

بررسی آب زمین شیمی منابع آب زیرزمینی دشت مرکزی لرستان

مریم صفربرانوند^۱، حکیمه امانی پور^{۲*}، صدیقه بطالب‌لوئی^۳، کمال غانمی^۴، بهروز ابراهیمی^۵

چکیده

کاهش کمیت و کیفیت آب به دلیل اضافه برداشت و تداوم خشکسالی، خسارات جبران‌ناپذیری را به منابع آب زیرزمینی استان لرستان وارد کرده‌است. دشت مرکزی یکی از دشت‌های حوضه‌ی آبخیز خرم‌آباد که در این پژوهش به مطالعه‌ی آن پرداخته شده‌است، این دشت در سال‌های اخیر دچار افت سطح آب گردیده‌است. مدیریت منابع آب، مهمترین و راهبردی‌ترین روش برای مهارکردن این بحران روزافزون است. گام نخست برای دستیابی به این هدف، ارزیابی آب‌شیمیایی آبخوان است. بدین منظور، فراسنج EC، pH، TDS، آنیون‌ها و کاتیون‌های اصلی در ۴۰ نمونه با پراکندگی مناسب در کل آبخوان اندازه‌گیری شد. برای بررسی و تعیین عوامل تأثیرگذار بر کیفیت آبخوان، از نسبت‌های یونی، شاخص‌اشباع و نمودارهای گیبس، تبادل یونی و TDI استفاده شد. نمودار پایپر نشان داد که کل آبخوان دارای ترکیب بی‌کربناته‌کلسیک و متأثر از گسترش و انحلال سازندهای کربناته در محدوده‌ی مطالعاتی است. براساس نسبت‌های یونی مشخص گردید که ترکیب آب متأثر از هوازدگی سنگ‌های کربناته، کانی‌های پلاژیوکلاز و در مرحله بعدی، فرآیندهای تبادل یونی مستقیم و معکوس می‌باشد. محاسبه‌ی شاخص‌اشباع نشان داد که به دلیل تشکیلات زمین‌شناسی، آبخوان نسبت به کانی‌های گچ، انیدریت و هالیت، تحت‌اشباع و نسبت به آراگونیت، کلسیت و دولومیت فوق‌اشباع است. براساس نمودار گیبس مشخص شد که هوازدگی، فرایند غالب در تعیین کیفیت آب می‌باشد و تبادل یونی دیگر فرآیندهای مؤثر در کیفیت است. اثر تبادل یونی به‌وسیله نمودارهای ترکیبی نیز به‌وضوح قابل مشاهده‌است. افزایش غلظت کل املاح محلول در آبخوان عمدتاً متأثر از افزایش یون‌های کلسیم، منیزیم و بی‌کربنات است؛ و یون‌های سدیم و سولفات در درجه دوم اهمیت قرار می‌گیرند. یون‌های کلر و پتاسیم در کل آبخوان غلظت تقریباً ثابتی را دارند.

کلمات کلیدی: آبخوان، دشت مرکزی لرستان، شاخص اشباع، نسبت‌های یونی، نمودار گیبس.

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی زیست‌محیطی، گروه محیط‌زیست، دانشکده منابع طبیعی دریا، دانشگاه علوم و فنون دریایی خرمشهر، خرمشهر، ایران، .

^۲ استادیار، گروه محیط‌زیست، دانشکده منابع طبیعی دریا، دانشگاه علوم و فنون دریایی خرمشهر، خرمشهر، ایران،
Email: h_amanipoor@yahoo.com تلفن: ۰۹۱۶۳۱۲۹۲۰۳

^۳ استادیار، گروه محیط‌زیست، دانشکده منابع طبیعی دریا، دانشگاه علوم و فنون دریایی خرمشهر، خرمشهر، ایران، .

^۴ استادیار، گروه شیمی، دانشکده اقیانوسی و دریایی، دانشگاه علوم و فنون دریایی خرمشهر، خرمشهر، ایران، .

^۵ کارشناسی ارشد، شرکت آب منطقه‌ای لرستان، ایران، .

مقدمه

عوامل طبیعی و غیرطبیعی متعددی مانند ساختارهای زمین‌شناسی، ترکیب شیمیایی محیط آبخوان (شامل مواد معدنی و آلی) و قابلیت انحلال آن و فرایندهای ژئوشیمیایی، سرعت و مقدار جریان آب زیرزمینی، ترکیب بارش و فعالیت‌های انسانی بر کیفیت منابع آب زیرزمینی تأثیر دارد (هم، ۱۹۸۵؛ جلالی، ۲۰۰۷؛ باغوند و همکاران، ۲۰۱۰؛ بلخیریو مونی، ۲۰۱۲). تأثیر هم‌زمان این عوامل منجر به ایجاد انواع مختلف آب می‌شود (سرامانی و همکاران، ۲۰۱۰). افزایش روزافزون جمعیت، احداث کارخانه‌های صنعتی و بالا رفتن سطح بهداشت در دهه‌های اخیر از یک‌طرف، و دفع زباله‌های صنعتی، شهری و کشاورزی و بروز خشک‌سالی از طرف دیگر، کمیت و کیفیت آب‌های زیرزمینی را تحت تأثیر قرار داده‌اند (دانشور و ثوقی و همکاران، ۱۳۹۰). ترکیب خاک‌ها و سنگ‌های محیط آبخوان از عوامل مؤثر بر ترکیب شیمیایی آب زیرزمینی است (قره‌چلو و همکاران، ۲۰۰۹؛ رقیمی و همکاران، ۲۰۰۸؛ موکریک و لانگمویر، ۱۹۹۷؛ بایلیت، ۲۰۰۵؛ یوس و اوگرلوگ، ۲۰۰۹). آب‌های زیرزمینی با عبور از محیط و حل کردن مواد مختلف خاک‌ها و سنگ‌ها بر مقدار نمک خود می‌افزاید. مهمترین ترکیبات کانی‌شناسی که در تماس آب زیرزمینی دچار انحلال می‌شوند، کانی‌های تبخیری هستند. انحلال کانی‌های تبخیری همچون گچ و هالیت سبب کاهش کیفیت آب زیرزمینی می‌شوند (محمدی بهزاد و همکاران، ۲۰۱۰؛ ریشتر و کراتیلر، ۱۹۹۳، دیویس و دویت، ۱۹۶۶، ونگوش، ۲۰۰۵).

ارزیابی آب زمین‌شیمیایی نقش بسزایی را در حفظ و بهره‌برداری بهینه از منابع آب زیرزمینی دارد. مطالعات متعددی بدین منظور در سطح جهان و ایران انجام گرفته‌اند که از آن جمله می‌توان به مطالعات گیومیان و همکاران ۲۰۰۵؛ فاریابی و همکاران، ۲۰۰۹؛ شیرمردی‌دزکی و همکاران، ۲۰۱۲؛ روحی و همکاران، ۲۰۱۲؛ رجبی و همکاران، ۲۰۱۴؛ دولتی و همکاران، ۲۰۱۴؛ تاج‌بخشیان و همکاران، ۲۰۱۵؛ کاکا و همکاران، ۲۰۱۱؛ شیخی نارانی و همکاران، ۲۰۱۴؛ اوکی اونگبو و دوگلا، ۲۰۱۴؛ لیو و همکاران، ۲۰۱۵؛ گوپینات و همکاران، ۲۰۱۶؛ هوانگ و همکاران، ۲۰۱۶) اشاره کرد. در گذشته، به‌دلیل وجود رودها، چشمه‌سارها و سراب‌های پرآب، و

هم‌چنین کوهستانی بودن منطقه، استفاده از آب‌های زیرزمینی در حوضه آبریز خرم‌آباد چندان رونق نداشته است. در سال‌های اخیر کاهش منابع آب سطحی ناشی از خشک‌سالی، احداث سد و همچنین انتقال آب از سرشاخه‌ها، باعث افزایش میزان بهره‌برداری از منابع آب زیرزمینی در منطقه‌ی مذکور شده است. بهره‌برداری روزافزون، بدون در نظر گرفتن عوامل ژئوشیمیایی مؤثر بر کیفیت آب، سبب شده است که کیفیت این منابع کاهش یافته و کاربرد آن برای مصارف مختلف محدودتر شود (گزارش شرکت آب منطقه‌ای لرستان، ۱۳۹۳). با توجه به تشدید بحران‌های منابع آب (کمی و کیفی) در کل کشور، در این مطالعه به ارزیابی آب زمین‌شیمی آبخوان دشت مرکزی حوضه آبریز خرم‌آباد و تعیین منشأ املاح آن پرداخته می‌شود. با مشخص شدن وضعیت فعلی کیفیت آبخوان و عوامل مؤثر بر آن، می‌توان میزان بهره‌برداری را با حداقل کاهش در کیفیت آب مدیریت کرد. آبخوان دشت مرکزی دارای ویژگی‌های منحصر به فرد، از جمله هدایت الکتریکی بالا و غلظت بالای یون‌های کلسیم و بی‌کربنات است. برای ارزیابی هیدروژئوشیمی از روش‌های محاسبه نسبت‌های یونی، شاخص اشباع و همچنین رسم نمودارهای ترکیبی، از جمله نمودار گیبس استفاده گردید.

مواد و روش

منطقه‌ی مطالعه‌شده‌ی شامل آبخوان دشت مرکزی است که در واقع بخشی از حوضه‌ی رود دائمی خرم‌آباد است (شکل ۱). این حوضه، که به‌عنوان یکی از زیرحوضه‌های رود کرخه است، شامل یک دشت اصلی (دشت مرکزی) و تعدادی دشت‌های پراکنده کوچک از جمله دشت ده‌پیر، کمالوند، خرم‌آباد و ... است. دشت مرکزی به شکل یک بیضی با درازای حدود ۲۵ کیلومتر در جهت شمال‌باختر-جنوب‌خاوری و وسعت حدود ۱۳۳ کیلومترمربع با مختصات طول خاوری $47^{\circ}55'$ تا $48^{\circ}50'$ و عرض شمالی $32^{\circ}40'$ تا $34^{\circ}20'$ در محدوده‌ی جنوب و جنوب‌باختر شهرستان خرم‌آباد واقع شده است. افزون بر شیب ملایم به‌سوی مرکز در حاشیه‌ها، دارای شیب ملایم از گوشه‌های شمال‌باختری و جنوب‌خاوری به‌سوی مرکز دشت، یعنی به‌سوی رود خرم‌آباد است. مقدار متوسط بارش در دشت و ارتفاعات به‌ترتیب $60/75$ و $324/17$ میلیون مترمکعب است.

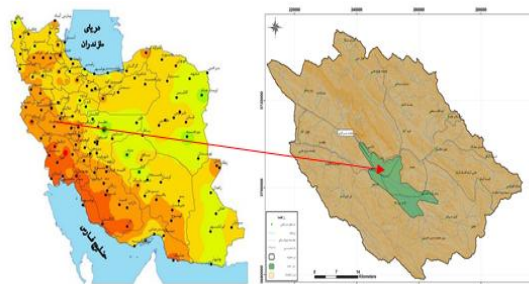
با نمونه برداری اندازه گیری شد. غلظت کاتیون های Na و K به روش جذب اتمی، غلظت کاتیون های Ca و Mg و همچنین آنیون های CO_3 ، Cl و HCO_3 ، سختی آب با کاربرد روش حجم سنجی، و مقدار SO_4 با کاربرد روش اسپکتروفتومتری اندازه گیری شدند. برای انجام تحلیل های آب زمین شیمیایی از نرم افزارهای EXCEL 2013، SPSS 16 و PHREEQC 2.18 استفاده شد.

برای تشخیص گونه و رخساره های نمونه های آب از نمودار پایپر استفاده شد. ۴ نتیجه اساسی را می توان از تجزیه های گوناگون نمودارهای پایپر به دست آورد که عبارتند از: نوع آب (گونه و رخساره)، رسوب گذاری یا انحلال، اختلاط و تبادل یونی. در نمودار پایپر تیپ و رخساره آب به ترتیب براساس غلظت آنیون ها و کاتیون ها تعیین می شود. اگر یک گروه از نمونه ها روی نمودار پایپر رسم شده و در امتداد یک خط راست قرار گیرند، و زمانی که برون یابی صورت می گیرد از گوشه یک یا هر دو مثلث عبور کنند، به احتمال زیاد آن روند نشان دهنده رسوب گذاری و یا انحلال است (هانسلو، ۱۹۹۵).

نسبت های یونی، معرف های مناسبی برای شیمی منابع آب زیرزمینی و تعیین منشأ املاح هستند. این نسبت ها در درجه اول متأثر از ترکیب شیمیایی کانی های محلول بوده و مقدار کانی انحلال یافته در درجه بعدی اهمیت قرار دارد (هاورد و همکاران، ۱۹۹۶). تغییر حالت اشباع نسبت به کانی های مختلف که می توان آن را با محاسبه ی شاخص اشباع مشخص کرد، واکنش های ژئوشیمیایی کنترل کننده ی شیمی آب را مشخص می نماید (لانگمویر، ۱۹۹۷؛ جلالی، ۲۰۰۵). شاخص اشباع براساس رابطه زیر قابل محاسبه است:

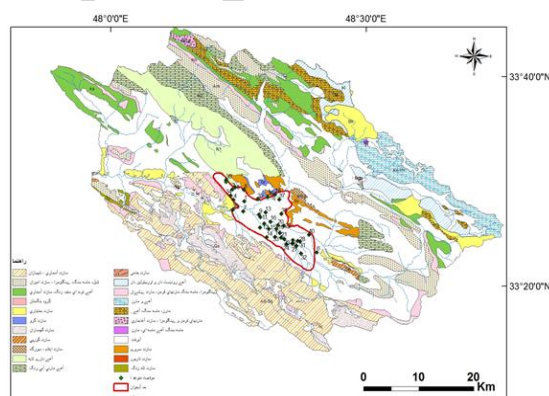
$$SI = \log(IAP/Kc) \quad (1)$$

که در آن: SI: شاخص اشباع، IAP: ثابت انحلال، Kc: میزان پویایی و تحرک کانی قابل شناسائی شاخص اشباع؛ برابر صفر نشان دهنده ی حالت تعادل، کم تر از صفر معرف حالت تحت اشباع و اگر مثبت باشد نشان دهنده ی فوق اشباع بودن آب نسبت به کانی مشخص است. درجه ی اشباع بسته به نوع کانی، اسیدیته، کل مواد جامد محلول و دما تغییر می کند. با توجه به انحلال پذیری بالا و تأثیر بارز ترکیبات کربناته و تبخیری در کیفیت آب، شاخص اشباع به طور معمول برای کانی های کلسیت،



شکل ۱- موقعیت دشت مرکزی در استان لرستان.

سازندهای زمین شناسی حوضه ی آبریز خرم آباد متعلق به اواخر دوران دوم تا عهد حاضر هستند. در شکل ۲ سازندهای رخنمون یافته در محدوده ی حوضه آبخیز خرم آباد و موقعیت آبخوان دشت مرکزی نسبت کل حوضه نشان داده شده است. در جدول ۱ ترکیبات سنگ شناسی سازندهای رخنمون یافته به اختصار بیان شده است.



شکل ۲- نقشه زمین شناسی حوضه آبریز خرم آباد، حدود آبخوان دشت مرکزی و موقعیت نمونه ها.

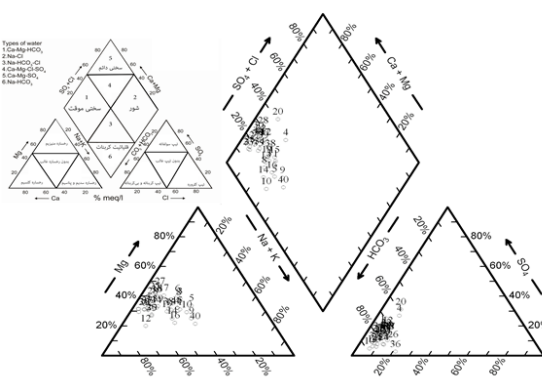
جدول ۱- سازندهای رخنمون یافته در حوضه آبخیز خرم آباد.

نام سازند	ترکیب سنگ شناسی	نام سازند	ترکیب سنگ شناسی
گروز	تناوبی از آهک های سنگ آتش زنه و چرت دار، پله سنگ های پیرینی و لای	تله زنگ	آهک
سروک	آهک ماسه ای، آهک رس، گچی	کشکان	چوش سنگ، ماسه سنگ، فروش سنگ و سنگ آتش زنه
ایلام سوزگه	آهک و پله سنگ	آسماری خنپازان	آهک های دولیویتی و دولیویتی بلورین
ایلام	سنگ آهک رسی یا میان لایه های پله سنگ	گچساران	آهک رس، گچ، انیدریت، نمک همراه با لایه های رسی
گوزبی	آهک و آهک رس	آغاچاری	ماسه سنگ، آهک ماسه ای، آهک رس
تاریور	آهک	بختیار	چوش سنگ، ماسه سنگ و فروش سنگ
امیران	فروش سنگ، ماسه سنگ، چوش سنگ های سنگ آتش زنه دار و آهک های پله سنگ	آبرفت	شن جمله، لای و رس، قاپوشنگ و قطعات آهک

برای اندازه گیری فراسنج های کیفیت آب، تعداد ۴۰ نمونه از چاه های موجود در منطقه برداشت گردیدند. فراسنج های دما، pH، EC به وسیله ی مولتی متر و هم زمان

نمودار پایپر

براساس نمودار پایپر، تمام نمونه‌های مطالعه‌شده دارای ترکیب بی‌کربناته کلسیک بوده و در محدوده‌ی دارای سختی موقت قرار می‌گیرند (شکل ۳). این تمرکز نمونه‌ها در یک ناحیه از نمودار نشان‌دهنده‌ی عدم‌تأثیر موقعیت مکانی نمونه‌ها و ثبات نسبی ترکیب آب در کل آبخوان است. ترکیب شیمیایی آبخوان، متأثر از گسترش سازندهای آهکی و درنهایت فراوانی غلظت یون‌های کلسیم و بی‌کربنات می‌باشد. در آبخوان مطالعه‌شده، یون بی‌کربنات با غلظت‌های قابل‌توجه (میانگین meq/L ۵/۵۳) وجود دارد. pH عامل مهارکننده یون بی‌کربنات است.



شکل ۳- نمودار پایپر نمونه‌های آب آبخوان دشت مرکزی.

باتوجه به احتمال ارتباط منابع آب سطحی و زیرزمینی، ترکیبات شیمیایی محیطی که در آن جریان دارند، تأثیر مهمی را در کیفیت آب‌های زیرزمینی دارند. مسیر طولانی که طی می‌کنند، سبب می‌شود که اثر آن‌ها بر منابع آب زیرزمینی فراتر از مرز آبخوان و شامل کل حوضه‌ی آبخیز باشد. باتوجه به این‌که آبخوان مطالعه‌شده‌ی از نوع آبرفتی آزاد است، و همچنین موقعیت آن نسبت به کل حوضه‌ی آبخیز، این شرایط برای این آبخوان نیز مصداق دارد و تقریباً کل سازندهای موجود در حوضه‌ی آبخیز می‌توانند بر کیفیت آب در صورت تغذیه از رودخانه، اثر داشته باشند. رواناب‌های حاصل از بارش به همراه آب‌های خروجی از چشمه‌ها و زهکش دشت و ارتفاعات، آب رود خرم‌آباد را تأمین می‌کنند. جهت جریان آب زیرزمینی در آبخوان مطالعه‌شده‌ی از سمت جنوب‌شرق به شمال‌غرب و در نواحی انتهایی آبخوان به

دولومیت، آراگونیت، گچ، انیدریت و هالیت محاسبه می‌شود.

یکی از روش‌های تشخیص فرایندهای مؤثر بر کیفیت شیمیایی آب، تعیین رابطه بین فراسنج‌های مختلف از طریق رسم آن‌ها بر روی نمودارهای دومتغیره‌ای است که به نمودارهای ترکیبی معروف هستند (استوبر و بوشر، ۱۹۹۹؛ مازر، ۲۰۰۴؛ تیمر و همکاران؛ ۲۰۰۰). نمودارهای گیبس که براساس نسبت‌های $\text{Na}/(\text{Na}+\text{Ca})$ و $\text{Cl}/(\text{Cl}+\text{HCO}_3)$ در مقابل TDS ترسیم می‌شوند، از جمله نمودارهای پرکاربرد درزمینه‌ی شناخت فرایندهای مهارکننده شیمی آب‌ها هستند (گیبس، ۱۹۷۰). براساس نمودارهای مذکور، عوامل کنترل‌کننده‌ی شیمی آب‌ها، ریزش‌های جوی، هوازدگی سنگ‌ها و تبخیر و تبلور معرفی شده‌اند. دیگر نمودارهای ترکیبی مهم در ارزیابی‌های آب‌زمین‌شیمی، نمودارهای دومتغیره‌ی غلظت کل یون‌های محلول (total dissolved ions: TDI) در مقابل غلظت هر یک از یون‌ها و نمودارهای تبادل یونی هستند، که در این مطالعه از آن‌ها نیز استفاده گردید.

نتایج و بحث

املاح موجود در منابع آب‌های زیرزمینی نقش اصلی را در تعیین کیفیت آب ایفا می‌کنند؛ بنابراین، با بررسی مقدار و تغییرات غلظت این املاح با استفاده از روش‌های مختلف می‌توان عوامل مؤثر بر کیفیت آب‌ها، مانند تأثیر ساختارهای زمین‌شناسی، شرایط اقلیمی، پیش‌روی و نفوذ و اختلاط آب‌های مختلف، برداشت‌های بی‌رویه، واکنش بین آب-محیط (سنگ یا خاک) و فرایندهای زمین‌شیمیایی مشخص کرد. شاخص‌های توصیفی پارامترهای مطالعه‌شده‌ی در جدول ۲ ارائه شده است. توالی کاتیون‌ها و آنیون‌ها در تمام نمونه‌های مطالعه‌شده‌ی که می‌توان آن را به کل آبخوان تعمیم داد، غالباً دارای ترتیب $\text{Ca} > \text{Mg} > \text{Na} + \text{K} > \text{Cl} > \text{SO}_4 > \text{HCO}_3$ هستند.

جدول ۲- شاخص‌های توصیفی فراسنج‌های مطالعه‌شده‌ی در آبخوان دشت مرکزی.

فراسنجه	میانگین	خطای معیار	انحراف معیار	واریانس	حدافل حداکثر
EC ($\mu\text{mhos/cm}$)	۶۸۲	۱۹/۴۴	۱۲۲/۱۲	۱۵۱۶۰	۹۸۰-۴۱۷
TDS (mg/l)	۲۹۹/۸۲	۱۹/۴۴	۱۲۲/۲۶	۱۵۱۶۰	۷۶۵-۱۸۹
pH	۷/۲۶	۰/۰۰۷	۰/۰۲۶	۰/۰۱	۶/۹۸-۷/۹۵
TH (mg/l)	۲۰۲	۱/۶۷	۱۰/۵۶	۱۱۵۰۰	۵۶۷-۱۶۲
Ca (mg/l)	۲۵۹	۰/۱۰۱	۰/۴۹۵	۰/۴۸۴	۵۷-۲۱۰
Mg (mg/l)	۲۰۲	۰/۰۷۸	۰/۴۹۸	۰/۲۴۸	۲۳۴-۱۰
Na (mg/l)	۰/۹۵۵	۰/۰۲۲	۰/۴۱۵۶	۰/۲۲۹	۲۷۷-۰/۱۵
K (mg/l)	۰/۹۶	۰/۰۲۸	۰/۱۵۲۲	۰/۰۲۲	۰/۰۰۰-۰/۰۰۰
Cl (mg/l)	۰/۵۸۹	۰/۰۲۸	۰/۱۲۶	۰/۰۲۱	۰/۰۰۰-۰/۰۰۰
HCO ₃ (mg/l)	۵/۵۲۰	۰/۰۴۴	۰/۵۹۶	۰/۳۵۵	۵۹-۲۴
CO ₃ (mg/l)	۰/۰۲۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰-۰/۰۰۰
SO ₄ (mg/l)	۰/۸۰۸	۰/۰۶۹	۰/۲۹۹	۰/۱۵۹	۰/۰۰۰-۰/۰۰۰

هیچ آنیونی به محلول اضافه و یا از آن کم نمی‌شود (هانسلو، ۱۹۹۵).

نسبت‌های یونی

بر اساس نتایج حاصل از محاسبه نسبت‌های یونی (جدول ۳)، و با توجه به عدم‌رخنمون انواع سنگ‌های آذرین و دگرگونی در منطقه مورد مطالعه، هوازگی پلاژیوکلازها که جزو کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این‌گونه سنگ‌ها هستند، اثر کم‌تری بر کیفیت آب‌خوان خواهد داشت. نسبت یونی $(Na+K-Cl)/(Na+K-Cl+Ca)$ که برای مشخص کردن اثر این فرآیند کاربرد دارد (درور و هورکومب، ۱۹۸۶)، مشخص کرد که کیفیت آب در ۳۷ درصد نمونه‌ها متأثر از هوازگی پلاژیوکلاز است. نسبت $Na/(Na+Cl)$ نیز نشان داد که غلظت سدیم عمدتاً منشائی غیر از انحلال هالیت دارد که این منشأ می‌تواند انحلال پلاژیوکلازهای غنی از سدیم (احتمالاً آلیت) و یا فرآیند تبادل کاتیونی باشد. فرآیند تبادل کاتیونی عبارت است از جانشینی یون کلسیم محلول در آب با سدیم موجود در ترکیب رس‌ها، که سبب آزادسازی یون سدیم شده و تحت عنوان کاهش طبیعی نیز تعریف می‌گردد.

برای تعیین منشأ کلرید در منابع آب می‌توان از نسبت‌های Cl/CO_3+HCO_3 و $Cl/sum\ anion$ استفاده کرد. این نسبت‌ها نشان دادند که منشأ کلرید در آب‌خوان مطالعه‌شده طبیعی بوده و کیفیت آب تمام نمونه‌ها (کل آب‌خوان) تحت تأثیر تغذیه از سازندهای کربناته است. به یون کلرید به دلیل تغییرپذیری شدید، انحلال‌پذیری بالا و واکنش ناپذیری در فرآیندهای شیمیایی، بیش‌تر توجه می‌شود (برنر و برنر، ۱۹۸۷). کلرید در آب طبیعی به‌طور معمول غلظت کمی دارد، این مقدار عموماً کم‌تر از ۱۰۰ میلی‌گرم بر لیتر است، مگر این‌که آب شور مزه یا شور باشد. از کلرید به‌وسیله انسان در کارهای متفاوتی استفاده می‌شود و از طریق خروجی‌های صنعتی، فاضلاب، جانوران و نمک‌پاشی جاده به منابع آب سطحی و زیرزمینی وارد می‌شود (شنکار و همکاران، ۲۰۱۰).

افزایش نسبت $Mg/(Mg+Ca)$ می‌تواند نشان‌دهنده‌ی خروج یون کلسیم بر اثر رسوب‌گذاری باشد. اگر مناطق دارای شاخص اشباع کلسیت با مناطقی که نسبت $Mg/(Mg+Ca)$ نیز افزایش می‌یابد، منطبق نباشند، چنین استنباط می‌شود که منیزیم اضافی از منبع دیگری مانند

سمت رودخانه است. با توجه به وضعیت زمین‌شناسی انتهایی دشت و بالا آمدن سنگ کف، امکان خروج آب زیرزمینی وجود ندارد، بدین ترتیب خروجی آب زیرزمینی از آب‌خوان صفر است (گزارش شرکت آب منطقه‌ای لرستان، ۲۰۱۴).

قسمت عمده‌ی دشت از آبرفت پوشیده شده که ترکیبات آن متشکل از شن-ماسه، لای، رس، قلوه‌سنگ و همچنین قطعات آهک است. بلندی‌های شمال‌خاوری دشت را سنگ‌های آهکی سخت تشکیل می‌دهند. بررسی‌ها نشان می‌دهد که این سنگ‌های آهکی با شیب زیاد در زیر آبرفت‌های دشت نیز گسترش دارند. در جنوب و جنوب باختری بلندی‌هایی وجود دارند که از سازندهای کشکان، آسماری، شهبازان و بختیاری تشکیل شده‌اند. در حاشیه جنوب باختری دشت، شیب این سازندها به سوی جنوب باختری است. در جنوب در حاشیه‌ی رودخانه خرم‌آباد رخنمون‌هایی از سازند بختیاری دیده می‌شوند که باعث تغییر مسیر رودخانه نیز شده‌اند. در جنوب-جنوب‌خاوری آب‌خوان نیز رشته‌کوه‌های کشیده‌ای با روند شمال‌باختر-جنوب‌خاوری گسترش دارند که از سنگ‌های آهکی آسماری تشکیل شده‌اند. در زیر این سنگ‌های آهکی در برخی نقاط سنگ‌های جوش سنگ کشکان رخنمون دارند. با توجه به انحلال‌پذیری بالای این تشکیلات می‌توان نتیجه گرفت که کیفیت آب ورودی به رودخانه خرم‌آباد کاملاً تحت تأثیر ترکیب کانی‌شناسی باشد.

نفوذپذیری آبرفت‌ها از سمت ارتفاعات جنوب‌شرقی به سمت خروجی آب‌خوان به دلیل کاهش اندازه‌ی ذرات کاهش می‌یابد. آب زیرزمینی ورودی به آب‌خوان عمدتاً از سمت ارتفاعات و دشت‌های مجاور وارد می‌شود. همچنین به میزان ۱/۰۷ میلیون مترمکعب از جریانات سطحی (۰/۷ درصد از رواناب سطحی) در سطح آب‌خوان نفوذ می‌کند (گزارش شرکت آب منطقه‌ای لرستان، ۱۳۹۳).

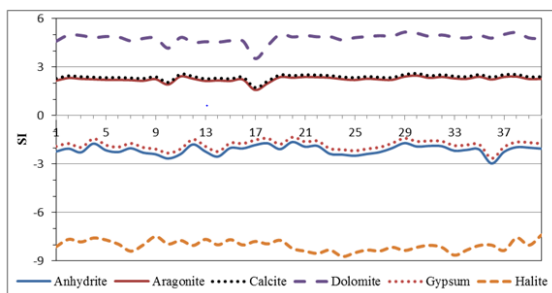
همان‌گونه که در نمودار پایپر مشاهده می‌شود، روند پراکنش نمونه‌ها در امتداد یک خط راست است، به‌طوری‌که در مثلث کاتیون‌ها این روند از رأس $Na+K$ و در مثلث آنیون‌ها از رأس HCO_3 می‌گذرد. این حالت می‌تواند متأثر از افزایش انحلال ترکیبات کربناته و پدیده تبادل یونی مستقیم (جانشینی کلسیم و منیزیم به جای سدیم) باشد. ثبات تقریبی ترکیب نمونه‌ها در مثلث آنیون‌ها بیانگر آن است که تنها تبادل کاتیونی رخ داده و

دارای حالت فوق‌اشباع و نسبت به دولومیت در حالت تحت‌اشباع است. نسبت $(Ca+Mg)/SO_4$ معرف فرآیند دولومیت‌زائی است. محاسبه این نسبت نشان داد که فرآیند دولومیت‌زائی در ۱۰۰ درصد نمونه‌ها (کل آبخوان) غیرمحمتمل است.

شاخص اشباع

همان‌گونه که در شکل ۴ مشاهده می‌شود، شاخص اشباع نسبت به تمام کانی‌ها، فاقد تغییرات چشمگیر براساس موقعیت مکانی نمونه‌ها است، بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که این شاخص‌ها در کل آبخوان تقریباً ثابت هستند. شاخص اشباع برای کانی‌های انیدریت، گچ و هالیت در تمام نمونه‌ها منفی و نشان‌دهنده‌ی این است که آب نسبت به این کانی‌ها تحت‌اشباع بوده، و در این حالت آب می‌تواند مقادیر بیش‌تری از این ترکیبات را در خود حل کند.

شکل ۴- شاخص اشباع کانی‌های اصلی موجود در آبخوان.



باتوجه به گسترش سنگ‌های کربناته در حوضه‌ی آبریز خرم‌آباد، تمام نمونه‌ها نسبت به کانی‌های آراگونیت، کلسیت و دولومیت در حالت فوق‌اشباع هستند که می‌تواند منجر به رسوب‌گذاری این کانی‌ها گردد. دولومیت نسبت به دو کانی دیگر کربناته دارای شاخص اشباع بالاتری است که این وضعیت می‌تواند متأثر از وجود کانی‌های دولومیتی در تشکیلات منطقه باشد. افزایش غلظت‌های کلسیم، منیزیم، بی‌کربنات یا کربنات از منشأهایی غیر از انحلال کلسیت و دولومیت می‌تواند باعث فوق‌اشباع شدن آب‌های زیرزمینی نسبت به کلسیت و دولومیت، و در نتیجه رسوب‌گذاری این دو کانی گردد.

نمودارهای ترکیبی

شیست‌های هوازده وارد آب زیرزمینی شده‌اند (غیومیان و همکاران، ۲۰۰۵). از طرفی، در مناطقی که این نسبت بیش از ۰/۵ باشد، می‌توان هوازدگی کانی‌های فرومنیزین را به‌عنوان منشأ غلظت‌های بالای منیزیم در آب زیرزمینی دانست (هانسلو، ۱۹۹۵). نتایج مشخص کرد که نسبت $Mg/(Mg+Ca)$ برای ۹۰ درصد نمونه‌ها کم‌تر از ۰/۵ بوده و نشان‌دهنده‌ی اثر هوازدگی سنگ‌های آهکی و دولومیتی به‌طور هم‌زمان بر کیفیت آب در کل آبخوان است.

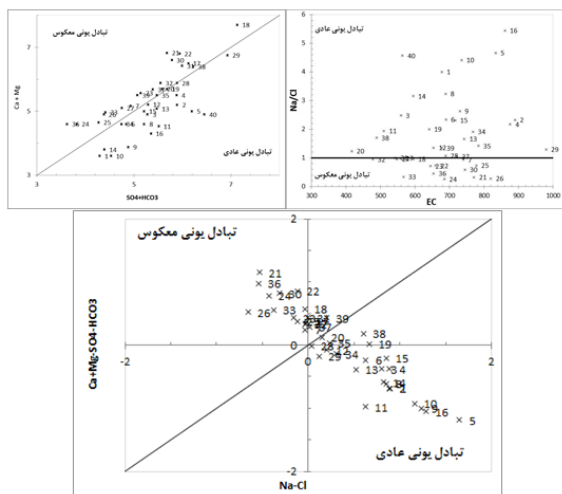
اگر نسبت $Ca/(Ca+SO_4)$ زیاد و شاخص اشباع کلسیم کم باشد، بیانگر منابع غیرکربناتی برای کلسیم محلول است (غیومیان و همکاران، ۲۰۰۵) که باتوجه به فوق‌اشباع بودن کلسیت، این شرایط در منطقه مطالعه‌شده مصداق ندارد. محاسبه‌ی این نسبت نشان داد که منشأ یون کلسیم در تمام نمونه‌ها متأثر از انحلال ترکیباتی غیر از ژیپس و انیدریت یعنی سنگ‌های آهکی و یا سیلیکات‌ها هستند. نسبت SO_4/HCO_3 که در تمامی نمونه‌ها کم‌تر از یک است، نیز نشان می‌دهد که ترکیبات کربناته نسبت به ترکیبات سولفاته اثر بیش‌تری بر کیفیت کل آبخوان دارند. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که انحلال گچ تأثیری در افزایش شاخص اشباع کلسیت ندارد.

جدول ۳- تحلیل نسبت‌های یونی منابع آب انتخابی آبخوان دشت مرکزی.

درصد	مقیاس	نسبت‌های یونی (Na+K-Cl) (Na+K+Ca-Cl)
٪۳۷	هوازدگی پلانوکلاز (نمونه‌های ۱۱، ۱۴، ۱۶ و ۴۰)	>۰/۸
٪۶۳	عدم هوازدگی پلانوکلاز	<۰/۸ و >۰/۲
٪۶۲/۵	منشأ سدیم غیر از هالیت-تبادل یونی	>۰/۵
٪۵	انحلال هالیت (نمونه‌های ۱۷ و ۳۱)	>۰/۵
٪۳۲/۵	تبادل یونی معکوس (نمونه‌های ۱۸، ۱۷، ۲۷، ۲۸، ۳۰ و ۳۳)	TDS>۵۰۰
-	خطای تجزیه	<۰/۵ و TDS<۵۰۰
-	آب باران	TDS<۵۰
٪۱۰۰	تغذیه از رسوبات آهکی	<۱
-	نفوذ آب شور، گندهای نمکی، گندهای شیبایی و سازندهای تیخیری	>۱
-	آب دریا- شورابه یا تخیر	TDS>۵۰۰ و >۰/۸
-	آب بارش	TDS<۱۰۰ و >۰/۸
٪۱۰۰	هوازدگی سنگ	<۰/۸
٪۹۰	هوازدگی سنگ دولومیت-سنگ آهک	<۰/۵
٪۱۰	هوازدگی سنگ دولومیت (نمونه‌های ۳، ۲۷، ۲۸ و ۲۹)	>۰/۵
-	انحلال دولومیت، تعنشست کلسیت یا آب دریا	>۰/۵
-	اکسایش بیبیت	pH<۵ و <۰/۵
-	حذف کلسیم بر اثر تبادل یونی یا تعنشست کلسیت	>۰/۵ و pH<۵
-	انحلال گچ	>۰/۵
٪۱۰۰	متعابلی غیر از گچ کربنات یا سیلیکات	>۰/۵
٪۱۰۰	نوع آب بی‌کربناته	<۱
-	نوع آب سولفاته	>۱
٪۱۰۰	دولومیت‌زائی غیرمحمتمل	>۱/۲
-	دولومیت‌زائی	۱/۲-۱/۸

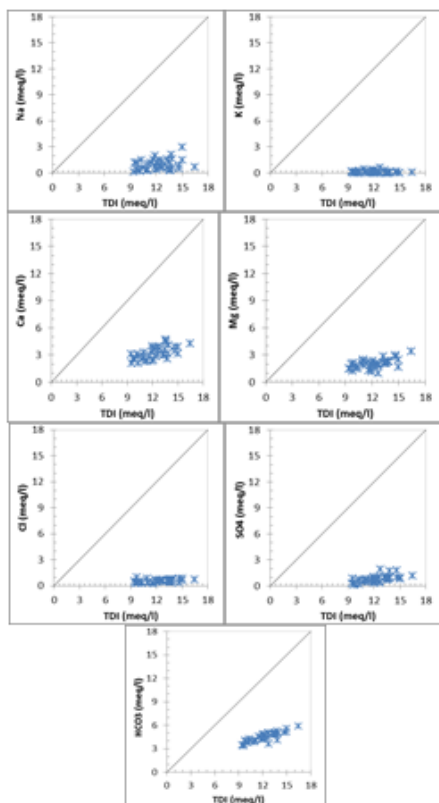
فراوانی یون کلسیم در منابع می‌تواند باعث فرآیند دولومیت‌زائی یعنی جانشینی دولومیت به‌وسیله کلسیت شود. در صورت رخداد این فرآیند، آب نسبت به کلسیت

شکل ۶- نمودارهای ترکیبی تبادل یونی.



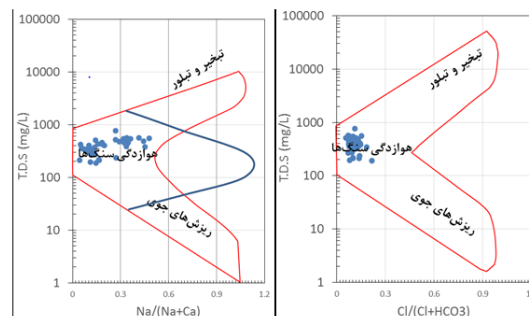
یون‌های بی کربنات، کلسیم و منیزیم بیش‌ترین تأثیر را در افزایش میزان غلظت املاح محلول در آبخوان مطالعه‌شده‌ی دارند. این ارتباط مستقیم متأثر از گسترش ترکیبات کربناته در محدوده‌ی آبخوان و به‌طورکلی حوضه‌ی آبخیز خرم‌آباد است. یون‌های سولفات و سدیم در درجه دوم اهمیت قرار دارند. سدیم علاوه بر هوازُدگی پلاژیوکلازها، ناشی از تبادل یونی است.

شکل ۷- نمودارهای ترکیبی TDI



همان‌گونه که نمودار گیبس (شکل ۵) مشاهده می‌شود فرایند هوازُدگی سنگ‌ها، اثر غالب بر کیفیت آب است. این امر نشان‌دهنده‌ی تأثیر متقابل بین شیمی سنگ و شیمی آب‌های حاصل از بارش در منطقه است.

شکل ۵- نمودارهای گیبس نمونه‌های مطالعه‌شده.



کلسیم، که به‌دلیل گسترش وسیع سازندهای کربناته، کاتیون غالب در آبخوان مورد مطالعه است، طی فرآیند تبادل یونی می‌تواند جایگزین سدیم در کانی‌های رسی شود (شکل ۶). این نتیجه پیش‌تر براساس نسبت‌های یونی نیز مشخص گردید. در برخی از نمونه‌ها فرایند تبادل یونی به‌صورت معکوس رخ می‌دهد، که نشان‌دهنده‌ی افزایش غلظت سدیم در برخی از بخش‌های آبخوان (به‌طور عمده بخش شرقی آبخوان) است. براساس نتایج حاصل از محاسبه نسبت‌های یونی، منشأ سدیم در آبخوان مطالعه‌شده، هوازُدگی پلاژیوکلازهای از قبیل آلپیت و یا تبادل یونی می‌باشد؛ بنابراین می‌توان این‌گونه نتیجه گرفت که افزایش غلظت سدیم در برخی نمونه‌های مورد مطالعه، به‌دلیل افزایش گسترش کانی‌های پلاژیوکلاز و یا اختلاط نمونه‌های آب است. اختلاط نمونه‌ها می‌تواند باعث افزایش غلظت برخی از ترکیبات از جمله سدیم شود و در نتیجه فرایند تبادل یونی به‌صورت معکوس رخ خواهد داد.

شکل ۷ نمودارهای دومتغیره‌ی غلظت کل یون‌های محلول (total dissolved ions: TDI) را در مقابل غلظت هر یک از یون‌ها نشان می‌دهد. غلظت یون کلرید با افزایش TDI نسبتاً ثابت مانده و تغییرات کمی دارد که بیانگر ثابت بودن عوامل تأثیرگذار در غلظت این یون در کل آبخوان است. این روند برای یون پتاسیم نیز قابل مشاهده است. مهم‌ترین منشأ یون کلرید در منابع آب، انحلال هالیت است که گسترش کمی در منطقه دارد. یون کلرید از نظر شیمیایی پایدار بوده و کم‌تر در واکنش‌های شیمیایی مشارکت می‌کند.

نتیجه‌گیری

مهم‌ترین نتایج حاصل از این پژوهش به شرح ذیل هستند:

براساس نتایج حاصل از نمودار پایپر مشخص گردید که آبخوان به‌دلیل تأثیرپذیری از هوازدگی تشکیلات منطقه دارای گونه و رخساره بی‌کربناته کلسیک است. فراوانی یون‌ها در آبخوان به‌ترتیب $\text{HCO}_3 > \text{Ca} > \text{Mg} > \text{Na} > \text{SO}_4 > \text{Cl} > \text{K}$ است. در مثلث کاتیون‌های نمودار پایپر روند تقریبی نمونه‌ها از راس $\text{Na} + \text{K}$ و در مثلث آنیون‌ها از راس HCO_3 می‌گذرد که نشان‌دهنده‌ی افزایش انحلال ترکیبات کربناته و پدیده‌ی تبادل یونی مستقیم است. ثبات تقریبی ترکیب نمونه‌ها در مثلث آنیون‌ها بیانگر آن است که تنها تبادل کاتیونی رخ داده و هیچ آنیونی به محلول اضافه و یا از آن کم نمی‌شود.

فراوانی یون‌های کلسیم و بی‌کربنات و پایین بودن غلظت یون‌های کلر، سولفات و سدیم در آبخوان دشت مرکزی سبب شده است که شاخص اشباع در تمامی نمونه‌ها نسبت به کانی‌های کلسیت، دولومیت و آراگونیت مثبت و نسبت به کانی‌های گچ، انیدریت و هالیت منفی باشد. این شرایط می‌تواند منجر به رسوب کانی‌های فوق‌اشباع و افزایش انحلال کانی‌های تحت‌اشباع گردد. فوق‌اشباع بودن کلسیت و دولومیت بیانگر کافی بودن زمان ماندگاری آب در آبخوان برای انحلال کانی‌های کربناته است.

نتایج حاصل از محاسبه‌ی نسبت‌های یونی مختلف مشخص کرد که تأثیرپذیری متقابل آب و محیط آبخوان مهم‌ترین عامل کنترل‌کننده‌ی کیفیت آبخوان است. منشأ یون‌های غالب Ca ، Mg و HCO_3 عمدتاً انحلال سنگ‌های کربناته و منشأ Na هوازدگی پلاژیوکلاز و تبادل یونی معکوس است. در این آبخوان فرآیند دولومیت‌زائی غیرمحمتمل است.

نمودار گیبس به وضوح نشان‌دهنده‌ی اثر هوازدگی بر کیفیت آبخوان است. رسم نمودارهای ترکیبی تبادل یونی نیز نشان‌دهنده‌ی اثر فرایند ژئوشیمیایی تبادل یونی مستقیم و به مقدار کم‌تر تبادل یونی معکوس بر کیفیت آبخوان دشت مرکزی است. رسم نمودارهای کلر و پتاسیم در مقابل TDI نشان داد که غلظت یون‌های مذکور در کل آبخوان تقریباً ثابت است؛ در حالی که افزایش TDI در کل آبخوان متأثر از افزایش یون‌های کلسیم، منیزیم و

بی‌کربنات تحت‌تأثیر انحلال سنگ‌های آهکی موجود در منطقه است. یون‌های سدیم و سولفات در درجه دوم اهمیت برای افزایش املاح محلول در آبخوان هستند. تغذیه آبخوان آبرفتی مطالعه‌شده‌ی از جریان رود دائمی خرم‌آباد سبب شده است که اثر عوامل زمین‌شناسی بر کیفیت آب فراتر از مرز آبخوان و تا حدود مرز حوضه آبخیز گسترش یابد.

منابع

- 1) Belkhiri, L., and Mouni L. 2012. Geochemical modeling of groundwater in the El Eulma area, Algeria. Desalination and water treatment. 51(7-9): 1468-1476.
- 2) Berner EK., and Berner, RA. 1987. The global water cycle. Geochemistry and Environment, Prentice Hall, In. 34.
- 3) Crown Bakhshian, M., Mahmoudi Gharaei, MH., Mahbubi, A., Mousavi harami, R., Ajlali, A., 2014. Hydrochemistry study of water adjacent to Shahid Hashemi Nejad gas refinery by using hybrid graphs. Earth sciences. 25(97): 71-84.
- 4) Company Baghvand, A., Nasrabadi, T., Nabi Bidhendi, G., Vosough, A., Karbossi, A., and Mehrdadi, N. 2010. Groundwater quality degradation of an aquifer in iran central desert. Desalination, 260(1-3): 264-275.
- 5) Daneshvar Vosoughi, F., Dinpashoh, Y., Aalami, M.T., Ghorbani, M.A. 2011. trend analysis of groundwater quality of ardebil plain using the nonparametric Mann-Kendal test. 40(3(64)): 13-23.
- 6) Dowlati, J., Lashkaripour, Gh., Hafezi Moghadas, N. 2014. Investigation The Factors Affecting the Zahedan Aquifer Hydrogeochemistry Using Factor Analysis, Saturation Indices and Composit Diagrams Methods. Journal of water and soil. 28(4): 679-694.
- 7) Davis, SN., and Dewist, RJM. 1996. Hydrogeology. John Wiley, New York, 463.
- 8) Faryabi, M., Kalantari, N., and Negarestani, A. 2009. Evaluation of Factors Influencing Groundwater the Chemical Quality Using Statistical and Hydrochemical Methods in Jiroft Plain. Geosciences. 20(77): 115-120.
- 9) Gopinath, S., Srinivasamoorthy, K., Vasanthavigar, M., Saravanan, K., Prakash, R., Suma, CS., and Senthilnathan D. 2018.

- example from Tajarak, western Iran. *Environment Geology*.52(6):1133-1149.
- 20) Kaka, EA., Akiti, TT., Nartey, VK., Bam, EKP., and Adomako, D. 2011. Hydrochemistry and evaluation of groundwater suitability for irrigation and drinking purposes in the southeastern Volta river basin: Many Krobo area, Ghana. *Elixir Agriculture* 39:4793-4807.
- 21) Langmuir, D. 1997. *Aqueous environmental geochemistry*. New Jersey, USA, Prentice Hall.562-589.
- 22) Liue, F., Song, X., Yang, L., Zhang, Y., Han, D., Ma, Y., and Bu, H. 2015. Identifying the origin and geochemical evolution of groundwater using hydrochemistry and stable isotopes in the Subei Lake basin, Ordos energy base, Northwestern China. *Hydrology Earth System Sciences*. 19(1):551-565.
- 23) Mazore, E., 2004. *Chemical and isotopic groundwater hydrogeology*, 3rd edition. John Wiley and sons Company. 450.
- 24) Mohammad Behzad, H.R., Rahmani, R., Kalantari, N., ChitzSazan, M., and Rouhi, H. 2010. Investigating Processes Effecting on the Quality of Groundwater in Gotvand Aghili Plain. first conference on applied water resources of Iran.
- 25) Mokrik R, Baublyte A. 2005. Water geochemistry in Sventojy-Arukula aquifer system Lithuania, *J. of Geologija*, 55-64.
- 26) Okiongbo, KS., and Douglas, RK. 2014. Evaluation of major factors influencing the geochemistry of groundwater using graphical and multivariate statistical methods in Yenagoa City, Southern, Nigeria. *Applied Water Sciences*.5: 27-37.
- 27) Piper, AM. 1953. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analysis, USGS groundwater Note. 63.
- 28) Rajabi, AM., Mokhtari, K., Ali Aliabadi, M.A. 2014. Hydrogeochemical Evaluation of Groundwater and Its Suitability for Various Uses in the Hastijan Aquifer (Central province –Iran). *Natural Environment, Natural Resources of Iran*.68(3):387-399.
- 29) Raghimi, M., Shamanian, GH.H., Shakeri, A.R., Rahimi Chakdel, A., and
- 30) Rouhi, J., Kalantari, N., Mohammad Behzad, H.R., and Daneshian, H. 2013. Hydrochemical characteristics and salinity of groundwater in parts of Nagapattinam district of Tamil Nadu and the Union. *Carbonates Evaporites*. 33(1):1-13.
- 10) Ghayoumian, J., Ghasemi, A., and Vafaie, H. 2005. Application of ion ratios and saturation indices in studying the source of salts of groundwater resources in Asadabad Plain. The 24th Earth Science Forum, Geological Survey and Mineral Exploration, Tehran.
- 11) Gharachelo, S., Feiznia, S., Alavipanah, S.K., and Mirakhorlou, Kh. 2009. Zonation of the Effective Geologic Salinity Index of Water and Land Degradation (Case Study: Hableh-Rood Drainage Basin). *Journal of Range and Watershed Management, Iranian Journal of Natural Resources*. 62(4): 527-537.
- 12) Gibbs RJ. 1970. Mechanisms controlling world's water chemistry. *Science*. 170: 1089-1090.
- 13) Gholipour, M. 2008. Hydrogeochemical evidence of salinity in Inceh wetland in the northern part of Aghghala, Golestan province. *Journal Of Agricultural Sciences and Natural Resources*.15(2):193-202.
- 14) Hem, JD. 1985. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water U.S. Geological Survey. Water-Supply Paper, 2254, 263.
- 15) Hounslow, AW. 1995. *Water quality data (first edition)*. Taylor and Francis. 416.
- 16) Howard, KWF., and Mulling, E. 1996. Hydrochemical analysis of groundwater flow and saline intrusion in the Clarendon basin. *Jamaica Ground Water*. 34(5): 801-810.
- 17) Huang, X., Deng, H., Zheng, C., and Cao, G. 2016. Hydrogeochemical signatures and evolution of groundwater impacted by the Bayan Obo tailing pond in northwest China. *Science of the Total Environment*, 543: 357–372.
- 18) Jalali, M. 2006. Chemical characteristics of groundwater in parts of mountainous region, Alvand, Hamadan, Iran. *Environmental geology*, 51(3): 433-446.
- 19) Jalali, M. 2007. Salinization of groundwater in arid and semi-arid Zones: an

- 40) Yuce, G., and Ugurluog, D. 2009. The Effect of lithology on water pollution: Natural Radioactivity and trace element in Water Resource of Eskishir Region (Turkey). *Journal of Water Air Soil Pollunt.* 202: 69-89.
- 31) Report of Lorestan Regional Water, 2014.
- 32) Richter, BC., and Kreitler CW. 1993. Geochemical techniques for identifying sources of ground-water salinization, CK. Smoley, 258.
- 33) Shankar, K., Aravindan, S., and Rajendran, S. 2010. GIS based Groundwater Quality Mapping in Paravanar River, Sub-Basin, Tamil Nadu, India. *International Journal of Geomantic and Geomantic and Geosciences.* 1(3): 282-296.
- 34) Sheikhy Narany, T., Frizu Ramli, M., Zharin Aris, A., Azmin Sulaiman, WN., Juahir, H., Fakharian K. 2014. Identification of the hydrogeochemical processes in groundwater using classic integrated geochemical methods and geostatistical techniques, in Amol-Babol plain, Iran. *The scientific world journal.* 1-15.
- 35) Shirmardi Dezaki, A., Moosavi, M.J., and Amiri, A. 2012. Assessment of Hydrochemistri and Factors Influencing the Chemical Quality of Masjed Soleiman. *Geochemistri.* 1(3): 167-190.
- 36) Subramani, T., Rajmohan, N., Elango, L. 2010. Groundwater geochemistry and identification of hydrogeochemical in a hard rock region, southern India. *Environmental Monitoring and Assessment,* 1-4(162): 123-137.
- 37) Stober, I. & Bucher, K. 1999. Deep groundwater in the crystalline basement of the Black Forest region. *Applied Geochemistry.* 14: 237-254.
- 38) Timms, W., Acworth, R. I., Jankowski, J. & Lawson, S. 2000. Groundwater quality trends related to aquitard salt storage at selected sites in the Lower Murumbidgee alluvium. *Australia, Groundwater.* 25: 655-660.
- 39) Vengosh, A. 2005. Salinization and Saline Environmental, chapter 9.09: in *Environmental Geochemistry,* Edtited by Lollar. B.S., 1st Edition, Elsevier Science. 648.