۰۳/۴	۱۰/۳	۱۳/۷۷	۱۴/۰۵	۳/۹۴
Fe (mg/L)	۰/۰۱	۰/۲۶	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۳	۴/۲۳

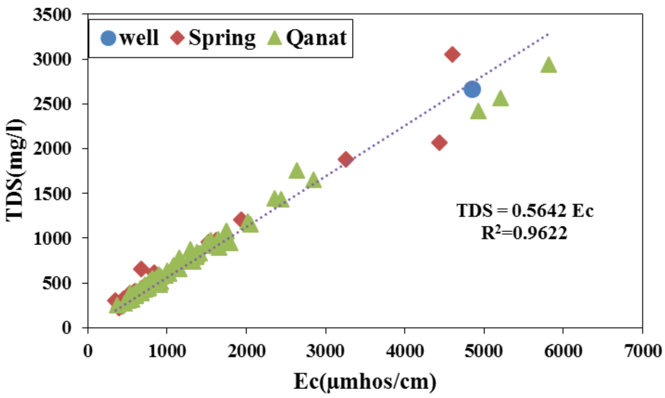
یافته‌ها

به‌منظور بررسی جهت جریان عمومی آب زیرزمینی و عدم شبکهٔ چاه مشاهده‌ای در منطقهٔ معدنی، ارتفاع سطح ایستابی رخنمون یافته در محل چشمه مدنظر قرار گرفت و نقشهٔ هم‌پتانسیل و جهت جریان آب زیرزمینی این ناحیه ترسیم شد. شکل ۳ الف، نقشهٔ مذکور در بخش جنوب‌غرب شهر اردستان و منطقهٔ معدنی را نشان می‌دهد. به‌طور کلی، جهت جریان از توپوگرافی منطقه تبعیت کرده است. آب زیرزمینی از ارتفاعات به سمت قسمت‌های آبرفتی منطقه جریان دارد. از نظر لیتولوژی، جهت جریان آب از واحدهایی با سن ائوسن که در قسمت میانی محدودهٔ مورد مطالعه قرار دارد به سمت واحدهایی با سن کواترنری جریان دارد. به‌هر حال، با توجه به جهت جریان آب زیرزمینی، اثرگذاری فعالیت‌های معدنکاری در آینده، بر کیفیت آب شهر اردستان اهمیت دارد.

میزان هدایت الکتریکی در نمونه‌های آب زیرزمینی منطقهٔ معدنی محدوده‌ای بین ۳۵۰ تا ۵۸۲۰ میکروموهس بر سانتی‌متر دارد. بر اساس نقشهٔ هم ارزش هدایت الکتریکی محدودهٔ معدنی (شکل۳ ب) می‌توان منطقه را به سه بخش تقسیم‌بندی کرد. بیشترین هدایت الکتریکی در بخش جنوب‌غربی و شمال‌شرقی منطقه قرار دارد و نمونه‌های با هدایت الکتریکی کمتر در مرکز منطقه و در محل‌های با ارتفاع بالاتر واقع شده است. هدایت الکتریکی از منطقهٔ معدنی به سمت شهر اردستان افزایش می‌یابد و تقریباً منطبق بر جهت جریان آب زیرزمینی و نشان‌دهندهٔ افزایش مواد محلول در طول مسیر حرکت است. در حالت کلی، هر چه آب مسیر طولانی‌تری را طی می‌کند، زمان تماس با ذرات سفره بیشتر و آب میزان مواد محلول بیشتری را در خود حل می‌کند و هدایت الکتریکی افزایش می‌یابد. بیشترین تغییرات هدایت الکتریکی در واحدهایی با سن کواترنری و آبرفتی قرار دارد و در قسمت‌های میانی که بیشتر لیتولوژی آذرین با سن ائوسن دارد، کمترین میزان تراکم خطوط هم‌پتانسیل هدایت الکتریکی مشاهده شده است. بیشترین مقدار هدایت الکتریکی در چشمه‌ها مربوط به چشمه با کد SP24 با مقدار ۴۶۰۰ µmhos/cm و در قنات‌ها مربوط به قنات با کد G47 با مقدار ۵۸۲۰ میکروموهس بر سانتی‌متر است. با توجه به رابطهٔ هدایت الکتریکی و کل مواد محلول که به‌صورت TDS=(0.55-0.75)EC برقرار است (هم، ۱۹۷۷)، فاکتور تبدیل بین دو پارامتر در نمونه‌های برداشت‌شده حدوداً ۰/۵۶ است (شکل ۴).

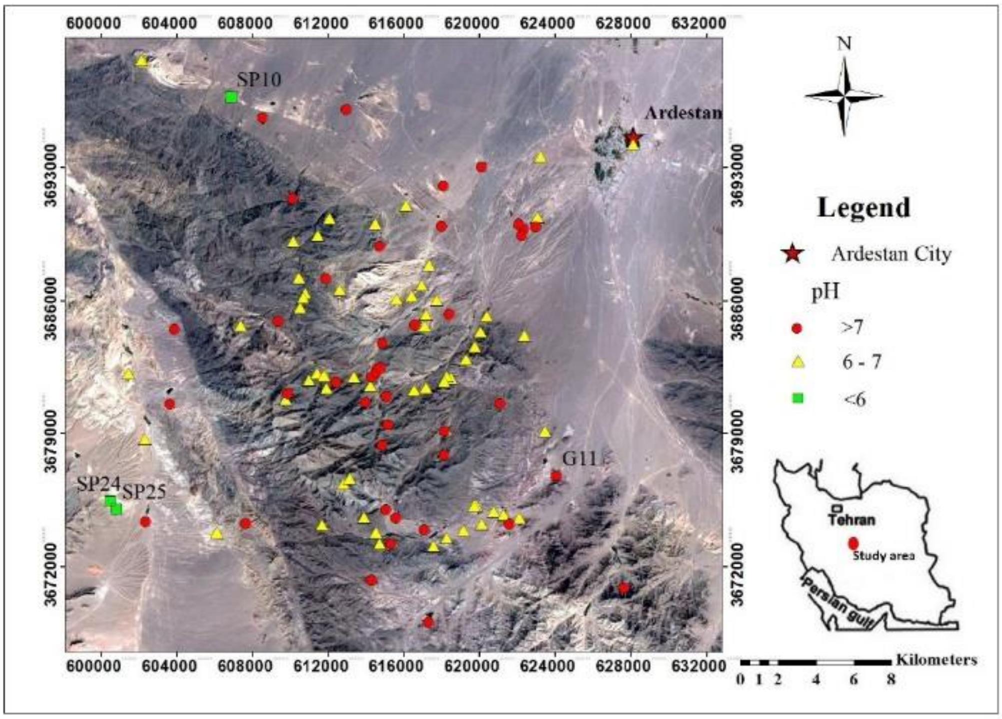


شکل ۳. نقشهٔ تراز و جهت جریان آب زیرزمینی در منطقهٔ مورد مطالعه (الف) و نقشهٔ هم‌ارزش هدایت الکتریکی منطقهٔ مورد مطالعه (ب)



شکل ۴. نمودار هدایت الکتریکی- مواد محلول جامد در آب زیرزمینی منطقه

بررسی اسیدیته نشان می‌دهد مقدار pH نمونه‌های آب زیرزمینی منطقهٔ مورد مطالعه بین ۵/۴۷ تا ۷/۷۳ متغیر است و عمدتاً حالت خنثی دارد. به‌دلیل نزدیک‌بودن مقادیر اسیدیتهٔ آب‌های زیرزمینی و گویانبودن منحنی‌های هم‌ارزش pH، نقشهٔ پراکندگی pH بر اساس فراوانی داده‌ها تهیه شده است (شکل ۵). کمترین مقادیر pH در آب چشمه‌های SP10، SP24 و SP25، به ترتیب به میزان ۵/۴۷، ۵/۶۴ و۵/۶۴ اندازه‌گیری شده است که در واحد آبرفتی کواترنری قرار دارد. بیشترین مقدار اسیدیته به میزان ۷/۷۳ نیز در قنات G11، واقع در واحد سنگی آذرین با سن ائوسن است. بیشتر نمونه‌های با pH بین ۶ تا ۷ در محدودهٔ میانی منطقهٔ مورد مطالعه و در واحدهای سنگی آذرین با سن ائوسن قرار دارد. از آنجا که تا این زمان فعالیت معدنکاری شروع نشده است و شرایط هیدروژئولوژیکی منطقه دست‌نخورده است، اسیدیتهٔ منابع آب شرایط طبیعی خود را دارد. اما، به احتمال زیاد، ممکن است پس از شروع بهره‌برداری از معادن منطقه، تغییرات محسوسی در کاهش pH منابع آب ایجاد شود.

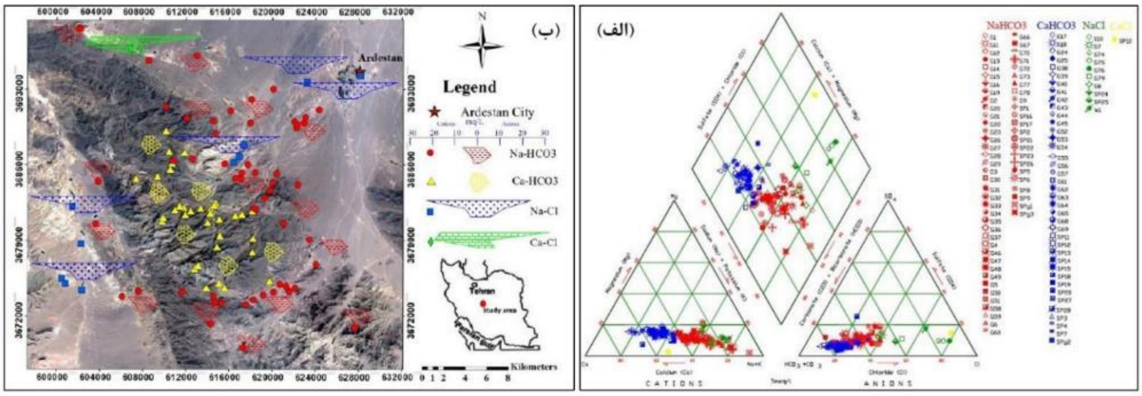


شکل ۵. نقشهٔ پراکندگی pH در آب زیرزمینی محدودهٔ مطالعاتی

با انتقال نتایج آنالیز یون‌های اصلی بر نمودار پایپر در شکل ۶ الف، چهار تیپ آب $CaHCO_3$، $NaHCO_3$، NaCl و CaCl تشخیص داده شد. همچنین، با ترسیم نمودار استیف برای تمامی نقاط نمونه‌برداری و مشابهت‌های الگویی به‌دست‌آمده، آب‌های مشابه با هم مشخص و گروه‌بندی شد (شکل۶ ب). تیپ آب از نوع $CaHCO_3$ در قسمت میانی محدودهٔ معدنی، تیپ $NaHCO_3$ و NaCl در قسمت‌های شمال‌شرقی و جنوب‌غربی و شرقی محدودهٔ معدنی دیده می‌شود. تنها در قسمت شمال‌غربی منطقه، چشمهٔ SP10 دارای تیپ CaCl است. در نمودار پایپر به‌وضوح مشاهده می‌شود، در این منطقه روند منظمی در منابع آب از کاتیون کلسیم به کاتیون سدیم و از آنیون بیکربنات به سمت آنیون کلرید وجود دارد.

با توجه به محل قرارگیری تیپ منابع آب در نمودار استیف مشاهده می‌شود از قسمت میانی و در جهت جریان آب زیرزمینی به سمت خروجی بر میزان سدیم، کلسیم و کلر افزوده می‌شود و میزان بیکربنات کاهش می‌یابد. غالب‌بودن آنیون بیکربنات در قسمت میانی منطقهٔ مورد مطالعه ممکن است ناشی از هوازدگی و فرسایش کانی‌های کربناته باشد. آنیون کلر هم در محل‌هایی افزایش یافته است که آب زیرزمینی مسیر طولانی‌تری را از محل تغذیه طی کرده است.

به‌دلیل وجود کانی‌های کربناتهٔ کلسیم‌دار و سیلیکاتهٔ سدیم و کلسیم‌دار، کلسیم و سدیم کاتیون‌های غالب منطقه محسوب می‌شود.

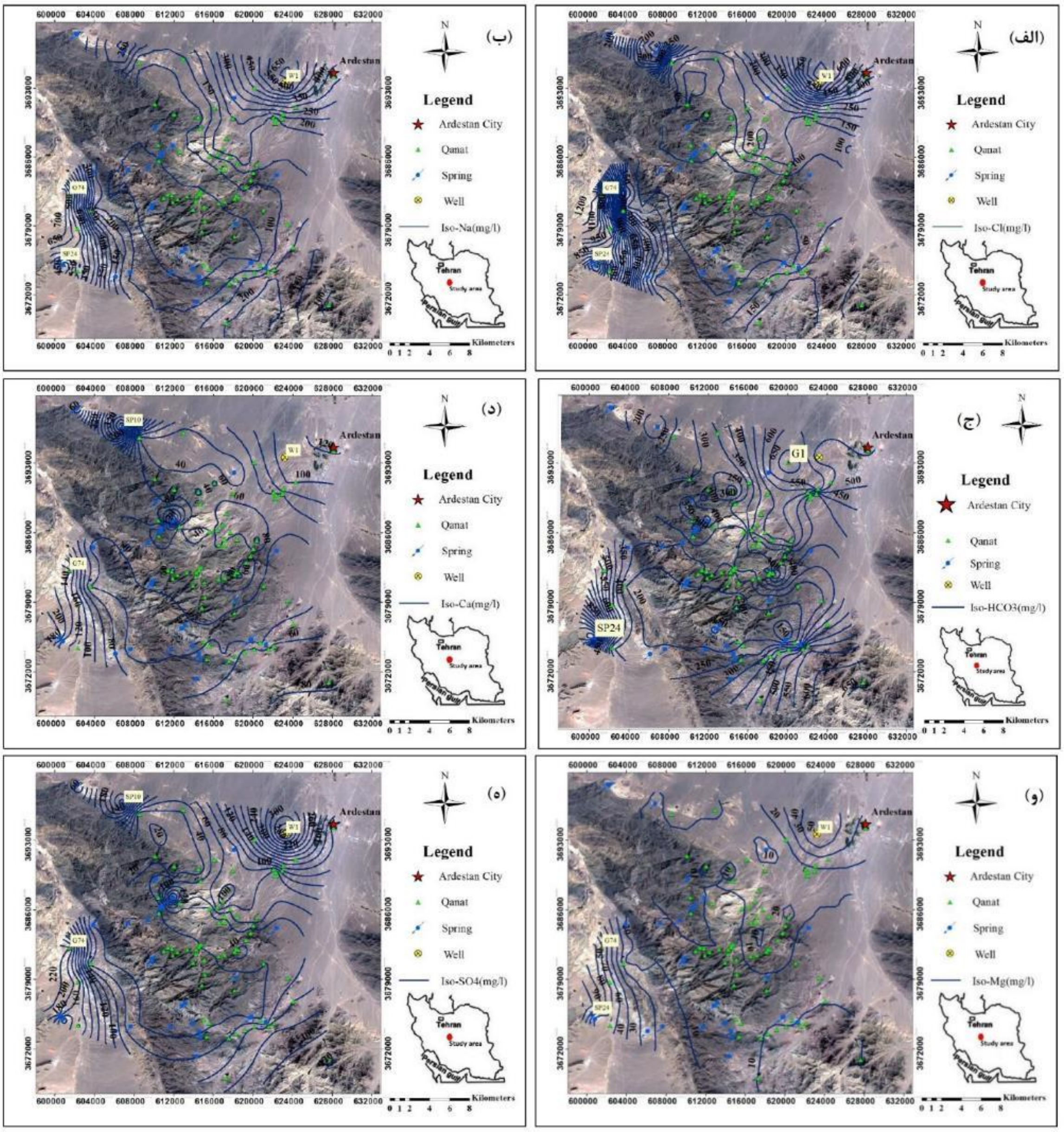


شکل ۶. موقعیت انواع آب‌های منطقه روی دیاگرام Piper (الف) و موقعیت انواع آب‌های منطقه روی دیاگرام Stiff (ب)

بر اساس نتایج آنالیزهای شیمیایی (جدول ۱)، مقدار یون کلرید در آب‌های زیرزمینی محدودهٔ مطالعاتی از ۱۳تا ۱۲۳۹ میلی‌گرم بر لیتر تغییر می‌کند. نقشهٔ هم‌ارزش کلرید در شکل ۷ الف نشان می‌دهد که بیشترین غلظت کلرید در آب زیرزمینی چاه W1 در شمال‌شرقی منطقه، همچنین در قسمت‌های شمال‌غربی و جنوب‌غربی منطقه قرار گرفته است. حداکثر مقدار این یون در آب زیرزمینی قنوات مربوط به قنات G74 به میزان ۱۲۳۸ میلی‌گرم بر لیتر و در بین چشمه‌ها در چشمهٔ SP24 با غلظت ۸۰۳ mg/L دیده می‌شود. روند خطوط هم‌ارزش یون کلرید مشابهت زیادی با نقشهٔ هم‌ارزش هدایت الکتریکی منطقه دارد و بیانگر این است که یون کلرید بیشترین تأثیر را در میزان هدایت الکتریکی دارد.

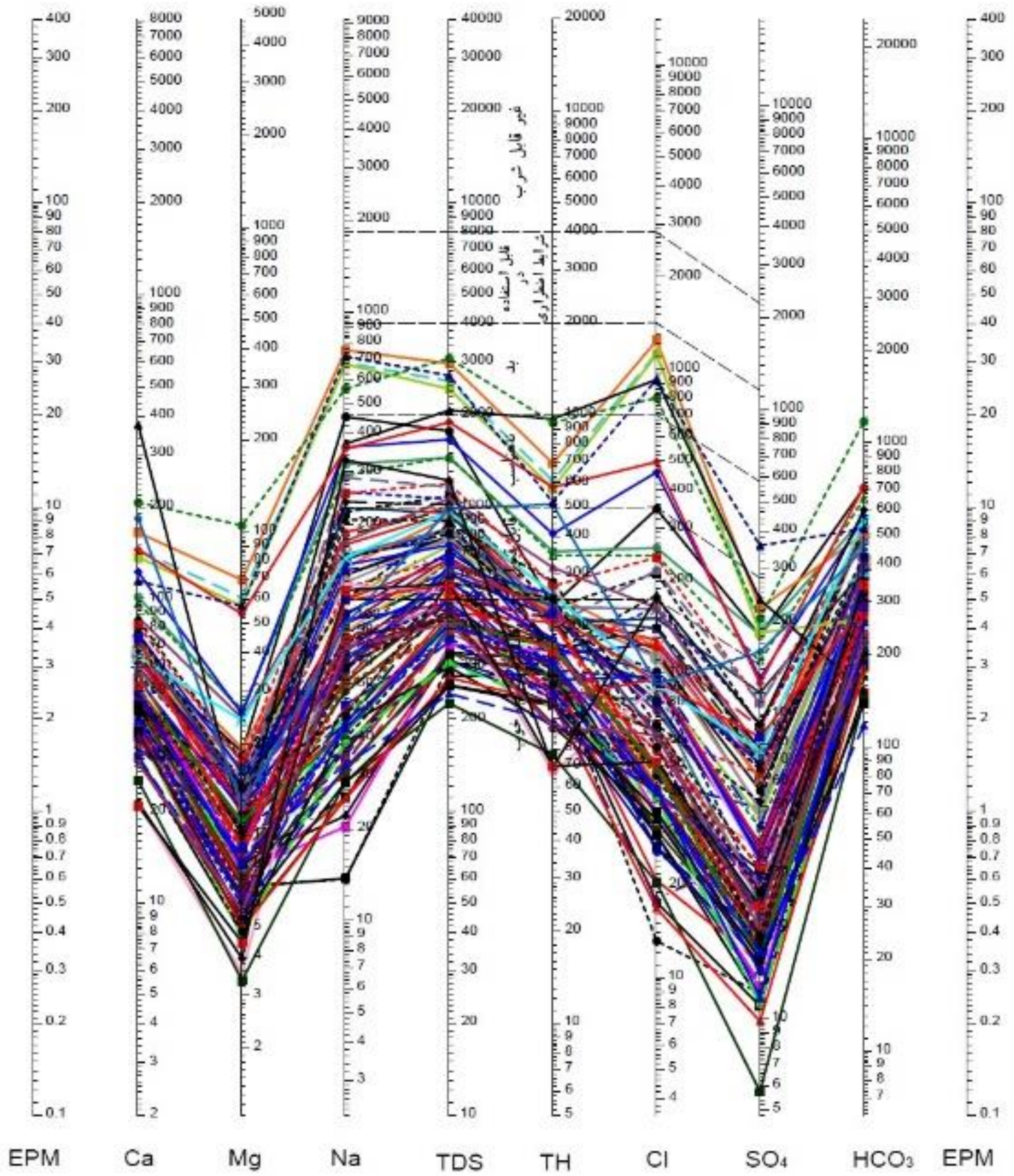
همان‌طور که در نقشهٔ هم‌ارزش سدیم دیده می‌شود (شکل ۷ ب)، بیشترین مقدار سدیم در بخش شمال‌شرقی در چاه W1 و جنوب‌غربی و شرقی منطقه قرار گرفته است. روند تغییرات سدیم تا حدودی مشابه با نقشهٔ هم‌ارزش هدایت الکتریکی و کلرید است. بیشترین مقدار یون سدیم در قنوات مربوط به قنات G74 با غلظت ۷۴۵ mg/L و در چشمه‌ها مربوط به چشمهٔ SP24 به مقدار ۵۵۷ میلی‌گرم بر لیتر دیده می‌شود. بر اساس مقادیر بیکربنات، کمترین میزان بیکربنات ۱۱۵ میلی‌گرم بر لیتر و بیشترین میزان آن ۱۱۵۵ mg/L است. یون بیکربنات در بین قنوات منطقه در قنات G1 به مقدار ۶۹۸ میلی‌گرم بر لیتر و در بین چشمه‌ها، چشمهٔ SP24 به میزان ۱۱۵۵ میلی‌گرم بر لیتر بیشترین غلظت را داراست. نقشهٔ هم‌ارزش بیکربنات (شکل ۷ ج) نشان می‌دهد، که بیشترین میزان این یون در جنوب‌شرقی و غربی محدودهٔ معدنی است. اما، در بخش شمالی منطقه نمی‌توان روند خاصی را برای آن در نظر گرفت. طبق نقشهٔ هم‌ارزش یون کلسیم در شکل ۷ د، روند افزایش غلظت از مرکز منطقه به اطراف دیده می‌شود و بیشترین تمرکز کلسیم در قسمت شمال‌غربی منطقه و قسمت‌های شمال‌شرقی و جنوب‌غربی مشاهده می‌شود. روند افزایشی میزان غلظت این یون در آب زیرزمینی منطقه تا حدودی مشابه بیکربنات و سدیم است. با توجه به نقشهٔ هم‌ارزش ترسیم‌شده برای منیزیم (شکل ۷ و)، بیشترین تراکم در شمال‌شرقی در محل چاه W1 و جنوب‌غرب منطقه مشاهده می‌شود. روند افزایش این عنصر از مرکز منطقه به سمت جنوب‌غربی و شمال‌شرقی به‌وضوح دیده می‌شود. روند تغییرات مکانی منیزیم تا حدودی مشابه کلسیم است. سولفات در آب زیرزمینی منطقه از ۵ تا ۳۵۵ میلی‌گرم بر لیتر اندازه‌گیری شده است. بر مبنای نقشهٔ هم‌ارزش سولفات (شکل ۷ هـ) روند افزایش در قسمت شمال‌شرقی به سمت چاه W1 و جنوب‌غربی محدودهٔ معدنی وجود دارد.

به‌منظور طبقه‌بندی منابع آب از نظر مصارف شرب و کشاورزی موقعیت نمونه‌های آب زیرزمینی روی نمودار شولر در شکل ۸ پلات شده است. به‌طور کلی، اکثر نمونه‌ها در ردیف آب‌های خوب و قابل‌قبول قرار دارد. البته، تعدادی از محل‌ها نیز از جمله آب زیرزمینی چاه W1 در ردیف آب‌های بد و نامناسب است. بر اساس نمودار ویلکوس (شکل ۹)، بیشتر نمونه‌ها در کلاس‌های آبیاری C2S1 و C3S1، سپس در کلاس‌های C3S2, C3S1 و ندرتاً در کلاس‌های C3S3 و C3S4 قرار می‌گیرد که در مجموع آب زیرزمینی منطقه از کیفیت خوبی برای کشاورزی برخوردار است.

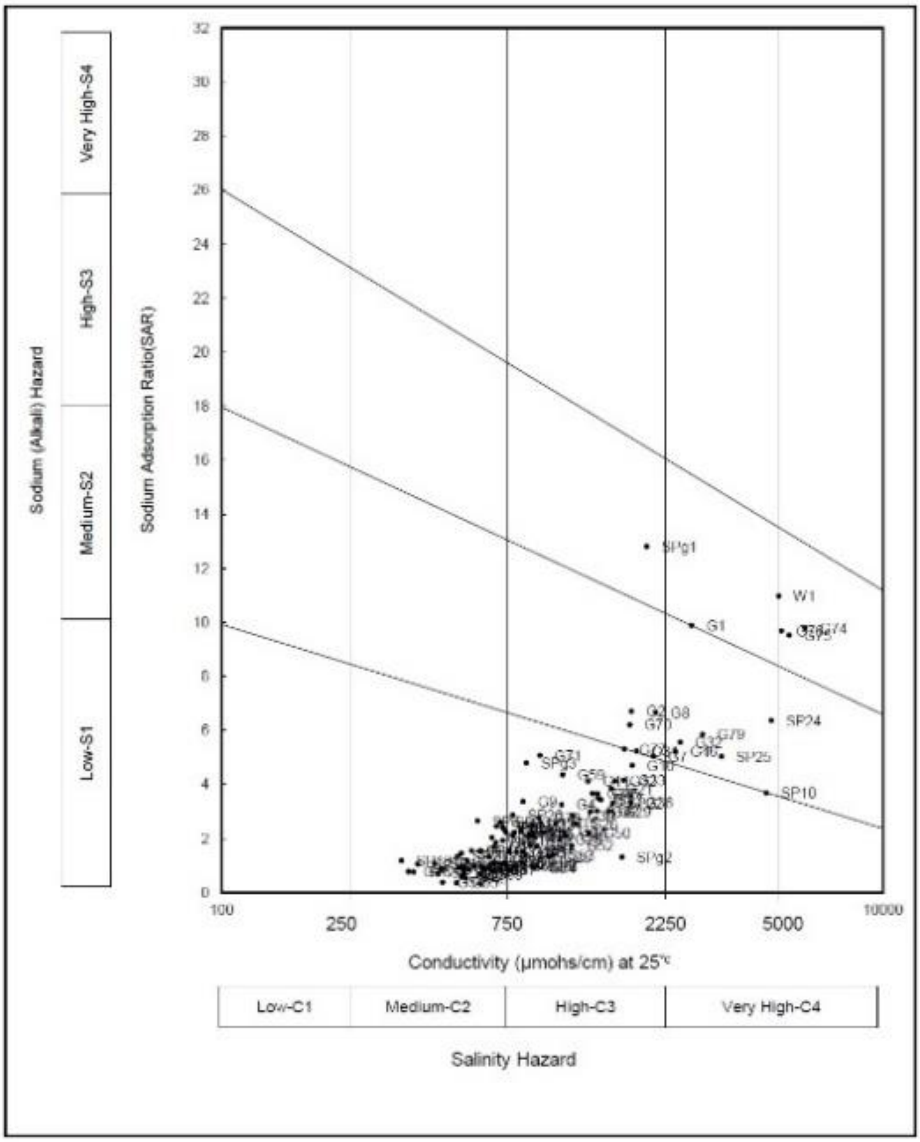


شکل ۷. نقشهٔ هم‌ارزش کلرید (الف)، سدیم (ب)، بی‌کربنات (ج)، کلسیم (د)، منیزیم (و) و سولفات (ه) در آب زیرزمینی منطقهٔ مورد مطالعه

به‌منظور شناخت بیشتر رفتارهای ژئوشیمیایی مشابه عناصر، معمولاً هم‌بستگی دوبه‌دو عناصر مختلف، همچنین خصوصیات فیزیکی-شیمیایی منابع آب زیرزمینی بررسی می‌شود. در این تحقیق، ضریب هم‌بستگی به روش پیرسون محاسبه و در جدول ۲ ارائه شده است. هدایت الکتریکی بیشترین ضریب هم‌بستگی مثبت را با یون‌های Na، Cl و SO_4 به ترتیب برابر با ۰/۹۶۷، ۰/۹۷۳ و ۰/۹۲۵ دارد. کلر با همهٔ عناصر رابطهٔ مثبت دارد. بیشترین ضریب هم‌بستگی مثبت بین Cl و دیگر عناصر، مربوط به سدیم است. کلسیم نیز با همهٔ عناصر هم‌بستگی مثبت دارد و بیشترین ضریب هم‌بستگی را با Cl و SO_4 داراست. منیزیم با عناصر و یون‌های دیگر ضریب هم‌بستگی مثبت و بیش از ۰/۶ دارد. پتاسیم با یون‌ها و عناصر رابطهٔ مثبت و ضعیفی دارد. سولفات با سدیم بیشترین ضریب هم‌بستگی مثبت را (۰/۹۲) دارد. همچنین، سولفات با عناصر و یون‌های دیگر رابطهٔ هم‌بستگی مثبت دارد.



شکل ۸. تعیین موقعیت آب‌های منطقه در نمودار شولر، در طبقه‌بندی آب از نظر شرب



شکل ۹. تعیین موقعیت آب‌های منطقه در نمودار ویلکوکس، در طبقه‌بندی آب از نظر کشاورزی

جدول ۲. میزان هم‌بستگی بین پارامترهای شیمیایی و هدایت الکتریکی

	EC	pH	Ca	Mg	Na	K	HCO_3	Cl	SO_4
EC	۱	– ۰/۳۷	۰/۷۵	۰/۸۴	۰/۹۷	۰/۵۴	۰/۶۰	۰/۹۶	۰/۹۲
pH		۱	– ۰/۳۸	– ۰/۲۶	– ۰/۳۸	– ۰/۳۲	۰/۵۵	– ۰/۴۳	– ۰/۴۲
Ca			۱	۰/۶۰	۰/۶۰	۰/۵۰	۰/۴۰	۰/۷۳	۰/۷۲
Mg				۱	۰/۸۲	۰/۸۰	۰/۶۷	۰/۸۲	۰/۷۳
Na					۱	۰/۴۹	۰/۶۱	۰/۹۳	۰/۹۲
K						۱	۰/۶۵	۰/۵۰	۰/۴۴
HCO_3							۱	۰/۴۱	۰/۶۱
Cl								۱	۰/۸۵
SO_4									۱

برای شناسایی عوامل مؤثر بر هیدروشیمی آب‌های زیرزمینی، استفاده از مقادیر نمایه‌های اشباع کانی‌های مختلف بسیار مفید است. برای محاسبهٔ اندیش اشباع کلسیت، دلومیت، ژیپس، انیدریت، هالیت، گوتیت و هماتیت در آب زیرزمینی محل‌های نمونه‌برداری‌شده از نرم‌افزار PhreeQc استفاده شده است. اندیس اشباع کلسیت آب زیرزمینی در ۲۴ محل نمونه‌برداری مثبت و در اکثر نقاط منفی محاسبه شده است. محل‌هایی که اندیس اشباع دارد عمدتاً قنوات منطقه را شامل می‌شود. به‌نظر می‌رسد خروج گاز CO_2 محلول از آب، در طول مسیر کوره قنات، در ایجاد چنین حالتی نقش داشته باشد. همچنین، علت مثبت‌بودن اندیس اشباع کلسیت ممکن است بیانگر تشکیل کلسیت ناشی از دگرسانی پلاژیوکلازها، آمفیبول‌ها و پیروکسن‌های موجود در واحدهای بازالتی- آندزیتی باشد. اندیس اشباع دلومیت مانند اندیس اشباع کلسیت در اکثر نقاط منفی و فقط در نه محل مثبت است. افزایش غلظت یون‌های کلسیم و منیزیم از منشأهایی غیر از انحلال کلسیت و دلومیت مانند هوازدگی کانی‌های فلدسپاته و سایر کانی‌های کلسیم و منیزیم‌دار، باعث فوق‌اشباع‌شدن نمونه‌های آب زیرزمینی در چند محل نسبت به کلسیت و دلومیت شده است. مثبت‌بودن اندیس اشباع کلسیت و دلومیت در نمونه‌های قسمت میانی و شمال‌شرقی منطقه نشان می‌دهد که از سمت جنوب‌غربی به سمت قسمت میانی و شمال‌شرقی از پتانسیل انحلال این کانی‌ها کاسته و بر پتانسیل رسوب آن‌ها افزوده می‌شود.

اندیس اشباع ژیپس، اندریت و هالیت در تمام نقاط نمونه‌برداری منفی است و نشان می‌دهد که این سه کانی تحت اشباع است و تمایل به حل‌شدن در آب زیرزمینی منطقه را دارد. در منطقهٔ مورد مطالعه، اندیس اشباع دو کانی گوتیت و هماتیت در تمام نقاط نمونه‌برداری مثبت است و نشان می‌دهد که آب زیرزمینی منطقه نسبت به این دوکانی فوق‌اشباع است و تمایل به ته‌نشت دارد. به‌هر حال، قدرت انحلال این کانی‌ها پایین است و در اکثر منابع آب زیرزمینی حالت فوق‌اشباع امری طبیعی محسوب می‌شود.

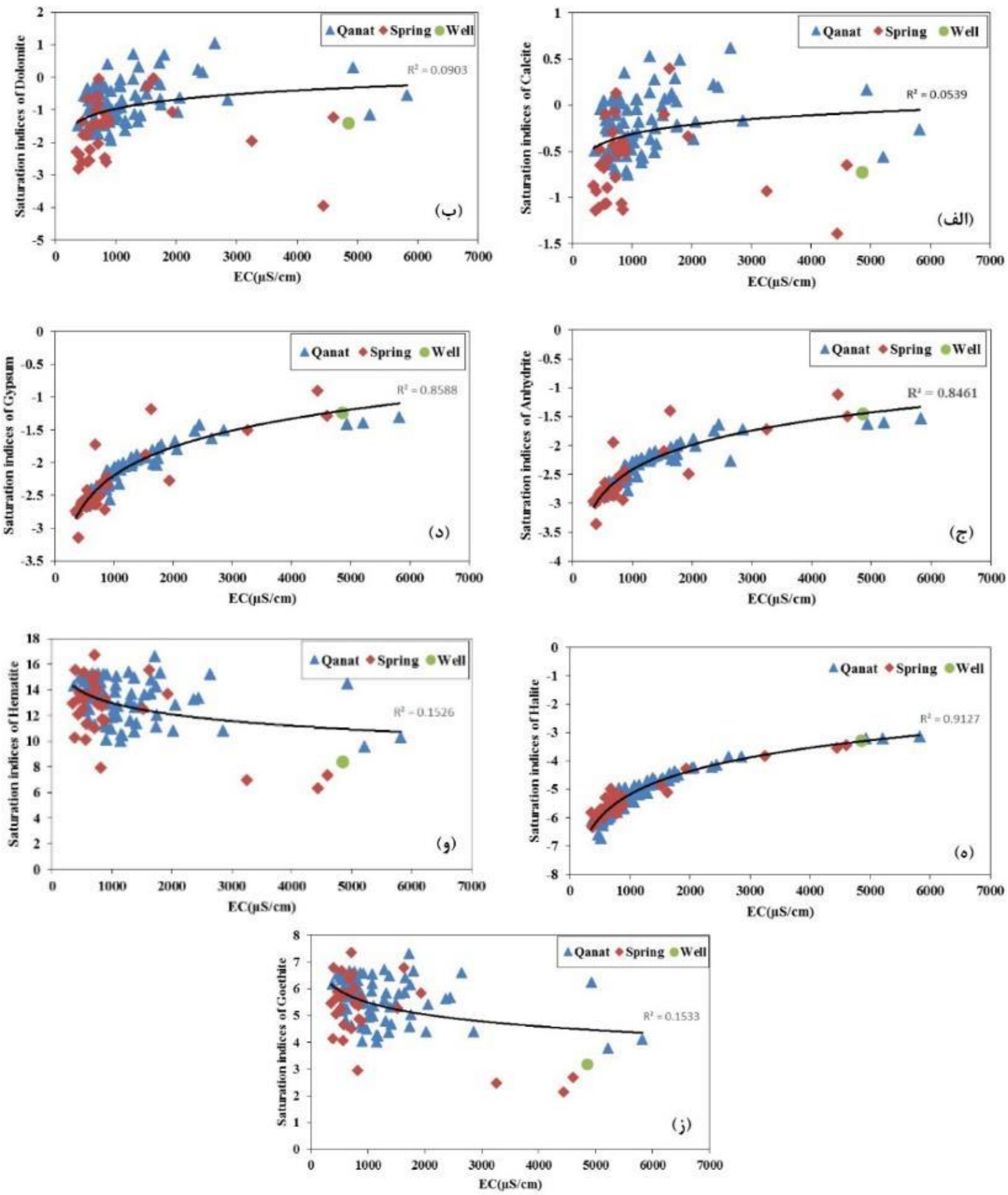
نمودارهای اندیس اشباع کانی‌های ذکرشده، در مقابل هدایت الکتریکی ترسیم شده است. در شکل ۱۰ مشاهده می‌شود که با افزایش هدایت الکتریکی، اندیس اشباع ژیپس، انیدریت، هالیت، کلسیت و دلومیت افزایش می‌یابد و این رفتار به‌دلیل افزایش مواد محلول و قدرت یونی طبیعی است. اما، برای اندیس‌های اشباع گوتیت و هماتیت روندی کاهشی مشاهده شده است که به نظر می‌آید به‌دلیل کاهش غلظت آهن اندازه‌گیری‌شده در آب‌های شورتر باشد.

برای شناخت فرایندهای ژئوشیمیایی مؤثر بر کیفیت آب‌های زیرزمینی محدودهٔ معدنی، نمودارهای ترکیبی مختلفی تهیه شده است. با توجه به پایستاری یون کلراید و عدم شرکت این یون در واکنش‌های شیمیایی، نمودارهای دو متغیرهٔ غلظت کلراید در مقابل غلظت‌های بیکربنات، سولفات، سدیم، پتاسیم و منیزیم تهیه شده است. رابطهٔ نسبت مولی Na/Cl در برابر Cl (شکل ۱۱ الف) منابع مختلف آب زیرزمینی بیانگر این است که این نسبت در اکثر نقاط بیش از ۱ است. این نسبت بر اثر عواملی مثل انحلال کانی‌ها یا فرایند تبادل یونی تغییر می‌کند. با توجه به زمین‌شناسی منطقه، می‌توان بیان کرد افزایش نسبت سدیم به کلر عمدتاً در اثر هوازدگی و انحلال کانی‌های پلاژیوکلازهای سدیم‌دار موجود در سنگ‌های آذرین است. عامل دوم نیز طبیعتاً تبادل کاتیونی است که تعیین میزان مشارکت آن به‌راحتی امکان‌پذیر نیست.

اگر کانی‌های کلسیت و دولومیت در آب انحلال یابد، رابطهٔ مولی بین کلسیم با بیکربنات و مجموع کلسیم و منیزیم با کربنات از خط ۱:۲ پیروی می‌کند. نسبت مولی Ca و Ca+Mg در برابر HCO_3 در شکل ۱۱ ب و ج نشان داده شده است. در شکل دیده می‌شود به‌جز دو قنات G75 و G76 و دو چشمهٔ SP10 وSPg2 تمامی نمونه‌ها در زیرخط ۱:۲ قرار دارد. همچنین، بیشتر نمونه‌ها در پایین خط انحلال دولومیت است. این دو نمودار بیان می‌کند که یون‌های کلسیم و منیزیم به طریقی از محیط آب خارج شده است که یکی از راه‌های معمول در آب زیرزمینی تبادل کاتیونی است.

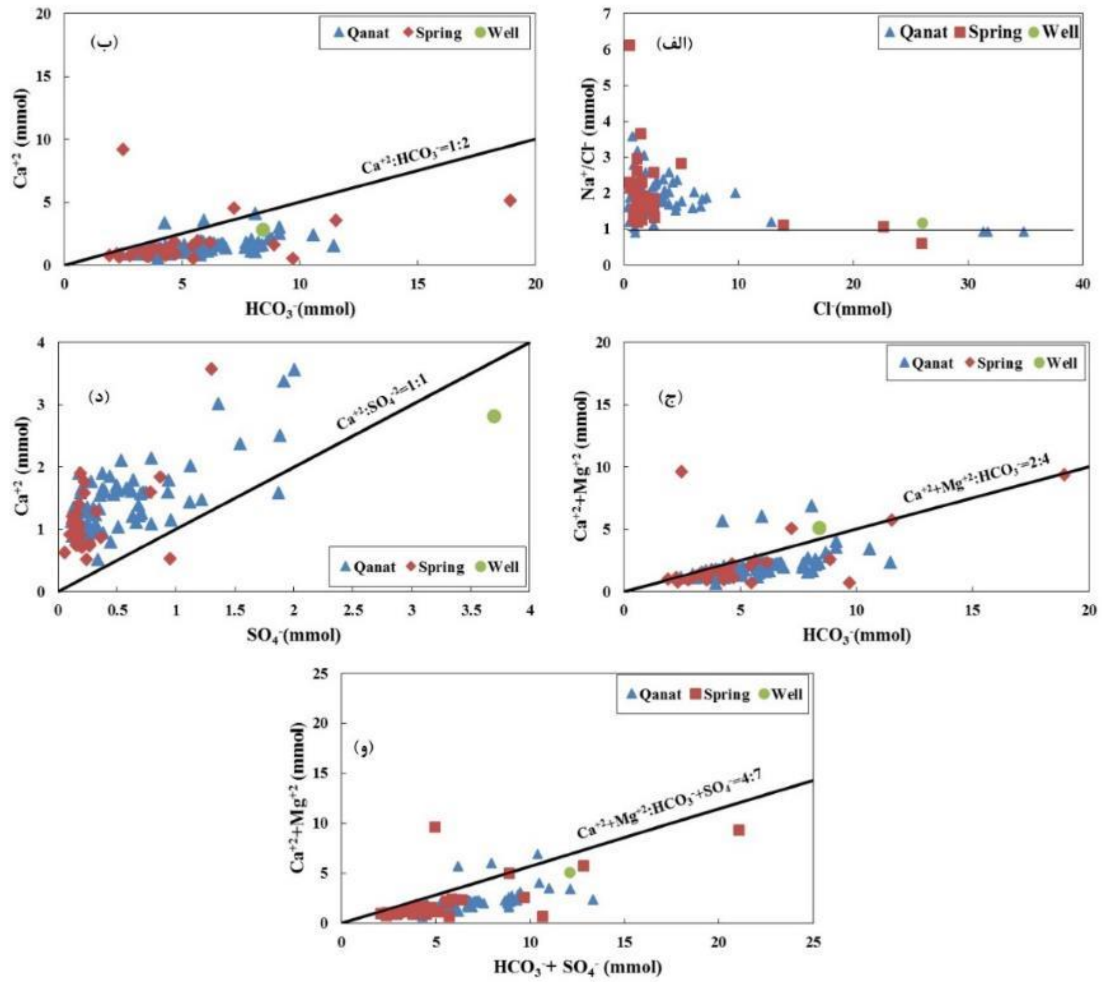
رابطهٔ غلظت مولی بین Ca و SO_4 در شکل ۱۱ د نشان داده شده است. اگر فقط انحلال ژیپس در آب زیرزمینی مشاهده شود، نقاط باید روی خط ۱:۱ قرار گیرد؛ و اگر غلظت سولفات بیش از کلسیم باشد، نشان‌دهندهٔ آن است که کلسیم به‌احتمال زیاد بر اثر ته‌نشینی یا تبادل یونی از محلول خارج شده است؛ و چنانچه غلظت سولفات کمتر از کلسیم باشد، نشان می‌دهد که کلسیم از منشأ دیگری غیر از ژیپس (مانند کلسیت و دلومیت یا سیلیکات‌ها) حاصل‌شده است. در

منطقهٔ مورد مطالعه، بیشتر نمونه‌ها در بالای خط انحلال ژیپس قرار می‌گیرد که نشان می‌دهد کلسیم از منشأهای دیگری غیر از ژیپس (مانند انحلال کانی‌های چون کلسیت و دلومیت یا سیلیکات‌ها) ناشی شده است. افزایش سولفات ممکن است در نتیجه انحلال کانی‌های سولفات‌دار مانند پیریت و کاهش کلسیم نیز به‌علت تبادل کاتیونی مستقیم، دلومیتی‌شدن یا ته‌نشست کلسیت باشد.



شکل ۱۰. اندیس اشباع کانی‌ها در مقابل هدایت الکتریکی، کلسیت (الف)، دلومیت (ب)، انیدریت (ج)، ژیپس (د)، هالیت (ه)، هماتیت (و) و گوتیت (ز)

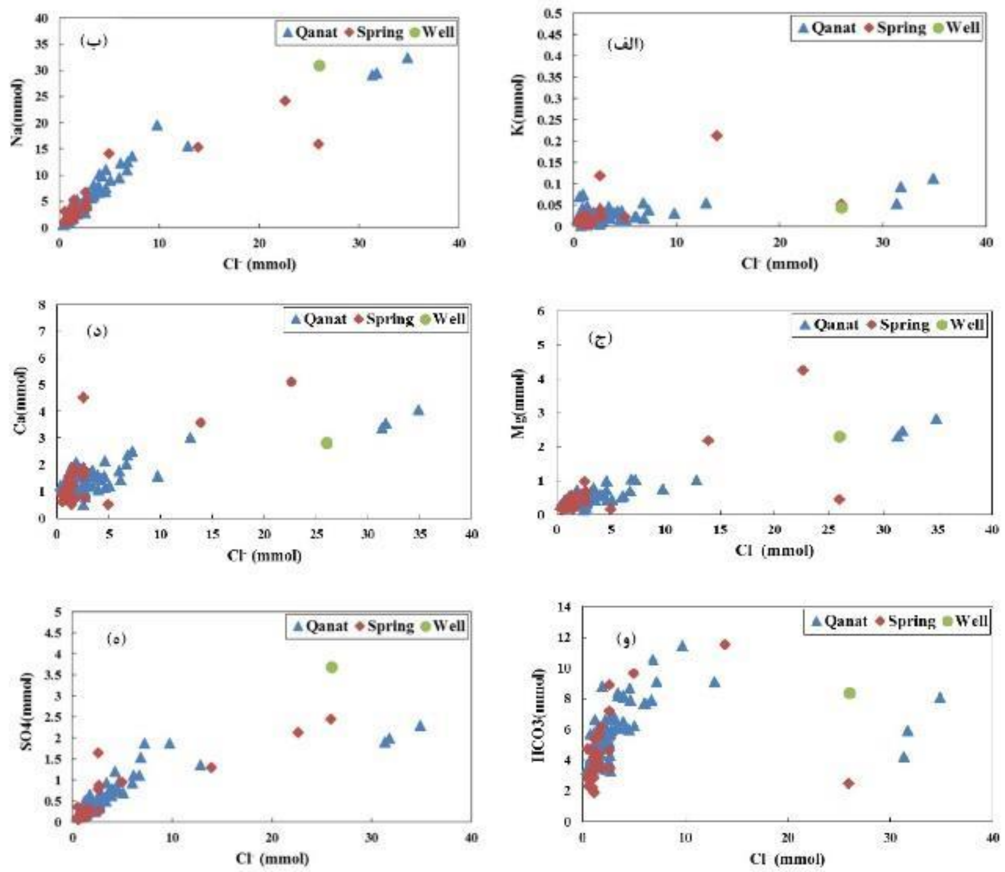
حال اگر فرایند انحلال کلسیت، دولومیت و ژیپس هم‌زمان رخ دهد، نسبت دو متغیرهٔ $Ca+Mg$ و HCO_3+SO_4 برابر با ۴:۷ است. نمونه‌هایی که در بالای خط قرار می‌گیرد، اثر هوازدگی سیلیکات‌ها را نشان می‌دهد و نمونه‌هایی که در زیر این خط قرار می‌گیرد نشان‌دهندهٔ این است که فرایند تبادل یونی معکوس رخ داده است. از آنجا که اکثر نمونه‌ها در زیرخط ۴:۷ قرار گرفته است، نشان می‌دهد علاوه‌بر کربنات‌ها، انحلال سنگ‌های حاوی سولفات نیز در تکامل هیدروشیمی مؤثر است (شکل ۱۱ و).



شکل ۱۱. نمودارهای نسبت مولی یونی سدیم به کلرید (الف)، کلسیم به بی‌کربنات (ب)، مجموع کلسیم و منیزیم به بی‌کربنات (ج)، کلسیم به سولفات (د) و کلسیم و منیزیم به مجموع بی‌کربنات و سولفات (و) در نمونه‌های آب زیرزمینی منطقهٔ مورد مطالعه

طبق شکل ۱۲ الف، غلظت پتاسیم با افزایش کلر نسبتاً ثابت باقی می‌ماند و تغییرات افزایشی کمی دارد. هر چند پتاسیم یون متحرکی است، غلظت آن در آب طی مسیر حرکت به علت جذب شدید توسط رسوبات دانه‌ریز آبرفت با نرخ بسیار کمی افزایش می‌یابد. برابری غلظت مولی سدیم و کلر نشان‌دهندهٔ انحلال هالیت است. با توجه به شکل ۱۲ ب، در منطقهٔ مورد مطالعه غلظت یون سدیم بیش از کلر است. لذا، سدیم از منبعی غیر از هالیت مانند آلبیت و تبادل یونی طبیعی یا فعالیت‌های انسان‌زاد حاصل‌شده است. نمودار منیزیم در مقابل کلر (شکل ۱۲ ج) کمی روند افزایشی در نمونه‌های منطقهٔ مورد نظر نشان می‌دهد. افزایش منیزیم ممکن است بیانگر هوازدگی سیلیکات‌ها و تبادل یونی باشد. همچنین، غلظت کلسیم با افزایش کلر افزایش می‌یابد (شکل ۱۲ د). افزایش کلسیم نشان‌دهندهٔ انحلال کربنات رسوبی، کلسیت و ژیپس است که در منطقهٔ مورد مطالعه نشان می‌دهد کلسیم از منشأهای دیگری غیر از ژیپس (مانند انحلال

کانی‌های چون کلسیت و دلومیت یا سیلیکات‌ها) ناشی شده است. همچنین، غلظت بیکربنات در برابر کلر بیانگر هوازدگی کربنات‌هاست و با افزایش کلر تغییرات خاصی را نشان نمی‌دهد (شکل ۱۲ و). نمودار سولفات نسبت به کلر رونـد تقریباً افزایشی با افزایش کلر دارد (شکل ۱۲ ه). غلظت آنیون سولفات بـه‌دلیـل قـدرت انحلال‌پـذیری بـالا و تمایـل کـم بـه رسوب‌دهی، معمولاً در طول مسیر حرکت آب افزایش می‌یابد که در این منطقه نیز رخ داده است. نسبت HCO_3/SiO_2 و HCO_3 در مقابل کلر (شکل ۱۲ و، و شکل ۱۳ الف) بیانگر هوازدگی کربنـات‌هاسـت و نشـان می‌دهـد کـه در آب‌هـای شیرین، هوازگی کربنات‌ها بالاست و زمانی که شوری آب افزایش می‌یابد، به‌دلیل به اشباع رسیدن انحـلال کربنـات‌هـا، افزایش این نسبت تقریباً ثابت شده است و تغییرات خاصی را نشان نمی‌دهد.

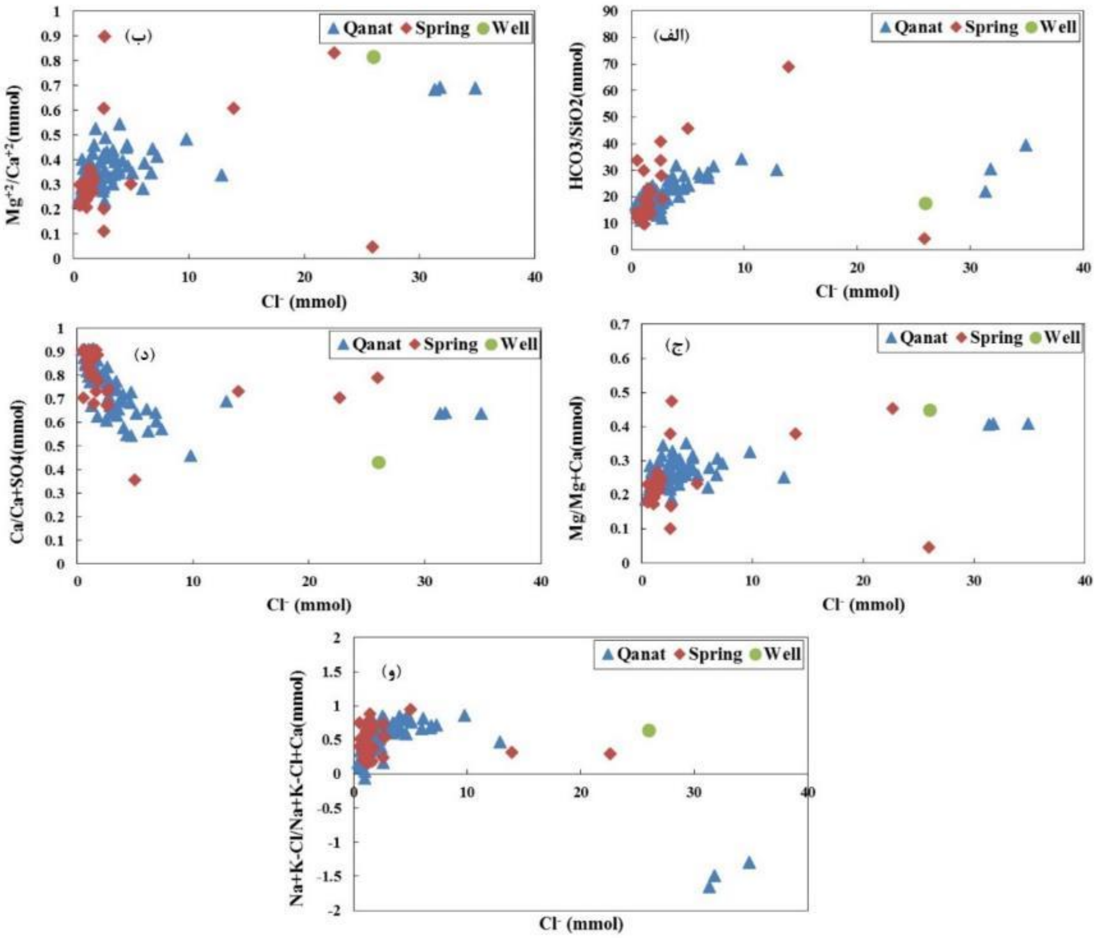


شکل ۱۲. تغییرات یون‌های اصلی در مقابل کلر

نسبت Mg/Ca و Mg/Mg+Ca در برابر کلر (شکل ۱۳ ب و ج) تقریبـاً ثابـت اسـت. شـکل ۱۳ نشـان می‌دهـد انحلال کلسیم و منیزیم نسبت به هم در طول مسیر حرکت آب با نرخ تقریباً یکسانی انجام می‌شـود و از آنجـا کـه ایـن نسبت تقریباً در اغلب نمونه‌ها کمتر از ۰/۵ است، احتمال انحلال کانی‌هـای منیـزیم‌دار در منطقـه پـایین اسـت. نمـودار $Ca/Ca+SO_4$ در برابر کلر (شکل ۱۳ د) نشان می‌دهد کلسیم از کربنات – ژیپس و سیلیکات‌ها منشأ گرفته اسـت، زیـرا این نسبت در منابع آب منطقه، بالاتر از ۰/۵ است. البته، در عین حال، دگرسانی واحدهای آندزیتی و بازالتی (به‌خصـوص پیروکسن‌ها و پلاژیوکلازهای کلسیم‌دار و آمفیبول) نیز نقش به‌سزایی دارد.

در واقع، هنگامی که انحلال ژیپس رخ می‌دهد، نسبت $Ca/Ca+SO_4$ مولی همیشه برابر با ۰/۵ خواهد بود. حـال اگر در کنار انحلال ژیپس کانی‌های کربناته یا سلیکات‌ها نیز انحلال داشته باشد، این نسبت به بیش از ۰/۵ خواهد رسید. اما، در انحلال کانی‌هایی همچون پیریت که در ترکیبات آن عنصر گوگرد هست اما کلسیم وجود ندارد این نسبت بسـیار

کمتر از ۰/۵ خواهد بود. بررسی نسبت یونی Na+K-Cl/Na+K-Cl+Ca در نمونه‌های آب زیرزمینی (شکل ۱۳ و) نشان می‌دهد این نسبت بین ۰/۲ تا ۰/۸ است و هوازدگی پلاژیوکلازها در کیفیت آب زیرزمینی نقش مؤثری دارد. نسبت یونی Na/Na+Cl نیز به‌خوبی وجود این فرایند را تأیید می‌کند و پلاژیوکلاز احتمالاً از نوع آلبیت باشد. در بیشتر نمونه‌ها، نسبت یونی Na/Na+Cl بیش از ۰/۵ و حاکی از منشأ غیر از هالیت برای سدیم است که کانی آلبیت ممکن است یکی از منشأها باشد.



شکل ۱۳. نمودارهای ترکیبی بی‌کربنات و سیلس (الف)، منیزیم به کلسیم (ب)، منیزیم به مجموع کلسیم و منیزیم (د)، کلسیم به مجموع کلسیم و سولفات و مجموع سدیم + پتاسیم – کلرید به مجموع سدیم + پتاسیم + کلسیم – کلرید (و) نمونه‌های آب زیرزمینی در منطقهٔ مورد مطالعه

در آینده، زمانی که استخراج توده‌های معدنی در این ناحیه شروع شود، برای دسترسی به بخش از مادهٔ معدنی در زیر سطح ایستابی، ملزم به زهکشی آب زیرزمینی خواهد بود که در نتیجهٔ این عمل کانی‌های سولفات‌دار همچون FeS_2 و دیگر کانی‌های حاوی فلزات بالقوهٔ سمناک در معرض اکسیژن قرار می‌گیرد و با اکسایش آن‌ها H^+، Fe^{2+}، Fe^{3+} و سولفات وارد فاز آب می‌شود (معادلات واکنش شیمیایی ۱ تا ۳) و در نتیجه زهاب اسیدی حاصل، سبب افزایش انحلال‌پذیری حتی عناصر سنگین در محیط آبی خواهد شد.

$$2FeS_2 + 7O_2 + 2H_2O \leftrightarrow 2Fe^{2+} + 4SO_4^{2-} + 4H^+ \quad (۱)$$

$$4Fe^{2+} + O_2 + 4H^+ \leftrightarrow 4Fe^{3+} + 2H_2O \quad (۲)$$

$$FeS_2 + 14Fe^{3+} + 8H_2O \leftrightarrow 15Fe^{2+} + 2SO_4^{2-} + 16H^+ \quad (۳)$$

به هر حال، با توجه به وجود کانی‌های سولفیدی همانند پیریت در این منطقه، مشاهده می‌شود زهاب اسیدی خاصی رخ نداده است که ممکن است به دو دلیل باشد:

۱. سنگ حاوی کانی‌های سولفاته عمدتاً در زیر سطح ایستابی قرار دارد و در معرض اکسیژن نیست. لذا، اکسایش و انتشار H^+ در محیط آبی اتفاق نیفتاده است.

۲. گسترش وسیع کانی‌های سلیکاته و کربناته در منطقه سبب خنثی‌سازی زهاب‌های اسیدی احتمالی می‌شود (معادلات واکنش شیمیایی ۴ و ۵).

$$2MeAlSiO_{4(S)} + 2H^+{}_{(aq)} + H_2O \leftrightarrow Me^{2+}{}_{(aq)} + Al_2Si_2O_5(OH)_{4(S)} \quad (۴)$$

Me = (Ca, Na, K, Mg, Mn or Fe)

$$CaCO_{3(S)} + H^+{}_{(aq)} \leftrightarrow Ca^{2+}{}_{(aq)} + HCO_3^-{}_{(aq)} \quad (۵)$$

نتیجه‌گیری

در این منطقه، در جهت جریان آب زیرزمینی، روند منظمی از کاتیون کلسیم به سدیم و از آنیون بی‌کربنات به سمت کلرید وجود دارد. همچنین، محاسبهٔ شاخص اشباع نمونه‌های آب زیرزمینی منطقهٔ مورد مطالعه نشان می‌دهد که آب زیرزمینی نسبت به کلسیت، دلومیت، ژیپس، انیدریت و هالیت تحت اشباع است و گویای این مطلب است که قسمت‌هایی از آب زیرزمینی و دارای این کانی‌های فراوان، بر شیمی آب زیرزمینی تأثیر می‌گذارد، در حالی که تمامی نمونه نسبت به گوتیت و هماتیت فوق‌اشباع بود و می‌توان گفت با توجه به این دو کانی، آب زیرزمینی به تعادل ترمودینامیکی رسیده است. به‌طور کلی، بخش‌های میان بلوک اکتشافی، منابع آب مناسب‌تری در تأمین مصارف صنعتی و نیاز آبی معدن در آینده دارد. به‌هر حال، اثرگذاری فعالیت‌های معدنکاری در آینده، بر کیفیت آب شهر اردستان اهمیت دارد. با توجه به شرایط طبیعی جریان آب زیرزمینی به سمت شهر اردستان، به‌نظر می‌آید، به احتمال زیاد، با شروع معدنکاری در آینده و تغییرات در شرایط مورفولوژی و هیدروژئولوژیکی، کیفیت منابع آب این شهر تغییر یابد.

سپاسگزاری

از شرکت مس طلای اردستان به‌دلیل حمایت مالی و همکاری در انجام نمونه‌برداری در طول این تحقیق تشکر می‌کنیم.

منابع

آقازاده، ن. و اصغری، ز. (۱۳۹۰). ارزیابی هیدروژئوشیمیایی منابع آب زیرزمینی آبخوان دشت خوی. اولین همایش ملی زمین‌شناسی ایران، شیراز، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شیراز.

اصغری مقدم، ا. و فیجانی، ا. (۱۳۸۷). مطالعات هیدروژئولوژی و هیدروشیمیایی آبخوان‌های بازالتی و کارستی منطقهٔ باکو در ارتباط با سازندهای زمین‌شناسی منطقه، نشریهٔ علوم زمین، ۱۷(۶۷): ۱۳–۲.

افتخارنژاد، ج. (۱۳۵۹). تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی. نشریهٔ انجمن نفت، ۸۲: ۱۹–۲۸.

جهانشاهی، ر. و زارع، م. (۱۳۹۲)، تکنیک‌های هیدروشیمی و ایزوتوپ‌های پایدار 2H و18O در تعیین منشأ شوری آب‌های نشتی و زیرزمینی در پیت معدن آهن گل‌گهر. سی و دومین گردهمایی و نخستین کنگرهٔ بین‌المللی تخصصی علوم زمین.

چیت‌سازان، م.؛ شاچری، س.؛ میرزایی، س.ی. و عبودی، ط.ع. (۱۳۹۶). ارزیابی اختلاط منابع آبی آبخوان‌های کارستی، مطالعهٔ موردی چشمهٔ کارستی گرو واقع در شرق خوزستان. مجلهٔ زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، ۷(۲۴): ۷۵–۶۵.

حسن‌زاده، ف.؛ کمالی، غ.ر.؛ رنجبر، ح. و حسینی سبزواری، م. (۱۳۹۱). پهنه‌بندی کیفیت آب زیرزمینی معدن شمارهٔ یک سنگ‌آهن گل‌گهر سیرجان با استفاده از روش منطق فازی در سامانهٔ اطلاعات جغرافیایی (GIS). اولین کنفرانس فناوری‌های معدنکاری ایران، یزد.

درویش‌زاده، ع. (۱۳۷۰). زمین‌شناسی ایران، انتشارات نشر دانش امروز.

دولتی، ج.؛ لشکری‌پور، غ.ر. و حافظی مقدس، ن. (۱۳۹۳). بررسی عوامل مؤثر بر هیدروژئوشیمی آبخوان زاهدان با استفاده از روش‌های تحلیل عاملی، نمایه‌های اشباع و نمودارهای ترکیبی. نشریه آب‌وخاک (علوم و صنایع کشاورزی)، ۲۸(۴): ۶۹۴–۶۷۹.

رادفر، ج. (۱۳۷۶). نقشهٔ زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ منطقهٔ اردستان. سازمان زمین‌شناسی و نقشه‌برداری کشور.

روحی، ح.؛ کلانتری، ن.؛ محمدی بهزاد، ح.ر. و دانشیان، ح. (۱۳۹۲). بررسی عوامل مؤثر بر خصوصیات شیمیایی آب زیرزمینی (مطالعهٔ موردی دشت الباجی). مجلهٔ زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، ۹: ۱-۹.

سازمان آب منطقه‌ای استان اصفهان (۱۳۸۵). گزارش بیلان آب زیرزمینی دشت اردستان در سال آبی ۸۵-۱۳۸۰.

سلیمانی، ب.؛ ابراهیمی، س.ا. و ظهراب‌زاده، م. (۱۳۹۱). کاربرد داده‌های هیدروشیمیایی در مطالعات هیدرودینامیک مخزن آسماری، میدان نفتی کرنج. مجلهٔ زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، ۲(۳): ۱۳-۱.

سیاووش حقیقی، م.؛ زارع، م.؛ مکنونی گیلانی، س. و کریمی‌نسب، س. (۱۳۸۵). کاربرد هیدروژئوشیمی نمونه‌های آب معدن سنگ‌آهن گل‌گهر در بررسی مناطق ایجادکنندهٔ بار آبی مزاحم. دهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس.

شرکت مدیریت منابع آب ایران (۱۳۸۲). گزارش بیلان منابع آب محدوده‌های مطالعاتی کشور. معاونت پژوهش و مطالعات پایه، دفتر مطالعات پایهٔ منابع آب، وزارت نیرو، کد ۴۳۰-۴۱۰-۱۴۶۱.

فخری، م.س.؛ اصغری مقدم، ا.؛ پورمحسن، م. و نجیب، م. (۱۳۹۳). به‌کارگیری دیاگرام‌های هیدروشیمیایی، اندیس اشباع و شاخص کلر-قلیائیت در بررسی هیدروشیمی آب زیرزمینی آبخوان دشت مرند. دومین همایش ملی بحران آب (تغییر اقلیم، آب و محیطزیست)، دانشگاه شهرکرد.

معین وزیری، ح. (۱۳۷۵). دیباچه‌ای بر ماگماتیسم در ایران، انتشارات دانشگاه تربیت معلم.

ناصری، ح.ر.؛ علیجانی، ف. و محرابی‌نژاد، ع. (۱۳۹۳). هیدروژئوشیمی آب‌های زیرزمینی در معدن زغال‌سنگ زیرآب. مجلهٔ زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، ۱۱.

Aghazadeh, N. and Asghari, Z. (2011). Hydrogeochemical evaluation of groundwater resources of Khoy plain aquifer. 1st National Symposium on Geology of Iran. Islamic Azad University-Shiraz Branche, Shiraz. [in Persian]

Aghazadeh, N. and Mogaddam, A. (2011). Investigation of hydrochemical characteristics of groundwater in the Harzandat aquifer Northwest of Iran. Environmental Monit Assess, 176: 183-195.

Asghari Moghaddam, A. and Fijani, E. (2008). Hydrogeological and hydrochemical studies of basaltic and karstic aquifers in Maku area in relation to geological formations. Science Quarterly Journal, 17(67): 2-13. [in Persian]

Basavarajappa, H. and Manjunatha, M. (2015). Groundwater quality analysis in Precambrian rock of Chitradurga district, Karanataka, India using geo-informatics technique. Aquatic Procedia, 4: 1354-1365.

Carol, E.; Kruse, E.; Laurencena, P.; Rojo, A. and Deluchi, M. (2012). Ionic exchange in groundwater hydrochemical evolution. Study case the drainage basin of El Pescado creek (Buenos Aires province, Argentina). Environmental Earth Science, 65: 421-428.

Chacha, N.; Njau, K.N.; Lugomela, G.V. and Muzuka, A.N.N. (2018). Hydrogeochemical characteristics and spatial distribution of groundwater quality in Arusha well fields, Northern Tanzania. Applied Water Science, 8: 118.

Chitsazan, M.; Shacheri, S.; Mirzaei, S.Y. and Aboudi, S.T. (2017). Evaluation of the mixing of water resources of karstic aquifers, a case study of Karsti Gur spring, east of Khouzestan. Advanced Applied Geology, 7(24): 65-75. [in Persian]

Darvichzade, A. (1991). Geology of Iran. Danesh Emrouz Publicatio, Tehran, Iran. [in Persian]

Dowlati1, J.; Lashkaripour, Gh.R. and Hafezi Moghadas, N. (2014). Investigating the factors affecting the Zahedan's aquifer hydrogeochemistry using foctor analysis. Saturation Indices and Composite Diagrams' Methods, 28(4): 679-694. [in Persian]

Eftekharnejhad, J. (1980). Separation of different parts of Iran in terms of construction status in relation to sedimentary basins. Journal of the Oil Association, 82: 19-28. [in Persian]

El-Sayed, M. and Salem, W. (2014). Hydrochemical assessments of surface Nile water and groundwater in an industry area South West Cairo. Egyption Journal of Petroleum, 24: 277-288.

Esmaeili, A. and Moore, F. (2012). Hydrogeochemical assessment of groundwater in Isfahan province, Iran. Environmental Earth Science, 67: 107-120.

Fakhrei, M.S.; Asghari Moghadam, A.; PourMohsen, M. and Najib, M. (2015). Hydrochemical diagrams, saturation index and chlorine-alkalinity index in hydrodynamic study of groundwater aquifer in Marand Plain aquifer. Second National Conference on Water Crisis, Shahrekord University. [in Persian]

Hassanzadeh, F.; Kamali, G.R.; Ranjbar, H. and Hosseini Sabzevari, M. (2013). Groundwater quality zoning of No. 1 Gol-e-Gohar Sirjan Iron Ore Using Fuzzy Logic Method in Geographic Information System (GIS). 1St National Confrence of Iranian Mining Technologies. [in Persian]

Hem, J.D. (1977). Reactions of metal ions at surfaces of hydrous iron oxide. Geochimica et Cosmochimica Acta: 527-538.

Iran Water Resources Management Co. (2003). Report on water resources of the country's study areas. Ministry of Energy, Cod 430-410-1461. [in Persian]

Isfahan Regional Water Organization (2006). Ardestan plain groundwater report during 2001-2006. [in Persian]

Jahanshahi, R. and Zare, M. (2014). Techniques of hydrochemistry and stable isotopes of 2H and 18O to delineate the salinity source of seepage and groundwater in Golegohar mine pit. 32nd National and the 1st International Geosciences Congress 16-19 February Place, Shiraz, Iran. [in Persian]

Jalali, M. and Jalali, M. (2016). Geochemistry and background concentration of major ions in spring waters in high-mountain area of the Hamedan (Iran). Journal of Geochemical Exploration, 165: 49-61. [in Persian]

Khan, A.; Umar, R. and Hasan Khan, H. (2015). Hydrochemical characterization of groundwater in lower Kali watershed western uttar Pradesh. Journal Geological Society of India, 86: 195-210.

Moein Vaziri, H. (1996). An introduction to the Magmatism in Iran. Publication of Tarbiat Moallem University. [in Persian]

Naseri, H.R.; Alijani, F. and Mehrabinejhad, A. (2014). Hydrogeochemistry of ground water in the Zirab coal mine. Advanced Applied Geology, 4(11). [in Persian]

Qiao, L.; Jinlong, Z.; Yinzhu, Z.; Chunyan, B.; Hongfei, T.; Ruiliang, J.; Yuanyuan, J. and Guangyan, Y. (2014). Variation of groundwater hydrochemical characteristics in the plain area of the Tarim Basin, Xinjiang Region, China. Environ Earth Science, 72: 4249-4263.

Radfar, J. (1997). Ardestan Geology map 1/100000, Geological Survey of Iran. [in Persian]

Rohi, H.; Kalantari, N.; Mohammadi Behzad, H.R. and Daneshian, H. (2014). Investigating the effective factors on groundwater characteristics (Case study: Elbajei Plain). Advanced Applied Geology, 9: 1-9. [in Persian]

Sarikhani, R.; Ghssemi Dehnavi, A.; Ahmadnejad, Z. and Kalantari, N. (2015). Hydrochemical characteristics and groundwater quality assessment in Bushehr Province, SW Iran. Environmental Earth Science, 74: 6265-6281.

Siavosh Haghighi, M.; Zare, M.; Maknoni Gilani, S. and Karimi Nasab, S. (2006). Application of hydrogeochemicals of Golgohar iron ore mineral water samples in investigating the disturbing water damage cases. Proceeding of 10th symposium of Geology society of Iran; Tehran, Iran. [in Persian]

Soleymani, B.; Ebrahimi, S.E. and Zarebzadeh, M. (2013). Application of hydrochemical data in the Asmari reservoir hydrodynamics studies, Kranj Oilfield. Advanced Applied Geology, 2(3): 1-13.