

# عوامل مؤثر بر کیفیت شیمیایی آب زیرزمینی دشت قره ضیالالدین، استان آذربایجان غربی

سمیه اسمعیلی<sup>۱</sup>، اصغر اصغری مقدم<sup>۲</sup>، رحیم برزگر<sup>۳</sup> و نعیمه کاظمیان<sup>۴</sup>

دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

استاد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

دانشجوی دکترا، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

کارشناسی، آزمایشگاه کنترل کیفی آب استان آذربایجان شرقی، تبریز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۱۲/۱۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۶/۰۶

## چکیده

دشت قره ضیالالدین در شمال باختر ایران در استان آذربایجان غربی واقع شده است. هدف این مطالعه بررسی عوامل و فرایندهای مؤثر بر کیفیت شیمیایی آب زیرزمینی دشت قره ضیالالدین است. برای این منظور ۲۰ نمونه از آب زیرزمینی با توزیع مناسب در آبان ماه سال ۱۳۹۵ جمع آوری و غلظت یون‌های اصلی، نیترات و سیلیس آنها در آزمایشگاه اندازه‌گیری شد. همچنین مقادیر اسیدیته و هدایت الکتریکی نمونه‌ها در صحرا اندازه‌گیری شد. در این مطالعه از نمودارهای ترکیبی و هیدروشیمیایی مختلف، شاخص کلروآلکالین، شاخص اشباعیت و مدل‌سازی معکوس به منظور دستیابی به هدف مورد اشاره استفاده شد. نتایج حاصل از نمودارهای ترکیبی نشان می‌دهد که نفوذ آب شور برگشتی حاصل از کشاورزی، تعویض کاتیونی، هوازدگی و انحلال سنگ‌ها و کانی‌ها به‌ویژه کربنات‌ها، سیلیکات‌ها، ژپس و هالیت و فرایند تبخیر به میزان اندک از عوامل مؤثر بر کیفیت شیمیایی آب زیرزمینی منطقه هستند. شاخص‌های کلروآلکالین محاسبه شده بیان می‌کنند که در تمام نمونه‌های آب این شاخص‌ها منفی هستند که نشانگر وقوع تعویض یونی عادی است. نمونه‌های آب نسبت به کانی‌های کربناته و کوارتز حالت فوق‌اشباع دارند؛ در حالی که نسبت به کانی‌های سولفات و هالیت تحت اشباع هستند. نتایج مدل‌سازی‌های ژئوشیمیایی معکوس، وقوع فرایندهای هوازدگی، انحلال کانی‌های کربناته، سولفات و هالیت و تعویض یونی را در بخش‌های مختلف آبخوان تأیید می‌کند.

**کلیدواژه‌ها:** آب زیرزمینی، دشت قره ضیالالدین، شوری، هیدروشیمی، مدل معکوس.

\*نویسنده مسئول: اصغر اصغری مقدم

E-mail: Moghaddam@tabrizu.ac.ir

## ۱- پیش‌نوشتار

آب‌های زیرزمینی منابع تجدیدپذیر، محدود و حیاتی برای زندگی انسان، توسعه اجتماعی و اقتصادی و یک جزو با ارزش از اکوسیستم و نسبت به اثرات طبیعی و انسانی آسیب‌پذیر هستند (Singh et al., 2011a). در سال‌های اخیر به دلیل کاهش شدید حجم آب‌های زیرزمینی، بررسی کیفیت آنها و به تبع آن حفاظت از آنها حائز اهمیت بوده است.

کیفیت آب طبق تعریف Fetter (1999) حاصل شرایط طبیعی شیمیایی و فیزیکی آب و همچنین تغییراتی است که ممکن است در اثر فعالیت‌های بشری در آن ایجاد شود و طبق تعریف Todd and Mays (2005) نتیجه کلی فرایندها و واکنش‌هایی است که از زمان تشکیل و تراکم آب در جو، تا زمان ظاهر شدن در سطح زمین، بر روی آن عمل کرده است. کیفیت آب تابعی از پارامترهای فیزیکی، شیمیایی و بیولوژیکی است و به‌طور عمده توسط دو عامل طبیعی و انسانی کنترل می‌شود. فرایندهای طبیعی از قبیل لیتولوژی منطقه، سرعت حرکت آب زیرزمینی، کیفیت آب تغذیه شده، تعامل آب با سنگ و خاک، واکنش با آبخوان‌های دیگر و فعالیت‌های مربوط به دخالت انسان شامل فعالیت‌های کشاورزی، صنعتی، توسعه شهری و افزایش بهره‌برداری از منابع آب هستند (Chan, 2001).

در طول مسیر حرکت آب زیرزمینی فرایندهایی از قبیل رسوب‌گذاری کانی‌ها، انحلال، تعویض کاتیونی و غیره به وقوع می‌پیوندد که بر شیمی و کیفیت آب اثر می‌گذارند. برای پی بردن به این واکنش‌ها می‌توان از نمودارهای ترکیبی مختلف و مدل‌سازی هیدروشیمیایی استفاده کرد. در نمودارهای ترکیبی، برای تعیین رابطه بین پارامترهای حاصل از تجزیه نمونه‌های آب، این پارامترها بر روی نمودارهای دو متغیره ترسیم می‌شوند که با توجه به نحوه آرایش نمونه‌ها در این نمودارها می‌توان فرایندهای مؤثر بر شیمی آب زیرزمینی را تعیین کرد (فاریابی و همکاران، ۱۳۸۹). روش‌های مدل‌سازی هیدروژئوشیمیایی را می‌توان به دو دسته مدل‌سازی معکوس و مدل‌سازی روبه‌جلو تقسیم‌بندی کرد. در روش مدل‌سازی ژئوشیمیایی معکوس از یک مدل موازنه جرم برای تعیین کمیت واکنش و در نتیجه مواد شیمیایی آب‌های زیرزمینی در تعامل با آب سنگ در طول مسیر حرکت آن استفاده می‌شود

(Barbieri et al., 2005; Carucci et al., 2012; Singh et al., 2017). در طی فرایند مدل‌سازی روبه‌جلو ترکیب نهایی یک نمونه آب پس از واکنش دادن آن با فازهای مختلف و اعمال فرایندهایی همچون تبخیر، تبادل کاتیونی و غیره شبیه‌سازی می‌شود. این مدل‌سازی‌ها توسط محققین زیادی برای ارزیابی شیمی آب زیرزمینی به کار گرفته شده است. به عنوان مثال برزگر و همکاران (۱۳۹۵) در بررسی ویژگی‌های هیدروشیمیایی آبخوان دشت تبریز از مدل‌های هیدروشیمیایی (مدل‌سازی رو به جلو و معکوس) بهره گرفتند. تاکنون مطالعات متعددی روی کیفیت آب‌های زیرزمینی و عوامل و فرایندهای مؤثر بر آنها صورت گرفته است. برای مثال Barzegar et al. (2017b) فرایندهای هیدروژئوشیمیایی مؤثر بر آب زیرزمینی آبخوان مرند مورد بررسی قرار دادند و به این نتیجه رسیدند که انحلال و هوازدگی سنگ‌های مختلف، تعویض یونی معکوس و فعالیت‌های کشاورزی، عمده عوامل مؤثر بر کیفیت آب منطقه هستند. نخعی و همکاران (۱۳۸۸) روی کیفیت و منشأ شوری آب زیرزمینی دشت خضری خراسان جنوبی کار کردند و عامل اصلی کنترل‌کننده کیفیت آب زیرزمینی منطقه را ارتباط هیدرولیکی دشت با کویر نمک واقع در جنوب دشت دانستند. Barzegar et al. (2017a) با مطالعه ویژگی‌های هیدروشیمیایی آب زیرزمینی آبخوان دشت تبریز دریافتند که انحلال و هوازدگی کانی‌های تبخیری و سیلیکاته، تعویض یونی عادی و معکوس، استفاده از کودهای شیمیایی برای کشاورزی و نشت از سیستم فاضلاب شهری، عمده عوامل تأثیرگذار بر کیفیت منابع آب زیرزمینی این دشت هستند.

دشت قره ضیالالدین با وسعت تقریبی ۲۰۰ کیلومتر مربع در شمال باختر ایران در استان آذربایجان غربی واقع شده است. به دلیل استفاده از آب‌های زیرزمینی جهت شرب روستاییان، مصارف کشاورزی و نیز مدیریت کیفی آب زیرزمینی منطقه، ضروری است که کیفیت شیمیایی آب مورد بررسی قرار گیرد. هدف از این مطالعه تشخیص عوامل و فرایندهای مؤثر بر کیفیت شیمیایی آب زیرزمینی دشت قره ضیالالدین با استفاده از داده‌های هیدروشیمیایی است. در این مطالعه به منظور دستیابی به هدف مورد نظر از روش‌های مختلفی همچون نمودارهای

## ۲-۲. زمین‌شناسی و هیدروژئولوژی

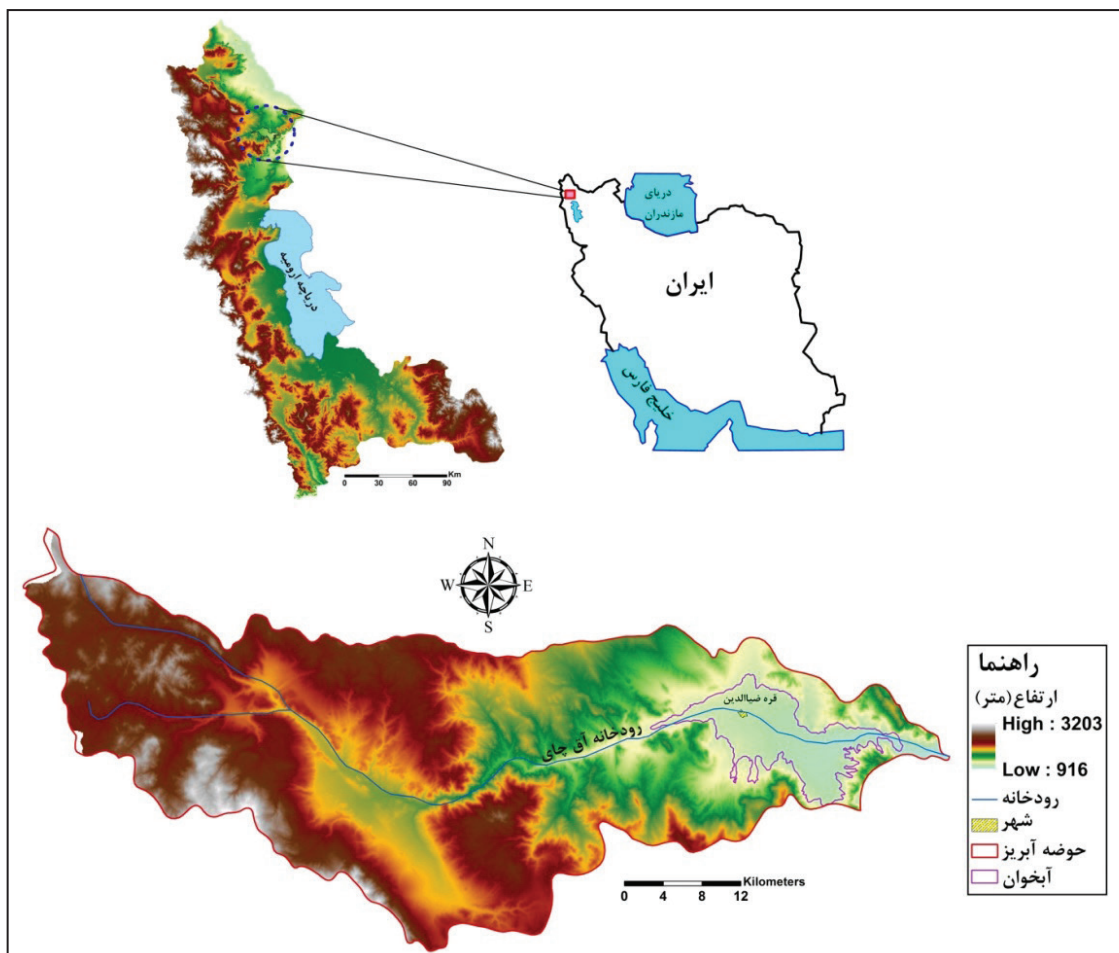
منطقه قره ضیاالدین بخشی از ایران مرکزی است که در ادامه شمال باختری زون سندج-سیرجان قرار دارد. قدیمی‌ترین سازندهای منطقه مربوط به سازندهای جیرو، درود و روته به سن پالئوزویک است. سازند جیرو شامل شیل سبز با لایه‌هایی از ماسه‌سنگ و سنگ‌آهک با سن دونین فوقانی تا کربنیفر تحتانی و سازند روته شامل سنگ‌آهک مارنی و شیل به سن پرمین است (افتخارنژاد و همکاران، ۱۳۷۳). شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی منطقه مطالعاتی را نشان می‌دهد. سازند الیکا شامل دولومیت‌های ضخیم لایه به رنگ خاکستری، آهک ورمیکوله و شیل آهکی به سن تریاس در شمال باختری منطقه رخنمون دارد. آهک‌های کرتاسه در خاور منطقه با گسترش زیاد دیده می‌شوند که ضخامت آنها به بیش از ۸۰۰ متر می‌رسد. قسمت اعظم شمال باختر و جنوب باختر منطقه را کنگلومرا، مارن و ماسه‌های پلیوسن تشکیل می‌دهد. این رسوبات هنوز به خوبی سنگ نشده‌اند و با دگرشیبی سنگ‌های قدیمی را می‌پوشانند. آبرفت‌های جدید منطقه منشأ رودخانه‌ای دارند و اغلب در اثر رسوب‌گذاری رودخانه آق‌چای، به علت کاهش شیب رودخانه در محل ورود به دشت ایجاد شده‌اند. منطقه مورد نظر از لحاظ زمین‌ساختی فعال بوده و جنبش‌های کوهزایی آلپی تأثیر زیادی در زمین‌شناسی آن داشته است. زون کالرد ملانژ در جنوب باختری دشت واقع شده است که یک مجموعه زمین‌ساختی درهم از سنگ‌های رسوبی، آذرین و دگرگونی است. همچنین جنبش‌های آلپی باعث ماگماتیزاسیون و نفوذ گرانیته شده است که در خاور منطقه به صورت توده باتولیتی از شمال خوی تا خاور دشت گسترش دارد (افتخارنژاد و همکاران، ۱۳۷۳).

هیدروشیمیایی (نمودار پایپر)، نمودارهای ترکیبی، شاخص کلروآلکالین، شاخص اشباعیت و مدل‌سازی هیدروشیمیایی معکوس استفاده شد.

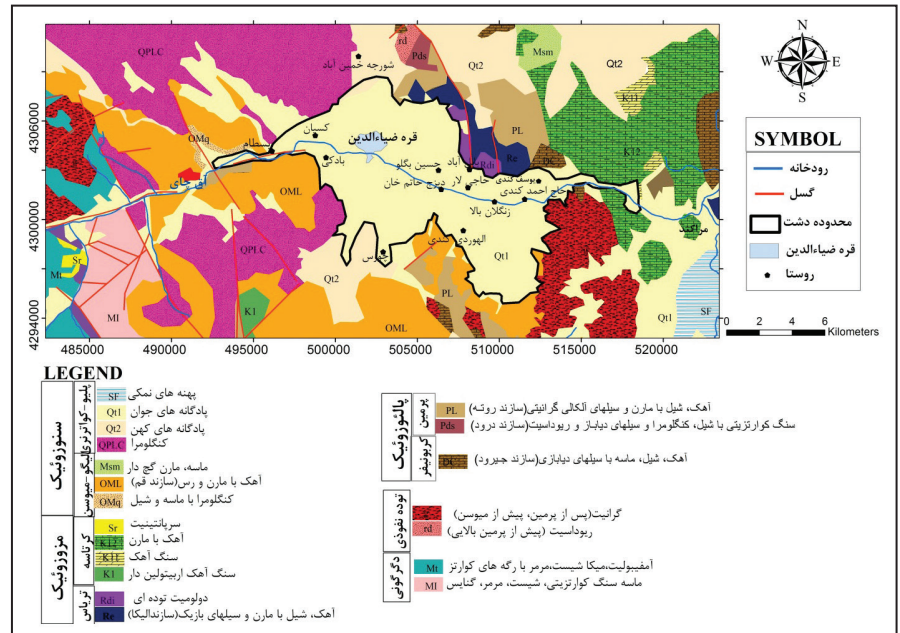
## ۲- مواد و روش‌ها

### ۲-۱. موقعیت منطقه مطالعاتی

دشت قره ضیاالدین با مساحت تقریبی ۲۰۰ کیلومتر مربع در شمال باختر ایران در استان آذربایجان غربی به فاصله ۶۰ کیلومتری شهرستان خوی و بین خوی و ماکو قرار دارد. این دشت در بین طول‌های خاوری ۴۴ درجه و ۹ دقیقه تا ۴۵ درجه و ۱۶ دقیقه و عرض‌های شمالی ۳۸ درجه و ۳ دقیقه تا ۳۹ درجه قرار دارد و بخشی از حوضه رودخانه ارس است. مهم‌ترین رودخانه حوضه آبریز دشت، رودخانه آق‌چای با امتداد باختری-خاوری است (شکل ۱) که از ارتفاعات مرز ایران و ترکیه و کوه مندلیخ سرچشمه می‌گیرد و با طی مسیری به طول ۱۲۰ کیلومتر پس از دریافت جریانات سطحی شاخه‌های قره‌دره و قره‌جه‌چای به قطورچای می‌پیوندد. بر اساس اطلاعات گردآوری شده از ایستگاه هواشناسی قرول علیا، میانگین دمای سالانه منطقه با در نظر گرفتن داده‌های ۲۸ ساله (۱۳۶۴ تا ۱۳۹۲) برابر ۱۱/۲ درجه سانتی‌گراد و متوسط ریزش‌های جوی سالانه حدود ۳۲۳ میلی‌متر است. متوسط رطوبت نسبی دشت ۳۵ درصد و تبخیر از تشتک کلاس A حدود ۹۶۵ میلی‌متر است. مرتفع‌ترین نقطه دشت در ورودی دشت، حوالی روستای بسطام و بیگ جوان ارتفاعی بالغ بر ۱۳۵۹ متر و پست‌ترین نقطه در خروجی دشت، حوالی روستای یوسف‌کندی ارتفاعی برابر ۹۶۴ متر دارد. ارتفاع متوسط دشت برابر ۱۰۸۹ متر است.



شکل ۱- موقعیت منطقه مطالعاتی.



شکل ۲- نقشه زمین شناسی منطقه مطالعاتی (افتخارنژاد و همکاران، ۱۳۷۳).

آنکه این عمق در قسمت های انتهایی دشت، فاصله بین روستاهای اللهوردی کندی و حاجیلار، به کمتر از ۲ متر می رسد.

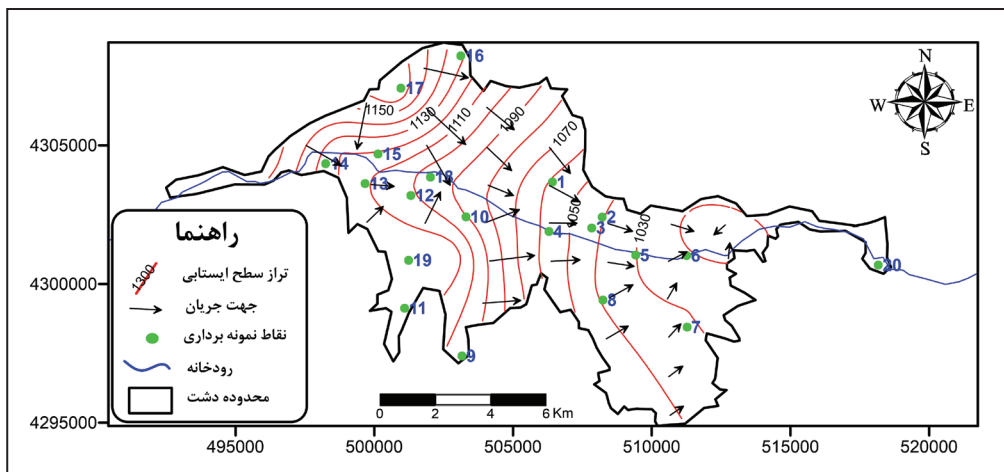
### ۲-۳. نمونه برداری و تجزیه هیدروشیمیایی

برای ارزیابی کیفیت آب زیرزمینی دشت قره ضیاءالدین و عوامل مؤثر بر آن، ۲۰ نمونه از منابع آب زیرزمینی دشت (چاه های عمیق و نیمه عمیق، چشمه و قنات) در آبان ماه سال ۱۳۹۵ جمع آوری شد. موقعیت نقاط نمونه برداری در شکل ۲ نشان داده شده است. پارامترهای اسیدیته (pH) و هدایت الکتریکی (EC) در صحرا اندازه گیری شدند. کلسیم و منیزیم با استفاده از تیتراسیون استاندارد EDTA، کلراید با تیتراسیون استاندارد  $AgNO_3$ ، کربنات و بی کربنات توسط تیتراسیون با اسید کلریدریک، سدیم و پتاسیم توسط نورسنجی شعله، سولفات به روش توریدیمتری (کلدورت سنجی) و نیترات و سیلیس به روش رنگ توسط دستگاه اسپکتروفوتومتر در آزمایشگاه آب شناسی دانشگاه تبریز اندازه گیری شدند. جدول ۱ خصوصیات آماری پارامترها و یون های اندازه گیری شده را نشان می دهد. مقادیر مواد جامد حل شده (TDS) با استفاده از مقادیر هدایت الکتریکی نمونه ها طبق رابطه ۱ محاسبه شد که در آن مقدار ضریب Ke بین ۰/۵۵ تا ۰/۸ است (Lloyd and Heathcote, 1985). در این تحقیق مقدار Ke برابر با ۰/۶۵ در نظر گرفته شد.

$$TDS = Ke \cdot EC$$

(۱)

بر اساس اطلاعات ژئوفیزیکی و حفاری های اکتشافی در منطقه، آبخوان دشت از نوع آزاد است و از آبرفت های جوانی تشکیل شده که قسمت اعظم آن توسط رودخانه آق چای برجای نهاده شده است. بیشترین ضخامت آبرفت در مرکز دشت است که به ۲۰۰ متر می رسد و از مرکز به حاشیه های دشت کاهش می یابد. افزایش ضخامت آبرفت در مرکز دشت نشانگر عمیق بودن دره رودخانه آق چای است که طی سالیان دراز با تغییر سطح اساس رودخانه، از رسوب پر شده است (شرکت مهندسی مشاور مهتاب قدس، ۱۳۶۳). مواد تشکیل دهنده آبخوان مخلوطی از ذرات ریز و درشت است که با افزایش عمق اجزای ریزدانه آن افزایش می یابند. با توجه به شکل ۳ عمده جهت جریان آب زیرزمینی دشت از سمت باختر به خاور و شمال باختر به جنوب خاور است و بیشترین شیب هیدرولیکی آب زیرزمینی نیز در شمال باختری دشت مشاهده می شود. این شیب هیدرولیکی بالا به نفوذپذیری کم آبرفت و همچنین بالا آمدن سنگ کف در آن ناحیه نسبت داده می شود. متوسط ضریب ذخیره دشت ۲ درصد و حداکثر و حداقل هدایت هیدرولیکی آبخوان به ترتیب ۱۱/۲۲ و ۰/۳۲ متر بر روز برآورد شده است (شرکت مهندسی مشاور مهتاب قدس، ۱۳۶۳؛ تاری، ۱۳۹۰). عمق برخورد به آب زیرزمینی در ورودی دشت، نزدیکی روستاهای بسطام و کسپان، زیاد بوده و به حدود ۳۰ متر می رسد؛ حال



شکل ۳- جهت جریان آب زیرزمینی و موقعیت نقاط نمونه برداری.

### ۳- نتایج و بحث

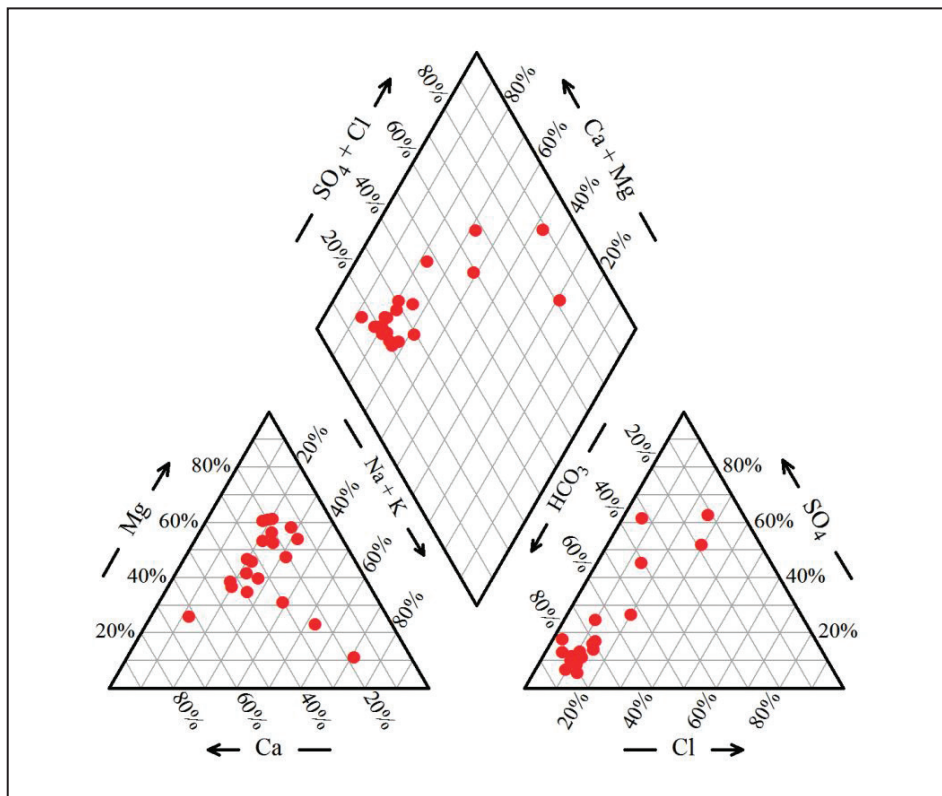
توزیع یون‌ها در آب استفاده کرد. مقادیر EC نمونه‌ها از ۴۴۰ تا ۳۱۵۰ میکروزیمنس بر سانتی‌متر (با میانگین ۱۳۰۶ میکروزیمنس بر سانتی‌متر) متغیر است. شکل ۵ نقشه هم‌ارزش هدایت الکتریکی دشت قره ضیاالدین را نشان می‌دهد. افزایش EC و کاهش کیفیت آب در شمال باختر دشت به علت گسترش سازندهای ترشیری و میوسن شامل ماسه‌سنگ و کنگلومرا همراه با مارن و شیل در این بخش از منطقه است که هوازدگی و انحلال آنها سبب شوری آب زیرزمینی شده است. همچنین در قسمت‌های جنوبی دشت به علت وجود سازند پلیوسن حاوی لایه‌هایی از مارن و گچ، EC افزایش یافته است. علت افزایش EC در قسمت‌های جنوب خاوری دشت را می‌توان به بالا بودن سطح آب در این نواحی و تبخیر از آبخوان، آب برگشتی کشاورزی و وجود توده نفوذناپذیر آذرین از جنس گرانیت نسبت داد که به صورت یک سد طبیعی عمل کرده و مانع خروج آب و در نتیجه افزایش زمان ماندگاری آب و در نهایت باعث افزایش EC در این نواحی دشت می‌شود.

با توجه به نتایج اندازه‌گیری‌ها، مقادیر pH نمونه‌ها بین ۴/۷ تا ۸/۲۵ (با مقدار متوسط ۷/۹) و نشانگر آب با قلیابیت کم است. غلظت کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی موجود در نمونه‌ها بر اساس مقادیر متوسط، به ترتیب به صورت  $K^+ > Ca^{2+} > Na^+ > Mg^{2+}$  و  $Cl^- > SO_4^{2-} > HCO_3^-$  است.

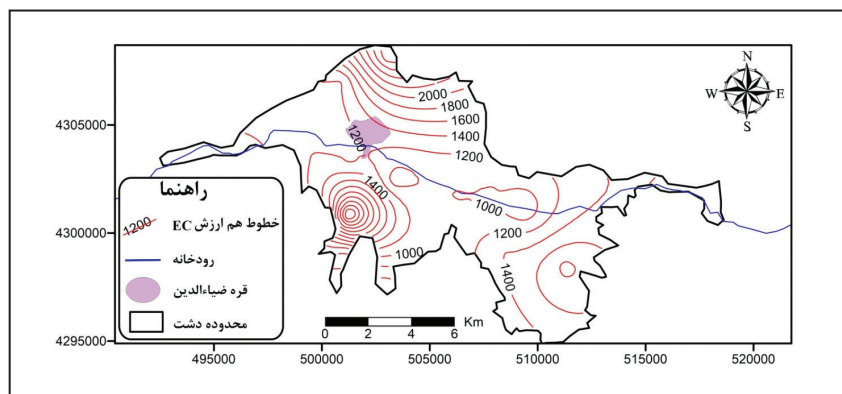
نمودار پایپر نمونه‌های آب زیرزمینی در شکل ۴ نشان داده شده است. بر اساس نمودار تیپ و رخساره غالب نمونه‌ها به ترتیب بی‌کربنات و منیزیم هستند. در این نمودار ۸۰ درصد نمونه‌ها دارای تیپ بی‌کربنات هستند که نشانگر منطقه تغذیه و جوان بودن آب زیرزمینی است. ۱۵ درصد از نمونه‌ها (نمونه‌های ۷، ۱۶ و ۱۹) تیپ آب سولفات دارند و فقط ۵ درصد از نمونه‌ها (نمونه ۲۰) تیپ مختلط دارند که در آن هیچ آنیون و کاتیونی غالب نیست. این نمونه‌ها غالباً بین مناطق تغذیه و تخلیه آب زیرزمینی دیده می‌شوند.

### ۳-۱. نقشه هم‌ارزش هدایت الکتریکی

از نقشه هم‌ارزش هدایت الکتریکی می‌توان برای تحلیل روند تغییرات و چگونگی



شکل ۴- نمودار پایپر نمونه‌های آب زیرزمینی دشت قره ضیاالدین.



شکل ۵- منحنی هم‌ارزش هدایت الکتریکی آب زیرزمینی دشت قره ضیاالدین.



جدول ۱- خصوصیات آماری پارامترها و یون‌های اندازه‌گیری شده نمونه‌های آب زیرزمینی دشت قره‌ضیال‌الدین.

پارامتر	واحد	حداکثر	حداقل	میان	میانگین	انحراف استاندارد
هدایت الکتریکی	میکروزیمنس بر سانتی‌متر	۳۱۵۰	۴۴۰	۱۱۹۹	۱۳۰۶	۶۶۸
مواد جامد حل شده	میلی‌گرم بر لیتر	۲۰۴۷	۲۸۶	۷۷۹/۳	۸۴۹/۵	۴۳۴/۶
اسیدیته	-	۸/۲۵	۷/۴	۷/۹	۷/۹	۰/۲
کلسیم	میلی‌گرم بر لیتر	۱۶۵	۴۳/۲	۶۴/۹	۷۵/۲	۳۱/۹
منیزیم	میلی‌گرم بر لیتر	۱۵۴/۵	۱۴/۵	۶۷	۷۲/۹	۳۲/۱
سدیم	میلی‌گرم بر لیتر	۵۴۴/۷	۱۲/۶	۶۲/۸	۱۰۹/۵	۱۳۳/۱
پتاسیم	میلی‌گرم بر لیتر	۷/۴	۰/۶	۳/۸	۳/۸	۱/۶
بیکربنات	میلی‌گرم بر لیتر	۷۳۲	۲۱۹/۶	۵۰۰/۲	۴۹۴/۷	۱۵۹/۴
کلراید	میلی‌گرم بر لیتر	۳۴۹/۸	۱۴/۹	۵۱/۹	۷۶/۱	۸۷/۵
سولفات	میلی‌گرم بر لیتر	۹۶۲/۷	۱۳/۶	۸۴/۲	۱۹۸/۹	۲۸۲/۲
نیترات	میلی‌گرم بر لیتر	۱۴۸/۷	۱۱/۵	۲۸/۴۱	۴۰/۱	۳۴/۵
سیلیس	میلی‌گرم بر لیتر	۸۴/۶	۲۲	۵۸/۸	۵۶/۴	۱۳/۹

### ۳-۲. عوامل مؤثر بر کیفیت شیمیایی آب زیرزمینی منطقه

از جمله مهم‌ترین عوامل تأثیرگذار بر آب زیرزمینی منطقه می‌تواند فرایندهای تبخیر، هوازگی و انحلال سنگ‌ها، تعویض یونی و فعالیت‌های انسانی باشد که در ذیل بررسی شده‌اند.

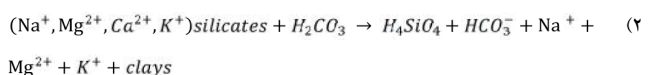
**تبخیر:** با توجه به شرایط آب و هوایی نیمه‌خشک منطقه و بالا بودن سطح آب زیرزمینی (به ویژه خاور و باختر دشت) در قسمت‌هایی از دشت، فرایند تبخیر می‌تواند بر شوری آب زیرزمینی دشت تأثیر داشته باشد. نمودار گیبس (Gibbs, 1970) می‌تواند در شناسایی روند غالب کنترل فرایندهای شیمیایی آب زیرزمینی کمک کند. نمودارهای گیبس منطقه مورد مطالعه (شکل ۶) بیانگر این است که در درجه اول تعامل بین آب و سازندهای منطقه و درجه دوم فرایند تبخیر در منطقه در ترکیب یون‌های موجود در آب تأثیر دارند.

برای بررسی بیشتر اثر فرایند تبخیر بر آب زیرزمینی، می‌توان از نمودار نسبت سدیم در برابر کلراید استفاده کرد. پراکندگی نمونه‌ها در این نمودار (شکل ۷) در بالای خط تبخیر آب نشان می‌دهد که تبخیر یکی از عوامل کنترل‌کننده شوری در آب زیرزمینی منطقه است؛ ولی به عنوان عامل اصلی کنترل شوری منطقه نیست. قرارگیری نمونه‌ها در بالای خط ۱:۱ نشان می‌دهد که آب زیرزمینی غلظت سدیم اضافی دارد که اگر آنیون غالب آب زیرزمینی بی‌کربنات باشد (Rogers, 1989)؛ این سدیم اضافی عمدتاً از هوازگی سیلیکات‌ها آزاد می‌شود (Meybeck, 1987)؛ با توجه به غالب بودن یون بی‌کربنات در آب زیرزمینی منطقه این فرضیه می‌تواند صادق باشد. از طرفی وجود همبستگی بالا بین یون‌های سدیم و کلراید ( $R_2 = 0.94$ ) می‌تواند بیانگر منشأ مشترک سدیم و کلراید باشد و قرارگیری برخی از نمونه‌ها بر روی خط ۱ به ۱ در نمودار سدیم در برابر کلراید، انحلال هالیت در منطقه را تأیید

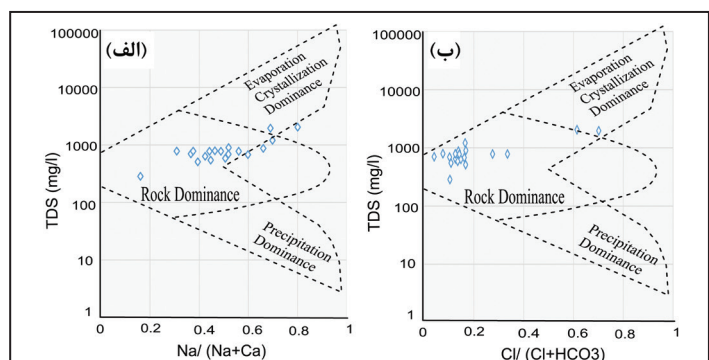
می‌کند. بنابراین می‌توان گفت که علاوه بر تبخیر، که به میزان خیلی اندکی بر شوری آب زیرزمینی منطقه تأثیر دارد؛ هوازگی و انحلال سنگ‌های سیلیکاته و هالیت نیز در غلظت سدیم و کلراید آب زیرزمینی منطقه نقش دارند.

**هوازگی و انحلال سنگ‌ها:** نمودارهای گیبس تأثیر واکنش متقابل آب-سنگ بر شیمی آب زیرزمینی را نشان دادند. برای فهم نوع سنگ‌ها و کانی‌های مؤثر بر هیدروشیمی منطقه از نمودارهای دیگری استفاده شد. در پلات مقادیر  $Ca/Mg$  برای نمونه‌ها (شکل ۸)، اگر نسبت مولار  $Ca/Mg$  برابر یک باشد؛ انحلال دولومیت صورت گرفته است و اگر این نسبت بیشتر از یک باشد؛ انحلال بیشتر کلسیت را بیان می‌کند (Maya and Loucks, 1995). نسبت‌های  $Ca/Mg$  بیشتر از ۲، بیانگر انحلال کانی‌های سیلیکاتی است که باعث آزاد شدن یون‌های کلسیم و منیزیم به آب زیرزمینی می‌شود (Barzegar et al., 2016; Kumar et al., 2009). پلات نمونه‌ها نشان می‌دهد که در منطقه انحلال دولومیت، کلسیت و سیلیکات اتفاق می‌افتد و انحلال دولومیت غالب است.

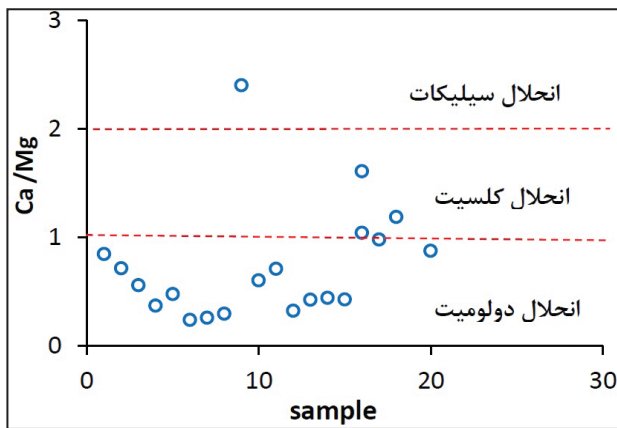
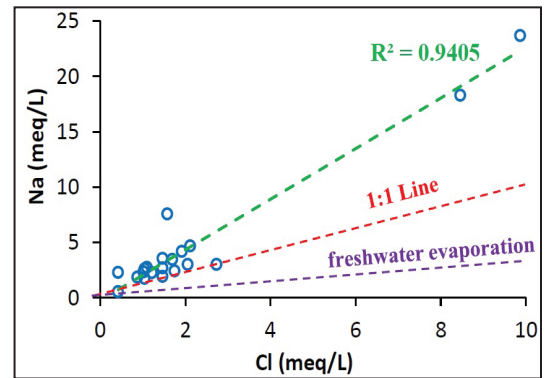
پلات نمونه‌ها (شکل ۹-الف) نشان می‌دهد که در اکثر نمونه‌ها افزایش مشابهی بین  $Na+K$  با  $SO_4+Cl$  وجود دارد و این امر بیانگر یک منبع مشترک از انحلال نمک‌های خاک است (Subba Rao, 2008). اگر منبع اصلی یون‌های سدیم در آب، انحلال و هوازگی سیلیکات‌ها باشد؛ با توجه به رابطه ۲ باید آنیون غالب در منطقه بی‌کربنات باشد (Barzegar et al., 2016). با توجه به نمودار پایپر، در ۸۰ درصد نمونه‌ها آنیون غالب بی‌کربنات است. بنابراین منشأ عمده سدیم در آب زیرزمینی منطقه می‌تواند مربوط به هوازگی و انحلال سیلیکات‌ها باشد.



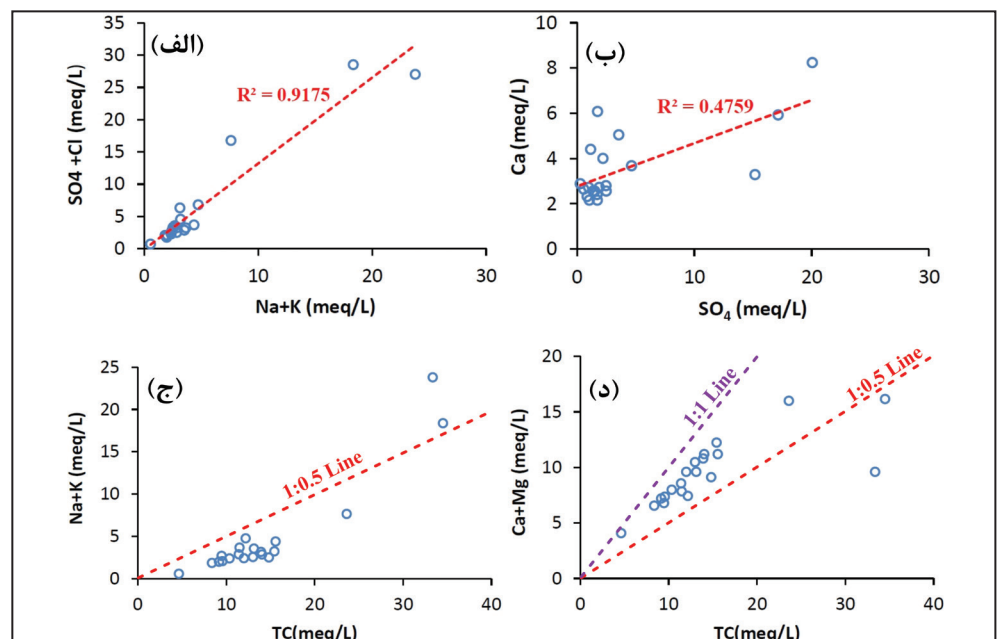
شکل ۶- موقعیت نمونه‌های آب زیرزمینی دشت قره‌ضیال‌الدین در نمودار گیبس (Gibbs, 1970).



شکل ۷- نمودار نسبت سدیم در برابر کلراید نمونه‌های آب زیرزمینی دشت قره ضیاالدین.



شکل ۸- نمودار نسبت Ca/Mg برای نمونه‌های آب زیرزمینی دشت قره ضیاالدین.



شکل ۹- نمودارهای: الف)  $SO_4+Cl$  در مقابل  $Na+K$ ؛ ب)  $Ca$  در مقابل  $SO_4$ ؛ ج)  $Na+K$  در مقابل  $TC$ ؛ د)  $Ca+Mg$  در مقابل  $TC$ .

یا پتاسیم با منیزیم یا کلسیم در آب زیرزمینی صورت گیرد؛ در این حالت تعویض یونی مستقیم و شاخص‌های کلروآلکالین منفی خواهند بود و اگر تعویض یونی معکوس صورت بگیرد؛ در این حالت شاخص‌ها مثبت هستند (برزگر و همکاران، ۱۳۹۵). همچنین می‌توان با استفاده از شاخص کلروآلکالین به منشأ یون بی‌کربنات موجود در آب نیز پی برد (Chidambaram et al., 2011). مقادیر مثبت و منفی این شاخص به ترتیب بیانگر هوازادگی کانی‌های سیلیکاتی و انحلال کانی‌های کربناته برای منشأ یون بی‌کربنات در آب است (Barzegar et al., 2016). شاخص‌های کلروآلکالین محاسبه شده برای نمونه‌های آب زیرزمینی (شکل ۱۱)، تعویض یونی عادی را در تمام نمونه‌ها نشان می‌دهند و همچنین نشانگر کانی‌های کربناته برای منشأ یون بی‌کربنات هستند.

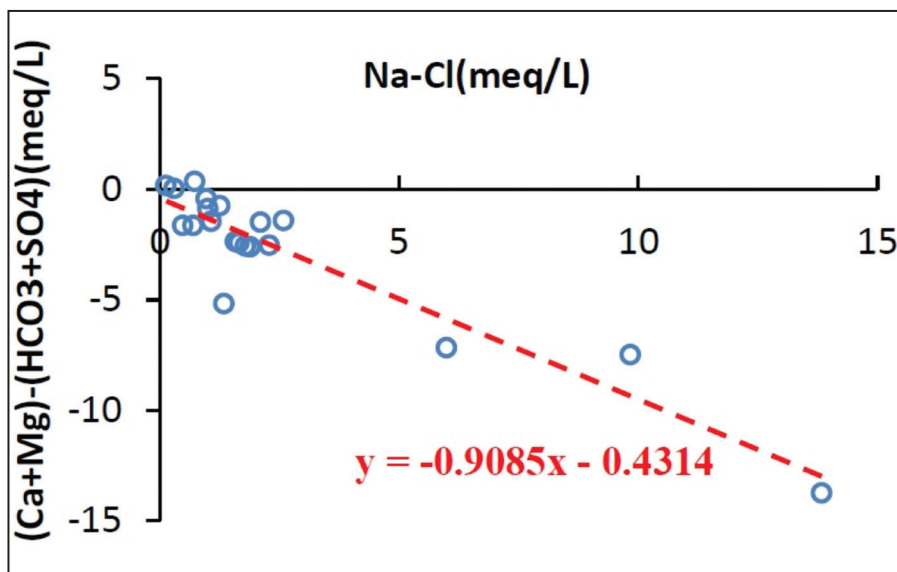
**فعالیت‌های انسانی:** فعالیت‌های انسانی از جمله فعالیت‌های صنعتی و آب برگشتی کشاورزی می‌توانند از عوامل مؤثر بر کیفیت آب زیرزمینی باشند. اثر فعالیت‌های انسانی بر شیمی آب زیرزمینی را می‌توان از پلات نمودار  $\text{HCO}_3^-$  در مقابل TC (کل کاتیون‌ها) بررسی کرد (Kim, 2003; Reddy et al., 2012). اگر انحلال سیلیکات‌ها و کربنات‌ها فرایند عمده کنترل‌کننده ترکیب‌های شیمیایی آب زیرزمینی باشد؛ در این صورت نسبت بین بی‌کربنات و مجموع کاتیون‌ها، ۱:۱ خواهد بود (Barzegar et al., 2016). در این نمودار موقعیت نمونه‌هایی که نزدیک خط یک به یک هستند؛ نشانگر تأثیر سازنده‌های منطقه (انحلال کانی‌ها) در آب زیرزمینی است و نمونه‌هایی که از خط یک به یک فاصله گرفته‌اند؛ فرایندهای ثانویه مانند فعالیت‌های انسانی را به عنوان کنترل‌کننده غلظت یونی آب زیرزمینی نشان می‌دهند. از پلات شکل ۱۲ می‌توان به این نتیجه رسید که فعالیت‌های انسانی در آب زیرزمینی منطقه تأثیر دارند. حال آنکه ترکیب شیمیایی آب توسط هوازادگی و انحلال سنگ‌ها و کانی‌ها و نیز کنترل می‌شود. نمونه‌های دور افتاده از خط یک به یک بر اساس بیشترین فاصله از خط یک به یک به ترتیب مربوط به نمونه‌های ۱۶، ۱۹ و ۷ هستند. نمونه‌های ۱۶ و ۱۹ هر دو از آب چاهی برداشته شده‌اند که برای ماسه‌شویی استفاده می‌شود. علاوه بر تأثیر محلی سازنده‌های زمین‌شناسی، به احتمال زیاد شوری در این نمونه‌ها را می‌توان ناشی از فعالیت ماسه‌شویی دانست. همچنین نمونه ۷ مربوط به چاه شرب روستای طاهرآباد بوده که در این منطقه فعالیت‌های کشاورزی زیاد است و شوری در این منطقه می‌تواند مربوط به آب‌های برگشتی کشاورزی باشد.

مقادیر زیاد یون سدیم در مقایسه با یون پتاسیم به دلیل مقاومت زیاد پتاسیم در برابر هوازادگی شیمیایی و جذب آن بر روی کانی‌های رسی است (Subba Rao, 2008). ضریب همبستگی متوسط ( $R_2 = 0.47$ ) بین کلسیم و سولفات (شکل ۹-ب)، نشان‌دهنده تأثیر انحلال ژپس‌های موجود در ماسه‌سنگ‌های ژپس‌دار منطقه است. در پلات Na+K در مقابل کل کاتیون‌ها (TC) (شکل ۹-ج)، غالب نمونه‌ها غلظت Na+K کمتری نشان می‌دهند که می‌تواند دلیلی بر واکنش‌های تعویض یونی بین کلسیم و سدیم باشد (Singh et al., 2011b). همچنین پلات Ca+Mg در مقابل TC (شکل ۹-د) بیانگر این است که نمونه‌هایی که بین خط ۱:۱ و ۱:۰/۵ قرار می‌گیرند؛ کلسیم و منیزیم آنها از هوازادگی سیلیکات‌ها ناشی می‌شود (Kumar et al., 2009). در شمال دشت وجود سازند میوسن بالایی به دلیل داشتن لایه‌هایی از شیل و مارن نفوذپذیری خوبی ندارد و به علت دارا بودن لایه‌هایی از گچ و نمک می‌تواند از عوامل مؤثر بر شوری و کاهش کیفیت آب در منطقه باشد. همچنین سازندهای کنگلومرا- مارن و ماسه‌سنگ‌های پلیوسن به علت داشتن لایه‌های مارنی، گچ و نمک می‌توانند از عوامل شوری در جنوب و خاور دشت باشند.

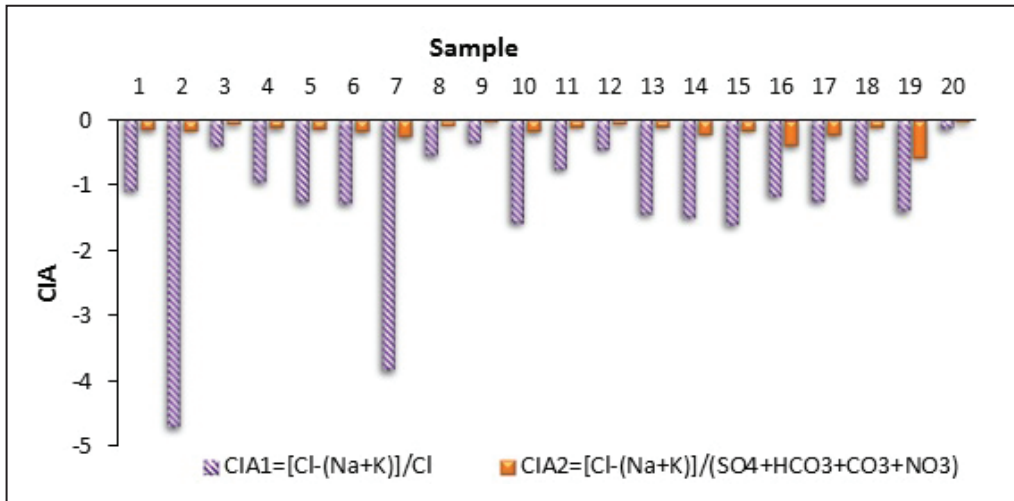
**تعویض یونی:** تعویض یونی یکی از فرایندهای مهمی است که کیفیت شیمیایی آب زیرزمینی را تحت تأثیر قرار می‌دهد. این فرایند در جایی رخ می‌دهد که کانی‌های رسی غنی از سدیم مانند مونت‌موریلونیت با کلسیم و منیزیم آب زیرزمینی واکنش دهند و باعث ورود سدیم به آب زیرزمینی شوند (Drever, 1988).

جهت بررسی فرایند تبادل یونی آب زیرزمینی، از نمودار  $(\text{Ca}+\text{Mg})-(\text{SO}_4+\text{HCO}_3)$  در مقابل Na-Cl استفاده شد (Jankowski and Acworth, 1997). در صورتی که تعویض یونی فرایند ژئوشیمیایی قابل توجهی برای کنترل ترکیب آب زیرزمینی باشد، بایستی رابطه بین این دو پارامتر به صورت خطی با شیب منفی یک باشد (Fisher and Mulican, 1997; Singh et al., 2011b). در نمودار شکل ۱۰ نمونه‌ها روند خطی منفی با شیب نزدیک به منفی یک ( $-0.9$ ) دارند که نشان می‌دهد فرایند تبادل یونی نقش مهمی در کنترل کیفیت شیمیایی آب زیرزمینی به ویژه شوری منطقه دارد.

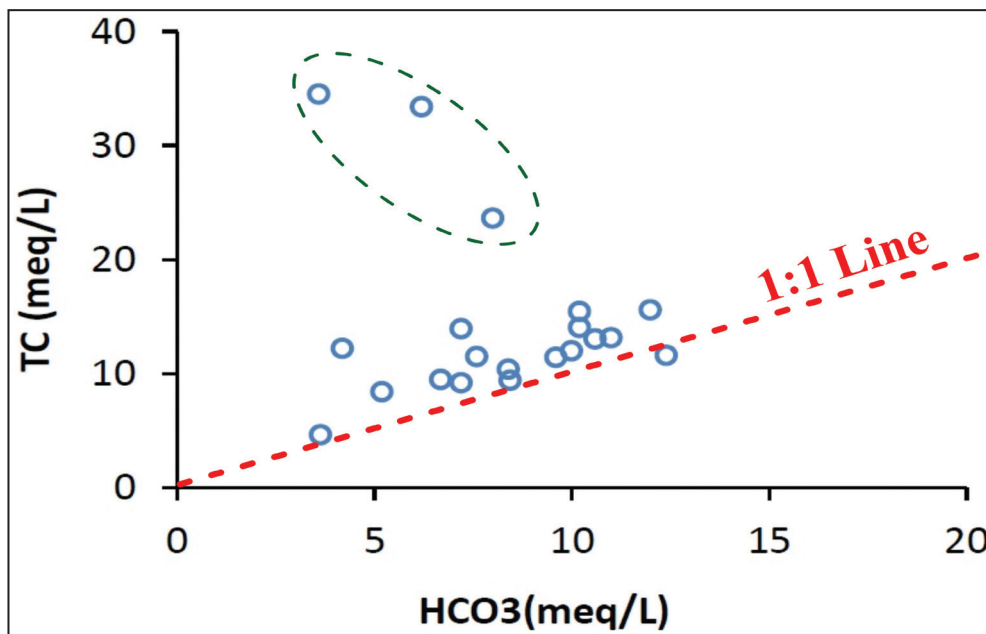
جهت تعیین نوع تبادل یونی بین آب زیرزمینی و محیط آبخوان می‌توان از شاخص‌های کلروآلکالین استفاده کرد (Singh et al., 2011b). وقتی تبادل بین سدیم



شکل ۱۰- نمودار  $(\text{Ca}+\text{Mg})-(\text{HCO}_3+\text{SO}_4)$  در مقابل Na-Cl.



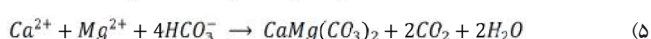
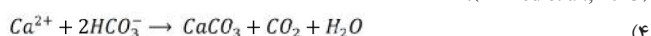
شکل ۱۱- نمودار شاخص کلروآلکالین ۱ و ۲ برای نمونه‌های آب زیرزمینی.



شکل ۱۲- نمودار نسبت TC در مقابل  $HCO_3$ .

مورد نظر است و اگر شاخص اشباع صفر باشد ( $SI=0$ )، در این حالت آب و کانی در حال تعادل با یکدیگر قرار دارند (Aghazadeh and Mogaddam, 2011). نمودار شکل ۱۳ شاخص اشباع نمونه‌های آب زیرزمینی دشت قره ضیاالدین را نشان می‌دهد. مقادیر شاخص اشباع تمایل مواد معدنی را به حل یا رسوب در سیستم آب زیرزمینی آبخوان نشان می‌دهد. با توجه به نمودار، نمونه‌های آب نسبت به کانی‌های کلسیت، آراگونیت، دولومیت (کانی‌های کربناته) و کوارتز حالت فوق اشباع دارد که در این حالت آب دیگر تمایلی به انحلال این کانی‌ها نشان نمی‌دهد. در مقابل، نمونه‌های آب نسبت به ژیس، انیدریت (کانی‌های سولفات) و هالیت تحت اشباع هستند و آب همچنان قدرت انحلال این کانی‌ها را دارد.

افزایش غلظت‌های کلسیم و منیزیم با توجه به تبادل کاتیونی و انحلال ژیس و انیدریت باعث فوق اشباع شدن آب زیرزمینی نسبت به کلسیت و دولومیت و در نهایت منجر به رسوب این کانی‌ها با توجه به روابط ۴ و ۵ می‌شود (Ahmed et al., 2013):



### ۳-۳. مدل سازی هیدروژئوشیمیایی

محاسبات تعادل شیمیایی بین آب و کانی‌ها در پیش‌بینی منشأ یون محلول، فرایندهای ژئوشیمیایی مختلف و کنترل غلظت یون در آب زیرزمینی مانند انحلال، رسوب و تبادل کاتیونی مفید است (Ahmed et al., 2013). شاخص اشباع (SI)، پیش‌بینی واکنش بین کانی‌های زیرسطحی با آب را با استفاده از داده‌های شیمیایی آب زیرزمینی، بدون اینکه نیازی به جمع‌آوری نمونه از فاز جامد و تجزیه و تحلیل کانی‌شناسی باشد؛ امکان‌پذیر می‌سازد (Chang and Wang., 2010). برای تعیین تعادل شیمیایی بین مواد معدنی و آب از رابطه ۳ استفاده می‌شود (Lloyd and Heathcode, 1985):

$$SI = \log(IAP/Kt) \quad (3)$$

در این رابطه IAP و Kt به ترتیب محصول فعالیت گونه‌های شیمیایی یون جدا در محلول و محصول حلالیت هستند و SI نیز شاخص اشباع است. شاخص اشباع کانی‌ها برای نمونه‌های آب زیرزمینی دشت قره ضیاالدین با استفاده از مدل سازی ژئوشیمیایی توسط نرم افزار PHREEQC محاسبه شد. به طور کلی، شاخص اشباع منفی ( $SI < 0$ ) و مثبت ( $SI > 0$ ) به ترتیب نشان‌دهنده تحت اشباع و فوق اشباع بودن آب نسبت به کانی



یونی محلول‌ها تعیین شود (Parkhurst, 1995). مدل‌سازی توسط کد کامپیوتری PHREEQC انجام گرفت. مدل برای چهار مسیر به کار گرفته شد: در مسیر یک، نمونه‌های ۱۷ و ۱، در مسیر دو، نمونه‌های ۱ و ۲، در مسیر سه، نمونه‌های ۸ و ۶ و در مسیر چهار، نمونه‌های ۴ و ۵ به ترتیب به عنوان نمونه‌های اولیه و نمونه‌های نهایی برای مسیرها انتخاب شدند. نمونه‌هایی که در یک مسیر قرار دارند؛ در یک جهت نسبت به جهت حرکت آب زیرزمینی واقع شده‌اند.

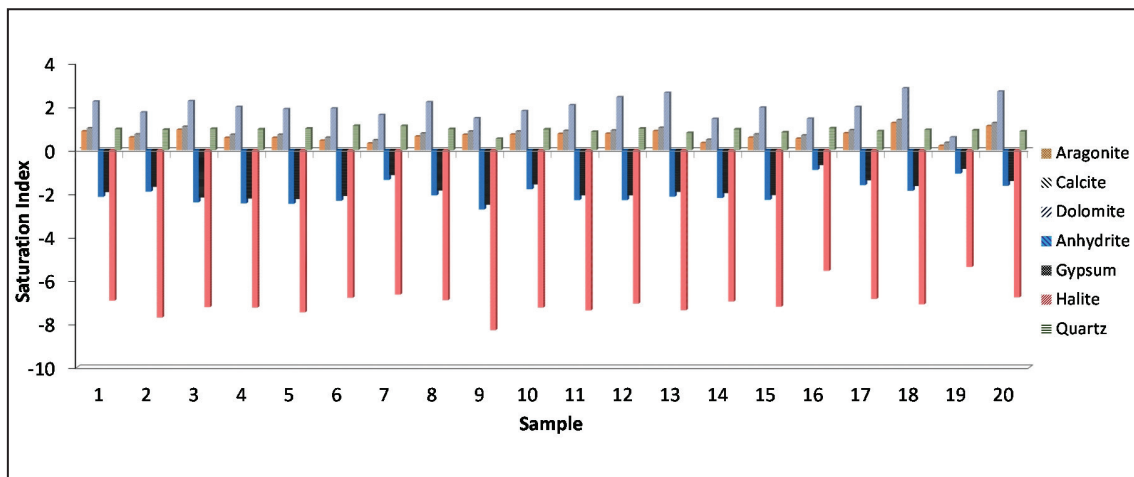
جدول ۲ خلاصه‌ای از نتایج مدل‌سازی هیدروشیمیایی معکوس را نشان می‌دهد. مقادیر منفی بیانگر رسوب و مقادیر مثبت نشان‌دهنده انحلال فاز کانی مورد نظر است (Parkhurst, 1995). با توجه به نتایج مدل‌سازی در طول مسیر یک، انحلال کلسیت و انیدریت صورت گرفته است و ژپس و انیدریت به ترتیب به عنوان بیشترین کانی رسوب کرده و انحلال‌یافته محاسبه شدند. در طول این مسیر انحلال کلسیت سبب افزایش غلظت بی‌کربنات شده و در نتیجه انحلال ژپس صورت گرفته است. نتایج مدل‌سازی بیانگر عدم تعویض کاتیونی در طول این مسیر است. در طول مسیر دو که ادامه مسیر یک است؛ انحلال ژپس و دولومیت رخ داده است. در این مسیر برعکس مسیر یک، انیدریت به عنوان بیشترین کانی رسوب کرده و ژپس به عنوان بیشترین کانی انحلال‌یافته هستند. احتمالاً در طول مسیر یک، انحلال انیدریت زیاد صورت گرفته و آب نسبت به این کانی فوق‌اشباع شده است و در طی مسیر دو، آب تمایلی به انحلال این کانی ندارد و کانی مورد نظر رسوب کرده است. در طول مسیر سه نیز انحلال کلسیت و انیدریت انجام گرفته است. همچنین انیدریت به عنوان بیشترین کانی انحلال‌یافته و ژپس به عنوان بیشترین کانی رسوب کرده محاسبه شده‌اند. در مسیر چهار انحلال کانی‌های ژپس و کلسیت رخ داده است و انیدریت و ژپس به ترتیب بیشترین کانی‌های رسوب کرده و انحلال‌یافته محاسبه شدند. نتایج نشانگر وقوع تعویض کاتیونی برای مسیرهای دو، سه و چهار و بیشترین مقدار آن مربوط به مسیر سه است.

همچنین ممکن است رسوب کلسیت و دولومیت ثانویه طی مراحل انتقال به محیط‌های مختلف انجام بگیرد (Halim et al., 2009). فرایندهای تبخیر و رسوب کانی‌های کربناته می‌تواند دلیلی بر فوق‌اشباع بودن کانی‌های کربناته باشد (Srinivasamoorthy et al., 2013).

برای بررسی وقوع فرایند دولومیتی شدن در آب زیرزمینی نیز می‌توان از شاخص‌های اشباعیت استفاده کرد. در صورت حاکم بودن این فرایند، بایستی کلسیت فوق‌اشباع و ژپس و دولومیت تحت‌اشباع باشند. با توجه به حالت فوق‌اشباعی دولومیت این فرایند در آب زیرزمینی منطقه امکان‌پذیر نیست.

مدل‌سازی ژئوشیمیایی معکوس به‌طور گسترده برای تعیین روند ژئوشیمیایی تکامل آب‌های زیرزمینی استفاده می‌شود (Belkhirri et al., 2011). دقت و صحت مدل‌سازی معکوس بستگی به درک و مفهوم سیستم آبخوان بر اساس فرضیات دارد. فرض شده است که نقاط نمونه‌برداری آب زیرزمینی اولیه و نهایی نشان‌دهنده مسیر حرکت آب هستند و فرایندهای هیدروشیمیایی آب‌های زیرزمینی همچون انتشار فاز معدنی در حالت شیمیایی ثابت تحت تأثیر قرار نمی‌گیرند (Singh et al., 2017).

در این مدل‌سازی کاتیون‌های کلسیم، منیزیم، پتاسیم، سدیم، سیلیس و آمونیم‌های کلراید، سولفات، بی‌کربنات و پارامتر اسیدیته به کار برده شدند. معیارهای اصلی برای انتخاب فازهای کانی امکان‌پذیر در آبخوان، اندازه‌گیری و آنالیز کانی‌های آبخوان، ترکیب شیمیایی آب زیرزمینی و نوع آبخوان هستند (Luo et al., 2008). بنابراین فازهای کانی کلسیت، دولومیت، هالیت، ژپس، انیدریت، تعویض کاتیونی  $\text{CaX}_2$  و  $\text{NaX}$  به کار برده شدند. با توجه به خطاهای موجود در آنالیزها، حد عدم قطعیت ۰/۰۱ برای همه داده‌ها به جز پارامتر اسیدیته به کار برده شد. حد عدم قطعیت نیز برای pH برابر ۰/۰۵ به‌صورت از پیش تعیین شده است. حد عدم قطعیت برای پارامترها می‌تواند به‌صورت یک مقدار کسری یا مطلق بر اساس حفظ تعادل



شکل ۱۳- نمودار نمایه‌های اشباع نمونه‌های آب زیرزمینی دشت قره‌ضیال‌دین.

جدول ۲- نتایج حاصل از مدل سازی هیدروشیمیایی معکوس آب زیرزمینی آبخوان دشت قره ضیالددین.

مسیر	کلریت (میلی مول بر لیتر)	دولومیت (میلی مول بر لیتر)	هالیت (میلیمول بر لیتر)	ژپس (میلی مول بر لیتر)	انیدریت (میلی مول بر لیتر)	تعویض کاتیونی (CaX <sub>2</sub> ) (میلی مول بر لیتر)	تعویض کاتیونی (NaX) (میلی مول بر لیتر)
۱	$4/6 \times 10^{-3}$	$-2/52 \times 10^{-3}$	$-2/28 \times 10^{-3}$	$-4/78 \times 10^{-3}$	$4/78 \times 10^{-3}$	$3/51 \times 10^{-3}$	$7/02 \times 10^{-3}$
۲	$-9/87 \times 10^{-4}$	$3/85 \times 10^{-4}$	$-1/15 \times 10^{-3}$	$1/98$	$-1/98$	$-1/13 \times 10^{-4}$	$2/12 \times 10^{-4}$
۳	$2/05 \times 10^{-3}$	$-1/12 \times 10^{-3}$	$-5/4 \times 10^{-4}$	$-5/42$	$5/42$	$-5/66 \times 10^{-4}$	$1/13 \times 10^{-3}$
۴	$1/33 \times 10^{-4}$	$-5/37 \times 10^{-5}$	$-1/63 \times 10^{-4}$	$4/05$	$-4/05$	$-4/31 \times 10^{-5}$	$8/62 \times 10^{-5}$

#### ۴- نتیجه گیری

از کشاورزی، تعویض کاتیونی، انحلال سنگ ها و کانی ها به ویژه کربنات ها، سیلیکات ها، ژپس و هالیت و فرایند تبخیر از عوامل مؤثر بر کیفیت شیمیایی آب زیرزمینی منطقه هستند. شاخص های کلروآلکالین محاسبه شده بیان می کنند که در تمام نمونه های آب این شاخص ها منفی هستند که نشانگر وقوع تعویض یونی عادی است. مدل سازی هیدروشیمیایی نشان می دهد که نمونه های آب نسبت به کانی های کلسیت، آراگونیت، دولومیت (کانی های کربناته) و کوارتز حالت فوق اشباع دارند که در این حالت آب دیگر تمایلی به انحلال این کانی ها نشان نمی دهد. در مقابل، نسبت به ژپس، انیدریت (کانی های سولفاته) و هالیت تحت اشباع هستند و آب همچنان قدرت انحلال این کانی ها را دارد. همچنین، محاسبات شاخص اشباع کانی ها نشانگر عدم وقوع فرایند دولومیتی شدن در آب زیرزمینی منطقه است. نتایج مدل سازی های معکوس وقوع هوازدگی و انحلال کانی های کربناته، سولفاته، هالیت و تعویض یونی را در بخش های مختلف آبخوان تأیید می کنند.

مقادیر هدایت الکتریکی نمونه های آب زیرزمینی دشت قره ضیالددین از ۴۴۰ تا ۳۱۵۰ میکروزیمنس بر سانتی متر (با میانگین ۱۳۰۶ میکروزیمنس بر سانتی متر) متغیر است. نمودار پایپر نشان می دهد که ۸۰ درصد نمونه ها تیپ بی کربناته، ۱۵ درصد تیپ آب کلراته و فقط ۵ درصد از نمونه ها تیپ مختلط دارند که در آن هیچ آنیون و کاتیونی غالب نیست. افزایش هدایت الکتریکی و کاهش کیفیت آب در شمال باختر دشت به علت گسترش سازندهای ترشیاری و میوسن شامل ماسه سنگ و کنگلومرا همراه با مارن و شیل و در قسمت های جنوبی دشت نیز به علت وجود سازندهای پلیوسن حاوی لایه هایی از مارن و گچ، شوری افزایش یافته است. علت شوری بالا در قسمت های جنوب خاور دشت نیز می تواند به دلیل بالا بودن سطح آب در این نواحی و تبخیر از آبخوان، آب برگشتی کشاورزی و وجود توده نفوذ ناپذیر آذرین از جنس گرانیت باشد که به صورت یک سد طبیعی عمل می کند. نتایج حاصل از نمودارهای ترکیبی نشان می دهند که نفوذ آب شور برگشتی

**کتابنگاری**

- افتخارنژاد، ح.، حاجی علیلو، ب. و اسکویی، ا.، ۱۳۷۳- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ قره‌ضیالالدین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- برزگر، ر.، اصغری مقدم، ا.، نجیب، م. و کاظمیان، ن.، ۱۳۹۵- بررسی ویژگی‌های هیدروشیمیایی آبخوان دشت تبریز با استفاده از مدل‌های هیدروشیمیایی و روش‌های آماری. نشریه علمی- پژوهشی علوم و مهندسی آب‌خیزداری ایران، صص. ۳۹ تا ۵۰.
- تاری، ر.، ۱۳۹۰- بررسی کمی منابع آب زیرزمینی آبخوان دشت قره‌ضیالالدین با استفاده از کد کامپیوتری Visual Modflow، پایان‌نامه کارشناسی ارشد هیدروژئولوژی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز.
- شرکت مهندسی مشاور مهتاب قدس، ۱۳۶۳- طرح مطالعات امکان‌یابی رودخانه‌های مرزی ایران- ترکیه، گزارش مطالعات آب‌های زیرزمینی منطقه قره‌ضیالالدین. وزارت نیرو، سازمان آب منطقه‌ای آذربایجان غربی.
- فاریابی، م.، کلانتری، ن. و نگارستانی، ا.، ۱۳۸۹- ارزیابی عوامل مؤثر بر کیفیت شیمیایی آب زیرزمینی دشت جیرفت با استفاده از روش‌های آماری و هیدروشیمیایی. فصلنامه علوم زمین، جلد ۲۰، شماره ۷۷، صص. ۱۱۵ تا ۱۲۰.
- نخعی، م.، ودیعی، م. و میرعربی، ع.، ۱۳۸۸- منشا شوری آب زیرزمینی دشت شاهرخت (خراسان جنوبی). دومین کنفرانس سراسری آب، صص. ۵۲۰ تا ۵۲۷.

**References**

- Aghazadeh, N. and Mogaddam, A. A., 2011- Investigation of hydrochemical characteristics of groundwater in the Harzandat aquifer, Northwest of Iran. *Environmental Monitoring and Assessment*, Vol 176, 183-195.
- Ahmed, M. N., Abdel Samie, S. G. and Badawy, H. A., 2013- Factors controlling mechanisms of groundwater salinization and hydrogeochemical processes in the Quaternary aquifer of the Eastern Nile Delta, Egypt. *Environmental Earth Sciences*, Vol 68, 369-394.
- Barbieri, M., Boschetti, T., Petitta, M. and Tallini, M., 2005- Stable isotopes (2H, 18O and 87Sr/86Sr) and hydrochemistry monitoring for groundwater hydrodynamics analysis in a karst aquifer (Gran Sasso, Central Italy). *Applied Geochemistry*, Vol 20, 2063-2081.
- Barzegar, R., Asghari Moghaddam, A. and Tziritis, E., 2017a- Hydrogeochemical features of groundwater resources in Tabriz plain, northwest of Iran. *Applied Water Science*.
- Barzegar, R., Asghari Moghaddam, A., Najib, M., Kazemian, N. and Adamowski, J., 2016- Characterization of hydrogeologic properties of the Tabriz plain multilayer aquifer system, NW Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, Vol 9, 1-17.
- Barzegar, R., Asghari Moghaddam, A., Tziritis, E., Fakhri, M. S. and Soltani, S., 2017b- Identification of hydrogeochemical processes and pollution sources of groundwater resources in the Marand plain, northwest of Iran. *Environmental Earth Sciences*, Vol 76, 297.
- Belkhir, L., Boudoukha, A., Mouni, L. and Baouz, T., 2011- Statistical categorization geochemical modeling of groundwater in Ain Azel plain (Algeria). *Journal of African Earth Sciences*, Vol 59, 140-148.
- Carucci, V., Petitta, M. and Aravena, R., 2012- Interaction between shallow and deep aquifers in the Tivoli Plain (Central Italy) enhanced by groundwater extraction: A multi-isotope approach and geochemical modeling. *Applied Geochemistry*, Vol 27, 266-280.
- Chan, H. J., 2001- Effect of landuse and urbanization on hydrochemistry and contamination of groundwater from Taejon area, Korea. *Journal of Hydrology*, Vol 253, 194-210.
- Chang, J. and Weng, G., 2010- Major ions chemistry of groundwater in the arid region of Zhangye Basin, northwestern China. *Environmental Earth Sciences*, Vol 61, 539-547.
- Chidambaram, S., Karmegam, U., Prasanna, M. V., Sasidhar, P. and Vasanthavigar, M., 2011- A study on hydrochemical elucidation of coastal groundwater in and around Kalpakkam region, Southern India. *Environmental Earth Sciences*, Vol 64, 1419-1431.
- Derever, J. I., 1988- *Geochemistry of Natural Waters*, 3rd edition, Englewood Cliffs, NJ: Prentice Hall Company, 367p.
- Fetter, C. W., 1999- *Contaminant Hydrogeology*. 2d ed., Prentice Hall Inc., NJ. Pp. 506.
- Fisher, R. S. and Mulican, W. F., 1997- Hydrogeochemical evolution of sodium-sulphate and sodium-chloride groundwater desert, Trans-Pecos, Texas, USA. *Hydrogeology Journal*, Vol 10, 455-474.
- Gibbs, R. J., 1970- Mechanism controlling world water chemistry. *Science*, Vol 170, 1088-1090.
- Halim, M. A., Majumder, R. K., Nessa, S. A., Hiroshiro, Y., Uddin, M. J., Shimada, J. and Jinno, K., 2009- Hydrogeochemistry and arsenic contamination of groundwater in the Ganges delta plain, Bangladesh. *Journal of Hazard*. Vol 164, 1335-1345.
- Jankowski, J. A. and Acworth, R. L., 1997- Impact of debris-flow deposits on hydrogeochemical processes and the development of dry land salinity in the Yass River catchment, New South Wales, Australia. *Hydrogeology Journal*, Vol 5, 71-88.
- Kim, K., 2003- Long-term disturbance of groundwater chemistry following well installation. *Groundwater*, Vol 41, 780-789.

- Kumar, S. K., Rammohan, V., Sahayam, J. D. and Jeevanandam, M., 2009- Assessment of groundwater quality and hydrogeochemistry of Manimuktha River basin, Tamil Nadu, India. *Environmental Monitoring and Assessment*. Vol 159, 341-351
- Lloyd, J. and Heathcote, J., 1985- *Natural inorganic hydrochemistry in relation to groundwater*. Oxford University Press, New York.
- Luo, Q. B., Kang, W. D., Xie, Y. L. and Zhao, B. F., 2008- Groundwater hydrogeochemistry simulation in the Jingbian area of the Luohe of Cretaceous. *Ground Water*. 30: 22-24.
- Maya, A. L. and Loucks, M. D., 1995- Solute and isotopic geochemistry and groundwater flow in the Central Wasatch Range, Utah. *Journal of Hydrology*, Vol 172, 31-59.
- Meybeck, M., 1987- Global chemical weathering of surficial rocks estimated from river dissolved leads. *American Journal of Science*, Vol 287, 401-428.
- Parkhurst, D. L., 1995- Users's Guide to PHREEQC – A Computer Program for Speciation Reaction-path, Advective-transport, and Inverse Geochemical Calculations. *Water Resources Investigation Report 95-4227*, US Geological Survey, Lakewood, Colorado.
- Reddy, A. G., Saibaba, B. and Sudarshan, G., 2012- Hydrogeochemical characterization of contaminated groundwater in Patancheru industrial area, southern India. *Environmental Monitoring and Assessment*, Vol 184, 3557-3576.
- Rogers, R. J., 1989- Geochemical comparison of groundwater in areas of New England, New York and Pennsylvania. *Ground Water*, Vol 27, 690-712.
- Singh, C. K., Kumar, A., Shashtri, S., Kumar, A., Kumar, P., Maliick, J., 2017- Multivariate statistical analysis and geochemical modeling for geochemical assessment of groundwater of Delhi, India. *Journal of Geochemical Exploration*. Vol 175, 59-71.
- Singh, C. K., Shashtri, S. and Mukherjee, S., 2011a- Integrating multivariate statistical analysis with GIS for geochemical assessment of groundwater quality in Shiwaliks of Punjab, India. *Environmental Earth Sciences*, Vol 62, 1387-1405.
- Singh, K., Hundal, H. S. and Singh, D., 2011b- Geochemistry and assessment of hydrogeochemical processes in groundwater in the southern part of Bathinda district of Punjab, northwest India, *Environmental Earth Sciences*, Vol 64, 1823-1833.
- Srinivasamoorthy, K., Vasanthavigar, M., Vijayaraghavan, K., Sarathidasan, R. and Gopinath, S., 2013- Hydrochemistry of groundwater in a coastal region of Cuddalore district, Tamilnadu, India: implication for quality assessment. *Arabian Journal of Geoscience*. 6: 441-454.
- Subba Rao, N., 2008- Factors controlling the salinity in groundwater in parts of Guntur district, Andhra Pradesh, India. *Environmental Monitoring and Assessment*, Vol 138, 327-341.
- Todd, D. K. and Mays, L. W., 2005- *Groundwater hydrology*. John Wiley and Sons, New York. Pp 535.

## The effective factors on the groundwater chemical quality of Qareh-Ziaeddin plain, West Azarbaijan province

S. Esmacili<sup>1</sup>, A. Asghari Moghaddam<sup>2\*</sup>, R. Barzegar<sup>3</sup> and N. Kazemian<sup>4</sup>

<sup>1</sup>M.Sc. Student, Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

<sup>2</sup>Professor, Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

<sup>3</sup>Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

<sup>4</sup>Master, Water Quality Control Laboratory of East Azarbaijan Province

Received: 2017 March 06

Accepted: 2017 August 28

### Abstract

Qareh-Ziaeddin plain is located in the West Azarbaijan province, Northwest of Iran. The aim of this study is to investigate the effective factors and processes on the groundwater chemical quality of Qareh-Ziaeddin plain. For this purpose, 20 water samples were collected from groundwater resources in November 2016 and the concentration of the major ions, nitrate and silica was measured. Also, the pH and electrical conductivity of the samples were measured in the field. In this study, different bivariate and hydrochemical diagrams, chloro-alkaline index, saturation index and inverse modeling were used to achieve the mentioned goal. The results of the bivariate diagrams show that the saltwater intrusion from irrigation return flows, cation exchange, weathering and dissolution of rock minerals especially carbonates, silicates, gypsum and halite, and evaporation process, in a small amount, are the effective factors on the chemical quality of the groundwater in the study area. The calculated chloro-alkaline indices indicate that these indices are negative in all samples, which reveal the direct ion exchange. The water samples are super-saturated with regards to the carbonate and quartz minerals, whereas are under-saturated with respect to the sulfate and halite minerals. The results of inverse geochemical modeling confirm weathering and dissolution of the carbonate, sulfate and halite minerals and ion exchange in different parts of the aquifer.

**Keywords:** Groundwater, Qareh-Ziaeddin plain, Salinity, Hydrochemistry, Inverse modeling

For Persian Version see pages 245 to 256

\*Corresponding author: A. Asghari Moghaddam; E-mail: Moghaddam@tabrizu.ac.ir