





دانشکده علوم زمین

گروه آب‌شناسی و زمین‌شناسی زیست محیطی

پایان‌نامه کارشناسی ارشد

ارزیابی و تحلیل هیدروژئوشیمیایی و تخریب کیفی آب زیرزمینی مجاور کفه نمکی، گناباد

نگارنده: سیده مرضیه کعبه

استاد راهنما:

دکتر رحیم باقری

استاد مشاور:

دکتر مهدی جعفرزاده

دی ۱۳۹۷

شماره: ۹۷۰۸۰۱۵
تاریخ: ۹۷/۱۱/۱۷

باسمه تعالی



مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره (۳) صور جلسه نهایی دفاع از پایان نامه دوره کارشناسی ارشد

با نام و یاد خداوند متعال، ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم / آقای سیده مرضیه کعبه با شماره دانشجویی ۹۵۱۶۴۵۴ رشته زمین شناسی گرایش آب شناسی تحت عنوان ارزیابی و تحلیل هیدروژئوشیمیایی و تخریب کیفی آب زیرزمینی مجاور کفه نمکی، گناباد که در تاریخ ۹۷/۱۰/۲۳ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

قبول (با درجه: ع.ا.ج.) مردود
نوع تحقیق: نظری عملی

| امضاء | مرتبه علمی | نام و نام خانوادگی | عضو هیأت داوران |
|-------|------------|--------------------|---------------------------|
| | استادیار | دکتر رحیم باقری | ۱- استاد راهنمای اول |
| | | - | ۲- استاد راهنمای دوم |
| | استادیار | دکتر مهدی جعفرزاده | ۳- استاد مشاور |
| | استادیار | دکتر مسعود علیپور | ۴- نماینده تحصیلات تکمیلی |
| | دانشیار | دکتر غلامحسین کرمی | ۵- استاد ممتحن اول |
| | استادیار | دکتر هادی جعفری | ۶- استاد ممتحن دوم |

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: دکتر پرویز امیدی

تاریخ و امضاء و مهر دانشکده: ۹۷/۱۱/۲۱

توضیح: هر صورتی که کسی مردود شود حداکثر یکبار دیگر (در مدت مجاز تحصیل) می تواند از پایان نامه خود دفاع نماید (دفاع مجدد نباید زودتر از ۴ ماه برگزار شود).



سپاس‌گزاری

ماحصل آموخته‌هایم را تقدیم می‌کنم به آنان که مهر آسمانی‌شان آرام‌بخش آلام زمینی‌ام است.

به استوارترین تکیه‌گاهم، دستان پرمهر پدرم

به سبزترین نگاه زندگیم، چشمان سبز مادرم

که هرچه آموختم در مکتب عشق شما آموختم و هرچه بگو شدم قطره‌ای از دریای بی‌کران مهربانی‌تان را سپاس‌توان بگویم.

امروز، هستی‌ام به امید شماست و فردا باغ بهشتم رضای شما

راه‌آوردی کران‌سنگ ترا از این ارزان‌نداشتم تا به خاک پایتان نثار کنم، باشد که حاصل تلاشم نسیم‌گونه غبار حقیقتیان را بزوداید.

بوسه بر دستان پرمهرتان

مشکر و قدردانی

خدای را سپاس که شعله شوق علم در قلب من برافروخت و طریق تحصیل دانش بر من بنمود و دوی از بوستان علم به رویم بکشد. شکر شایان نشانار دمنان که توفیق رارفق را هم ساخت تا این پایان نامه را به اتمام برسانم. در ابتدا از خانواده ام که در نهایت صبر و بردباری همواره محیطی مساعد و آرام را در جهت رشد و تحصيلاتم فراهم نمودند، سپاس گزار می نمایم. از استاد فرهیخته و فرزانه جناب آقای دکتر رحیم باقری که با نکته های دلاویز و گفته های بلند، صحیفه های سخن را علم پرور نمود و همواره راهنما و راه گشای اینجانب در اتمام این پایان نامه بوده است، کمال مشکر را دارم. از جناب آقای دکتر مهدی جعفرزاده که مشاوره این پایان نامه را پذیرفتند و در این راه راهنمای بنده بودند مشکر و قدردانی می نمایم. از استادان دانشمند و پرمایه ام جناب آقایان دکتر غلامحسین کریمی و دکتر هادی جعفری که از محضر پر فیض تدریستان، بهره برده ام کمال مشکر را دارم و بر خود لازم می دانم در کسوت شاگردی از زحمات این اساتید کرام تقدیر و تشکر نمایم.

بمچنین از تمام دوستان و بگلاسی های خوبم که در این راه نهایت کمک و همیاری را در حق اینجانب نمودند مشکر می کنم.

در پایان نیز از تمام عزیزانی که در این رهگذر مجال ذکر نام آن ها نبوده، نهایت مشکر و قدردانی دارم.

سیده مرضیه کعبه

دی ماه ۱۳۹۷

تعهد نامه

اینجانب سیده مرضیه کعبه دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین شناسی گرایش آب شناسی از دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه کارشناسی ارشد با عنوان **ارزیابی و تحلیل هیدروژئوشیمیایی و تخریب کیفی آب زیرزمینی مجاور کفه نمکی، گناباد**

تحت راهنمایی آقای **دکتر رحیم باقری** متعهد می شوم:

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهش های محققان دیگر به مرجع مورد استفاده شده استناد شده است.
- مطالب مندرج در پایان نامه تا کنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی هیچ جا ارائه نشده است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج از این پایان نامه رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است، اصل رازداری، ضوابط و اصول اخلاقی انسانی رعایت شده است.

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه های رایانه ای، نرم افزارها و تجهیزات ساخته شده) مربوط به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد. این مطلب به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوط ذکر شود.
- با استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

چکیده:

در مناطق خشک و نیمه خشک به دلیل کمی بارندگی و برداشت بی‌رویه از منابع آب زیرزمینی و به دنبال آن پیشروی جبهه آب شور، باعث کاهش منابع شیرین در دسترس شده است. دشت گیسور در منطقه گرم و خشک، در جنوب استان خراسان رضوی در شرق ایران واقع شده است. جهت بررسی تغییرات حجم ذخیره آبخوان و همچنین اثر آن بر کیفیت آب زیرزمینی، از اطلاعات سطح آب ۱۸ پیژومتر و نمونه‌های آب برداشتی از چاه‌های بهره‌برداری موجود در دشت گیسور استفاده شده است. با توجه به نقشه هم‌پتانسیل و جهت جریان دشت، تغذیه آبخوان عمدتاً از بخش‌های جنوبی، جنوب شرقی، و شمال غربی بوده و از سمت بخش‌های شمال شرقی دشت تخلیه صورت می‌گیرد. در بخش غربی دشت به دلیل عملکرد گسل پنهانی، بالآمدگی در سنگ کف اتفاق افتاده و باعث افزایش شدید گرادیان هیدرولیکی در بخش غربی دشت گردیده است. به منظور بررسی تغییرات سطح آب زیرزمینی هیدروگراف معرف دشت از سال ۱۳۷۲ تا ۱۳۹۵ ترسیم شد. با توجه به هیدروگراف معرف ۲۳ ساله دشت، متوسط سطح آب پیژومترها روند نزولی داشته که حاکی از بیلان منفی و افت ۵/۵ متری در طول این دوره می‌باشد. با ترسیم نقشه هم‌افت ۱۵ ساله دشت گیسور به سه زون تقسیم گردید. بیشترین میزان افت مربوط به بخش شرقی دشت می‌باشد. در بخش شرقی دشت گیسور به دلیل کیفیت بهتر آب زیرزمینی، تمرکز چاه‌های بهره‌برداری افزایش یافته و بالتبع افزایش برداشت صورت گرفته است. کمترین میزان افت در بخش‌های شمالی و غربی دشت به دلیل کیفیت نامطلوب منابع می‌باشد. با توجه به نقشه‌ی پراکندگی هدایت الکتریکی، تغییرات هدایت الکتریکی تقریباً با جهت جریان آب زیرزمینی همسو می‌باشد، به طوری که در بخش‌های جنوبی و قسمت‌هایی از شمال غربی کمترین مقدار هدایت الکتریکی به میزان ۹۸۹ میکروموس بر سانتی‌متر اندازه‌گیری شده است. بیشترین میزان هدایت الکتریکی مربوط به مناطق مرکزی دشت، در روستای گیسور با مقدار ۱۶۸۰۰ میکروموس

بر سانتی‌متر بوده است. براساس مطالعات زمین‌شناسی، هیدروشیمیایی و ایزوتوپی (^{18}O , D, ^{37}Cl and ^{81}Br)، منشأ شوری چاه‌ها، نفوذ آب شوری است که از انحلال نمک منشأ گرفته و در اثر اضافه برداشت از سفره آب زیرزمینی وارد چاه شده و باعث تخریب کیفی آب گردیده است. این آب شور می‌تواند از طریق پدیده‌ای همچون نفوذ آب شور از طرف کفه‌های نمکی و یا مکانیسم بالآمدگی از زون‌های شور زیر سفره از مسیر گسل پنهانی واقع در دشت وارد این بخش شده باشد.

کلید واژه: دشت گیسور، هیدروژئولوژیکی، هیدروشیمیایی، ایزوتوپی

لیست مقالات استخراج شده از پایان نامه

کعبه م.، باقری ر.، جعفرزاده م.، ارجمند م.، (۱۳۹۶)، هیدروژئوشیمی و نفوذ آب شور در دشت گیسور، شرق ایران، سی و ششمین گردهمایی و سومین کنگره بین‌المللی تخصصی علوم زمین، تهران.

کعبه م.، باقری ر.، ارجمند م.، (۱۳۹۷)، "کسری مخزن و بحران آب زیرزمینی در طی دوره خشکسالی در دشت گیسور، خراسان رضوی"، هفتمین کنفرانس ملی مدیریت منابع آب ایران، یزد.

کعبه م.، باقری ر.، جعفرزاده م.، (۱۳۹۷)، ارزیابی ریسک آلودگی منابع آب دشت گیسور، جنوب خراسان رضوی

، بیست و یکمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و یازدهمین همایش ملی تخصصی زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور، قم.

کعبه م.، باقری ر.، جعفرزاده م.، مظفری م.، (۱۳۹۷)، "تخریب کیفی و تغییر الگوی هیدروژئولوژیکی آبخوان بحرانی گیسور، خراسان رضوی"، فصلنامه کواترنری ایران. دوره ۳. شماره ۴.

فصل اول: مقدمه

- ۱-۱- بیان مسئله و هدف از انجام تحقیق..... ۲
- ۲-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و راه‌های ارتباطی..... ۳
- ۳-۱- آب و هوای منطقه..... ۴
- ۴-۱- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه..... ۶
- ۵-۱- چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه..... ۹
- ۱-۵-۱- دوران پالئوزوئیک..... ۹
- ۲-۵-۱- دوران مزوزوئیک..... ۱۰
- ۳-۵-۱- دوران سنوزوئیک..... ۱۱
- ۶-۱- زمین‌شناسی ساختمانی منطقه مورد مطالعه..... ۱۳
- ۷-۱- زمین‌ریخت‌شناسی منطقه مورد مطالعه..... ۱۴
- ۸-۱- هیدرولوژی منطقه مورد مطالعه..... ۱۵
- ۹-۱- هیدروژئولوژی منطقه مورد مطالعه..... ۱۵

فصل دوم: مروری بر مطالعات پیشین

- ۱-۲- مقدمه..... ۲۰
- ۲-۲- عوامل موثر بر کمیت آب زیرزمینی..... ۲۰
- ۱-۲-۲- تأثیر نزولات جوی بر کمیت آب زیرزمینی..... ۲۱
- ۲-۲-۲- تأثیر برداشت بیش از حد بر روی کمیت آب زیرزمینی..... ۲۲
- ۳-۲- عوامل موثر بر کیفیت آب زیرزمینی..... ۲۴
- ۱-۳-۲- اثر سازندهای زمین‌شناسی و نفوذ آب شور بر کیفیت منابع آب..... ۲۵
- ۳-۳-۲- اثر برداشت بیش از حد بر کیفیت آب زیرزمینی..... ۲۶
- ۴-۳-۲- اثر پساب‌های کشاورزی و فاضلاب شهری، صنعتی بر کیفیت آب زیرزمینی..... ۲۸
- ۵-۳-۲- بررسی اثر عناصر غلظت فلزات سنگین بر کیفیت آب زیرزمینی..... ۲۹
- ۴-۲- مطالعات انجام شده در خصوص تعیین منشأ و تکامل ژئوشیمیایی..... ۳۱
- ۱-۴-۲- روش هیدروشیمیایی در تعیین منشأ شوری..... ۳۱
- ۲-۴-۲- روش ایزوتوپ‌های پایدار ^2H و ^{18}O در تعیین منشأ شوری آب..... ۳۲

۳-۴-۲- کاربرد ایزوتوپهای ^{37}Cl و ^{81}Br در تعیین علت شوری منابع آب ۳۴

فصل سوم: روش انجام کار

- ۳-۱- مقدمه ۴۰
- ۳-۲- جمع آوری اطلاعات و داده‌های کمی و کیفی آب زیرزمینی ۴۱
- ۳-۳- تهیه نقشه زمین‌شناسی منطقه ۴۱
- ۳-۴- مطالعات صحرایی و انجام نمونه‌برداری ۴۱
- ۳-۵- اندازه‌گیری فلزات سنگین و مقادیر ایزوتوپی ۴۲
- ۳-۶- اندازه‌گیری یون‌های اصلی ۴۲
- ۳-۷- اطمینان از صحت نتایج ۴۳
- ۳-۸- داده‌های هیدروژئولوژیکی منطقه مورد مطالعه ۴۳
- ۳-۸-۱- رسم هیدروگراف معرف دشت ۴۴
- ۳-۸-۲- تهیه نقشه هم‌پتانسیل و هم‌افت آبخوان گیسور ۴۴
- ۳-۸-۳- بررسی بیلان آب زیرزمینی دشت گیسور ۴۴
- ۳-۹- تحلیل داده‌های هیدروژئوشیمیایی منطقه مورد مطالعه ۴۵
- ۳-۹-۱- نقشه کیفی و سری زمانی داده‌های کیفی منطقه مورد مطالعه ۴۵
- ۳-۹-۲- رسم نمودارهای کیفی آبخوان ۴۶
- ۳-۹-۳- نمودارهای ترکیبی و داده‌های ایزوتوپی ۴۶

فصل چهارم: ارزیابی هیدروژئولوژی و هیدروشیمیایی آبخوان مورد مطالعه

- ۴-۱- مقدمه ۴۸
- ۴-۲- هیدروژئولوژی آبخوان دشت گیسور ۴۸
- ۴-۲-۱- بررسی نقشه‌های هم‌پتانسیل منطقه مورد مطالعه ۴۸
- ۴-۲-۲- ارزیابی دشت براساس افت طولانی مدت ۵۲
- ۴-۲-۳- هیدروگراف معرف دشت گیسور ۵۵
- ۴-۲-۴- بررسی وضعیت بیلان منطقه مورد مطالعه ۵۸
- ۴-۲-۴-۱- عوامل تغذیه آبخوان ۵۹

- ۶۰..... عوامل تخلیه آبخوان..... ۲-۴-۲-۴
- ۶۲..... محاسبه تغییرات حجم مخزن..... ۵-۲-۴
- ۶۳..... بررسی رفتار و تکامل هیدروژئوشیمیایی آبخوان دشت گیسور..... ۳-۴
- ۶۳..... جمع‌آوری داده‌های هیدرووشیمیایی و ایزوتوپی..... ۱-۳-۴
- ۶۶..... بررسی تغییرات هدایت الکتریکی..... ۲-۳-۴
- ۷۰..... بررسی تغییرات یون کلر..... ۳-۳-۴
- ۷۱..... بررسی تغییرات یون سولفات..... ۴-۳-۴
- ۷۳..... ارزیابی تغییرات غلظت سایر یون‌ها..... ۵-۳-۴
- ۷۳..... یون کلسیم..... ۱-۵-۳-۴
- ۷۴..... یون منیزیم..... ۲-۵-۳-۴
- ۷۵..... یون سدیم..... ۳-۵-۳-۴
- ۷۶..... نمودارهای ستونی یون‌های اصلی در منطقه مورد مطالعه..... ۶-۳-۴
- ۷۷..... تعیین رخساره‌های هیدرووشیمیایی منطقه..... ۴-۴
- ۷۷..... نمودار پایپر..... ۱-۴-۴
- ۸۰..... نمودار شولر..... ۲-۴-۴
- ۸۱..... نمودار استیف..... ۳-۴-۴
- ۸۵..... شاخص اشباع..... ۴-۴-۴
- ۸۸..... بررسی تکامل ژئوشیمیایی دشت گیسور..... ۵-۴
- ۹۹..... بررسی اختلاط آب شور در نمونه‌های دشت گیسور..... ۱-۵-۴
- ۱۰۲..... مطالعات ایزوتوپی منابع آب دشت گیسور..... ۶-۴
- ۱۰۷..... ارزیابی منابع آب آبخوان گیسور از لحاظ کشاورزی..... ۷-۴
- ۱۰۸..... شاخص شوری..... ۱-۷-۴
- ۱۱۰..... درصد سدیم..... ۲-۷-۴
- ۱۱۱..... نسبت جذب سدیم..... ۳-۷-۴
- ۱۱۲..... نمودار ویلکاکس..... ۵-۷-۴
- ۱۱۳..... بررسی غلظت عناصر بالقوه سمی در نمونه‌های آب زیرزمینی دشت گیسور..... ۸-۴

۱۱۵..... ۴-۸-۱- محاسبه شاخص‌های آلودگی

۱۱۵..... ۴-۸-۱-۱- درجه آلودگی

۱۱۵..... ۴-۸-۱-۲- شاخص آلودگی فلزات سنگین

۱۱۶..... ۴-۹- شاخص کیفی آب

فصل پنجم: نتیجه‌گیری و پیشنهادها

۱۲۲..... ۵-۱- نتیجه‌گیری

۱۲۴..... ۵-۲- پیشنهادها

۱۲۵..... منابع

فهرست شکل‌ها

- شکل ۱-۱: منطقه مورد مطالعه و راه‌های دسترسی به آن..... ۴
- شکل ۲-۱: منحنی امپروترمیک دشت گیسور طی یک دوره ۱ ساله..... ۵
- شکل ۳-۱: واحدهای ساختاری-رسوبی ایران و موقعیت منطقه مورد مطالعه..... ۷
- شکل ۴-۱: نقشه زمین‌شناسی گیسور..... ۸
- شکل ۵-۱: محدوده آبخوان گیسور و موقعیت پیزومترها و چاه‌های بهره‌برداری..... ۱۷
- شکل ۱-۲: دامنه تغییرات مقادیر ایزوتوپ Br در منابع مختلف..... ۳۵
- شکل ۱-۴: موقعیت پیزومترها و نقشه هم‌پتانسیل دشت گیسور در خرداد ۱۳۹۰..... ۵۱
- شکل ۲-۴: موقعیت پیزومترها و نقشه هم‌پتانسیل دشت گیسور در خرداد ۱۳۹۶..... ۵۲
- شکل ۳-۴: نقشه هم‌افت دشت گیسور..... ۵۳
- شکل ۴-۴: تغییرات مکانی سطح آب زیرزمینی در مقطع غربی-شرقی..... ۵۴
- شکل ۵-۴: گروه‌بندی پیزومترها براساس رفتار سری زمانی تغییرات تراز سطح آب..... ۵۵
- شکل ۶-۴: تیسن‌بندی آبخوان دشت گیسور..... ۵۷
- شکل ۷-۴: هیدروگراف معرف دشت گیسور..... ۵۸
- شکل ۸-۴: نقشه تغییرات مقدار هدایت الکتریکی در دشت گیسور در سال ۱۳۹۰..... ۶۸
- شکل ۹-۴: نقشه تغییرات مقدار هدایت الکتریکی در دشت گیسور در سال ۱۳۹۶..... ۶۸
- شکل ۱۰-۴: تغییرات مکانی هدایت الکتریکی مقطع با جهت جنوب غربی-شمال شرقی..... ۷۰
- شکل ۱۱-۴: نقشه پراکندگی غلظت کلر در نمونه‌های آب دشت گیسور در خرداد ۱۳۹۰..... ۷۱

- شکل ۴-۱۲: نقشه هم‌سولفات دشت گیسور در سال ۱۳۹۶..... ۷۲
- شکل ۴-۱۳: غلظت یون کلسیم در نمونه‌های آب زیرزمینی دشت گیسور..... ۷۴
- شکل ۴-۱۴: پراکندگی غلظت یون منیزیم در نمونه‌های آب زیرزمینی دشت گیسور در سال ۱۳۹۶..... ۷۵
- شکل ۴-۱۵: غلظت یون سدیم در نمونه‌های آب زیرزمینی دشت گیسور..... ۷۶
- شکل ۴-۱۶: نمودار ستونی غلظت یون‌های اصلی در منابع آب دشت گیسور..... ۷۷
- شکل ۴-۱۷: نمودار پایپر مربوط به نمونه‌های آب زیرزمینی دشت گیسور..... ۷۹
- شکل ۴-۱۸: دیاگرام HFE برای نمونه‌های آب زیرزمینی دشت گیسور..... ۸۰
- شکل ۴-۱۹: نمودار شولر نمونه‌های آب در دشت گیسور..... ۸۱
- شکل ۴-۲۰: نمودار استیف منابع آب دشت گیسور..... ۸۲
- شکل ۴-۲۱: مقادیر شاخص اشباع در منابع آب دشت گیسور در سال ۱۳۹۶..... ۸۷
- شکل ۴-۲۲: رابطه نمایه‌های اشباع کلسیت در مقابل دولومیت در منابع آب دشت گیسور..... ۸۸
- شکل ۴-۲۳: نسبت یونی Na به Cl در آب‌های زیرزمینی..... ۸۹
- شکل ۴-۲۴: رابطه بین غلظت عناصر با هدایت الکتریکی در دشت گیسور..... ۹۰
- شکل ۴-۲۵: نسبت بین غلظت I/Cl به Cl در نمونه‌های آب زیرزمینی..... ۹۱
- شکل ۴-۲۶: رابطه بین Cl با Br در نمونه‌های آب زیرزمینی منطقه گیسور..... ۹۲
- شکل ۴-۲۷: رابطه بین Na با Br در نمونه‌های آب زیرزمینی منطقه گیسور..... ۹۲
- شکل ۴-۲۸: رابطه بین Li/Cl به Br/Cl در نمونه‌های آب زیرزمینی دشت گیسور..... ۹۳
- شکل ۴-۲۹: رابطه Ca با SO₄ در منابع آب مختلف دشت گیسور..... ۹۴
- شکل ۴-۳۰: رابطه Mg با SO₄ در منابع آب مختلف دشت گیسور..... ۹۴
- شکل ۴-۳۱: رابطه HCO₃ با SO₄ در منابع آب مختلف گیسور..... ۹۵
- شکل ۴-۳۲: نسبت Ca+Mg در مقابل SO₄+HCO₃ در منابع آب مختلف دشت گیسور..... ۹۶
- شکل ۴-۳۳: رابطه بین Ca+Mg/SO₄+HCO₃ در مقابل نسبت Na/Cl در نمونه‌های آب زیرزمینی دشت گیسور..... ۹۷

- شکل ۴-۳۴: رابطه بین شاخص اشباع ژیبس به تغییرات غلظت سولفات در نمونه‌های آب زیرزمینی دشت گیسور..... ۹۸
- شکل ۴-۳۵: رابطه بین اشباع کلسیت به تغییرات غلظت سولفات در نمونه‌های آب زیرزمینی دشت گیسور..... ۹۸
- شکل ۴-۳۶: رابطه بین شاخص اشباع دولومیت با تغییرات غلظت سولفات در نمونه‌های آب زیرزمینی دشت گیسور..... ۹۹
- شکل ۴-۳۷: بررسی فرآیند اختلاط در گروه‌های مختلف منابع آب دشت گیسور..... ۱۰۲
- شکل ۴-۳۸: مقادیر نسبت ایزوتوپ ^2H در مقابل ^{18}O در نمونه‌های آب دشت گیسور..... ۱۰۳
- شکل ۴-۳۹: ارتباط بین ^{18}O با غلظت کلر در نمونه‌های آب..... ۱۰۴
- شکل ۴-۴۰: ارتباط بین مقادیر ^{81}Br با ^{37}Cl در نمونه‌های آب دشت گیسور..... ۱۰۵
- شکل ۴-۴۱: نسبت بین ^{37}Cl با Cl در نمونه‌های آب دشت گیسور..... ۱۰۶
- شکل ۴-۴۲: پراکندگی ^{37}Cl در دشت گیسور و مقایسه با دنیا..... ۱۰۶
- شکل ۴-۴۳: پراکندگی مقادیر ^{81}Br در دشت گیسور و نمونه‌های آب‌های کم‌عمق و عمیق نفتی دنیا..... ۱۰۷
- شکل ۴-۴۴: موقعیت نمونه‌های آب زیرزمینی دشت گیسور نسبت به شاخص شوری..... ۱۱۰
- شکل ۴-۴۵: نمودار نسبت جذب سدیم در مقابل هدایت الکتریکی در منابع آب دشت گیسور..... ۱۱۲
- شکل ۴-۴۶: تعیین کیفیت آب برای کشاورزی به کمک دیاگرام ویلکاکس برای منابع آب زیرزمینی..... ۱۱۳

فهرست جداول

- جدول ۱-۱: آمار بارندگی و درجه حرارت مربوط به دوره یک ساله (۱۳۹۵-۱۳۹۴)..... ۶
- جدول ۱-۴: مختصات و ارتفاع سطح ایستابی در پیزومترها در خرداد ۱۳۸۲ و ۱۳۹۵..... ۴۹
- جدول ۲-۴: حجم خروجی آب زیرزمینی از آبخوان..... ۶۱
- جدول ۳-۴: خلاصه اجزاء بیلان آبخوان آبرفتی گیسور..... ۶۲
- جدول ۴-۴: نتایج آنالیز کیفی منابع دشت گیسور آبان ماه ۱۳۹۶..... ۶۴
- جدول ۵-۴: نتایج آنالیز کیفی عناصر فرعی و مقادیر ایزوتوپ‌های ^{18}O و ^2H نمونه‌های دشت گیسور برحسب ppm..... ۶۵
- جدول ۶-۴: جدول نمایه‌های اشباع نمونه‌های آب دشت گیسور..... ۸۶
- جدول ۷-۴: درصد اختلاط و مقادیر غلظت یون‌های اصلی در فرآیند اختلاط..... ۱۰۱
- جدول ۸-۴: رده‌بندی آب زیرزمینی براساس شوری و ارزیابی کیفیت آن در آبیاری..... ۱۰۸
- جدول ۹-۴: جدول طبقه‌بندی آب براساس درصد سدیم..... ۱۱۱
- جدول ۱۰-۴: غلظت عناصر بالقوه سمی اندازه‌گیری شده در نمونه‌های آب دشت گیسور (ppb)..... ۱۱۴
- جدول ۱۱-۴: مقادیر شاخص آلودگی برای نمونه‌های آب زیرزمینی دشت گیسور..... ۱۱۶
- جدول ۱۲-۴: وزن‌دهی به پارامترهای شاخص کیفی براساس اهمیت هر پارامتر..... ۱۱۷
- جدول ۱۳-۴: مقادیر WQI و رده‌بندی سازمان بهداشت جهانی..... ۱۱۸
- جدول ۱۴-۴: نتایج حاصل از محاسبه شاخص کیفی (WQI)..... ۱۱۹

فصل اول:

مقدمه

۱-۱- بیان مسئله و هدف از انجام تحقیق

عمده منابع آب مصرفی در ایران مربوط به آب‌های زیرزمینی می‌باشد، که در حدود ۷۷/۸ درصد مصارف شرب، صنعت و کشاورزی را تأمین می‌کند. عمده دشت‌های موجود در مناطق مرکزی و خشک و نیمه-خشک، جزء دشت‌های بحرانی و فوق بحرانی است. در این مناطق وجود اقلیم‌های نیمه خشک و خشک به دلیل بارندگی کم، وقوع خشکسالی‌های دراز مدت و نبود رودخانه‌های دائمی سبب شده تا بیش از ۹۰ درصد نیاز آبی آن از طریق سفره‌های آب زیرزمینی تأمین گردد. آب‌های سفره‌های آبرفتی در مقایسه با مناطق کارستی بیشتر در معرض آلودگی و کاهش کیفیت قرار گرفته‌اند.

یکی از عوامل مهم در کاهش کیفیت آب سفره‌های زیرزمینی، اضافه برداشت می‌باشد که می‌تواند باعث به هم ریختن رفتار هیدروژئولوژی دشت و تغییر الگوی جریان آب زیرزمینی و در نتیجه نفوذ آب شور از منشأهای مختلف گردد. منشأهای احتمالی آب‌های شور به شرح زیر تشخیص داده شده است: ۱- آب ذاتی ۲- آب حاصل از تبخیر آب دریا ۳- آب حاصل از تبخیر آب‌های زیرزمینی در نزدیک سطح زمین ۴- انحلال سنگ‌های تبخیری ۵- آب حاصل از فیلتر شدن آب توسط رس‌ها ۶- فاضلاب و آب برگشتی کشاورزی ۷- نمک‌های مورد استفاده در جاده‌ها ۸- اختلاط آب‌های شور و شیرین ۹- کفه‌های نمکی در مناطق خشک و کویری. سفره‌هایی که در مجاور دریا، دریاچه‌های شور، گنبد‌های نمکی و کفه نمکی به خصوص در مناطق خشک قرار دارند بیشتر در معرض خطر کاهش کیفیت و افزایش شوری آب قرار دارند. با توجه به اینکه منشأ شوری در مجاور آب شیرین قرار گرفته است، اضافه برداشت از آب شیرین می‌تواند نظم و تعادل بین این دو آب شیرین و شور را به هم زده و باعث نفوذ آب شور به داخل مخزن آب شیرین گردد. مدیریت این گونه سفره‌ها در جهت کنترل کیفیت آن امری بسیار مهم و کلیدی است.

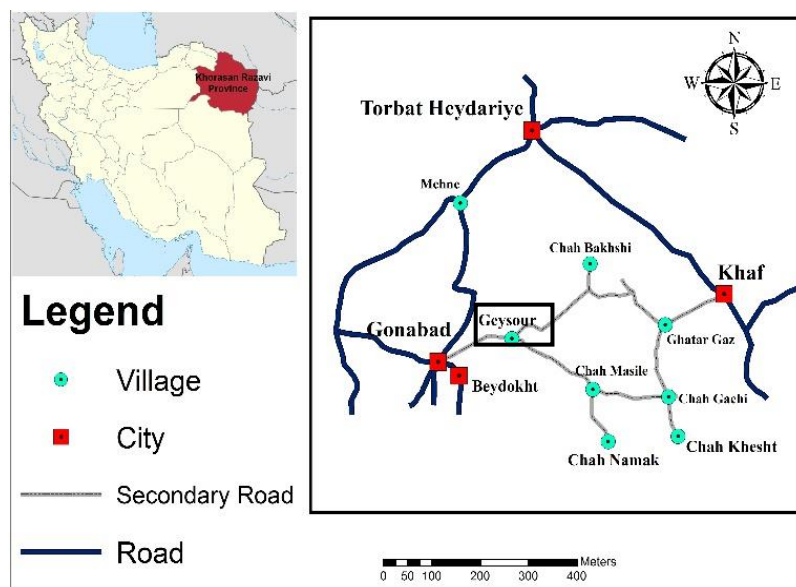
برداشت بی‌رویه از آبخوان‌های آبرفتی استان خراسان رضوی طی چند دهه اخیر مشکلات فراوانی از قبیل افت آب، بهم ریختگی الگوی طبیعی جریان، کاهش ضخامت اشباع آبخوان و نشست زمین، معکوس شدن جهت جریان آب، پیشروی جبهه آب شور و در نهایت مرگ برخی آبخوان‌ها را شامل شده است. براین مبنا، برداشت آب در دشت‌های دارای آبخوان شور و شیرین تأمین کننده آب شرب شهری مانند دشت گیسور می‌بایستی مورد توجه جدی قرار گیرد. یکی از مشکلات عمده این آبخوان علاوه بر مشکل کمبود منابع آب و افت شدید آبخوان، کاهش کیفیت منابع آب زیرزمینی در نتیجه هجوم آب‌های شور اطراف دشت می‌باشد.

دشت گیسور در جنوب استان خراسان رضوی و در پهنه ساختاری ایران مرکزی قرار دارد. استحصال آب زیرزمینی در این دشت از طریق چاه‌های بهره‌برداری عمیق صورت می‌گیرد. چاه‌های بهره‌برداری عمدتاً در بخش‌های شرق، شمال شرق و شمال غرب دشت تمرکز یافته‌اند. به دلیل اینکه تنها منبع آب در دسترس این منطقه، منابع آب زیرزمینی می‌باشد، بررسی و مطالعه وضعیت هیدرولوژیکی و تغییرات کیفیت منابع آب زیرزمینی آن از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. بنابراین شناخت دقیق مسیرهای هجوم آب شور و همچنین مکانیزم شور شدن آبخوان در راستای مدیریت مناسب منابع آب منطقه بسیار اهمیت دارد. هدف از انجام این پژوهش مطالعه ویژگی‌های هیدروژئولوژی، هیدروژئوشیمیایی و بررسی منشأ و مکانیزم شور شدن آب زیرزمینی در دشت گیسور می‌باشد.

۱-۲- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و راه‌های ارتباطی

دشت گیسور در محدوده جغرافیایی $58^{\circ} 58/5'$ تا $59^{\circ} 42'$ طول شرقی و $33^{\circ} 55'$ تا $34^{\circ} 54'$ عرض شمالی در استان خراسان رضوی واقع شده است و بخشی از حوضه آبریز کویر مرکزی را شامل می‌شود. محدوده مورد مطالعه با روند کلی شمالی- جنوبی دارای وسعتی معادل $2407/2$ کیلومتر مربع می‌باشد

که آبخوان دشت گیسور ۱۱۷۶ کیلومتر مربع آن را شامل می‌شود. شکل (۱-۱) موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. با استفاده از جاده‌های ارتباطی مشهد- تربت حیدریه- گناباد- گیسور و تربت حیدریه- خواف- باغ بخشی- گیسور می‌توان به تمامی بخش‌های ارائه شده محدوده مطالعاتی دسترسی پیدا کرد.

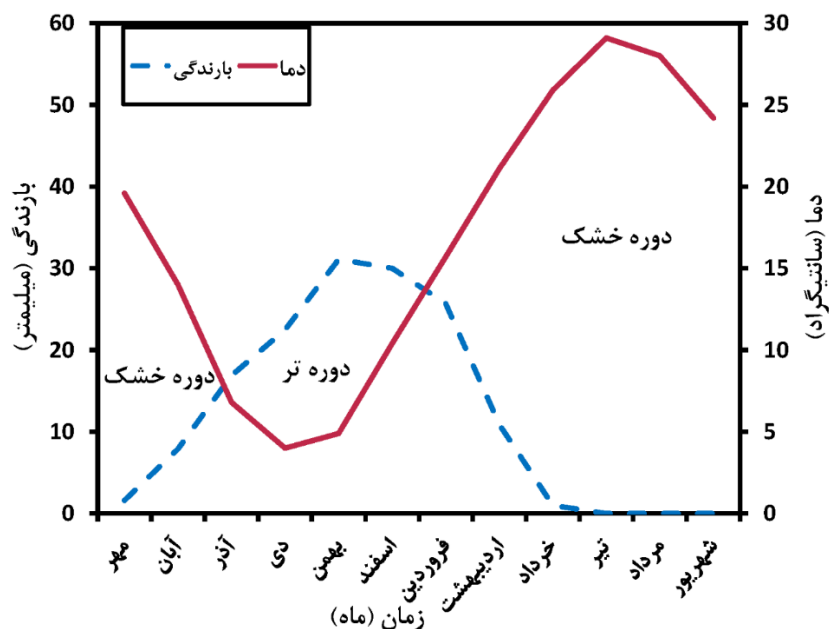


شکل ۱-۱: منطقه مورد مطالعه و راه‌های دسترسی به آن

۱-۳- آب و هوای منطقه

بررسی پارامترهای هواشناسی از قبیل بارندگی، حرارت در شناسایی منابع آب بسیار مؤثرند. براساس مطالعات انجام شده، توده‌های هوایی که منطقه خراسان رضوی را تحت تأثیر قرار می‌دهند به طور عمده مربوط به توده‌های مدیترانه‌ای، توده‌های رطوبتی دریای خزر و توده‌های سرد و خشک سیبریایی می‌باشد. موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه به گونه‌ای است که احتمال برخورداری از هر سه توده‌ی رطوبتی می‌رود، اما بیشترین تأثیر را توده‌های رطوبتی مدیترانه‌ای و دریای مازندران بر منطقه گذاشته و تأمین کننده اصلی ریزش‌های جوی منطقه مطالعاتی می‌باشند. در برآورد پارامترهای هواشناسی از آمار و

اطلاعات مربوط به ایستگاه‌های موجود در دشت گیسور گناباد برای ارزیابی آب و هوای منطقه استفاده شد. انتخاب ایستگاه‌ها به صورتی بوده است که تا حد امکان به منطقه مورد مطالعه نزدیک بوده و همچنین از نظر اقلیمی تفاوت چندانی با محدوده مورد نظر نداشته باشد. با توجه به آمار ارائه شده در ایستگاه‌ها، بخش عمده نزولات جوی در فاصله ماه‌های بهمن تا پایان فروردین اتفاق می‌افتد. حداقل و حداکثر مقدار دما به ترتیب مربوط به ماه‌های دی و تیر می‌باشد. در جدول (۱-۱) مقادیر درجه حرارت ماهیانه برای دوره یک ساله ایستگاه گیسور نمایش داده شده است. براساس آمار ارائه شده، نمودار امپروترمیک برای ایستگاه گیسور رسم گردید. با توجه به نمودار مذکور، در زمان‌هایی که میانگین بارندگی بالاتر از میانگین دما است، فصل تر و در غیر این صورت فصل خشک اتفاق می‌افتد. با توجه به منحنی امپروترمیک دشت گیسور (۱-۲) ماه‌های آذر تا پایان فروردین ماه فصل تر و بقیه ماه‌ها دوره خشک هستند. میانگین دمای سالیانه ۱۶/۹۷ درجه سانتی‌گراد و متوسط بارندگی در محدوده دشت ۱۴۷/۶ میلی‌متر در منطقه می‌باشد. نمودار امپروترمیک قرارگیری دشت گیسور در اقلیم خشک تا نیمه‌خشک را تأیید می‌کند.



شکل ۱-۲: منحنی امپروترمیک دشت گیسور طی یک دوره ۱ ساله

جدول ۱-۱: آمار بارندگی و درجه حرارت مربوط به دوره یک ساله (۱۳۹۴-۱۳۹۵) برگرفته از اطلاعات اداره آب منطقه‌ای استان خراسان رضوی

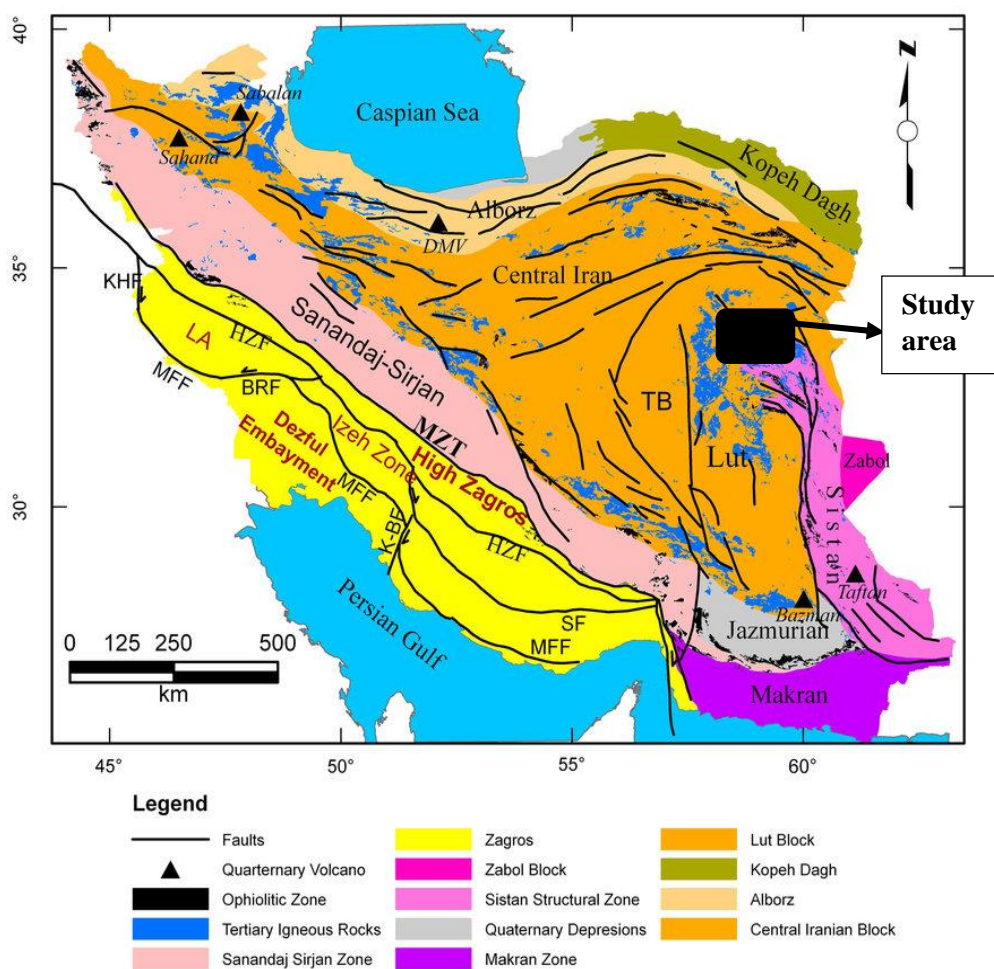
| زمان | دما (درجه سانتی- گراد) | بارندگی (میلی- متر) |
|----------------|---------------------------|------------------------|
| مهر | ۱۹/۶ | ۱/۶ |
| آبان | ۱۴/۰ | ۷/۹ |
| آذر | ۶/۸ | ۱۶/۹ |
| دی | ۴/۰ | ۲۲/۵ |
| بهمن | ۴/۹ | ۳۱/۱ |
| اسفند | ۱۰/۴ | ۳۰/۰ |
| فروردین | ۱۵/۷ | ۲۵/۷ |
| اردیبهشت | ۲۱/۱ | ۱۰/۹ |
| خرداد | ۲۵/۹ | ۱/۰ |
| تیر | ۲۹/۱ | ۰ |
| مرداد | ۲۸/۰ | ۰ |
| شهریور | ۲۴/۲ | ۰ |
| میانگین سالانه | ۱۶/۹۷ | ۱۴۷/۶ |

۴-۱- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

گستره‌ی ایران زمین در بخش میانی نوار چین خورده‌ی آلپ هیمالیا جای گرفته است. اشتوکلین (Stocklin, 1968) پهنه‌ی ایران را به ۹ زون زمین‌شناسی - ساختاری به شرح ذیل تقسیم نموده است:

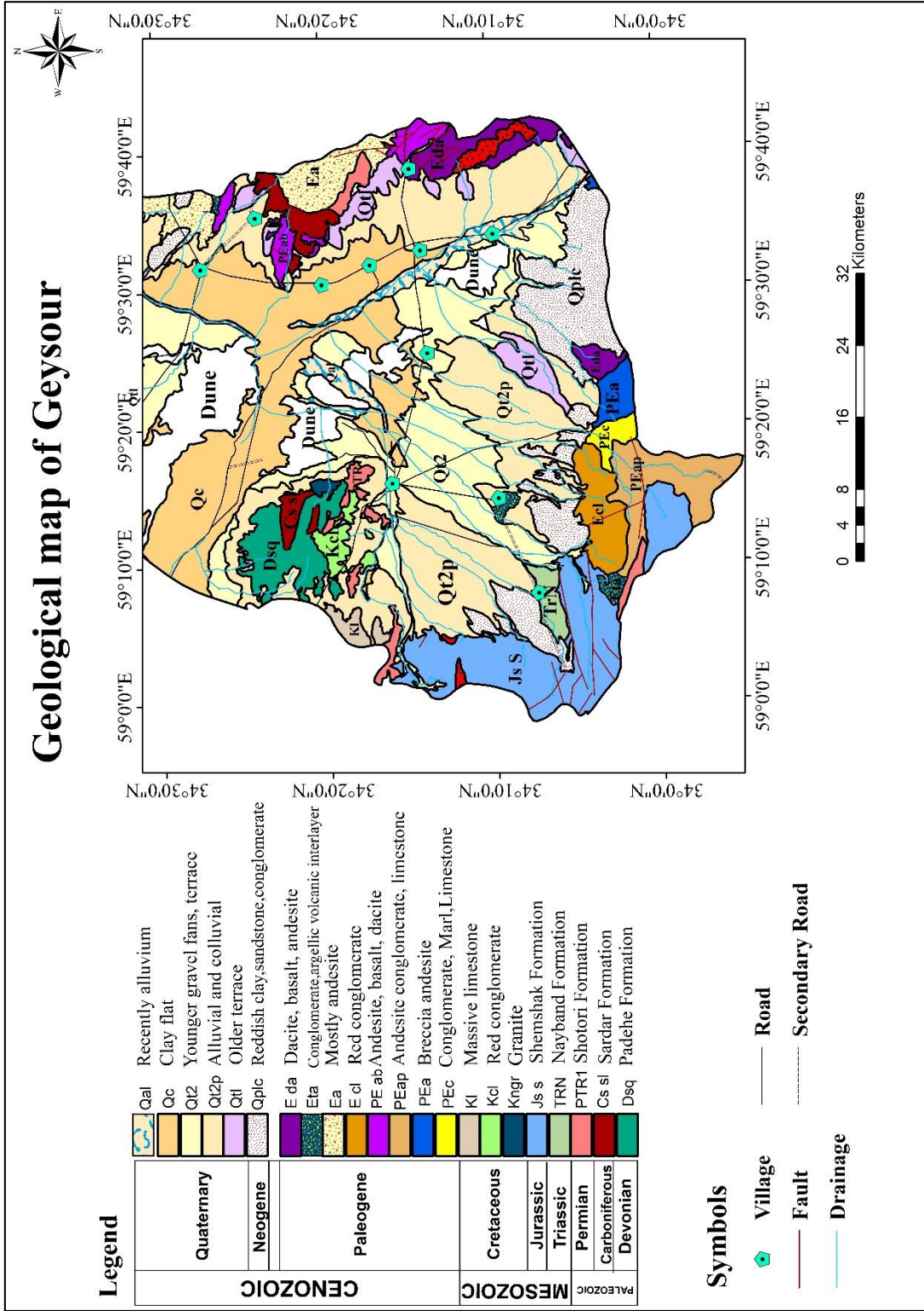
(۱) کپه داغ، (۲) البرز، (۳) ایران مرکزی، (۴) سنندج - سیرجان، (۵) زاگرس رورانده، (۶) زاگرس چین خورده، (۷) دشت خوزستان، (۸) بلوک لوت، (۹) زون مکران و شرق ایران (شکل ۱-۳).

محدوده مورد مطالعه در پهنه ساختاری ایران مرکزی قرار دارد (شکل ۱-۴). واحدهای سنگی منطقه به دوران‌های پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک تعلق دارند. قدیمی‌ترین واحد سنگی محدوده مطالعاتی، سنگ‌های شیلی و کوارتزیتی به سن دونین و جوان‌ترین واحد سنگی نیز، شامل تپه‌های ماسه‌ای و آبرفت-های رودخانه‌ای عهد حاضر می‌باشد. محدوده مورد مطالعه در بخش شمال خاوری بلوک لوت جای می‌گیرد، بنابراین تحولات ساختاری آن نیز بایستی متأثر از تحولات ساختاری بلوک لوت باشد.



شکل ۱-۳: واحدهای ساختاری-رسوبی ایران و موقعیت منطقه مورد مطالعه

اقتباس از (Stocklin, ۱۹۶۸) با کمی تغییرات



شکل ۱-۴- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دشت گیسور (نبوی، ۱۳۷۹)

۱-۵- چینه شناسی منطقه مورد مطالعه

محدوده گیسور از سازندها و واحدهای سنگی متنوع از دونین تا عهد حاضر تشکیل شده است. براساس نقشه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ نقشه گناباد، قدیمی‌ترین واحد سنگی مربوط به سازند پادها و جدیدترین واحد مربوط به آبرفت‌های کواترنری می‌باشد.

۱-۵-۱- دوران پالئوزوئیک

در این دوران محدوده مورد مطالعه منحصر به رسوبات دونین، کربونیفر و پرمین بوده که رخنمون آن‌ها با سازندهای پادها، سردر و شتری می‌باشد.

واحد Dsq (سازند پادها): این واحد متشکل از شیل‌های سبز و کوارتزیت به‌همراه میان لایه‌هایی از آهک به سن دونین می‌باشد.

واحد Cs sl (سازند سردر): این واحد متشکل از شیل‌های چین‌خورده خاکستری مایل به آبی تیره تا سبز زیتونی با لایه‌بندی نازک تا متوسط، ماسه‌سنگ‌های با رنگ هوازدگی خاکستری مایل به سبز، به طور محلی کنگلومرای در طبقاتی به ضخامت چند دسی متری تا چند متری و میان لایه‌های سنگ آهکی ماسه‌ای ریز دانه است. همه سنگ‌های یاد شده دچار یک دگرگونی ناحیه‌ای بسیار ضعیفی شده‌اند و در شیل‌ها و ماسه‌سن‌ها فولیاسیون ضعیفی به‌وجود آمده است (درویش‌زاده، ۱۳۷۱).

واحد PTR1 (سازند شتری): سازند شتری به سن پرمین بوده و آغاز این سازند با واحدهای آهکی خاکستری تیره رنگ و بسیار نازک لایه به ضخامت ۵۰ متر است. بر روی آن واحدی نسبتاً ضخیم از دولومیت زرد تا قهوه‌ای رنگ متوسط لایه قرار دارد. ضخامت این بخش نزدیک به ۲۵۰ متر است. پس از آن مجموعه‌ای شامل آهک و دولومیت متوسط تا ضخیم لایه به رنگ خاکستری تیره جای می‌گیرد که ضخامت آن به‌دلیل بهم‌ریختگی مجموعه، قابل اندازه‌گیری نیست.

۱-۵-۲- دوران مزوزوئیک

در این دوران رسوبات مربوط به زمان‌های تریاس و ژوراسیک با سازندهای نایبند و شمشک برونزد داشته و واحدهای سنگی دیگر متعلق به دوران کرتاسه می‌باشند.

واحد TRN (سازند نایبند): سازند نایبند به سن تریاس، در یک توالی از پایین به بالا شامل آهک شیلی با رنگ روشن، آهک ضخیم لایه به رنگ تیره، تناوب آهک نازک لایه، آهک شیلی، ماسه‌سنگ نازک لایه تا متوسط لایه، آهک اینتراکلاستی و آهک آنکوئیددار نازک لایه به رنگ خاکستری تیره تا روشن است. درزه‌ها به طور عمده از نوع کششی می‌باشد که با بازشدگی و تشکیل رگه‌های کلسیتی در امتداد آن‌ها همراه بوده است.

سازند شمشک (JSS): سازند شمشک به سن ژوراسیک از واحدهای سنگی شیل‌های تیره‌رنگ با بین لایه‌های ماسه‌سنگی تشکیل شده است. سازند شمشک در محیط دریایی کم ژرفا نهشته شده است (درویش‌زاده، ۱۳۷۱).

واحدهای سنگی کرتاسه در منطقه مورد مطالعه عبارتند از:

واحد سنگی Kgr که شامل سنگ‌های آذرین گرانیتی می‌باشد.

واحد سنگی Kcl که از کنگلومراهای قرمز رنگ تشکیل شده است.

واحد سنگی (KI): این واحد شامل سنگ آهک هیپوریت‌دار، آهک ماسه‌ای و آهک اینتراکلاستی به رنگ کرم تا قهوه‌ای و لایه‌بندی متوسط تا ضخیم است. فسیل‌های موجود در این مجموعه سن کرتاسه بالایی را برای آن مشخص می‌کند.

۱-۵-۳- دوران سنوزوئیک

واحدهای سنگی با سن پالتوسن تا ائوسن، شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی نیمه‌عمیق و نفوذی و سنگ‌های رسوبی آواری است. سن یا محدوده سنی دقیقی برای سنگ‌های آذرین نمی‌توان مشخص کرد ولی با توجه به این که مجموعه بر روی واحد سنگی با سن کرتاسه بالایی قرار دارد و واحد سنگی با سن میوسن بر روی آن قرار گرفته‌اند، بنابراین محدوده سنی پالتوسن تا ائوسن را برای آن‌ها در نظر گرفته‌اند. واحدهای سنگی پالتوسن و ائوسن زیرین عبارتند از:

واحد PEc که متشکل از کنگلومرا و ماسه‌سنگ می‌باشد.

واحد PEa: رخنمون این واحد سنگی با آندزیت‌های خاکستری رنگ و آندزیت‌های برشی و پورفیری می‌باشد.

واحد PEap: واحد سنگی مذکور با لیتولوژی کنگلومرا و آهک، قابل مشخص می‌شود.

واحد PEab: متشکل از آندزیت و بازالت و داسیت است.

واحد PEIK: از میکرایت‌های دریاچه‌ای تشکیل شده است.

واحد Ecl: این واحد متشکل از کنگلومراهای قرمز رنگ بوده و مربوط به زمان ائوسن می‌باشد.

واحد Ea: این واحد شامل سنگ آذرآواری آگلومرا با رنگ سبز تیره تا قرمز به همراه توف است. قطعات تشکیل دهنده آگلومرا شامل تراکی آندزیت و کوارتز تراکی آندزیت می‌باشد که نتیجه فوران آتشفشانی با ترکیب حدواسط است.

واحد Eta: واحد Eta از کنگلومرا و آرژیلیت تشکیل شده است.

واحد Eda: رخنمون این واحد سنگی به صورت واحدهای آذرین داسیت و بازالت می‌باشد.

واحد Qplc: این واحد شامل تناوب کنگلومرا و ماسه‌سنگ به رنگ قرمز روشن است. قطعات تشکیل‌دهنده کنگلومرا شامل سنگ‌هایی با سن پالئوزوئیک، مزوزوئیک و آتشفشانی سنوزوئیک است که توسط سیمانی نسبتاً سست در کنار هم جای گرفته‌اند. این واحد در سطح منطقه به شکل تپه ماهورهای منفرد و کم‌شیب دیده می‌شود.

واحد Qt1: این واحد شامل پادگانه‌های آبرفتی سخت‌نشده و قدیمی است. این نهشته‌ها شامل ماسه و ذرات سخت‌نشده است که در ارتفاعات و کناره‌های دشت و در پای دامنه ارتفاعات، بر اثر فرسایش سنگ‌های قدیمی‌تر به جای مانده است.

واحد Qc1: این رسوبات شامل رس و سیلت سخت‌نشده به رنگ قرمز هستند و بیشترین گسترش آن در حاشیه دشت‌ها است. این انباشته‌های آواری حاصل فرسایش ارتفاعات هستند که توسط سیلاب‌ها و جریان‌های سیلابی حمل و در قسمت‌هایی از دشت که سیلاب‌ها فروکش کرده‌اند نهشته شده‌اند. نهشته‌های یاد شده فاقد لایه‌بندی، و به صورت توده‌ای هستند.

واحد Qt2: این نهشته‌ها در سطحی پست‌تر و با دانه‌بندی ریزتری نسبت به واحد Qt1 پیدایش یافته است، ولی در سطوح گوناگون توپوگرافی قرار گرفته‌اند. این نهشته‌ها شامل نهشته‌های مخروط افکنه‌ای کوتاه و ته‌نشست‌های سخت‌نشده قله‌دار است، که بخشی از دشت ناحیه مورد بررسی را پوشش می‌دهد. ستبرای این نهشته‌ها متغیر بوده و به چندین متر می‌رسد.

واحد Qc: این واحد شامل پهنه‌های گلی و باتلاقی است. در بخشی از دشت که کمترین ارتفاع را داراست جریان‌های سطحی حاصل از نزولات جوی زهکشی شده و در سطح زمین جاری می‌شوند. این آب سبب ایجاد باتلاق و پهنه گلی در این مناطق می‌شود.

واحد Qal: انباشته‌های آواری که توسط رودخانه‌های دائمی و فصلی و یا سیلاب‌ها حمل شده و در طول کانال‌ها و مجاری عبور آب برجای گذاشته می‌شوند. اندازه آن‌ها از حد ماسه تا قلوه سنگ متفاوت است (گزارش ممنوعیت دشت گیسور، ۱۳۹۰).

۱-۶- زمین‌شناسی ساختمانی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه بخشی از بلوک لوت است که بلوک لوت خود بخشی از خرده قاره شرق ایران به‌شمار می‌آید. نیاز به یادآوری است که برخی نیز بلوک لوت را واحدی مستقل در زمین‌شناسی ایران می‌دانند. به‌طور کلی، بلوک لوت واحد سخت‌شده‌ای است که سخت شدن آن را می‌توان در رابطه با کوهزایی سیمیرین دانست (درویش‌زاده، ۱۳۷۱). الگوی ساختاری و تکتونیک حوضه‌ی آبریز دشت جنوبی گیسور نیز تابعی از تکتونیک شمال شرق بلوک لوت در زون ایران مرکزی می‌باشد. از آنجاکه چین‌خوردگی‌ها در ارتفاعات شرقی دشت در مقیاس کوچک و در ارتفاعات جنوبی و غربی دشت با طول کم می‌باشد، وقایع زمین‌ساختی حوضه آبگیر در قالب گسل بررسی شده است. بررسی ساختمان‌های چین‌خورده در منطقه، روند همگانی آن‌ها را مشخص می‌سازند.

راستای محور چین‌خوردگی‌ها به‌طور غالب، خاوری - باختری است. به‌طور کلی سیستم گسل‌های موجود در ارتفاعات و تکتونیک حاکم، سبب ایجاد درز و شکستگی در واحدهای آتشفشانی شده است. بنابراین

ضمن عدم نفوذ آب در واحدهای سنگی این ارتفاعات، انتقال آب از مسیر گسل‌های با روند NE-SW به سمت آبخوان نیز منتفی می‌باشد و سیستم درز و شکستگی‌های این ارتفاعات نقشی در ذخیره آب سازندی و سیستم گسلی نقشی در تغذیه آبخوان آبرفتی ندارد. گسل‌های ارتفاعات جنوبی اغلب از نوع امتدادلغز (راست‌گرد و چپ‌گرد) و گسل تراستی با روندهای متقاطع NE-SW، NW-SE و W-E در کنتاکت بین رخساره‌های رسوبی و نفوذی وجود دارد. باتوجه به نقشه‌های زمین‌شناسی، گسل‌های امتدادلغز و تراستی با روند شرقی-غربی در ارتفاعات جنوبی دشت، فراوانی و طول زیادی دارد که اغلب سبب جابجایی امتدادی شده است. باتوجه به مشخصات سنگ‌شناسی واحدهای سنگی در ارتفاعات جنوبی و تنوع رخساره‌ها و لیتولوژی، واحدهای سنگی فاقد ذخایر آب زیرزمینی و گسل‌های موجود نیز نقشی در انتقال منابع آب ندارد. عدم ظهور چشمه‌های با آبدهی قابل توجه و منشأ سازند سخت در گستره واحدهای سنگی کربناته و غیر کربناته حوضه آبریز از دلایل دیگر فقر ذخایر آب زیرزمینی در سازندهای سخت می‌باشد.

۱-۷- زمین‌ریخت‌شناسی منطقه مورد مطالعه

با توجه به جایگاه زمین‌شناسی حوضه آبریز دشت و تکتونیک حاکم بر شکل کنونی حوضه، ارتفاعات شرقی حوضه (ارتفاعات کیبر کوه در شرق دشت) متأثر از ماگماتیسم توده گرانیتوئیدی زوزن و ارتفاعات جنوب و غرب حوضه مربوط به بخش شمال شرقی بلوک لوت می‌باشد. براین اساس زمین‌ریخت‌شناسی منطقه بر مبنای ساختار زمین‌شناسی منطقه تکوین یافته است. ارتفاعات گیسور به‌لحاظ زمین‌ریخت‌شناسی، از پوشش گیاهی ضعیفی برخوردار است. الگوی زهکشی آبراهه اصلی در ۲۲ زیرحوضه به سمت غرب و تنها در زیر حوضه‌های آبریز مه‌آباد جدید و باغ بخشی به سمت شمال می‌باشد. حداکثر ارتفاع به میزان ۱۹۷۵ متر از سطح دریا در شمال چاه‌های شرب گناباد در کیبر بزرگ و ۲۱۳۵ متر از سطح دریا در ارتفاعات جنوبی واقع شده است. کوه‌های مهم این ارتفاعات شامل کیبر بزرگ، کیبر کوچک، اشتران، کمرسرخ می‌باشد. ارتفاع متوسط دشت گیسور از سطح دریا به میزان ۱۴۶۴ متر از سطح دریا و میانگین طول آبراهه

اصلی این زیر حوضه ۹/۶ کیلومتر می باشد. علاوه بر ارتفاعات شرقی، جنوبی و غربی پیرامون دشت، ارتفاعات منفرد آهکی و تپه ماهوری در شمال غربی گیسور پراکندگی دارد. مخروط افکنه در بخش شرقی دشت گیسور و عاملی برای کیفیت مناسب آب در محدوده شرقی می باشد. همچنین کفه نمکی در پست ترین نواحی دشت گیسور وجود دارد. این نهشته ها به سبب تبخیر آب های سطحی و رسوب زایی نمک در سطح زمین، بر روی تصویر ماهواره ای با رنگ متمایل به سفید مشخص و فاقد پوشش گیاهی است.

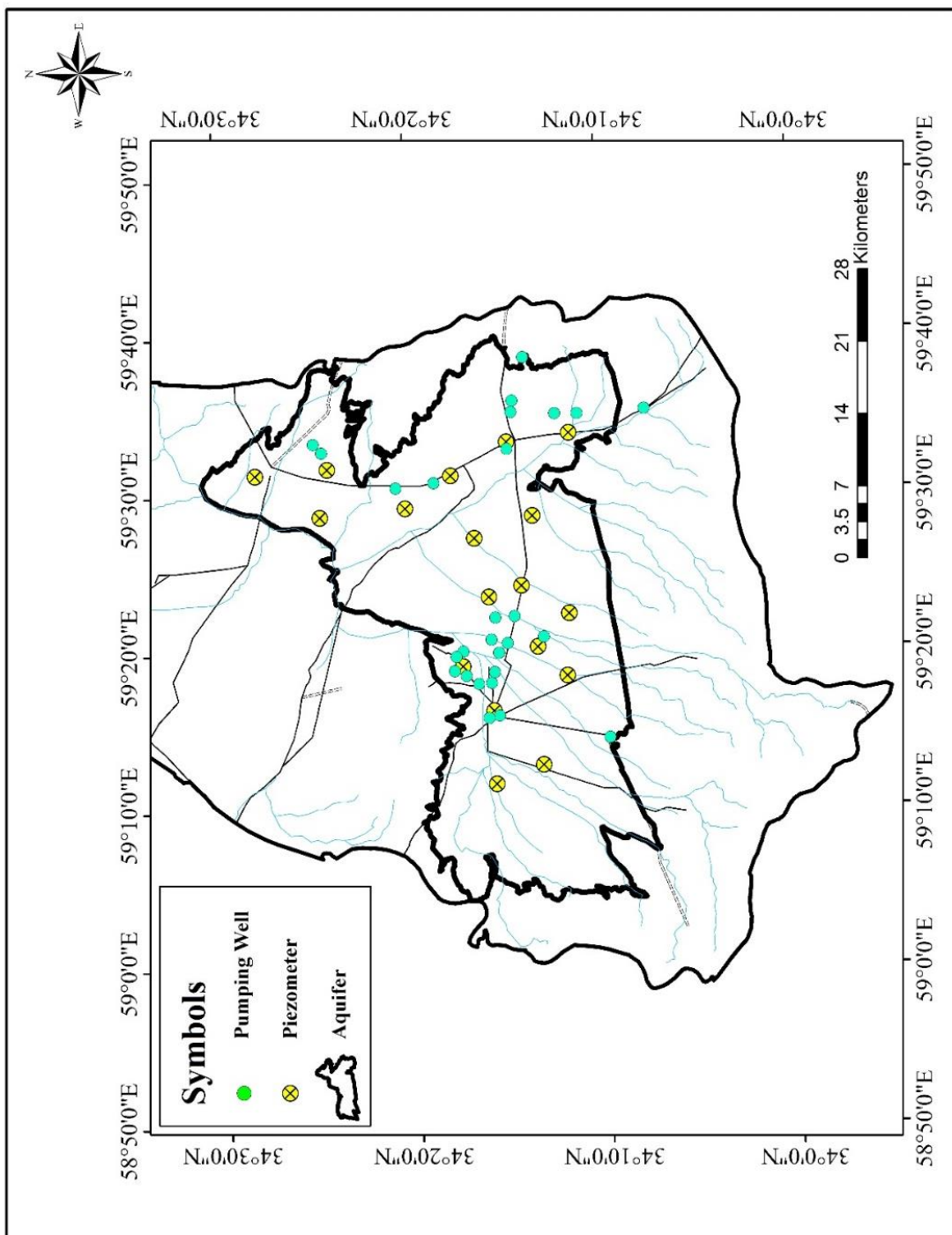
۸-۱- هیدرولوژی منطقه مورد مطالعه

مهم ترین رودخانه های دشت گیسور رودخانه تشکیل شده از مسیل های منشعب از دامنه های غربی ارتفاعات آذرین کبیرکوه با روند (شمالی-جنوبی) واقع در بخش شرق و شمال شرقی دشت گیسور می باشد. جریانات سطحی به صورت فصلی بوده و تاثیر چندانی بر تغذیه آبخوان گیسور نخواهد داشت.

۹-۱- هیدروژئولوژی منطقه مورد مطالعه

با توجه به مطالعات اکتشافی، محدوده مطالعاتی دارای آبخوان مجزا در قسمت مرکزی دشت می باشد. در آبخوان مذکور که گسترش وسیعی دارد ۱۸ حلقه پیزومتر حفر شده است. جهت عمومی جریان آب زیرزمینی در سفره های آب زیرزمینی با کمک رسم نقشه هم پتانسیل تعیین گردید. حداکثر ارتفاع سطح آب زیرزمینی گیسور جنوبی در بخش غربی آبخوان و حداقل ارتفاع آب زیرزمینی در بخش شمال شرقی آبخوان می باشد، بنابراین آب زیرزمینی تحت تاثیر این اختلاف ارتفاع به طور کلی به سمت بخش های شرقی و شمالی در جریان است. با توجه به اطلاعات حاصل از لاگ های زمین شناسی جنس آبرفت در دشت گیسور متناوب بوده و دارای

دانه‌بندی متفاوت از ریگ تا رس می‌باشد. با توجه به ستون زمین‌شناسی چاه‌ها و موقعیت آن-ها می‌توان به این نتیجه رسید که دانه‌بندی از غرب محدوده به سمت قسمت‌های شرقی و شمال‌شرقی تا حدودی دانه درشت‌تر شده و ذرات ماسه درصد بیشتری تا رس دارند. لازم به ذکر است هیچ‌کدام از چاه‌های محفوره تا سنگ کف نفوذ نکرده است. سیستم بهره‌برداری در منطقه بیشتر به صورت چاه می‌باشد که حدود ۹۷ درصد آب بهره‌برداری شده به مصرف کشاورزی و ۳ درصد دیگر برای شرب استفاده می‌شود. تعداد چاه‌های بهره‌برداری ۷۰ حلقه چاه می‌باشد. همچنین این منطقه دارای ۳ رشته قنات می‌باشد که کیفیت مطلوبی ندارند (شکل ۱-۵).



شکل ۱-۵: محدوده آبخوان گیسور و موقعیت پیزومترها و چاه‌های بهره‌برداری

فصل دوم:

مروری بر مطالعات پیشین

۲-۱- مقدمه

آب زیرزمینی به عنوان منبع تجدیدپذیر با دوره بازگشت طولانی مدت از جمله عوامل توسعه جهان می‌باشد که سهم عمده‌ای در تأمین آب شرب مصرفی، کشاورزی و صنعتی دارد. با افزایش جمعیت و به دنبال آن افزایش نیازهای آبی ضرورت و اهمیت آب زیرزمینی به عنوان یکی از مهم‌ترین منابع تأمین کننده آبی بیش از پیش آشکار می‌شود (دشتی، ۱۳۸۹). افزایش برداشت، خشکسالی‌های طولانی مدت منابع آب زیرزمینی را با بحران‌های جدی روبرو کرده است. بحران‌های پیش رو نیازمند تدابیر هرچه بیشتر مدیریتی می‌باشد.

۲-۲- عوامل موثر بر کمیت آب زیرزمینی

منابع آب زیرزمینی در بخش‌های بزرگی از ایران مرکزی، شرق و جنوب ایران به عنوان تنها منبع تامین آب شرب، کشاورزی و صنعتی محسوب می‌شود. کمبود منابع آب و تخریب کیفی سفره‌های آب زیرزمینی همواره تمام اقلیم‌های خشک و نیمه خشک را تحت تاثیر خود قرار داده است. در اکثر مناطق کم بارش تامین آب مورد نیاز شرب، کشاورزی و صنعتی با تکیه بر آب زیرزمینی می‌باشد و مدیریت آبخوان‌ها در این مناطق نیاز به شناخت دقیق وضعیت هیدروژئولوژیکی و تغییرات آن در شرایط مختلف دارد. فعالیت‌های انسانی از جمله کشاورزی، صنعت، توسعه شهری، تخلیه فاضلاب‌ها و بهره‌برداری بیش از حد از سفره آب زیرزمینی بر کمیت و کیفیت منابع آبی تاثیر گذاشته است (Chan, 2001).

۲-۱- تاثیر نزولات جوی بر کمیت آب زیرزمینی

دسترسی به آبی باکیفیت مطلوب از نیازهای پایه بشری می‌باشد. اما دسترسی به این وضعیت در بسیاری از نواحی خشک و نیمه خشک امکان پذیر نمی‌باشد. دوره‌های طولانی خشکسالی، کاهش بارش و افزایش شوری منابع آب را می‌توان به عنوان مشخصه‌های اصلی این مناطق نام برد (Agoussine *et al.*, 2004). در این مناطق وجود اقلیم‌های نیمه‌خشک و خشک به دلیل بارندگی نامناسب، وقوع خشکسالی‌های درازمدت و نبود رودخانه‌های دائمی سبب شده تا بیش از ۹۰ درصد نیاز آبی آن از طریق سفره‌های آب زیرزمینی تأمین گردد. یکی از مطالعات مربوط به نزولات جوی و اثرات آن بر سفره آب زیرزمینی توسط اسلامیان و همکاران (۱۳۸۵) در حوضه بوئین انجام شده است. این حوضه از جمله مناطقی است که از نظر ریزش جوی و منابع آب زیرزمینی وضعیت مناسبی دارد، اما در بعضی از سال‌های اخیر به واسطه کمبود ریزش‌های جوی سالانه و نیز استفاده بیش از حد منابع آب با کمبود آب مواجه گردیده است. نتایج این مطالعات نشان می‌دهد که بین وقوع ریزش‌های جوی و تغییرات سطح آب زیرزمینی منطقه ارتباط معنی‌داری وجود دارد. آن‌ها بیان کردند این موضوع در مورد اکثر ایستگاه‌های مورد مطالعه بدین صورت است که اثر ریزش‌های جوی بر سطح آب سفره زیرزمینی با تاخیر سه ماهه صورت می‌گیرد. ضمن اینکه روند کلی تغییرات سطح آب زیرزمینی منطقه حالت نزولی دارد.

خان و همکاران (Khan *et al.*, 2008) در بررسی رابطه بین خشکسالی و سطح آب زیرزمینی در یکی از دشت‌های استرالیا به این نتیجه رسیدند که بین شاخص بارندگی معیارشده و سطح آب زیرزمینی کم عمق منطقه ارتباط قوی وجود دارد. روتولیس (Rutulius, 1989) در مطالعه چمنزارهای کانادا نشان داد که تحت تاثیر شرایط طبیعی، نوسان سطح آب زیرزمینی و روند طولانی مدت آن بستگی به پر شدن مجدد آبخوان دارد که عملکردی از بارندگی، تبخیر و تعرق است. پان یان و همکاران (Pan Yun *et al.*, 2017) ارزیابی و آنالیز تغذیه ناشی از بارندگی را در دشت پکن که بهره‌برداری بیش از حد از آن صورت گرفته است را انجام

داده‌اند. ضرایب ناشی از تغذیه بارندگی نشان می‌دهد که میزان تغذیه آب‌های زیرزمینی ناشی از بارش یک پارامتر مهم برای ارزیابی منابع آب است. نتایج مطالعات آن‌ها نشان داد تغذیه ناشی از مجموع بارندگی و آبیاری ۲۹۱ میلی‌متر در سال و تغذیه ناشی از بارندگی به تنهایی ۲۳۷/۷ میلی‌متر در سال است که به ترتیب ۳۸/۶ درصد و ۳۶/۶ درصد از آب ورودی می‌باشد. بررسی تأثیر اقلیم و خشکسالی بر منابع آب زیرزمینی نشان می‌دهد عامل اصلی محدودیت بهره‌برداری از منابع آبی منطقه، کاهش نزولات جوی می‌باشد. منبع اصلی تأمین نیاز آبی در مناطق خشک ذخایر آب زیرزمینی است. بهره‌برداری غیر اصولی از این منابع و افت سطح آب زیرزمینی نیز از عوامل محدودیت در بهره‌برداری در منطقه است و البته کاهش میانگین بارش و خشکسالی‌های اخیر در مناطق مختلف از جمله منطقه مه‌ولات در استان خراسان رضوی نیز سبب کاهش جریان آب سطحی و سپس هجوم مردم به استحصال آب زیرزمینی شده است (نجف زاده و همکاران، ۱۳۹۴).

۲-۲-۲- تاثیر برداشت بیش از حد بر روی کمیت آب زیرزمینی

تغییر الگوی هیدروژئولوژی، پیشروی جبهه آب شور، افت آبخوان و در نهایت مرگ آبخوان‌ها، از جمله اثرات مخرب برداشت بیش از حد از منابع زیرزمینی می‌باشد. افت ممتد سطح آب و متراکم شدن سفره‌ها تحت عنوان *Compaction Aquifer* بر خصوصیات هیدرودینامیکی سفره تاثیر گذاشته و باعث کاهش نفوذپذیری و افت ضریب ذخیره آن خواهد شد. این پدیده علاوه بر ناپایداری زمین، باعث کاهش دائمی حجم مخزن سفره و بهم خوردن تعادل طبیعی سفره می‌گردد. در این حالت سفره آب زیرزمینی از حالت پویا و دینامیک خود خارج شده و جزء دشت‌های بحرانی قرار می‌گیرد. مطالعات لشکری پور و غفوری (Lashlaripour and Ghafouri, 2011). در آبخوان تربت جام حاکی از تأثیر به‌سزای برداشت بی‌رویه از

آب زیرزمینی بر کاهش سطح آب زیرزمینی می‌باشد به طوریکه از سال ۱۹۸۷ تا ۲۰۰۶ سطح آب ۳۳/۷۲ متر افت داشته است که از وضعیت بحرانی این آبخوان خبر می‌دهد. رضایی و سرگزی (۱۳۸۶) برداشت بیش از حد مجاز آبخوان آبرفتی گوهرکوه در جنوب باختر زاهدان را علت کاهش تراز آب زیرزمینی دانستند. آن‌ها در بررسی‌های خود بیان کردند که روند کلی هیدروگراف واحد دشت نزولی بوده و سطح آب زیرزمینی در آبخوان دشت گوهرکوه از خرداد ماه ۱۳۸۱ تا ۱۳۸۵ به میزان ۱/۶۳ متر افت داشته است. علمداری و اصغری مقدم (۱۳۹۵) طی مطالعات خود در دشت دهلران به این نتیجه رسیدند که تراز سطح آب زیرزمینی سالیانه ۰/۴۷ متر افت داشته است و حجم مخزن ۱۲/۸۹- میلیون متر مکعب از حجم آبخوان کاسته شده است که ناشی از برداشت بیش از حد از منابع و تغذیه نامناسب آبخوان می‌باشد. چای و همکاران (Chai *et al.*, 2004) ارتباط بین فرونشست و افت سطح آب را بررسی کردند. برای این کار شهر شانگهای که بر روی رسوبات رودخانه یانگ تسه قرار گرفته است را انتخاب کردند، در نهایت به این نتیجه رسیدند که پمپاژ بیش از حد آب زیرزمینی، باعث فشردگی رسوبات کواترنری و در نتیجه نشست زمین به‌میزان آدیگوزل‌پور و اصغری مقدم (۱۳۹۵) با بررسی داده‌های ۱۰ ساله سطح آب زیرزمینی در ۲۱ حلقه چاه پایش سطح آب در دشت اشنویه نشان دادند که تراز آب زیرزمینی روند نزولی با افت معادل ۳/۶۴ متری داشته است. آن‌ها در بررسی خود بیان نمودند که این افت ناشی از برداشت بی‌رویه از آبخوان با توجه به افزایش بیش از سه برابری چاه‌ها طی ۱۲ سال و کاهش بارندگی می‌باشد. زمانی و همکاران (۱۳۹۶) به بررسی عوامل موثر بر افت آب زیرزمینی دشت مهران استان ایلام پرداختند. مطالعات روی ۲۳ پیزومتر موجود در دشت نشان از کاهش تراز آب‌های زیرزمینی دارد. بهره‌برداری از دشت مهران اساساً توسط چاه‌های بهره‌برداری توسط کشاورزی صورت می‌گیرد. میزان برداشت در طی سال‌های ۸۸-۱۳۷۵ افزایش پیدا کرده است، به نحوی که در آن بازه زمانی، حجم برداشت از ۱۵/۷۵ به ۳۶/۳۷ میلیون متر مکعب افزایش یافته است. طبق نتایج، تاثیر برداشت و بهره‌برداری از آب‌های زیرزمینی بسیار بیشتر از تاثیر خشکسالی بر این منابع بوده و شدت

افت آب‌ها، معلول بهره‌برداری بی‌رویه از آب‌های زیرزمینی می‌باشد. ابراهیمی و همکاران (Ebrahimi *et al.*, 2016) به بررسی شرایط کمی و کیفی آب زیرزمینی آبخوان شهر دامغان پرداختند. آنالیز کیفی داده‌های به دست آمده از چاه‌های نمونه‌برداری نشان‌دهنده برداشت بیش از حد آب‌های زیرزمینی در طول سال‌های اخیر می‌باشد که نتیجه آن کاهش کمیت آب است، به‌طوری‌که متوسط سطح آب حدود ۷/۴ متر بین سال‌های ۱۹۹۶ تا ۲۰۱۰ کاهش یافته است. مطالعه و بررسی آبخوان شهر داکا واقع در کشور بنگلادش نشان داد که میزان برداشت از سفره آب زیرزمینی در این شهر از سال ۱۹۹۸ تا ۲۰۰۲ به میزان ۲۲۳۱ میلیون متر مکعب در سال افزایش یافته است. این امر باعث افت شدید سطح آب زیرزمینی، تخلیه کامل بخش بالایی آبخوان به غیر از نواحی شمال‌شرقی و جنوب شرقی شهر و گسترش مخروط افکنه گردیده است (Hoque *et al.*, 2007).

۲-۳- عوامل موثر بر کیفیت آب زیرزمینی

در سال‌های اخیر، شور شدن و کاهش کیفیت آب زیرزمینی به یکی از مشکلات محیطی جدی در سرتاسر جهان تبدیل شده است. این موضوع بر اهمیت مدیریت مناسب مصرف آب زیرزمینی می‌افزاید (Knuth *et al.*, 1990). مطالعات هیدروشیمی ابزار مفیدی برای شناسایی فرآیندهای شیمیایی آب‌های زیرزمینی می‌باشند. مناطق خشک و نیمه‌خشک نسبت به مناطق دیگر بیشتر با مشکلات و بحران‌های کیفی آب مواجه هستند. این مناطق معمولاً با دوره‌های طولانی خشکسالی و کاهش و شوری منابع آب مشخص می‌شوند (Klose and Reichert 2006; Klose 2007; Heidecke and Kuhn 2007; Vengosh 2003,) (2013).

۲-۳-۱- اثر سازندهای زمین‌شناسی و نفوذ آب شور بر کیفیت منابع آب

ون و همکاران (Wen *et al.*, 2005) به بررسی هیدروشیمیایی حوضه اجینا در چین پرداختند. نتایج نشان دهنده تغییرات عمده و چشمگیر شوری آب زیرزمینی در طی مسیر با تبادل بین سنگ و آب، از منطقه تغذیه به تخلیه می‌باشد. مهدی زاده و همکاران (Mehdizade *et al.*, 2015) طی مطالعات خود بر ۲۲ گنبد نمکی واقع شده در جنوب ایران و تاثیر آنها بر سفره‌های آب زیرزمینی مجاور به این نتیجه رسیدند که سنگ نمک‌ها تاثیر به‌سزایی بر کیفیت سفره‌ها داشته و از آنها به‌عنوان منبع شوری بالقوه مناطق خشک نام برده است. نصرتی (۱۳۹۴) با بررسی خصوصیات هیدروژئولوژیکی و هیدروشیمیایی دشت بسطام نشان دادند که کیفیت آب زیرزمینی تحت تاثیر تغذیه از سازندهای احاطه کننده و میزان برداشت از آبخوان است به‌طوری که شمال شرق و جنوب غرب دشت دارای کم‌ترین مقادیر هدایت هیدرولیکی و کناره‌های دشت بیشترین مقادیر هیدرولیکی را دارا می‌باشد. بررسی ژئوشیمیایی و کیفی آب زیرزمینی در گنبد نمکی بزم در استان هرمزگان توسط اسدپور (۲۰۱۵) انجام شده است. تیپ آب در سفره آب زیرزمینی از نوع کلروه- سدیک است که حاکی از نفوذ آب شور انحلال یافته از گنبد نمکی و تاثیرات سوء آنها بر کیفیت آب سفره‌های آب زیرزمینی می‌باشد (Asadpour, 2015). زارعی و همکاران (Zarei *et al.*, 2014) به مطالعه‌ی تاثیرات دی‌پیره‌های نمکی بر کیفیت آب‌های کارستی در بستاک ایران پرداختند. براساس معادلات بیلان جرمی کلر سهم شورابه‌ها در آبخوان گاوپست حدود ۴ لیتر بر ثانیه است. مطالعات نشان می‌دهد که منشأ شوری آب زیرزمینی آبخوان گاوپست نفوذ شورابه‌های دی‌پیره‌ها به آبخوان می‌باشد.

ارزیابی هیدروشیمیایی برای مشخص نمودن نفوذ آب شور در آبخوان ساحلی دریاچه مهارلو توسط جهانشاهی و زارع (Jahanshahi and Zare, 2016) انجام شده است. با توجه به برداشت بیش از حد آب زیرزمینی از این آبخوان‌ها شیب سطح ایستایی از دریاچه به سمت آبخوان است بنابراین آب‌های شور به

آبخوان مهاجرت می‌کنند. پدیده نفوذ آب شور منجر به تخریب آب زیرزمینی می‌شود. جلالی و اصغری مقدم (۱۳۹۲) به منظور تشخیص وضعیت هیدروشیمیایی و روند شوری در سفره‌ی آب زیرزمینی دشت خوی پرداختند. طبق مطالعات اولین و مؤثرترین عامل نشان‌دهنده‌ی تأثیر سازندهای زمین‌شناسی و انحلال کانی‌های موجود در این سازندها در هیدروشیمی منطقه است. این عامل به علت تأثیر هدایت الکتریکی در آن، مؤثرترین عامل در شوری آب نیز محسوب می‌شود. خوش نوا و همکاران (۱۳۹۲) به ارزیابی نفوذ آب شور دریاچه ارومیه به آبخوان ساحلی ارومیه پرداختند. در سال‌های اخیر وضعیت کیفی آب زیرزمینی افت شدیدی داشته و در معرض نفوذ آب شور قرار گرفته‌اند. نفوذ آب شور دریاچه ارومیه سبب شده مقادیر EC در آب‌های نزدیک ساحل چندین برابر شود. آنالیز پارامترهای شیمیایی اصلی آب‌های زیرزمینی جنوب شرق غنا نشان دهنده تغییرات شوری در این ناحیه می‌باشد. مؤلفه‌های اصلی برای افزایش شوری در این ناحیه شامل هوازدگی کانی‌ها در نواحی بالادست دور از ساحل و ترکیب نفوذ آب شور و فعالیت‌های انسانی است. این عامل باعث شده تخریب کیفیت آب زیرزمینی در سطح بالایی به سمت ساحل افزایش پیدا می‌کند (Yidana, 2010).

۳-۳-۲- اثر برداشت بیش از حد بر کیفیت آب زیرزمینی

نرخ برداشت بی‌رویه از منابع موجب تغییر در شیب هیدرولیکی شده و افزایش شوری را به دنبال دارد (Gaalout et al., 2003; Chafough et al., 2018). سکین و همکاران (Seckin et al., 2009) به بررسی خصوصیات هیدروشیمیایی آب زیرزمینی دشت مدیترانه در ترکیه پرداختند نتایج حاکی از افزایش میزان هدایت الکتریکی و شوری آب زیرزمینی ناشی از برداشت بی‌رویه از منابع بوده که نفوذ آب شور از سمت دریا را به همراه داشته است. بررسی نتایج تحقیقات در دشت سیرجان نشان می‌دهد برداشت بی‌رویه از

سفره آب زیرزمینی دشت، پیامدهای همچون تغییر کیفیت آب زیرزمینی، افزایش مصرف انرژی استحصال آب زیرزمینی، افزایش آسیب پذیری دشت نسبت به خشکسالی، نشست زمین، از بین رفتن اکوسیستم منطقه و خشک شدن باغات و ... را به دنبال داشته است (عباس نژاد و شاهی دشت ۱۳۹۲). ارزیابی هیدروشیمیایی برای مشخص نمودن نفوذ آب شور در آبخوان ساحلی دریاچه مهارلو توسط جهانشاهی و زارع (Jahanshahi and Zare, 2016) انجام شده است. با توجه به برداشت بیش از حد آب زیرزمینی از این آبخوانها شیب سطح ایستایی از دریاچه به سمت آبخوان مهاجرت می کنند و سبب تخریب کیفی آب زیرزمینی می شود. محمدی و کرمی (۱۳۹۲) به بررسی علل کاهش کیفیت آب زیرزمینی اسفراین پرداختند. نتایج به دست آمده بیانگر آن است که افت شدید سطح آب در این دشت (به طور متوسط حدود ۸۴ سانتی متر در سال می باشد) و همچنین وجود جریان های آب زیرزمینی با شوری بالا در جنوب آن باعث نامطلوب شدن کیفیت آب زیرزمینی شده است. اصغری مقدم و همکاران (۱۳۸۹)، با مطالعه روی آب های دشت آذرشهر، به این نتیجه رسیدند که به دلیل کاهش نزولات جوی، تغذیه طبیعی آب زیرزمینی کاهش یافته و سطح آب به طور متوسط افت کرده است و همچنین استخراج بی رویه از این آبها باعث تنزیل کیفیت آب زیرزمینی و افزایش شوری گشته است، به طوریکه در برخی از نقاط هدایت الکتریکی آب زیرزمینی در طی ۱ سال از ۱۰۲۰ به ۱۱۱۰ میکروموس بر سانتی متر رسیده است. از عوامل تأثیرگذار بر کیفیت آب زیرزمینی در یک پروژه در دشت پینگتونگ تایوان، نتیجه گرفتند که کاهش سطح آب زیرزمینی سبب پیشروی آب شور و افت کیفیت آب زیرزمینی منطقه مورد تحقیق شده است (Hsu et al., 2007).

۲-۳-۴- اثر پساب‌های کشاورزی و فاضلاب شهری، صنعتی بر کیفیت آب

زیرزمینی

امروزه در بسیاری از کشورهای پیشرفته از منابع آب زیرزمینی به دلیل آلودگی ناشی از نفوذ فاضلاب‌های خانگی و صنعتی استفاده نمی‌شود. عدم استحصال این آب‌ها و همچنین تغذیه زیاد این آبخوان‌ها از منابع شهری سبب بالا آمدن سطح آب در این شهرها و ایجاد مشکلاتی برای سازه‌های این شهرها گردیده است (دولتی ۱۳۸۹). آلودگی‌های ناشی از فعالیت‌های انسانی را می‌توان به عنوان عامل شوری آب و کاهش کیفیت و استفاده از آب زیرزمینی در نظر گرفت (Re *et al.*, 2013; Salhi, 2008; Chafough *et al.*, 2018). مطالعات طارق و همکاران (Tariq *et al.* 2008) دلالت بر هجوم آلاینده‌های صنعتی در پساب‌های تخلیه شده و تاثیر آن‌ها بر آبخوان‌های کشور پاکستان دارد. تاثیر فعالیت‌های کشاورزی بر کیفیت آب‌های زیرزمینی در نواحی تحت کشت ناحیه Chtouka، مراکش توسط مالکی و همکاران (Maleki *et al.*, 2016) مورد بررسی قرار گرفته است. در بخش جنوبی اطراف Belfaa و نواحی آبیاری در طول رودخانه ماسا غلظت نیترات به بیش از ۵۰ میلی گرم رسیده است که متجاوز از حد آستانه تعیین شده توسط بهداشت جهانی می‌باشد. این آلودگی نیترات در اثر کاربرد کودها جهت فعالیت‌های کشاورزی ایجاد می‌شود که کیفیت آب زیرزمینی را تخریب می‌کند. مارک ایدانا و همکاران (Mrak Yidana *et al.*, 2010) به ارزیابی جامع کیفیت آب‌های زیرزمینی در حوضه‌ی Ketta غنا پرداختند. در این مطالعه میزان بالای غلظت نیترات و فلوراید، به تخلیه زباله‌های خانگی و فعالیت‌های کشاورزی نسبت داده شده است. جهرمی و همکاران (۱۳۹۶) به بررسی آلودگی آب زیرزمینی در آبخوان ورامین پرداختند. آبیاری زمین‌های کشاورزی با فاضلاب تصفیه شده در بخش عمده‌ای از دشت ورامین، تمرکز جمعیتی در قسمت میانی دشت و وجود صنایع، خطر بالفعل آلودگی فلزات سنگین آب‌های زیرزمینی دست ورامین را افزایش داده است. نتایج به دست آمده با بررسی تعداد ۷۸ نمونه آب زیرزمینی موید برای است که آلودگی آبخوان ورامین نسبت به فلزات

سنگین در اکثر بخش‌ها خطرناک نیست اما در بخش‌هایی تغییرات شدید در غلظت برخی فلزات قابل مشاهده است. شمعیان و همکاران (۱۳۸۴) به منظور ارزیابی کیفیت آب‌های زیرزمینی و احتمال آسیب-پذیری آن به منابع آلودگی در حوضه گرگانرود- قره سو در استان گلستان از نرم‌افزار GIS استفاده کردند. براساس داده‌های زمین‌شناسی، کاربرد اراضی، توپوگرافی و ترکیب شیمیایی نمونه‌های ۸۴ چاه به این نتیجه رسیدند که یون‌های اصلی مانند مقادیر کلراید و سولفات و فعالیت‌های کشاورزی به ترتیب مهم‌ترین آلاینده-ها و منابع آلودگی در این حوضه هستند. در مناطق شمالی و شمال غربی منطقه به دلیل بالا بودن سطح آب زیرزمینی نسبت به منابع آلودگی مانند نفوذ پساب‌های شهری و روستایی، چاه‌های جذبی و فعالیت‌های کشاورزی آسیب‌پذیرتر است.

۲-۳-۵- بررسی اثر عناصر غلظت فلزات سنگین بر کیفیت آب زیرزمینی

کیفیت منابع آب تحت تأثیر عوامل طبیعی و انسانزاد قرار دارد. آلودگی آب‌های زیرزمینی توسط عوامل انسانزاد (مانند شهرنشین، صنعت و کشاورزی) و طبیعی (زمین‌شناسی) به‌ویژه در مناطق خشک و نیمه-خشک بسیار حائز اهمیت است (Jalali, 2010). با توجه به صنعتی شدن و گسترش شهرنشینی کیفیت آب زیرزمینی به علت آلودگی روبه کاهش می‌باشد (Mance 1987; Aiyesanmi *et al.*, 2004; Amajor 1986; Ezeigbo 1989; Calderon 2000; Jha *et al.*, 1990; Ramesh *et al.*, 2000). امروزه، آلودگی آب‌های زیرزمینی به‌خصوص آلودگی‌های ناشی از فلزات سنگین یکی از مهم‌ترین مسائل مطرح در جهان می‌باشد که حتی در غلظت‌های پایین هم از اهمیت زیادی برخوردار است (Zakhem and Hafez., 2015., Marcovecchio *et al.*, 2007., Momodu and Anyakora 2010). ورود فاضلاب‌های شهری، کشاورزی و صنعتی منشأ برخی عناصر بالقوه سمی مانند آرسنیک، سرب کادمیم، روی و نیکل در منابع آب زیرزمینی است (Manzoor *et al.*, 2006). فلزات سنگین به دلیل خاصیت سمی،

پایداری و عدم تجزیه پذیری در محیط، نگرانی‌های زیادی را ایجاد کرده است. (Majhi and Biswal, 2016., Rieumont *et al.*, 2005., Morin *et al.*, 2007). این فلزات به صورت طبیعی در آب‌های زیرزمینی وجود دارند اما در بعضی عناصر مانند As, Pb, Cd, Ni, Hg, Cr, Co, Zn غلظت بسیار کمی از آن‌ها هم سمی و دارای خطرات می‌باشند (Abd el-Hamid and Hegazy, 2017). بنابراین، ارزیابی فلزات سنگین در آب‌های زیرزمینی که برای اهداف نوشیدن مورد استفاده قرار می‌گیرند از دیدگاه سلامت انسان بسیار اهمیت دارد. شاخص‌های کیفی ابزارهای مفیدی جهت ارزیابی اثرات تمامی پارامترهای آلودگی هستند (Prasad and Sangita, 2008). به‌منظور تعیین منشأ آلودگی در تحلیل‌های هیدروشیمیایی، از روش‌های آماری چند متغیره استفاده می‌شود (Facchinelli *et al.*, 2001., Rubio *et al.*, 2000). شاخص کیفی فلزات سنگین (HPI) به عنوان یک ابزار مناسب تاثیر غلظت عناصر سنگین بر کیفیت آب را نشان می‌دهد (Sheykhi and Moore 2012., Zakhem and Hafez., 2015).

فرنگستاد و همکاران (Frengstad *et al.*, 2000) با مطالعه شیمی آب زیرزمینی در جنوب نروژ به این نتیجه رسیدند که وجود عناصر جزئی در آب زیرزمینی، به‌طور عمده توسط سنگ‌شناسی آبخوان کنترل می‌شود. همچنین در این میان، تغییرات pH، تاثیر ویژه‌ای بر غلظت این عناصر در آب دارد.

هریرا و همکاران (Herrera *et al.*, 2008) با مطالعه روی کیفیت آب زیرزمینی یک آبخوان آبرفتی در اسپانیا به این نتیجه دست یافتند که غلظت بالای نیترات در آب زیرزمینی، ناشی از استفاده‌ی بیش از حد از کودهای شیمیایی در منطقه است. همچنین به‌علت شرایط اکسیدی و حجم بالای اکسیژن محلول در آبخوان‌های کم عمق، تجزیه‌ی نیترات به نیتريت فرآیند مهمی محسوب نمی‌شود.

منظور و همکاران (Manzoor *et al.*, 2006) با مطالعه‌ی فلزات بالقوه سمی در فاضلاب‌های صنایع نساجی منطقه حتار پاکستان به این نتیجه رسیدند که منبع اصلی آلاینده‌های سرب، کادمیم، روی و نیکل در آب زیرزمینی و خاک منطقه، فاضلاب صنایع نساجی است.

۲-۴- مطالعات انجام شده در خصوص تعیین منشأ و تکامل ژئوشیمیایی

برای تعیین منشأ شوری از روش‌های هیدروژئوشیمیایی و ایزوتوپی می‌گردد. مطالعه منابع آب زیرزمینی و فرآیندهای شور شدن، برای جلوگیری از شرایط بحرانی آب زیرزمینی ضروری است (Soumaia *et al.*, 2018). در این راستا بررسی‌های هیدروژئوشیمی و ایزوتوپی آب زیرزمینی به عنوان راهکارهای عملی و علمی برای اقدامات مدیریتی ضروری می‌باشند (Sharafi *et al.*, 2002; Zarei and Raeisi, 2010; Mehdizadeh *et al.*, 2015).

۲-۴-۱- روش هیدروژئوشیمیایی در تعیین منشأ شوری

خاسکا و همکاران (Khaska *et al.*, 2013) به مطالعه آبخوان کارستی ساحلی در جنوب فرانسه پرداختند. براساس مطالعات هیدروژئوشیمیایی و میزان غلظت کلر، نمونه‌های آب جمع‌آوری شده به ۳ گروه تقسیم‌بندی شده است. چشمه‌های کلسیک-بی کربنات به مرور زمان به سدیک-کلروره تبدیل شده‌اند. بررسی نمونه‌های آب شور گروه سوم نشان‌دهنده تبادل آب-سنگ و پدیده اختلاط بین آب شور دریا و آب شیرین گروه اول می‌باشد. مطالعات نسبت‌های هیدروژئوشیمیایی Br/Cl و Na/Cl ، شوری آب زیرزمینی را به انحلال نمک نسبت می‌دهد. چوهاری و همکاران (Chowdhury *et al.*,) در بررسی شوری آبخوان ساحلی تگزاس از روش‌های هیدروژئوشیمیایی استفاده کردند. بررسی‌های نسبت Na/Cl نشان می‌دهد که انحلال نمک از گنبد نمکی مجاور آبخوان عامل اصلی شوری آب زیرزمینی می‌باشد اما نسبت Br/Cl بیشتر از مقداری است که

برای انحلال نمک انتظار می‌رود. بر این اساس نتیجه گرفتند که اختلاط میان آب جوی و آب ذاتی سازندی در بخش‌های مرکزی و جنوبی آبخوان رخ داده است. جهت بررسی ارتباط بین آب شور و آب زیرزمینی آبخوان هند از روش‌های شیمیایی با استفاده از یون‌های اصلی استفاده شده است (Mondal *et al.*, 2010). طبق مطالعات ارتباط واضحی بین مقدار TDS با مقادیر یون‌های اصلی وجود دارد. نتایج حاکی از نفوذ آب شور دریا به سمت آبخوان مورد مطالعه می‌باشد.

۲-۴-۲- روش ایزوتوپ‌های پایدار ^2H و ^{18}O در تعیین منشأ شوری آب

اولین مطالعات ایزوتوپی در زمینه هیدروژئولوژی در ایران مربوط به زاگ و گت (۱۹۷۵) می‌باشد که از ایزوتوپ‌های پایدار برای تعیین منشأ شوری آب و شورابه‌های باقی‌مانده در دشت مجاور گنبد نمکی سروستان در استان فارس استفاده نمودند. زاخم و حافظ (۲۰۰۷)، هجوم آب شور به داخل آبخوان ساحلی در سوریه را با استفاده از ایزوتوپ‌های محیطی بررسی نمودند. ارتباط ^2H و ^{18}O یک خط اختلاط آب شور و شیرین با شیب ۵/۵۵ را نشان داد. علاوه براین، ارتباط بین ^{18}O و کلرید نشان داد که اختلاط نقش غالب‌تری نسبت به فرآیند تبخیر دارد. هورست و همکاران (۲۰۱۱) منشأ شوری و سولفات را در آب زیرزمینی در ایالت کولیم در مکزیک بوسیله ایزوتوپ‌های پایدار ^2H و ^{18}O و ^{34}S مورد بررسی قرار دادند. نتایج نشان داد که کلرور منابع دیگری غیر از آب دریا دارد. همچنین نتایج نشان داد که در زیرحوضه مورد بررسی آلودگی‌های ناشی از فعالیت انسانی نظیر فعالیت‌های برداشت معادن منگنز، آهن و اوره تأثیرگذار بوده است. محمدی و همکاران (۲۰۱۲) به‌منظور بررسی منشأ شوری در یک آبخوان ساحلی در بوشهر از ایزوتوپ‌های ^2H و ^{18}O استفاده کردند. نتایج حاصل از پژوهش، افزایش شوری آب زیرزمینی از منطقه تغذیه آبخوان به سمت مناطقی با سطح ایستابی کم‌عمق و نزدیک به ساحل خلیج فارس را به علت تبخیر

و نفوذ مستقیم از آب دریا با ترکیب نمودار دودویی (باینری)، محتوای ایزوتوپ پایدار و نسبت Br/Cl تأیید کرد. همچنین نتایج نشان داد که الگوی جریان به دلیل افزایش پمپاژ از آبخوان تغییر کرده است و آب شور به داخل آب شیرین هجوم آورده است. حداکثر نسبت اختلاط در نقاط مختلف منطقه مورد مطالعه با توجه به غلظت کلرور ۱۵ درصد برآورد شد. مطالعات آیادی و همکاران (Ayadi *et al.*, 2017) با استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار و رادیوژنیک به بررسی منشأ و مکانیسم تغذیه در جنوب شرقی تونس پرداختند. با توجه به نتایج منشأ شوری در آب‌های زیرزمینی واکنش آب-سنگ و انحلال کانی‌های تبخیری و تبادل یونی با کانی رس می‌باشد. بررسی مکانیزم منشأ شوری در چشمه‌های تراورتنی با استفاده از مطالعات هیدروشیمی، هیدروژئولوژی و ایزوتوپی توسط باقری و همکاران (Bagheri *et al.*, 2017) انجام شد. با توجه به مطالعات ایزوتوپی، تغذیه آب‌های زیرزمینی، بارش‌های فصلی در ناحیه باداب سورت بوده و طبق نتایج، انحلال میان لایه‌های نمک منشأ اصلی شوری چشمه‌ها می‌باشد.

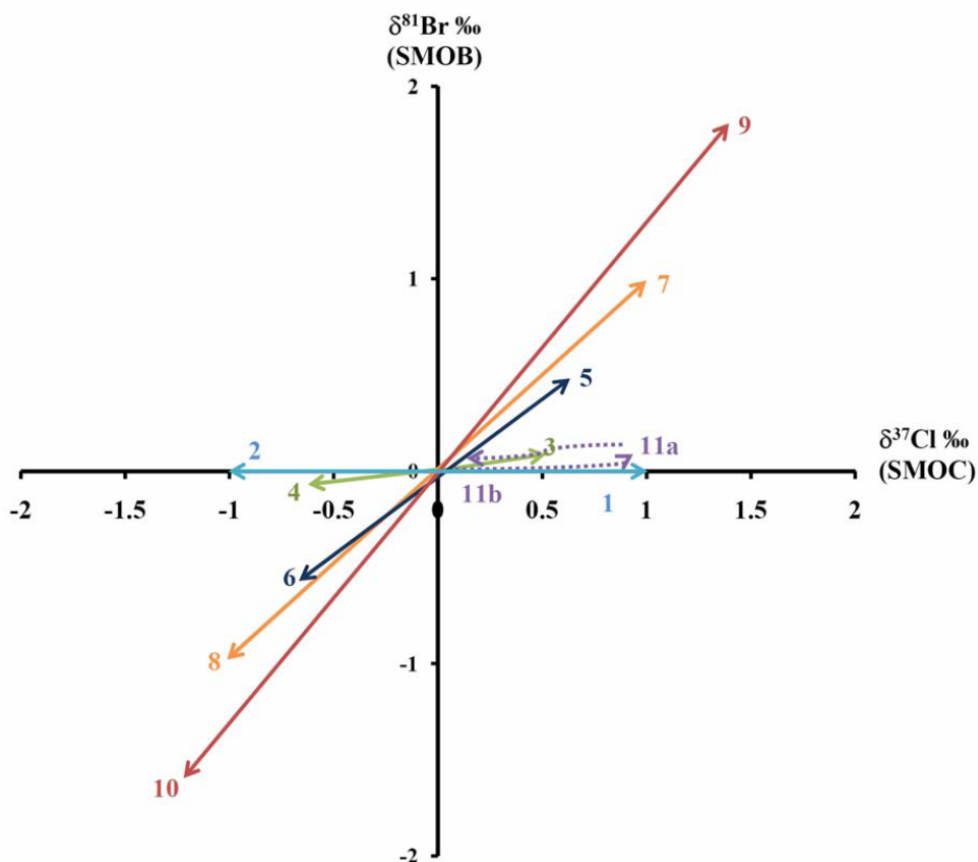
براهیم و همکاران (Brahim *et al.*, 2015) با استفاده از مطالعات هیدروشیمیایی و ایزوتوپی به بررسی تعیین منشأ شوری آب‌های زیرزمینی در مناطق معدنی مراکش پرداختند. براساس مطالعات کیفیت آب در بخش‌های سطحی و عمیق آبخوان متفاوت است و از ۴۰۰ تا ۱۰۰۰۰ میکروموس بر سانتی‌متر متغیر می‌باشد. عامل اصلی شوری در منطقه مربوط به انحلال واحدهای تبخیری و تبادل کاتیونی با کانی‌های رسی و تجزیه سیلیکات‌ها می‌باشد. مطالعات ایزوتوپ‌های پایدار ^2H و ^{18}O نشان می‌دهد که تغذیه آبخوان از ارتفاعات بالا صورت می‌گیرد.

۲-۴-۳- کاربرد ایزوتوپ‌های ^{37}Cl و ^{81}Br در تعیین علت شوری منابع آب

اقیانوس‌ها بزرگترین منبع کلریدها در سطح زمین بوده و به‌عنوان یون اصلی در بیشتر جریان‌های پوسته‌ای و ماگمایی و عنصر اصلی فلزات می‌باشند (Hoering and Parker, 1961., Eggenkamp, 1994, Stash, 2008).

به‌طور طبیعی دو ایزوتوپ ^{37}Cl و ^{35}Cl با فراوانی $۷۵/۷۶\%$ و $۲۴/۲۴\%$ در طبیعت وجود دارد. از ^{37}Cl برای بررسی آلودگی ناشی از نمک در آب‌های زیرزمینی می‌توان استفاده کرد (Rossen, 1999). عنصر برم دارای ۳۱ ایزوتوپ بوده که تنها ^{79}Br و ^{81}Br جزء ایزوتوپ‌های پایدار می‌باشند. آب دریا بزرگترین منشأ برماید می‌باشد. استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار کلر و برم به‌عنوان ابزار ارزشمندی برای بررسی منشأ آب‌های سازندی و بررسی تکامل ژئوشیمیایی مؤثر بر حوضه‌های رسوبی می‌باشد.

(Eggenkamp and Coleman, 2000) از اولین کسانی بودند که از ترکیب ایزوتوپ برم استفاده کردند. آن‌ها در مطالعه خود آب‌های ۱۱ حوضه نفتی را بررسی کردند. نتایج نشان داد که مجموع ایزوتوپ‌های پایدار برم بین $۱/۴۳\%$ و $۳/۳۵\%$ متغیر می‌باشد. ایزوتوپ آب‌های سازندی رسوبی رنج وسیع‌تری از مقادیر ایزوتویی را نسبت به آب‌های کریستالین محیطی نشان می‌دهند ایزوتوپ پایدار کلر مقدار متفاوتی در محلول‌ها دارد و منشأ شوری را تعیین می‌کند، مقدار ^{37}Cl از آب دریا و آب تحت تاثیر انحلال هالیت به ترتیب از $۰/۰$ تا $۰/۹$ و $+۰/۵$ تا $۰/۰$ متغیر است (Eggenkamp *et al.*, 1995; Eastoe *et al.*, 1999.2001). طبق مطالعات استاش (Stash., 2008) رفتار ^{37}Cl و ^{81}Br را طی فرآیندهای شیمیایی طبیعی مختلف پیش‌بینی شده است. خط ۱ تا ۱۱ منشأ احتمالی را بر اساس روند پلات شده نشان می‌دهد که خط ۱ و ۲ نشان‌دهنده انحلال هالیت و خط ۳ رسوب هالیت می‌باشد. (شکل ۲-۱).



شکل ۱-۲: دامنه تغییرات مقادیر ایزوتوپ Br در منابع مختلف

استاش (Stash, 2008) از ایزوتوپ‌های ^{81}Br و ^{37}Cl جهت بررسی منشأ و تکامل هیدروژئوشیمیایی در حوضه میشیگان استفاده کرده است. با بررسی مقادیر مختلف ایزوتوپی به این نتیجه رسیدند که فرآیند انحلال هالیت و تبخیر روی ایزوتوپ‌های کلر بیشتر از ایزوتوپ‌های برم تأثیرگذار می‌باشد. تیپ آب منطقه کلسیک-کلریک بوده که براساس نتایج منشأ اصلی این حوضه تبخیر آب دریای قدیمی در نظر گرفته شده است و تیپ آب گروه دوم سدیک-کلریک با منشأ انحلال نمک می‌باشد. به طور کلی درجه رقیق‌شدگی و انحلال هالیت با فاصله از بخش‌های میانی حوضه افزایش می‌یابد.

استاش و همکاران (Stash *et al.*, 2006) به بررسی ترکیب شیمیایی و خصوصیات ایزوتوپی آب‌های سازندی در پلتفرم سیبری پرداختند. با استفاده از مطالعات ایزوتوپ برم به این نتیجه رسیدند که آب‌های مختلف

مقدار ایزوتوپ برم متفاوتی دارد و فرآیندهای ژئوشیمیایی تأثیر زیادی بر ایزوتوپ‌های پایدار برم آب‌های مختلف می‌گذارد. مطالعات ایزوتوپ برم ابزار مفیدی جهت تعیین منشأ و ایجاد ارتباط بین بخش‌های مختلف زمین‌شناسی و استفاده در زمینه‌های مختلفی مثل دفع زباله و اکتشافات نفت می‌باشد. در این مطالعه نمونه‌برداری از عمق‌های ۱۰۰ تا ۴۰۰۰ متری در ۵ مکان مختلف انجام شد و منشأ آن‌ها براساس مطالعات تعیین شد که از نوع انحلال هالیت، تبخیر آب دریای قدیمی و واکنش آب-سنگ و اختلاط می‌باشد. برای بررسی منشأ شوری آب زیرزمینی در آبخوان دهاب در جنوب سینای مصر از ایزوتوپ ^{81}Br استفاده شده است. برای این منظور نمونه‌گیری از ۳۲ نمونه آب انجام گردید. مطالعات حاکی از این است که منشأ اصلی شوری اختلاط با آب دریا و واکنش آب سنگ می‌باشد. استاش و همکاران (۲۰۰۸) آب سازندی منطقه سیبری را مطالعه کرده است. از پنج قسمت متفاوت منطقه برداشت و در چهار گروه طبقه‌بندی گردید. سه گروه از این تعداد آنالیز ^{81}Br انجام شده است. گروه اول در بازه ۰/۳۱- تا ۰/۲۷ قرار گرفته و نشان از اختلاط دارد. گروه دوم در بازه ۰/۲۰- تا ۰/۷۳ قرار گرفته که انحلال نمک را نشان می‌دهد و گروه سوم نیز بین ۰/۸- تا ۲/۳۵ قرار گرفته که اختلاط را نشان می‌دهد.

منشأ شوری آب‌های مخزن کنگان توسط باقری و همکاران (۲۰۱۴) انجام شد. در مخزن کنگان ^{81}Br برای چهار نمونه اندازه‌گیری گردید که مقدار آن بین ۰/۰۷- تا ۰/۳۶ قرار گرفته است. براساس مقادیر اندازه‌گیری شده، نمونه‌های مخزن کنگان در منطقه تبخیر آب دریای قدیمی قرار گرفته است.

چن و همکاران (۲۰۱۴) به بررسی منشأ شوری در مخازن شرق چین با روش‌های هیدروژئوشیمیایی و ایزوتوپی پرداختند. تعداد ۱۳ نمونه از این مخزن گرفته شد که مقادیر ^{81}Br در بازه‌ی ۰/۲۸- تا ۱/۲۲ قرار گرفته است. نتایج نشانگر تبخیر آب دریای قدیمی و اختلاط به‌عنوان منشأ شوری می‌باشد.

طبق بررسی‌های هاتیون و همکاران (۲۰۱۸) از ۹ نمونه میدان نفتی واقع در جنوب چی، مقدار ^{81}Br برای این نمونه‌ها در دو گروه تقسیم شده است. مقادیر ^{81}Br گروه اول بین ۰/۱۷-۰/۳۳ و گروه دوم بین ۰/۳۱-۱/۴۶ قرار گرفت که آب دریای تبخیرشده قدیمی برای گروه اول و انحلال نمک برای گروه دوم منشأ اصلی شوری می‌باشد.

مصطفی عیسی (۲۰۱۸) برای بررسی منشأ شوری آب زیرزمینی در آبخوان دهاب در جنوب سینای مصر از ایزوتوب ^{81}Br استفاده شده است. برای این منظور نمونه‌گیری از ۳۲ نمونه آب انجام گردید. مطالعات حاکی از این است که منشأ اصلی شوری اختلاط با آب دریا و واکنش آب سنگ می‌باشد و مدیریت برداشت را به‌عنوان مناسب‌ترین راهکار برای جلوگیری از پیشروی آب شور مطرح کرده‌اند.

اگینکمپ و همکاران (Eggenkamp et al., 2018) به بررسی رفتار ^{81}Br و ^{37}Cl در نهشته‌های تبخیری Zechstien در شمال هلند پرداختند. نمونه‌گیری از ۲۲ نمونه انجام شد. مقدار ^{37}Cl در نهشته‌هایی که دارای نمک بودند بیشتر از ۰/۵۰+ بوده و منشأ آن به آب دریا قدیمی برمی‌گردد. در نهشته‌های دارای Carnallite و Bischofite مقدار ^{37}Cl کم‌تر از ۰/۵۵- می‌باشد. همچنین مقادیر ^{81}Br در لایه‌های حاوی نمک بین ۰/۵+ تا ۰/۲+ بوده و در در نهشته‌های دارای Carnallite و Bischofite ۰/۲+ تا ۱/۰- است. اگر منشأ آب مربوط به Halite Precipitation باشد مقدار ایزوتوپ برم بین ۳/۸ تا ۱/۳+ و اگر منشأ به Magnesium Precipitation برگردد مقدار تا ۰/۹- می‌باشد.

فصل سوم:

روش انجام کار

۳-۱- مقدمه

در این فصل کلیه اقدامات انجام شده به منظور تعیین منشأ و بررسی خصوصیات هیدروژئولوژیکی و هیدروشیمیایی در دشت گیسور، ارائه می‌شود. به طور کلی کلیه فعالیت‌های انجام گرفته برای انجام این تحقیق به صورت زیر دسته‌بندی می‌شود:

۱. جمع‌آوری داده‌ها، اطلاعات و گزارش‌های موجود در دشت گیسور در ارتباط با کیفیت و کمیت آب‌های زیرزمینی از طریق آب منطقه‌ی خراسان رضوی.
۲. تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه مورد نظر با استفاده از نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ گناباد، قائن.
۳. مطالعه و بررسی کارهای صورت گرفته در دشت‌های بحرانی مشابه در ایران و سایر نقاط جهان با استفاده از مقالات و گزارش‌ها.
۴. نمونه‌برداری از منطقه‌ی مورد نظر به صورت تصادفی طی ۵ روز یکبار در سال (از چاه‌های شور، شیرین، قنات و چشمه)
۵. اندازه‌گیری پارامترهای هیدروشیمی در محل نمونه برداری (EC, pH, T)
۶. اندازه‌گیری یون‌های اصلی در آزمایشگاه دانشگاه صنعتی شاهرود
۷. ارسال نمونه‌ها به شرکت معدنی زرآما جهت آنالیز فلزات سنگین
۸. ارسال نمونه‌ها به شرکت مصباح انرژی به منظور اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های ^2H و ^{18}O
۹. ارسال نمونه‌ها به فرانسه جهت آنالیز کلر ۳۷ و برم ۸۱ و سایر آنالیزهای تکمیلی
۱۰. تجزیه و تحلیل داده‌ها و تفسیر نقشه‌ها و نمودارهای ترسیم شده
۱۱. تعیین منشأ شوری و عامل تخریب کیفی آب زیرزمینی دشت بحرانی گیسور.

۳-۲- جمع آوری اطلاعات و داده‌های کمی و کیفی آب زیرزمینی

اولین گام در انجام تحقیق جمع‌آوری اطلاعات و داده‌های موجود کمی و کیفی مرتبط با دشت مورد نظر می‌باشد. دشت گیسور دارای ۷۰ حلقه چاه بهره‌برداری بوده که منبع اصلی کشاورزی منطقه محسوب می‌شود. اطلاعات کیفی مربوط به این چاه‌ها از سال ۱۳۸۱ تا سال ۱۳۹۶ اخذ شده و مورد بررسی قرار گرفته است. ۱۸ حلقه پیزومتر در دشت حفر شده که سطح آب زیرزمینی به‌صورت ماهانه توسط شرکت آب منطقه‌ای گناباد اندازه‌گیری می‌شود. اطلاعات مربوط به سال‌های ۱۳۸۱ تا سال ۱۳۹۶ در این تحقیق مورد استفاده قرار گرفته است.

۳-۳- تهیه نقشه زمین‌شناسی منطقه

نقشه‌های زمین‌شناسی راهی برای شناخت هرچه بهتر وضعیت منطقه مورد مطالعه می‌باشد. جهت دقت بیشتر در بررسی واحدهای مختلف، تطبیق نقشه زمین‌شناسی منطقه با تصاویر موجود در نرم‌افزار Google Earth انجام شد. به منظور مطالعات هیدروژئولوژیکی و هیدروشیمیایی منطقه نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ از منطقه گناباد با نرم‌افزار ArcGIS 10 تهیه گردید.

۳-۴- مطالعات صحرایی و انجام نمونه‌برداری

بعد از مطالعه جامع در خصوص زمین‌شناسی و حوضه‌ی آبرگیر منطقه مورد مطالعه، نمونه‌برداری به مدت ۵ روز در پاییز ۱۳۹۶ از چاه‌های بهره‌برداری به صورت انتخابی انجام گرفت که در نهایت ۲۸ نمونه آب مربوط به چاه‌ها، قنات و چشمه نمونه برداری شده است. پارامترهای هیدروشیمی (T, pH, EC) در محل نمونه‌برداری اندازه‌گیری گردید. نمونه‌برداری در بطری‌های تیره برای آنالیزهای هیدروشیمیایی فلزات

سنگین و ایزوتوپی برداشت شده است. تعدادی از نمونه‌ها توسط فیلتر ۰/۴۵ میکرون فیلتر شده و با اضافه کردن چند قطره اسید نیتریک pH آن‌ها به کم‌تر از ۲ رسانده شد و سپس برای آنالیز فلزات سنگین به آزمایشگاه ارسال گردید.

۳-۵- اندازه‌گیری فلزات سنگین و مقادیر ایزوتوپی

برای آنالیز مقدار ایزوتوپی مقدار ۶۰ سی سی نمونه در ظرف PVC تیره به شرکت مصباح انرژی برای اندازه‌گیری مقدار ^2H و ^{18}O فرستاده شد. مقدار ۷۰ سی سی نمونه بعد از فیلتر شدن و کاهش مقدار pH به زیر ۲ در بطری‌های تیره به شرکت زرآزما جهت آنالیز فلزات سنگین ارسال شد و توسط روش ICP-MS اندازه‌گیری گردید. همچنین تعداد ۱۴ نمونه برای اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های برم ۸۱ و کلر ۳۵ به کشور فرانسه ارسال گردید.

۳-۶- اندازه‌گیری یون‌های اصلی

۲۸ نمونه آب در بطری‌های تیره یک لیتری برای اندازه‌گیری غلظت یون‌های اصلی به آزمایشگاه دانشگاه صنعتی شاهرود فرستاده شد. مقدار کلسیم، منیزیم، کلر و بی‌کربنات به ترتیب توسط محلول‌های تیتراکننده EDTA، نیترات نقره و اسید سولفوریک به روش تیتراسیون اندازه‌گیری شده است. تعیین غلظت سولفات به کمک دستگاه توربیدی‌متر صورت گرفت. علاوه بر این آنالیز یون‌های پتاسیم و سدیم توسط دستگاه فلیم فتومتر شعله‌ای انجام شد.

۳-۷- اطمینان از صحت نتایج

اولین کار بعد از اتمام آنالیزهای هیدروشیمیایی اطمینان از درستی و صحت نتایج به دست آمده می باشد. صحت نتایج از طریق فرمول زیر محاسبه میشود:

$$\%Error = \frac{|\sum Cations - \sum Anions|}{(\sum Cations + \sum Anions)} \times 100 \quad \text{معادله (۳-۱)}$$

تمامی مقادیر براساس میلی اکی والان بر لیتر در نظر گرفته می شوند. مقدار خطا باید کمتر از ۵ درصد باشد و مقدار بیشتر از آن نشان دهنده عدم صحت و نامعتبر بودن نتایج بوده و اندازه گیری بایستی دوباره تکرار شود.

۳-۸- داده های هیدروژئولوژیکی منطقه مورد مطالعه

بررسی خصوصیات هیدروژئولوژیکی منطقه بر پایه اطلاعات مربوط به داده های سطح آب زیرزمینی در نقاط مختلف دشت می باشد. به منظور بررسی کمی آبخوان دشت گیسور، از داده های ۱۳ ساله سطح آب زیرزمینی طی سال های ۱۳۸۲ تا ۱۳۹۵ در ۱۸ حلقه پیزومتر استفاده شده است. سطح آب زیرزمینی در ۱۸ پیزومتر حفار شده در آبخوان گیسور به صورت ماهانه توسط آب منطقه ای شهرستان گناباد اندازه گیری می شود. به منظور بررسی های کمی آبخوان و در دسترس بودن اطلاعات کامل پیزومترها در منطقه، از داده های سطح آب کلیه پیزومترها استفاده شده است. از مهم ترین ارزیابی های کمی که انجام می شود می توان به ترسیم نقشه همپتانسیل به منظور بررسی جهت جریان آب زیرزمینی، ترسیم نقشه همافت آبخوان و رسم هیدروگراف معرف، جهت بررسی ارتباط سطح آب زیرزمینی با بارندگی در منطقه اشاره کرد.

۳-۸-۱- رسم هیدروگراف معرف دشت

برای ترسیم هیدروگراف معرف آبخوان ابتدا با استفاده از نرم افزار Arc Gis 10 نقشه تیسن آبخوان گیسور ترسیم گردید. سپس با استفاده از نقشه تیسن، مساحت هریک از چند ضلعی‌ها محاسبه شده و برای ترسیم هیدروگراف معرف آبخوان گیسور مورد استفاده قرار گرفته است. همچنین به منظور بررسی ارتباط بین تغییرات سطح آب زیرزمینی و بارندگی، میزان بارندگی نیز به صورت میانگین سالانه بر روی نمودار نمایش داده شده است.

۳-۸-۲- تهیه نقشه هم‌پتانسیل و هم‌افت آبخوان گیسور

به منظور تعیین جهت حرکت آب زیرزمینی در سفره آبرفتی منطقه و بررسی مناطق تخلیه و تغذیه، نقشه هم‌پتانسیل دشت تهیه شده است. نقشه هم‌پتانسیل در ابتدا به صورت دستی ترسیم و سپس با استفاده از نرم‌افزار Arc GIS 10 رقومی شده و تهیه گردید. همچنین برای بررسی و مقایسه تغییرات سطح آب در درازمدت، نقشه هم‌پتانسیل در سه سال مختلف تهیه و با یکدیگر مقایسه شد.

۳-۸-۳- بررسی بیلان آب زیرزمینی دشت گیسور

جهت بررسی هرچی دقیق‌تر و روشن‌تر وضعیت آبخوان گیسور، بیلان اجمالی آن با استفاده از معادله (۳-۲) محاسبه شده است:

$$[Q_{in} + Q_p + Q_R + Q_I] - [Q_{out} + Q_{EX} + Q_{ET}] = \pm \Delta V \quad \text{معادله (۳-۲)}$$

Q_{in} : میزان جریان‌های ورودی به محدوده بیلان

Q_p : میزان نفوذ مؤثر حاصل از ریزش‌های جوی

Q_R : حجم نفوذ مؤثر حائل از جریان‌های سطحی

Q_I : جریان آب برگشتی از آبیاری باغات و زمین‌های کشاورزی

Q_{Out} : میزان جریان‌های خروجی از محدوده بیلان

Q_{EX} : میزان آب تخلیه شده توسط چاه‌ها قنات و چشمه‌ها

Q_{ET} : مقدار آب تبخیرشده از سفره آب زیرزمینی

$\pm\Delta V$: تغییرات حجم ذخیره سفره آب زیرزمینی در محدوده بیلان

۹-۳- تحلیل داده‌های هیدروژئوشیمیایی منطقه مورد مطالعه

به منظور تعیین منشأ و علل شوری و بررسی خصوصیات هیدروشیمیایی و هیدروژئولوژی دشت گیسور، نمودارها و نقشه‌ها و گراف‌های مربوطه ترسیم شده است. بدین جهت داده‌های تهیه شده از ۲۴ حلقه چاه، ۳ قنات و یک چشمه مورد ارزیابی قرار گرفته شده است. به منظور تحلیل داده‌ها مراحل ذیل انجام شده است:

۹-۳-۱- نقشه کیفی و سری زمانی داده‌های کیفی منطقه مورد مطالعه

به منظور بررسی تغییرات یون‌های اصلی در منطقه و همچنین تغییرات دراز مدت این یون‌ها، نقشه‌های هدایت هیدرولیکی، هم‌سولفات و هم‌کلر و ... در زمان‌های مختلف رسم گردید. همچنین سری زمانی طولانی مدت پارامتر EC در منابع مختلف رسم و تفسیر شده است.

۳-۹-۲- رسم نمودارهای کیفی آبخوان

از نمودارهای استیف، شولر، ویلکاکس و پایپر جهت تفسیر سریع و آسان کیفیت آب‌های زیرزمینی همچنین جهت تعیین نوع آب، رخساره‌های هیدروژئوشیمیایی و مسیرهای تکامل ژئوشیمیایی، مقایسه سریع ترکیب شیمیایی، تعیین تیپ، سختی، قابلیت شرب و تعیین استانداردهای کیفیت آب در دشت گیسور استفاده شده است.

۳-۹-۳- نمودارهای ترکیبی و داده‌های ایزوتوپی

نمودارهای ترکیبی، به منظور تعیین فرآیندهای تأثیرگذار بر شیمی آب زیرزمینی مورد استفاده قرار می‌گیرند. از جمله این نمودارها می‌توان به نمودارهای نسبت یونی، نسبت شاخص اشباع به کاتیون‌ها و آنیون‌ها و ... اشاره کرد.

از نمودارهای Na/Cl، غلظت عناصر اصلی نسبت به هدایت الکتریکی، نسبت I/Cl در برابر Cl، نسبت Na و Cl در برابر Br و Li/Cl در برابر Cl/Br برای بررسی تکامل هیدروژئوشیمیایی و تعیین منشأ نمونه‌های آب زیرزمینی استفاده شده است. ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و هیدروژن ابزار مفیدی جهت انجام مطالعات شوری می‌باشد. جهت بررسی تکمیلی منشأ شوری نمونه‌های آب زیرزمینی دشت گیسور و اطمینان از منشأ به دست آمده از ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و هیدروژن و همچنین ایزوتوپ‌های Br و Cl استفاده شده است.

فصل چهارم:

ارزیابی هیدروژنولوزی و هیدروژنوشیمیایی آبخوان منطقه مورد مطالعه

۴-۱- مقدمه

محدوده مطالعاتی گیسور با روند کلی شمالی- جنوبی دارای وسعتی معادل $2407/2$ کیلومتر مربع می‌باشد که $1175/84$ کیلومتر مربع آن را آبخوان دشت گیسور تشکیل می‌دهد. آبخوان دشت گیسور هم شامل آبخوان آبرفتی و هم آبخوان سازند سخت است که با هم در ارتباط می‌باشند. وجود کفه نمکی در قسمت‌های وسیع دشت، چالش‌هایی از حیث تأثیرات نامطلوب کفه نمکی روی کیفیت منابع آب را به همراه داشته است. در این فصل با استفاده از اطلاعات آماری و نتایج آنالیزهای مختلف، روند تغییرات کمی و کیفی تفسیر گردیده است. همچنین جهت بررسی منشأ شوری آب زیرزمینی و تکامل ژئوشیمیایی از ایزوتوپ‌های ^{18}O و ^2H ، ^{37}Cl ، ^{81}Br نیز استفاده شده است.

۴-۲- هیدروژئولوژی آبخوان دشت گیسور

در این بخش با استفاده از نقشه‌های هم‌پتانسیل، زون‌بندی دشت بر اساس افت، ترسیم هیدروگراف معرف به بررسی و ارزیابی هیدروژئولوژیکی دشت گیسور پرداخته شده است.

۴-۲-۱- بررسی نقشه‌های هم‌پتانسیل منطقه مورد مطالعه

به منظور تعیین جهت عمومی جریان آب زیرزمینی در آبخوان دشت گیسور، مشخص کردن مناطق تخلیه و تغذیه آب زیرزمینی، تفسیر داده‌های هیدروشیمی، محاسبه شیب هیدرولیکی، تعیین وضعیت تبادل آب زیرزمینی با منابع آب سطحی و تشکیلات زمین‌شناسی اطراف دشت، نقشه‌ی هم‌پتانسیل تهیه شده است. بدین منظور اطلاعات تغییرات سطح آب زیرزمینی مربوط به پیزومترهای موجود منطقه در یک دوره ۲۳ ساله از اداره آب منطقه خراسان رضوی گردآوری شد. در محدوده مطالعاتی تعداد ۱۸ حلقه پیزومتر حفر شده است که مختصات آن‌ها در جدول (۴-۱) ارائه شده است.

جدول ۴-۱- مختصات و ارتفاع سطح ایستایی در پیژومترها در خرداد ۱۳۸۲ و ۱۳۹۵

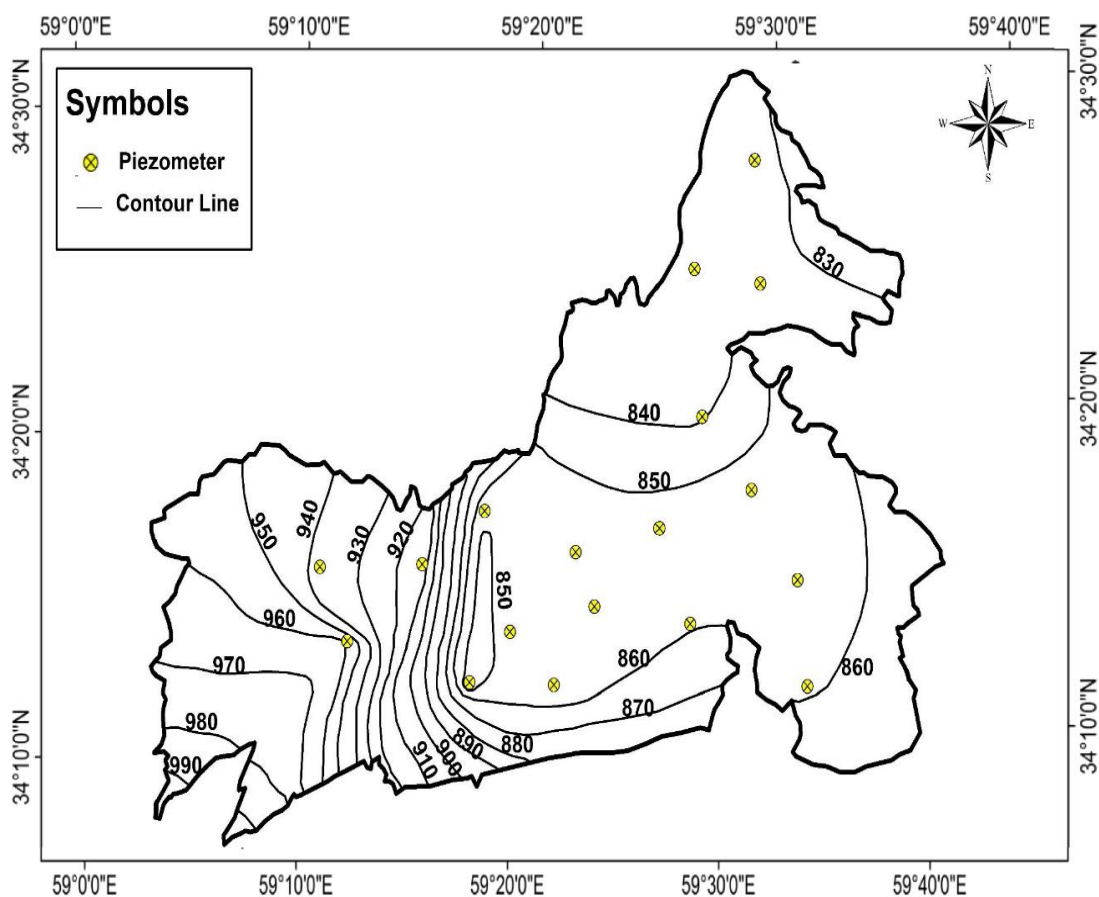
| مقدار افت (متر) | تراز آب خرداد ۱۳۹۵ (متر) | تراز آب خرداد ۱۳۸۲ (متر) | UTMY | UTMX | نام محل | علامت اختصاری |
|--------------------|-----------------------------|-----------------------------|---------|--------|--------------------------------|---------------|
| ۱/۴۳ | ۸۳۴/۱۲ | ۸۳۵/۵۵ | ۳۸۱۷۰۰۰ | ۷۳۱۵۹۴ | باغ بخشی | P1 |
| ۴/۷۲ | ۸۴۳/۶۷ | ۸۴۸/۳۹ | ۳۷۸۶۷۵۱ | ۷۱۲۵۰۱ | جاده رحمت آباد | P2 |
| ۳/۱۳ | ۸۵۵/۱۳ | ۸۵۸/۲۶ | ۳۷۹۴۳۶۶ | ۷۲۰۰۸۰ | جنگل-راه گیسور به چاه مسیله | P3 |
| ۳/۶۱ | ۸۵۴/۸۲ | ۸۵۸/۴۳ | ۳۷۸۹۶۱۱ | ۷۱۵۲۲۱ | جنوب غرب چاه مسیله | P4 |
| ۳/۶۳ | ۸۵۸/۱۱ | ۸۶۱/۷۴ | ۳۷۸۶۶۱۰ | ۷۱۸۴۷۱ | جنوب غربی چاه مسیله | P5 |
| ۵/۸۹ | ۸۵۵/۲۵ | ۸۶۱/۱۴ | ۳۷۹۲۶۰۸ | ۷۳۴۹۸۹ | چاه گچی-اول راه قطارگز | P6 |
| ۲/۸۱ | ۸۵۸/۷۵ | ۸۶۱/۵۶ | ۳۷۹۰۱۳۸ | ۷۲۷۸۹۲ | راه چاه مسیله به چاه گچی | P7 |
| ۰/۰۱ | ۹۷۸/۱۵ | ۹۷۸/۱۶ | ۳۷۸۹۰۸۶ | ۷۰۳۸۳۳ | راه چاه میقونی | P8 |
| ۵/۵۳ | ۸۵۳/۱ | ۸۵۸/۶۳ | ۳۷۹۸۰۶۳ | ۷۳۱۷۷۶ | راه قطارگز | P9 |
| ۱/۱۵ | ۸۳۵/۲۲ | ۸۳۶/۳۷ | ۳۸۱۰۷۴۶ | ۷۲۷۶۵۹ | زیرجاده مهاباد به باغ یخ | P10 |
| ۱/۲۰ | ۸۴۴/۶۷ | ۸۴۵/۸۷ | ۳۷۹۵۷۷۱ | ۷۲۵۷۵۰ | شرق چاه مسیله | P11 |
| ۴/۷۸ | ۸۵۷/۷۲ | ۸۶۲/۵ | ۳۷۸۶۵۸۶ | ۷۳۸۵۹۵ | شمال راه خشت | P12 |
| ۳/۰۲ | ۸۵۲/۸۲ | ۸۵۵/۸۴ | ۳۷۹۶۹۴۱ | ۷۱۳۲۵۱ | شمال شرقی گیسور | P13 |
| ۴/۹۱ | ۸۳۸/۷۵ | ۸۴۳/۶۶ | ۳۸۰۲۵۱۳ | ۷۲۸۵۴۹ | قطارگز-از قطار گز به کو | P14 |
| ۱/۰۵ | ۹۱۳/۵ | ۹۱۴/۵۵ | ۳۷۹۳۸۱۵ | ۷۰۹۰۴۵ | کنار گورستان گیسور | P15 |
| ۰/۵۳ | ۹۳۸/۸۱ | ۹۳۹/۳۴ | ۳۷۹۳۶۸۹ | ۷۰۱۹۷۰ | کنار مادر چاه قنات گیسور | P16 |
| ۱/۸۳ | ۸۳۱/۹۵ | ۸۳۳/۷۸ | ۳۸۱۰۰۸۴ | ۷۳۲۳۰۷ | مهاباد | P17 |
| ۳/۴۸ | ۸۵۶/۷۹ | ۸۶۰/۲۷ | ۳۷۹۱۲۰۵ | ۷۲۱۱۶۰ | نرسیده به چاه مسیله | P18 |

شکل (۲-۴) و (۳-۴) نقشه هم‌پتانسیل آب زیرزمینی آبخوان گیسور را به ترتیب در سال‌های آبی ۱۳۹۰ و ۱۳۹۶ نشان می‌دهد. با توجه به نقشه هم‌پتانسیل دشت، بیشترین تراز سطح آب در بخش غربی دشت به میزان ۹۶۰/۱۴ متر و کمترین آن در بخش شمال‌شرق دشت به میزان ۸۳۱/۸۴ متر می‌باشد. بنابراین آب زیرزمینی تحت تاثیر این اختلاف ارتفاع از بخش جنوبی و جنوب‌غربی به سمت بخش‌های شمالی و شمال‌شرقی در جریان است. شیب توپوگرافی دشت روند جنوب‌غربی به سمت شمال‌شرقی را نشان می‌دهد که تقریباً با جریان آب زیرزمینی هم‌سو می‌باشد.

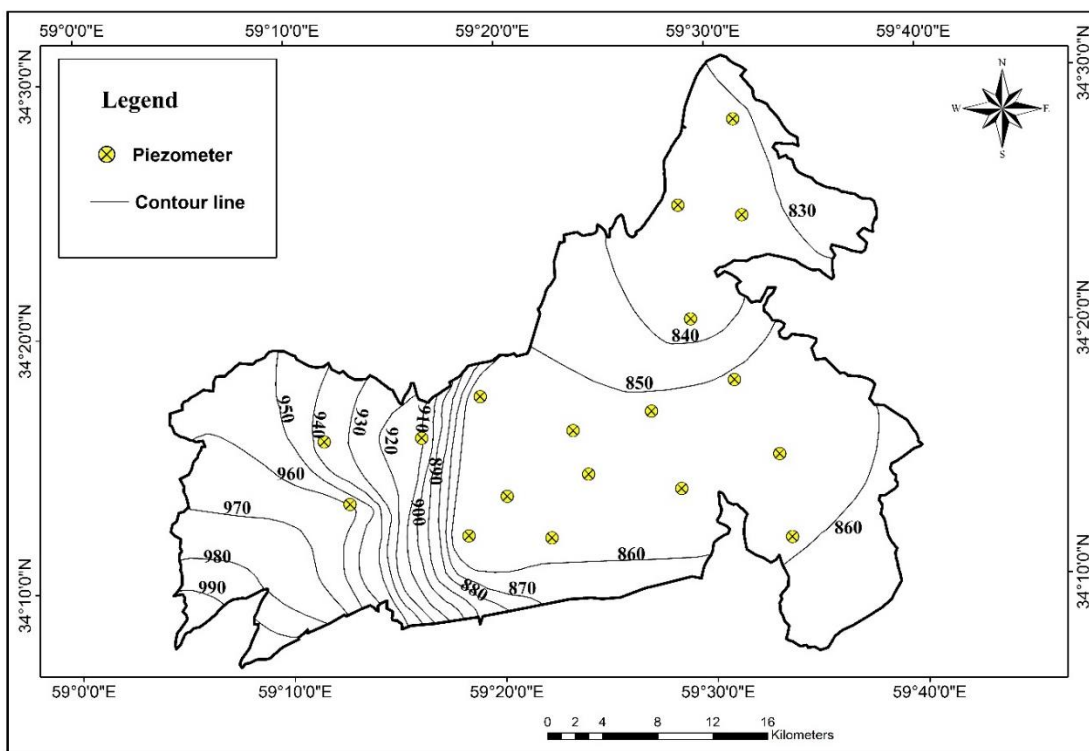
تغذیه عمده دشت بیشتر از بخش‌های جنوب‌غربی، جنوب شرقی و بخش‌هایی از شمال‌غربی دشت بوده و تخلیه به سمت شمال‌شرقی می‌باشد. گرادیان هیدرولیکی در مناطق تغذیه دارای شیب زیادی می‌باشد. اما در مرکز دشت به دلیل بالآمدگی سنگ کف در راستای عملکرد گسل در این بخش، گرادیان هیدرولیکی بیشتر از بقیه نواحی دشت شده است. بیشترین تعداد چاه‌های بهره‌برداری در بخش مرکزی دشت تمرکز داشته و تشکیل چاه‌های متمرکز را داده و در نتیجه باعث ازدیاد برداشت و ایجاد گرادیان زیاد به سمت مرکز دشت، می‌باشد. در اثر تغییر الگوی طبیعی جهت جریان در این بخش، آب‌های شور موجود در اطراف به سمت مرکز دشت نفوذ کرده و باعث افزایش شوری شده است. البته امکان نفوذ آب شور از لایه‌های زیر سفره به طرف چاه‌ها نیز می‌باشد که در ادامه بررسی شده است.

با توجه به نزدیک بودن منشأ شوری به چاه‌های برداشتی، افزایش اندکی در مقدار دبی چاه‌ها باعث نفوذ آب شور به سمت سفره شده است. اما این افزایش دبی باعث تغییر الگوی کلی جریان در نقشه هم‌پتانسیل نمی‌شود. مقایسه نقشه‌های ایزوپتانسیل در دوره‌های زمانی مختلف نشان می‌دهد که سطح آب زیرزمینی و بالتبع الگوی جریان در این دشت تغییر چندانی نداشته است که می‌تواند به دلیل کنترل دبی برداشت در دهه اخیر، افزایش شوری و بالتبع کاهش

برداشت در این دشت باشد. در نزدیکی مرکز دشت یک گسل باعث بالآمدگی سنگ کف در بخش غربی، نسبت به نواحی شرقی شده است که باعث تغییر زیاد گرادیان هیدرولیکی و تفاوت زیاد تراز آب در دو طرف گسل شده است. به طوری که تراز آب در دو طرف این گسل می‌تواند به‌عنوان یک مسیر جریان آب عمل کرده و نقش انتقال‌دهنده را داشته باشد. به این صورت که می‌تواند باعث جریان‌های عمقی از کف آبخوان به سمت بالا نیز باشد.



شکل ۴-۱: موقعیت پیزومترها و نقشه هم‌پتانسیل دشت گیسور در خرداد ۱۳۹۰

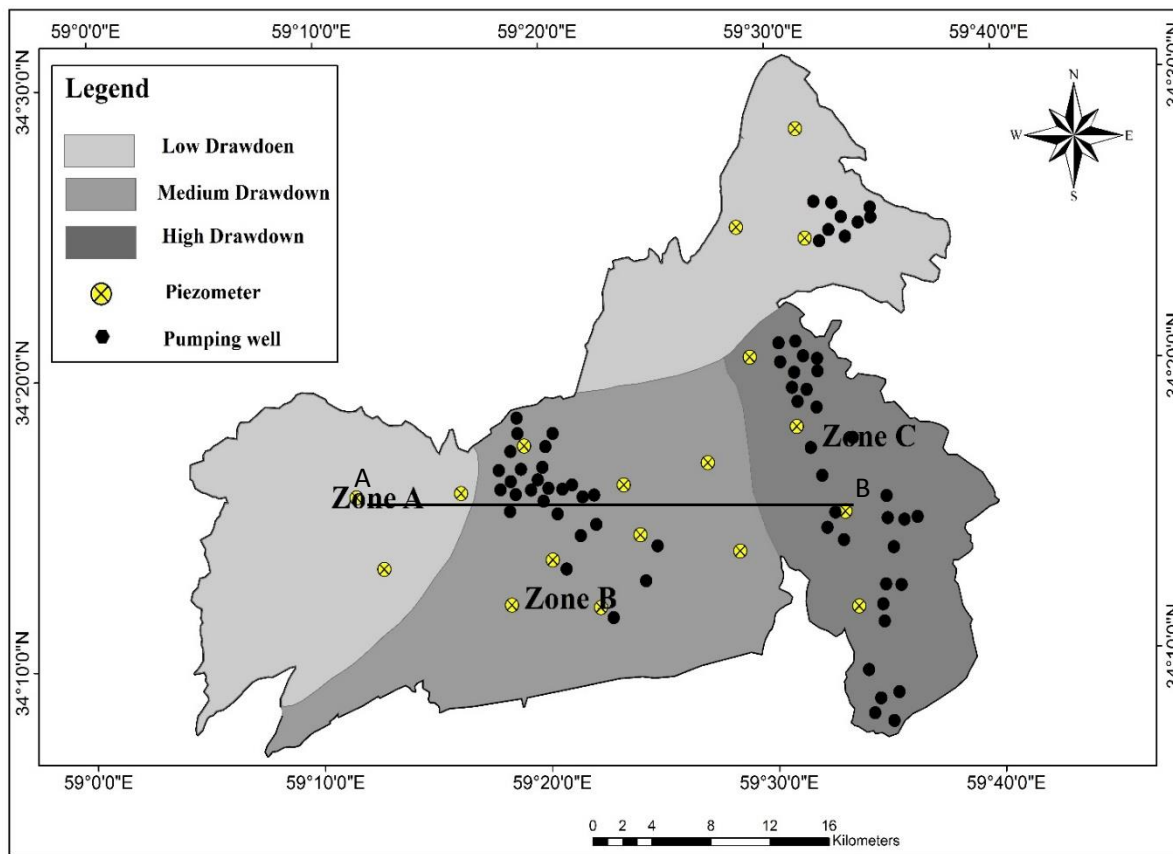


شکل ۴-۲: موقعیت پیزومترها و نقشه هم‌پتانسیل دشت گیسور در خرداد ۱۳۹۶

۴-۲-۲- ارزیابی دشت براساس افت طولانی مدت

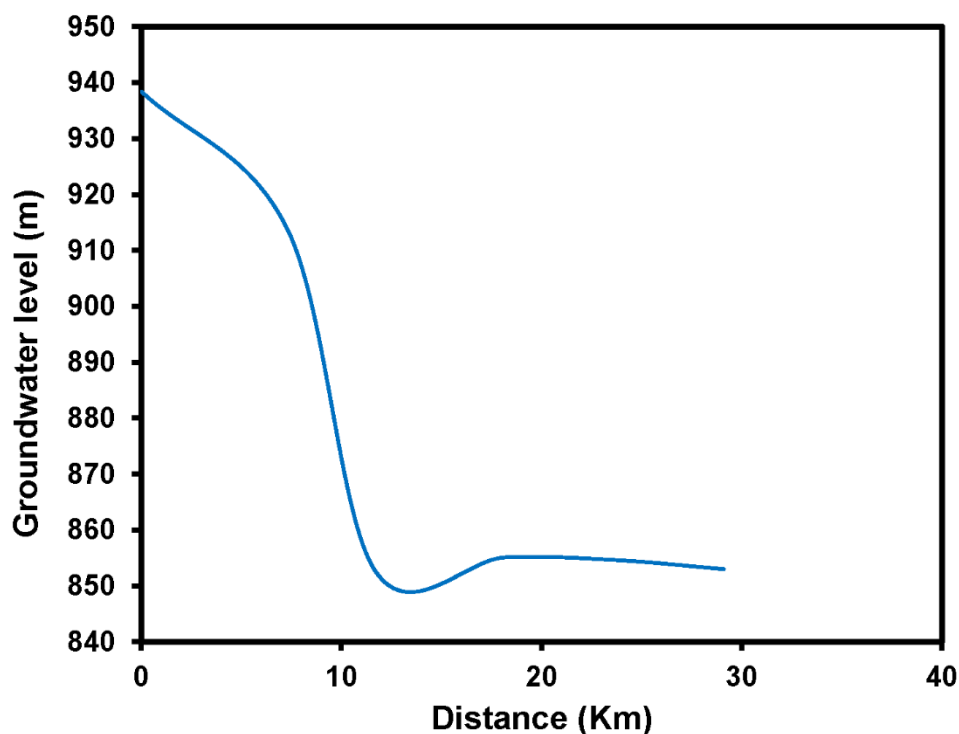
با استفاده از داده‌های آماری طولانی مدت تغییرات سطح آب زیرزمینی در سال آبی ۱۳۸۱ تا ۱۳۹۶، دشت گیسور بر اساس میزان افت ۱۵ ساله، به سه زون A، B و C تقسیم شده است (شکل ۴-۳). لازم به ذکر است که این زون‌بندی فقط جنبه مقایسه‌ای دارد و در یک دشت نمی‌توان به طور دقیق این زون‌بندی را انجام داد. کم‌ترین مقدار افت مربوط به پیزومترهایی است که در قسمت شمالی و غربی دشت قرار گرفته‌اند (زون A). مقدار متوسط افت در این قسمت ۱/۱۰ متر می‌باشد. در این زون بهره‌برداری از چاه‌ها به دلیل کیفیت نامطلوب آب زیرزمینی کاهش یافته است، بنابراین دلیل کمینه‌ی افت در منطقه را می‌توان به این موضوع نسبت داد. بخش شرقی دشت گیسور به دلیل کیفیت بهتر آب زیرزمینی و شوری کمتر، تمرکز چاه‌های بهره‌برداری افزایش یافته و بالتبع افزایش برداشت صورت گرفته است، بنابراین بیشترین افت در این قسمت (زون C) صورت گرفته است. سازندهای بخش‌های شرقی دشت با واحدهای آهکی و آذرین،

تغذیه کننده دشت به شمار رفته و ورودی دشت محسوب می‌شود، لذا کیفیت آب زیرزمینی در قسمت‌های شرقی مطلوب‌تر می‌باشد. ضخامت اشباع سفره و بالتبع حجم ذخیره آبخوان در این منطقه احتمالاً کم بوده و با کمی برداشت افت زیادی ایجاد می‌شود. با توجه به میزان تغذیه و برداشت در زمان‌های مختلف در دشت، سطح آب زیرزمینی می‌تواند تغییراتی داشته باشد. زون B در بخش مرکزی دشت واقع شده است. در سال‌های اخیر به دلیل شوری بالا و کیفیت نامطلوب آب در این نواحی برداشت کمتر شده است بالتبع مقدار افت از بخش شرقی با کیفیت مناسب‌تر، کمتر است.



شکل ۴-۳: نقشه هم افت دشت گیسور

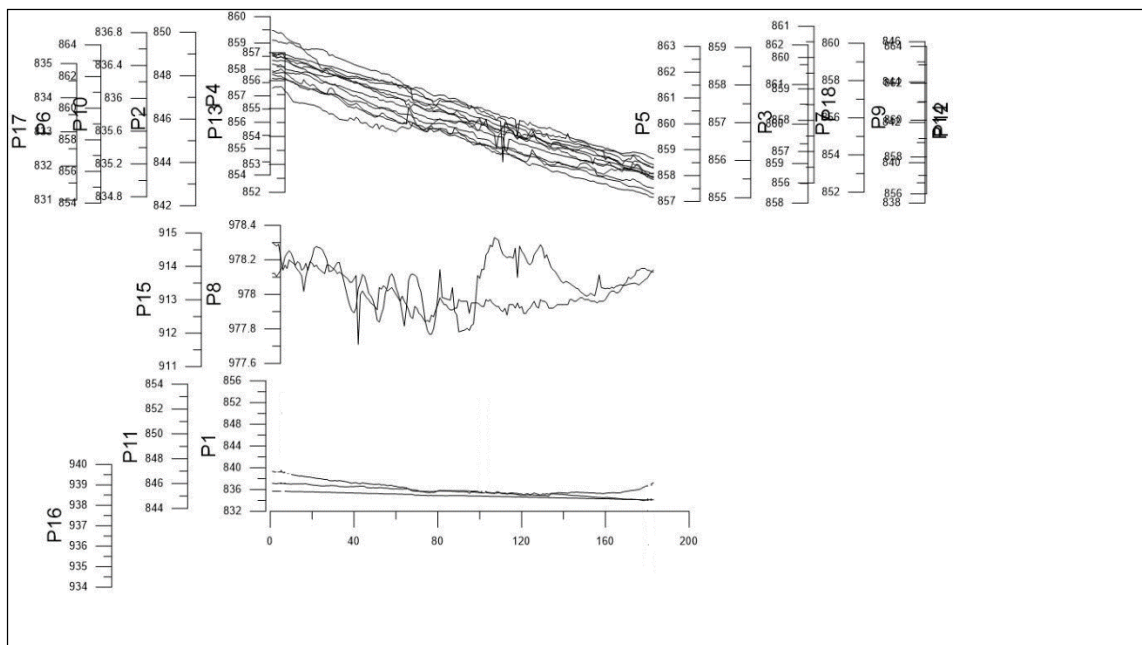
مجموعه‌ی درزه‌ها، گسل‌ها و شکستگی‌ها نقش مهمی در چرخه‌ی توزیع و انتقال آب زیرزمینی ایفا می‌کنند (Antony Ravindran, et al. 2015). تغییرات مکانی سطح آب زیرزمینی در یک پروفیل با جهت غربی-شرقی در شکل (۴-۴) نشان داده شده است. از بخش‌های غربی دشت به سمت بخش‌های شرقی روند نزولی چشمگیری در سطح آب زیرزمینی مشاهده می‌شود که می‌توان آن را به حضور گسل پنهان در سنگ کف دشت نس **E** اد. عملکرد گسل در این ناحیه سبب تغییرات عمده در سطح آب **W** پنی شده است. حالت فروافتادگی در نمودار احتمالاً به دلیل کاهش زیاد سطح آب در مرکز دشت، در اثر عملکرد چاه‌ها به صورت Well field می‌باشد.



شکل ۴-۴: تغییرات مکانی سطح آب زیرزمینی در مقطع غربی-شرقی

پیزومترهای دشت گیسور براساس نوع و رفتار تغییرات سری زمانی سطح تراز آب در آن‌ها به ۳ گروه تقسیم شده است (شکل ۴-۵). به طوری که برخی دارای رفتار نزولی و افزایش چشمگیر افت با زمان، برخی با روند

ثابت و بدون افت و گروه دیگر حالت بینابینی را از خود نشان می‌دهند. برداشت زیاد در طی سال‌های اخیر منجر به کاهش سطح آب در پیزومترها شده است. آب شور کفه نمکی از قسمت‌های شمالی و مرکزی دشت نفوذ کرده و باعث کاهش کیفیت و بالتبع کاهش برداشت از چاه‌ها شده است. تمرکز پیزومترهایی که روند نزولی دارند بیشتر در بخش‌های شرقی به دلیل برداشت زیاد، سطح آب در پیزومترها پایین افتاده است. در محدوده تخلیه سطح آب خیلی پایین آمده است. آب شور کفه نمکی از قسمت‌های شمالی و مرکزی دشت نفوذ کرده و باعث کاهش کیفیت و بالتبع کاهش برداشت از چاه‌ها شده است و گواهی بر روند ثابت سطح تراز P1, P11, P16 می‌باشد.



شکل ۴-۵- گروه‌بندی پیزومترها براساس رفتار سری زمانی تغییرات تراز سطح آب

۴-۲-۳- هیدروگراف معرف دشت گیسور

با توجه به میزان تغذیه و برداشت در زمان‌های مختلف در دشت، سطح آب زیرزمینی می‌تواند تغییراتی داشته باشد. هیدروگراف واحد دشت میانگینی از سطح ایستابی در نقاط مختلف دشت بوده و مرسوم‌ترین

روش ارزیابی تغییرات درازمدت سطح آب زیرزمینی می‌باشد. هیدروگراف واحد دشت زمان‌هایی که سطح آب افزایش یا کاهش داشته (ترسالی و خشکسالی) را به ما نشان خواهد داد. به منظور ارزیابی تغییرات بارندگی و نقش آن در تغییرات سطح آب‌های زیرزمینی منطقه، ارتفاع متوسط سطح آب زیرزمینی در دشت گیسور نسبت به بارندگی در طی سال‌های ۱۳۷۲ تا ۱۳۹۵ بررسی شده است. برای بدست آوردن افت متوسط سالانه ابتدا سطح دشت بر اساس پیزومترهای موجود در آن تیسن‌بندی شده و مساحت چندضلعی‌ها تیسن در مقدار افت متوسط پیزومتر مربوطه ضرب و در نهایت مقدار متوسط افت در سطح دشت به روش میانگین‌گیری وزنی بدست آمده است.

شکل (۴-۶) نقشه تیسن‌بندی دشت گیسور را نشان می‌دهد. با استفاده از فرمول تراز سطح آب منطقه در زمان‌های مختلف بدست می‌آید.

$$H_1 = \frac{a_1(h_1)}{A} + \frac{a_2(h_2)}{A} + \dots \quad \text{معادله (۴-۱):}$$

H_1 : سطح متوسط آب در زمان t_1

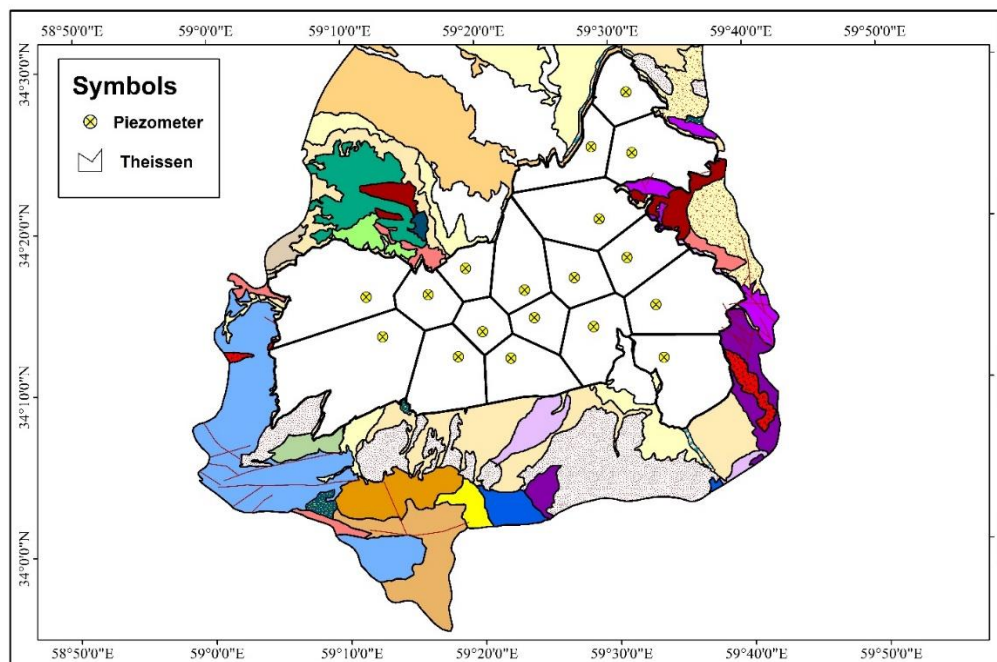
h : تراز آب در چاه در زمان t_1

a : مساحت پلیگون مربوط به پیزومتر

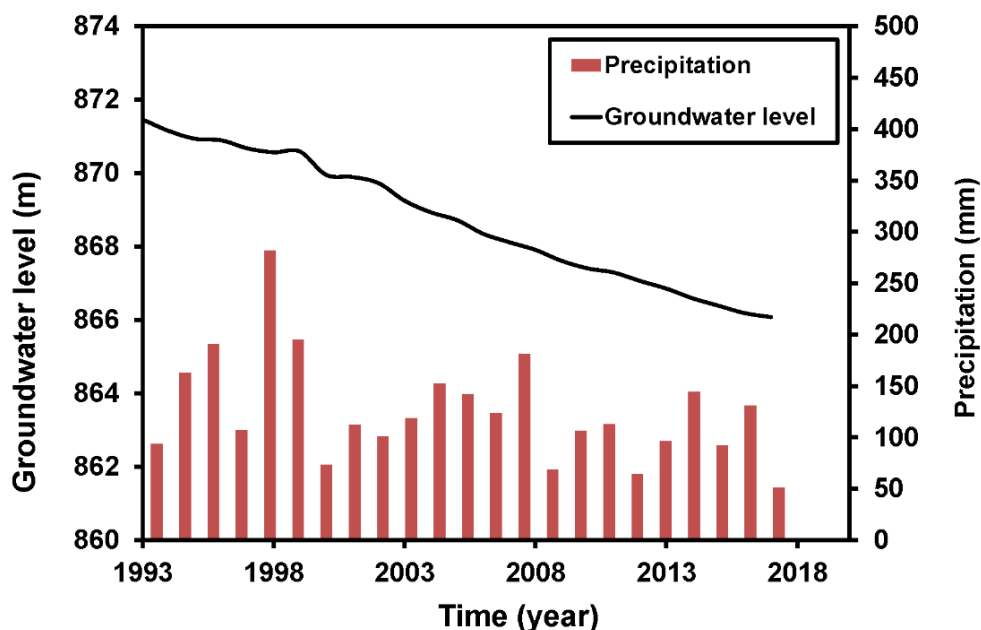
A : مساحت کل پلیگون‌ها

شکل (۴-۷) هیدروگراف واحد دشت را برای یک دوره ۲۳ ساله (سال‌های آبی ۱۳۷۲ تا ۱۳۹۵) نشان می‌دهد. با توجه به هیدروگراف واحد ترسیم شده، تغییرات سطح ایستابی در این منطقه روند نزولی را نشان می‌دهد. به این ترتیب که متوسط سطح آب زیرزمینی از ۸۷۱/۵ متر در سال ۱۳۷۲ به ۸۶۶ متر در سال ۱۳۹۵ تغییر کرده است. طی این دوره ۲۳ ساله سطح آب زیرزمینی در دشت گیسور ۵/۵ متر افت را نشان می‌دهد. بنابراین میزان نرخ کاهش افت حدود ۲۴ cm/year می‌باشد. به طور کلی میزان بارندگی و تغییرات

آن یکی از مهم‌ترین عوامل کنترل‌کننده سطح آب زیرزمینی می‌باشد. در سال‌های اخیر به علت وجود دوره خشکسالی، میزان بارندگی در این منطقه نیز کاهش چشمگیری داشته است. در حالی که در اکثر دوره‌ها بخصوص از سال ۱۳۸۲ به بعد، با نوسانات میزان بارندگی، سطح ایستابی روند نزولی پیدا کرده است. این دلیلی بر افزایش برداشت از آب‌های زیرزمینی و بالتبع افزایش عمق آب و عدم تأثیر زیاد بارندگی بر سطح آب زیرزمینی این دشت، می‌باشد. اما از سال ۱۳۹۰ به بعد مقدار افت به نسبت خیلی کمتر شده است که می‌تواند دلیل بر کاهش برداشت در اثر افزایش شوری و همچنین کنترل دبی برداشتی باشد. به طوری که نقشه‌های هم‌پتانسیل نیز نشان می‌دهند که میزان تغییرات افت کم بوده است.



شکل ۴-۶: تیسین‌بندی آبخوان دشت گیسور



شکل ۴-۷: هیدروگراف معرف دشت گیسور

۴-۲-۴- بررسی وضعیت بیلان منطقه مورد مطالعه

ارزیابی بیلان چیزی جز موازنه ماده نیست که در آن تمام ورودی‌ها، خروجی‌ها و تغییر در ذخیره در محدوده‌ای با مرزهای مشخص مورد ارزیابی قرار می‌گیرد. با توجه به موقعیت چاه‌های مشاهده‌ای در محدوده مطالعاتی، سطح بیلان ۱۱۷۵/۸۴ کیلومتر مربع در نظر گرفته شده است. به منظور بررسی وضعیت پتانسیلی منابع آب و اعمال مدیریت بهینه در راستای بهره‌برداری مناسب از آبخوان آبرفتی گیسور، بیلان یک ساله دشت محاسبه شده و هر یک از عوامل موثر مذکور در معادله به طور جداگانه مورد ارزیابی قرار گرفته شد (Todd and Mays, 2005).

$$\Delta V = I - Q$$

معادله (۴-۲)

$$[Q_{in} + Q_p + Q_R + Q_I] - [Q_{out} + Q_{EX} + Q_{ET}] = \pm \Delta V$$

طبق معادله بالا، ورودی‌ها (I) شامل: میزان نفوذ موثر حاصل از ریزش‌های جوی (Q_P)، حجم نفوذ از جریان‌های سطحی (Q_R)، میزان جریان‌های زیرزمینی ورودی به محدوده بیلان (Q_{in})، حجم آب برگشتی از کشاورزی، شرب و صنعت (Q_I) و خروجی‌ها (Q) شامل: میزان جریان‌های خروجی از محدوده بیلان (Q_{out})، حجم آب زیرزمینی بهره‌برداری شده (Q_{EX})، حجم آب تبخیرشده از سفره آب زیرزمینی (Q_{ET}) و ΔV تغییر در میزان ذخیره آبخوان در طول دوره بیلان است.

۴-۲-۴-۱- عوامل تغذیه آبخوان

- میزان جریان‌های ورودی به محدوده بیلان (Q_{in}): نقشه تراز آب زیرزمینی ترسیم شده برای آبخوان گیسور نشان می‌دهد که بخش اعظم تغذیه سفره آب زیرزمینی در این آبخوان از بخش شمال غربی و جنوبی دشت صورت می‌گیرد. میزان آب زیرزمینی که از جبهه ورودی، دشت را تغذیه می‌کند، با توجه به طول جبهه ورودی، قابلیت انتقال و شیب هیدرولیکی بر اساس رابطه $Q=I.T.L.t$ محاسبه می‌گردد. مقدار قابلیت انتقال با توجه به لاگ چاه‌های حفاری و جنس سفره و همچنین ضخامت آبخوان برآورد شده است. مقدار I محاسبه شده، برابر 0.0007 می‌باشد. کل جریان ورودی آب به آبخوان $24/87$ میلیون متر مکعب در سال می‌باشد.

- حجم آب نفوذ یافته از نزولات جوی (Q_P): تغذیه عموماً به جریان روبه پایین آب گفته می‌شود که به سفره آب زیرزمینی رسیده و باعث افزایش سطح آن می‌شود. طبق آمار و اطلاعات موجود متوسط بارندگی در سطح دشت گیسور 90 میلی‌متر است. ضریب تغذیه ناشی از بارندگی در این منطقه حدود 10 درصد در نظر گرفته شده است. بنابراین حجم بارندگی در

محدوده بیلان (با مساحت ۱۱۷۵/۸۴ کیلومتر مربع) ۱۰۵/۸۳ میلیون متر مکعب در سال است. با توجه به جنس و ذرات خاک، شیب توپوگرافی، پوشش گیاهی ضعیف و میزان بالای تبخیر در منطقه و نتایج حاصل از بیلان هیدروکلیماتولوژی برآورد می‌شود سالانه حدود ۱۰/۶ میلیون متر مکعب نفوذ عمقی کند که در حدود ۱۰٪ از کل بارش مستقیم در نظر گرفته شده است.

- حجم آب برگشتی یا انتقالی (Q_I): معمولاً در محاسبه بیلان حجم آب مصرفی در اراضی کشاورزی و باغات و مقدار تبخیر و تعرق پتانسیل از سطح گیاه برآورد شده و از کسر آن‌ها حجم آب نفوذ یافته به آبخوان معلوم می‌شود. اما در دشت مورد مطالعه به دلیل کمبود آب حجم آب مصرفی کمتر از نیاز آبی گیاه (تبخیر و تعرق پتانسیل) می‌باشد. با توجه به نفوذپذیری سطحی آبرفت و سیستم آبیاری غرقابی سالانه حدود ۱۰ درصد از آب مصرفی در بخش کشاورزی به آبخوان آبرفتی برمی‌گردد. حجم آب مصرفی در محدوده بیلان ۴۲ میلیون متر مکعب می‌باشد. در نتیجه سالانه حدود ۴/۲ میلیون متر مکعب از آب کشاورزی به آبخوان آبرفتی بر می‌گردد.

۴-۲-۴- عوامل تخلیه آبخوان:

- میزان جریان‌های خروجی از محدوده بیلان (Q_{out}): براساس نقشه‌های خطوط تراز فقط یک خروجی در قسمت شمال شرق آبخوان وجود دارد. طبق جدول زیر مقدار خروجی آب زیرزمینی ۲/۲۴ میلیون متر مکعب برآورد شده است.

جدول ۴-۲- حجم خروجی آب زیرزمینی از آبخوان

| شماره مقطع | متوسط شیب هیدرولیکی | طول مقطع m | متوسط قابلیت انتقال m ² /day | زمان Day | حجم آب زیرزمینی Mm ³ |
|------------|---------------------|---------------|--|-------------|------------------------------------|
| 1 | 0.0007 | 8000 | 1000 | 365 | 2.24 |

- حجم آب بهره‌برداری از آبخوان آبرفتی (Q_{EX}): در محدوده بیلان تعداد ۶۶ حلقه چاه وجود دارد که میزان بهره‌برداری از آنها ۴۱/۶۳ میلیون متر مکعب در سال است. همچنین از دو رشته قنات موجود در محدوده بیلان سالانه حدود ۰/۳۵ میلیون متر مکعب آب استخراج می‌شود. بنابراین حجم کل آب بهره‌برداری شده از محدوده بیلان حدود ۴۱/۶۳ میلیون متر مکعب می‌باشد.

- میزان تبخیر و تعرق از آبخوان (Q_{ET}): تبخیر و تعرق نقش مهمی در بیلان آب ایفا می‌کند (Shuttleworth, 2008; Farahani *et al.*, 2007; Zhang *et al.*, 2017). تبخیر و تعرق از آب زیرزمینی به عمق سطح آب زیرزمینی، نوع و بافت خاک، درجه حرارت خاک، درجه حرارت محیط، شدت باد، پوشش گیاهی، رطوبت نسبی هوا غلظت املاح بستگی دارد. بررسی نقشه‌های هم عمق سطح آب زیرزمینی ترسیم شده برای محدوده بیلان نشان می‌دهد کمترین عمق سطح آب زیرزمینی حدود ۸ متر است. از آنجاییکه تبخیر و تعرق در عمق کمتر از ۵ متر صورت می‌گیرد، بنابراین میزان تبخیر و تعرق از آبخوان نادیده گرفته شده است.

- حجم آب زهکش شده از آبخوان (Q_D): بررسی منحنی‌های تراز و عمق سطح آب زیرزمینی ترسیم شده نشان می‌دهد که تراز آب زیرزمینی پایین‌تر از تراز کف مسیل‌ها و رودخانه خشک بوده است. بنابراین مسیل‌ها نقشی در تخلیه آب از آبخوان را ندارد و لذا نقش حجم آبخوان در معادله بیلان نادیده گرفته شده است.

در جدول ۴-۳، نتایج محاسبه مؤلفه‌های مختلف بیلان ارائه شده است. با توجه به نتیجه بیلان، میزان کسری مخزن حدود ۴/۲ میلیون متر مکعب در سال برآورد شده است.

جدول ۴-۳- خلاصه اجزاء بیلان آبخوان آبرفتی گیسور

| جدول محاسبه اجزای بیلان | | |
|-------------------------|------------------------------------|----------------------------------|
| تخلیه (میلیون متر مکعب) | تغذیه (میلیون متر مکعب) | شرح اجزای آب زیرزمینی |
| | 24.87 | حجم ورودی آب زیرزمینی |
| | 10.6 | حجم آب نفوذ یافته از نزولات جوی |
| | 4.2 | حجم آب برگشتی به آبخوان |
| 2.24 | | حجم جریان خروجی از آب زیرزمینی |
| 41.63 | | حجم بهره‌برداری از آبخوان آبرفتی |
| 0 | | میزان تبخیر و تعرق از آبخوان |
| 0 | | حجم زهکش از آبخوان |
| 43.87 | 39.67 | جمع |
| | $43.87 - 39.67 = 4.2 \text{ Mm}^3$ | تغییرات حجم |

۴-۲-۵- محاسبه تغییرات حجم مخزن

مقدار کسری و کاهش حجم مخزن از طریق معادله زیر با توجه به میزان افت تراز آب در زمینی در کل مساحت دشت در دوره بیلان و مقدار ضریب ذخیره نیز محاسبه شده است. با توجه به هیدروگراف واحد آبخوان، میزان متوسط افت سطح آب زیرزمینی در طول مدت یک سال بیلان در حدود ۰/۰۷ متر بوده است. مساحت سفره آب زیرزمینی در محدوده بیلان ۱۱۷۵/۸۴ کیلومتر مربع و میزان متوسط ضریب

ذخیره دشت برابر با ۵ درصد در نظر گرفته شده است. بنابراین با توجه به فرمول زیر، میزان کسری سالانه مخزن برابر ۴/۱۲ میلیون متر مکعب برآورد شده است.

$$v_w = \Delta h \cdot A \cdot S_y$$

معادله ۳-۴:

$$v_w = 1175 / 84 \times 10^6 \times (0/07) \times (0/05) = 4/12 \text{ Mm}^3$$

در معادله فوق، S_y ضریب ذخیره، v_w حجم آب تخلیه شده از آبخوان بر حسب میلیون مترمکعب، A مساحت آبخوان بر حسب کیلومتر مربع، Δh متوسط افت سالانه دشت بر حسب متر می‌باشد. این مقدار با مقدار کسری مخزن از طریق فرمول بیلان در بالا، تقریباً یکسان می‌باشد که نشانگر این است که مؤلفه‌های بیلان درست برآورد شده است.

۳-۴- بررسی رفتار و تکامل هیدروژئوشیمیایی آبخوان دشت گیسور

۳-۴-۱- جمع‌آوری داده‌های هیدروشیمیایی و ایزوتوپی

به منظور ارزیابی هیدروشیمیایی و بررسی کیفی سفره زیرزمینی دشت گیسور، نمونه‌برداری به مدت ۵ روز در پاییز ۱۳۹۶ از چاه‌های بهره‌برداری به صورت انتخابی انجام گرفت که در نهایت، ۲۸ نمونه مربوط به چاه‌ها، قنات‌ها و چشمه گرفته شده است. چشمه مذکور از واحدهای داسیتی و بازالتی در بخش شرقی دشت تخلیه می‌گردد که دبی آن حدود ۱ L/s می‌باشد. برای تمامی نمونه‌ها پارامترهای هیدروشیمی (EC، pH، T) در محل نمونه‌برداری اندازه‌گیری گردید. نمونه‌ها به آزمایشگاه دانشگاه صنعتی شاهرود جهت آنالیزهای مختلف ارسال گردید. آنالیزهای لازم برای اندازه‌گیری کاتیون‌ها و آنیون‌ها جهت بررسی کیفیت آب با روش تیتراسیون انجام گرفت. برای تفسیر نتایج هیدروشیمیایی، از نقشه‌ها، گراف‌ها و نسبت‌های یونی مختلف استفاده شده است. نتایج آنالیزهای شیمیایی چاه‌ها در سال ۹۶ در جدول (۴-۱) ارائه شده

است. در جدول (۴-۲) نیز نتایج آنالیز فلزات سنگین، عناصر اصلی و نتایج ایزوتوپی ^{18}O و ^{81}Br و ^{35}Cl را ارائه شده است.

جدول ۴-۴: نتایج آنالیز کیفی منابع دشت گیسور آبان ماه ۱۳۹۶

| درصد خطا | جمع آنیون ها meq/L | غلظت آنیون ها meq/L | | | جمع کاتیون ها meq/L | غلظت کاتیون ها meq/L | | | | EC $\mu\text{m}/\text{Cm}$ | pH | مختصات | | شماره نمونه |
|-------------|-----------------------------|---------------------|-----------------|--------|------------------------------|----------------------|-------|--------|------|-------------------------------|------|--------|---------|----------------|
| | | HCO ₃ | SO ₄ | Cl | | Ca | Mg | Na | K | | | X utm | Y utm | |
| 6.64 | 11.76 | 1.20 | 1.56 | 9.00 | 13.53 | 2.00 | 1.00 | 10.50 | 0.03 | 1058 | 7.65 | 737970 | 3792280 | W1 |
| 7.00 | 10.53 | 1.70 | 1.83 | 7.00 | 12.03 | 2.50 | 1.00 | 8.50 | 0.03 | 980 | 7.90 | 739084 | 3792174 | W2 |
| 2.82 | 26.24 | 3.40 | 7.24 | 15.60 | 27.77 | 3.30 | 2.40 | 22.00 | 0.07 | 2361 | 7.00 | 734398 | 3792655 | W3 |
| 5.62 | 53.42 | 1.90 | 17.02 | 34.50 | 47.90 | 5.90 | 1.90 | 40.00 | 0.10 | 4807 | 7.20 | 737849 | 3788030 | W4 |
| 4.25 | 81.00 | 2.20 | 33.30 | 45.50 | 87.18 | 9.00 | 6.10 | 72.00 | 0.08 | 7289 | 7.53 | 737877 | 3785875 | W5 |
| 3.93 | 101.36 | 1.70 | 34.66 | 65.00 | 101.20 | 19.20 | 11.80 | 70.00 | 0.20 | 9122 | 7.62 | 738388 | 3779387 | W6 |
| 0.36 | 43.76 | 3.20 | 16.66 | 23.90 | 44.07 | 7.00 | 5.00 | 32.00 | 0.07 | 3938 | 7.10 | 738388 | 3779363 | W7 |
| 0.08 | 44.30 | 3.10 | 14.70 | 26.50 | 39.58 | 6.50 | 4.00 | 29.00 | 0.08 | 3986 | 7.10 | 731059 | 3799747 | W8 |
| 3.85 | 106.54 | 2.20 | 39.34 | 65.00 | 113.18 | 18.00 | 15.00 | 80.00 | 0.18 | 9588 | 7.50 | 730539 | 3803426 | W9 |
| 3.02 | 77.00 | 2.00 | 15.00 | 60.00 | 78.46 | 10.00 | 6.40 | 62.00 | 0.06 | 6930 | 7.41 | 733921 | 3810638 | W10 |
| 6.81 | 107.40 | 2.40 | 26.00 | 79.00 | 114.08 | 20.00 | 12.00 | 82.00 | 0.08 | 9666 | 7.35 | 734746 | 3811451 | W11 |
| 6.55 | 120.42 | 2.30 | 46.12 | 72.00 | 105.15 | 24.00 | 12.00 | 69.00 | 0.15 | 9838 | 7.30 | 711582 | 3795307 | W12 |
| 2.98 | 122.30 | 2.30 | 45.00 | 75.00 | 133.15 | 30.00 | 13.00 | 90.00 | 0.15 | 11007 | 7.30 | 712366 | 3796513 | W13 |
| 6.10 | 157.22 | 2.00 | 63.22 | 92.00 | 137.16 | 29.00 | 18.00 | 90.00 | 0.16 | 14149 | 7.50 | 712835 | 3797652 | W14 |
| 0.57 | 150.27 | 2.10 | 51.17 | 97.00 | 139.14 | 19.00 | 16.00 | 104.00 | 0.14 | 13524 | 7.40 | 714726 | 3796819 | W15 |
| 4.21 | 108.56 | 2.00 | 27.56 | 79.00 | 118.11 | 15.00 | 13.00 | 90.00 | 0.11 | 9770 | 7.60 | 714218 | 3797489 | W16 |
| 0.94 | 86.18 | 2.20 | 31.98 | 52.00 | 82.13 | 11.00 | 11.00 | 60.00 | 0.13 | 7756 | 7.50 | 711704 | 3794053 | W17 |
| 6.77 | 100.45 | 1.80 | 27.65 | 71.00 | 88.11 | 13.00 | 12.00 | 63.00 | 0.11 | 9040 | 7.40 | 712744 | 3793771 | W18 |
| 4.73 | 139.69 | 1.90 | 37.79 | 100.00 | 129.14 | 13.00 | 11.00 | 105.00 | 0.14 | 12571 | 7.50 | 714618 | 3793355 | W19 |
| 2.04 | 186.99 | 1.80 | 55.19 | 130.00 | 176.18 | 21.00 | 19.00 | 136.00 | 0.18 | 16828 | 7.60 | 715890 | 3794101 | W20 |
| 5.50 | 156.30 | 1.80 | 37.50 | 117.00 | 142.17 | 12.00 | 10.00 | 120.00 | 0.17 | 14067 | 7.10 | 715566 | 3792523 | W21 |
| 5.28 | 184.20 | 2.20 | 59.00 | 123.00 | 176.21 | 16.00 | 15.00 | 145.00 | 0.21 | 16578 | 7.10 | 718045 | 3793741 | W22 |
| 2.22 | 158.02 | 2.20 | 45.82 | 110.00 | 156.23 | 14.00 | 12.00 | 130.00 | 0.23 | 14221 | 7.20 | 718191 | 3791864 | W23 |
| 5.81 | 164.14 | 2.40 | 53.74 | 108.00 | 145.26 | 13.00 | 12.00 | 120.00 | 0.26 | 14772 | 7.30 | 716213 | 3789012 | W24 |
| 5.44 | 33.49 | 1.60 | 7.89 | 24.00 | 37.62 | 7.00 | 2.50 | 28.00 | 0.12 | 3014 | 7.10 | 743284 | 3791136 | S1 |
| 3.02 | 87.27 | 3.00 | 31.27 | 53.00 | 78.16 | 10.00 | 8.00 | 60.00 | 0.16 | 7853 | 7.20 | 706491 | 3782562 | Q1 |
| 2.40 | 116.81 | 1.90 | 35.91 | 79.00 | 112.14 | 15.00 | 11.00 | 86.00 | 0.14 | 9500 | 7.50 | 708532 | 3793284 | Q2 |
| 3.68 | 40.47 | 2.30 | 10.77 | 27.40 | 36.41 | 4.50 | 3.80 | 28.00 | 0.11 | 3642 | 7.10 | 708303 | 3794285 | Q3 |

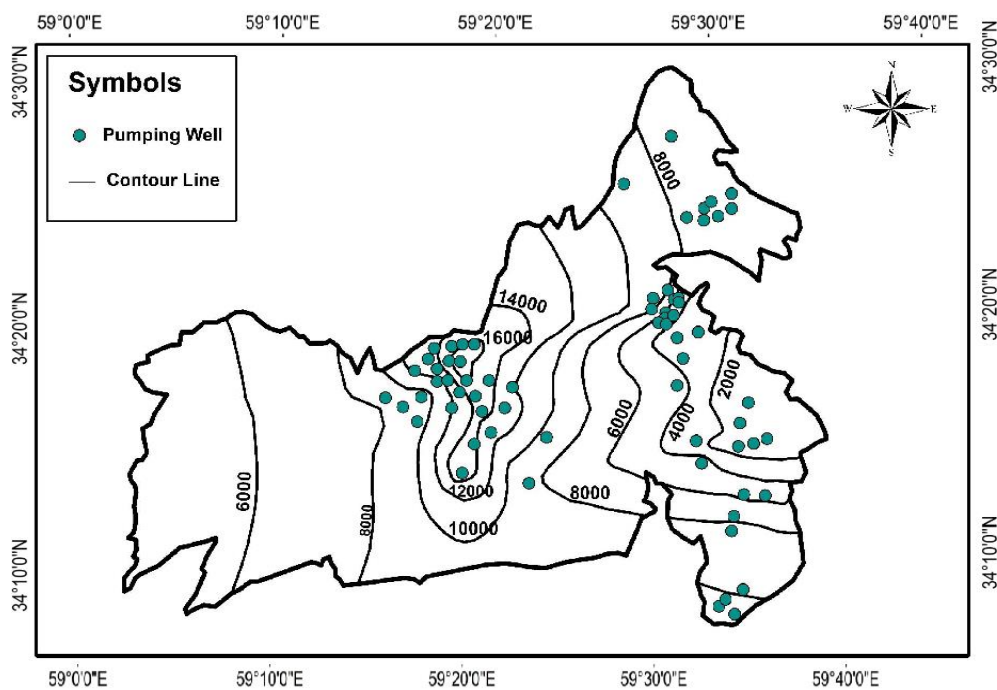
جدول ۴-۵: نتایج آنالیز کیفی عناصر فرعی و مقادیر ایزوتوپ‌های ^{81}Br و ^{37}Cl ، ^{18}O ، ^2H نمونه‌های دشت گیسور بر حسب ppm

| ^{81}Br | ^{37}Cl | $^{18}\text{O} \text{ ‰}$ | $^2\text{H} \text{ ‰}$ | I | Sr | Cr | Mo | Si | B | Li | شماره نمونه |
|------------------|------------------|---------------------------|------------------------|------|-------|------|------|-------|------|------|-------------------------------|
| n.d | 0.12 | -8.25 | -51.53 | 0.33 | 4.52 | 0.01 | 0.01 | 9.36 | 0.79 | 0.24 | S1 |
| -0.11 | 0.21 | -7.42 | -46.62 | 0.02 | 4.92 | 0.01 | 0 | 8.13 | 0.35 | 0.07 | W10 |
| -0.16 | 0.13 | -7.1 | -41.19 | 0.06 | 6.32 | 0.01 | 0.01 | 8.35 | 1.08 | 0.18 | Q1 |
| -1.08 | 0.38 | -8.76 | -52.69 | 0.09 | 6.83 | 0.01 | 0.01 | 6.51 | 0.85 | 0.05 | W5 |
| -0.59 | 0.09 | -7.72 | -51.73 | 0.06 | 8.45 | 0.01 | 0.01 | 7.20 | 1.02 | 0.16 | Q2 |
| -0.50 | 0.21 | -7.66 | -52.08 | 0.10 | 13.81 | 0.03 | 0.01 | 10.41 | 0.99 | 0.14 | W6 |
| -1.05 | 0.39 | -7.27 | -50.41 | 0.07 | 11.82 | 0.01 | 0.01 | 7.78 | 0.66 | 0.14 | W13 |
| -1.04 | 0.21 | -7.34 | -50.71 | 0.09 | 11.54 | 0 | 0 | 10.44 | 1.10 | 0.19 | W19 |
| -0.80 | 0.10 | -6.77 | -49.55 | 0.09 | 12.01 | 0.03 | 0.01 | 7.78 | 2.08 | 0.36 | W24 |
| -0.45 | 0.24 | -7.69 | -53.32 | 0.12 | 16.59 | 0.03 | 0.01 | 7.05 | 1.29 | 0.21 | W20 |
| -0.96 | 0.23 | -7.08 | -48.15 | 0.01 | 1.55 | 0.01 | 0.01 | 6.64 | 0.21 | 0.04 | W22 |
| - | - | -7.82 | -49.14 | - | - | - | 0.01 | - | - | - | W1 |
| - | - | - | - | - | - | 50 | 70 | - | - | - | استاندارد سازمان جهانی بهداشت |
| - | - | - | - | - | - | 2 | 10 | - | - | - | غلظت در آب های شیرین |
| - | - | - | - | - | - | 1 | 0.1 | - | - | - | حد آشکارسازی دستگاه |

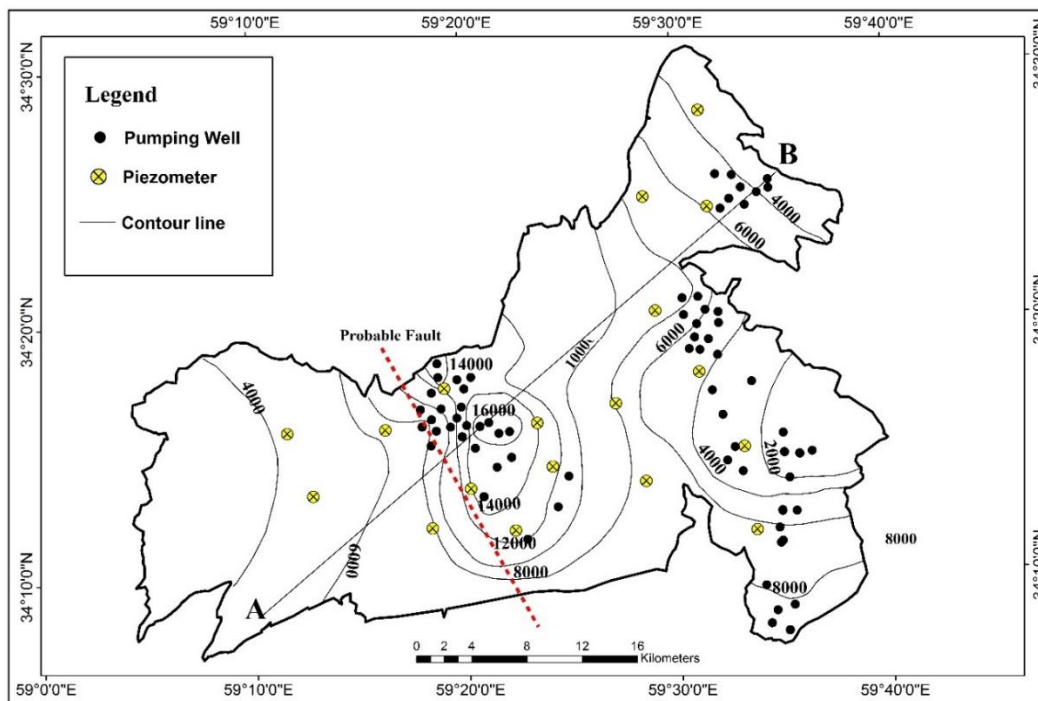
۴-۳-۲- بررسی تغییرات هدایت الکتریکی

با بررسی تغییرات پارامتر هدایت الکتریکی، می‌توان به تغییرات غلظت یون‌ها در مسیر حرکت جریان پی‌برد. عوامل بسیاری از جمله مقدار بارش، میزان برداشت از سفره آب زیرزمینی، لیتولوژی آبخوان و سازندهای هم‌جوار، زمان ماندگاری آب، سرعت حرکت آب زیرزمینی، زه‌آب‌های کشاورزی، ورود فاضلاب‌ها و نفوذ آب شور بر روی مقادیر هدایت الکتریکی آب زیرزمینی تأثیرگذار می‌باشند (نصرتی، ۱۳۹۵). به منظور بررسی تغییرات مکانی هدایت الکتریکی در محدوده مورد مطالعه، نقشه پراکندگی مقادیر هدایت الکتریکی با استفاده از داده‌های چاه‌های بهره‌برداری در طی خرداد ماه سال‌های ۱۳۹۰ و ۱۳۹۶ ترسیم گردید (شکل ۴-۸ و ۴-۹). با توجه به نقشه‌ی پراکندگی هدایت الکتریکی، در بخش‌های شرقی، جنوبی و قسمت‌هایی از شمال غربی که جبهه‌ی ورودی دشت محسوب شده و تغذیه کننده آبخوان می‌باشند، کمترین مقدار هدایت الکتریکی مشاهده می‌شود. کم‌ترین مقدار هدایت الکتریکی به میزان ۹۸۹ میکروموس بر سانتی‌متر، مربوط به چاه گچی در محدوده شرقی دشت می‌باشد که نقش بسزایی در تأمین آب شرب شهرستان گناباد دارد. بیشترین میزان هدایت الکتریکی مربوط به مناطق مرکزی دشت، در روستای گیسور با مقدار $\mu\text{S}/\text{cm}$ ۱۶۸۰۰ می‌باشد. با توجه به روند طبیعی تغییر هدایت الکتریکی، از منطقه تغذیه به سمت مناطق تخلیه انتظار می‌رود میزان هدایت الکتریکی افزایش یابد، اما قسمت مرکزی دشت بیشترین مقدار هدایت الکتریکی را داشته و به سمت بخش‌های شمال شرقی میزان هدایت الکتریکی کاهش می‌یابد. در بخش مرکزی دشت خطوط هم‌هدایت الکتریکی دارای انحنای بوده و به شکل نیم‌دایره و دوایری در آمده است که حاکی از رخداد پدیده‌ای همچون نفوذ آب شور در این بخش می‌باشد. نفوذ جبهه‌های آب شور عمدتاً از نواحی شمالی دشت، از طرف کفه‌های نمکی موجود در این بخش و به مقدار کمتر از سمت جنوب شرق دشت صورت می‌گیرد، به همین دلیل مقدار این پارامتر در طول مسیر و به‌خصوص در نواحی مرکزی، بیشتر افزایش یافته است. بیشترین تعداد چاه‌های بهره‌برداری در بخش‌های مرکزی دشت تمرکز داشته و تشکیل چاه‌های

متمرکز را داده و در نتیجه باعث ازدیاد برداشت و ایجاد گرادیان زیاد به سمت مرکز دشت، می‌باشد. در اثر تغییر الگوی طبیعی جهت جریان در این بخش، آب‌های شور موجود در اطراف به سمت مرکز دشت نفوذ کرده و باعث افزایش شوری شده است. با توجه به نزدیک بودن منشأ شوری به چاه‌های برداشتی، افزایش اندکی در مقدار دبی چاه‌ها باعث نفوذ آب شور به سمت سفره شده است. اما این افزایش دبی باعث تغییر الگوی کلی جریان در نقشه هم‌پتانسیل نمی‌شود. در سال‌های اخیر به دلیل کاهش کیفیت آب به خصوص در مرکز دشت، به اجبار مقدار برداشت کاهش یافته است. این عامل سبب کندتر شدن پیشروی آب شور و کاهش کمتر حجم ذخیره آبخوان شده است. در جهت جریان و به طرف خروجی دشت، در اثر تغذیه سفره آب زیرزمینی از واحدهای آهکی تغذیه کننده در نواحی شرقی، مقدار شوری کاهش یافته است. جهت بررسی تغییرات زمانی مقادیر هدایت الکتریکی، نقشه هم‌هدایت الکتریکی برای دو دوره مختلف در سال‌های ۱۳۹۰ و ۱۳۹۶ در شکل‌های (۴-۸) و (۴-۹) ترسیم گردید. با توجه به نقشه‌ها، مقدار هدایت الکتریکی در حاشیه‌های شرقی و غربی تغییر اندکی داشته، و شوری کاهش یافته است. به طوری که در سال ۱۳۹۰ (شکل ۴-۷) مقدار شوری در حاشیه شمالی دشت بیشتر بوده، اما با گذشت زمان مقدار شوری در مرکز دشت افزایش یافته و به مقدار $16000 \mu\text{S}/\text{cm}$ می‌رسد. افزایش مقدار شوری در سال ۱۳۹۰ می‌تواند دلیل بر نزدیک شدن جبهه آب شور به چاه‌ها باشد. بنابراین با کاهش اجباری دبی برداشتی با گذشت زمان، آبخوان هنوز در شرایط نامطلوبی قرار دارد. به طوری که حتی با افزایش مقدار کم دبی برداشتی، مقدار شوری می‌تواند به سرعت افزایش یابد. وجود دواير متحدالمرکز EC در مرکز وابسته به تمرکز چاه‌ها و ایجاد مخروط افت و نحوه انتقال شوری و همچنین نوع منبع شوری دارد.

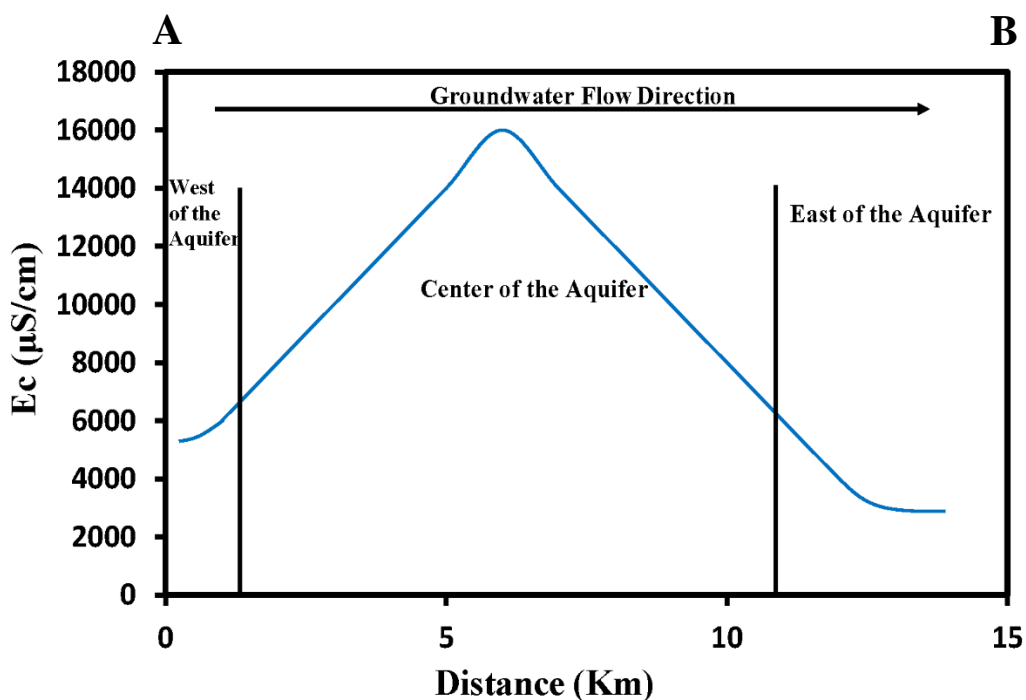


شکل ۴-۸: نقشه تغییرات مقدار هدایت الکتریکی در دشت گیسور در سال ۱۳۹۰ (مقدار براساس $\mu\text{S}/\text{cm}$)



شکل ۴-۹: نقشه تغییرات مقدار هدایت الکتریکی در دشت گیسور در سال ۱۳۹۶ (مقدار براساس $\mu\text{S}/\text{cm}$)

به منظور بررسی تغییرات مکانی هدایت الکتریکی در دشت گیسور، پروفیل طولی از تغییرات هدایت الکتریکی با توجه به جهت جریان آب زیرزمینی ترسیم گردید و مسیر پروفیل در شکل (شکل ۴-۱۰) مشخص شده است. در پروفیل ترسیم شده، مقدار شوری در جهت جریان تا بخش‌های میانی دشت روند افزایشی را نشان می‌دهد که با توجه به تخریب کیفی منابع آب زیرزمینی ناشی از نفوذ آب شور در طی برداشت بیش از حد از سفره آب زیرزمینی، صحت این روند افزایشی قابل قبول می‌باشد. اما یک سؤال مطرح می‌شود که اگر نفوذ آب شور از سمت بالا و حاشیه اتفاق می‌افتد، انتظار می‌رفت که با نزدیک شدن به حاشیه دشت، به خصوص حاشیه شمالی مقدار EC بیشتر شود، اما با توجه به نقشه هم‌هدایت الکتریکی در منطقه، دواير متحدالمرکز در مرکز دشت قرار داشته و دارای بیشترین میزان شوری می‌باشند و به سمت حاشیه دشت کمتر شده است. به نظر می‌رسد آب‌های شور در اثر ایجاد مخروط افت و اضافه برداشت، از زیر وارد چاه‌ها شده باشند. مطالعات ژئوفیزیک نیز وجود منبع شوری و لایه‌های تبخیری در زیر آبخوان را تأیید کرده است (مهندسین مشاور سیمای آب خاوران، ۱۳۹۳). لازم به ذکر است که عملکرد گسل نهفته نرمال در منطقه باعث جابجایی کف آبخوان و افزایش گرادیان هیدرولیکی شده است. محل این گسل تقریباً در نزدیکی منحنی‌های متحدالمرکز شوری در مرکز دشت قرار دارد. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که وجود گسل نهفته در این منطقه، باعث انتقال آب شور از زیر به سمت آبخوان و چاه‌ها گردیده است. البته نفوذ آب شور از کناره‌ها نیز وجود دارد. این یک فرضیه و احتمال است که نیاز به بررسی دقیق‌تر دارد. با توجه به پروفیل ترسیم شده نیز می‌توان نتیجه گرفت که یک حالت بالآمدگی (Up Coning) از زیر به سمت چاه‌ها اتفاق افتاده است. در جهت جریان آب زیرزمینی، مقدار شوری روند متفاوتی را نشان می‌دهد، به طوری که در مرکز پروفیل دشت بیشترین میزان شوری مشاهده می‌شود و با فاصله گرفتن از مرکز دشت مقدار شوری کاهش یافته است.



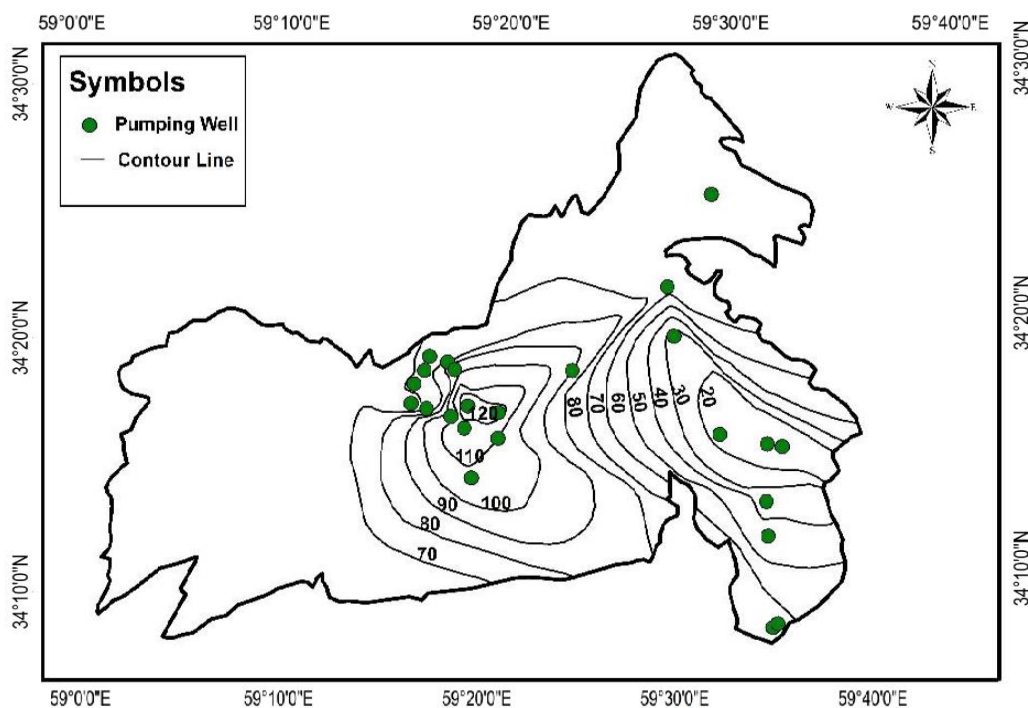
شکل ۴-۱۰: تغییرات مکانی هدایت الکتریکی مقطع با جهت جنوب غربی-شمال شرقی

نمونه‌های آب زیرزمینی براساس میزان هدایت الکتریکی به ۳ گروه تقسیم شده‌اند. نمونه‌های گروه اول تا EC به میزان ۵۰۰۰ میکروموس بر سانتی‌متر، گروه دوم تا ۱۰۰۰۰ و گروه سوم نمونه‌های شور با هدایت الکتریکی بیشتر از ۱۰۰۰۰ میکروموس بر سانتی‌متر می‌باشند.

۴-۳-۳- بررسی تغییرات یون کلر

مطالعه یون کلر، به‌عنوان منشأ شوری در آب زیرزمینی حائز اهمیت است. منشأ یون کلر مربوط به نفوذ آب شور، انحلال هالیت و یا تبخیر می‌باشد (Hounslow, 1995). به منظور بررسی هیدروشیمیایی، کیفیت منابع آب و وجود یا عدم ارتباط هیدرولیکی بین منابع آب زیرزمینی در دشت گیسور نقشه تغییرات مکانی یون کلر نیز مورد بررسی قرار گرفت. طبق نقشه پراکندگی غلظت یون کلر، حداکثر غلظت یون کلر در بخش‌های میانی دشت مشاهده می‌شود که با نقشه هم‌هدایت الکتریکی هم‌خوانی دارد. همچنین با توجه

به برداشت بی‌رویه از آبخوان دشت گیسور، نفوذ آب شور به بخش‌های میانی، سبب بالا رفتن غلظت کلر در این نواحی شده که به سمت مرکز دشت غلظت یون کلر افزایش می‌یابد. در بخش‌های شرقی به دلیل کاهش برداشت، پیشروی آب شور کمتر شده است. همچنین این نواحی با واحدهای آذرین تغذیه می‌شوند، در نتیجه میزان کلر کم‌تر و کیفیت مطلوب‌تری دارند (شکل ۴-۱۱).

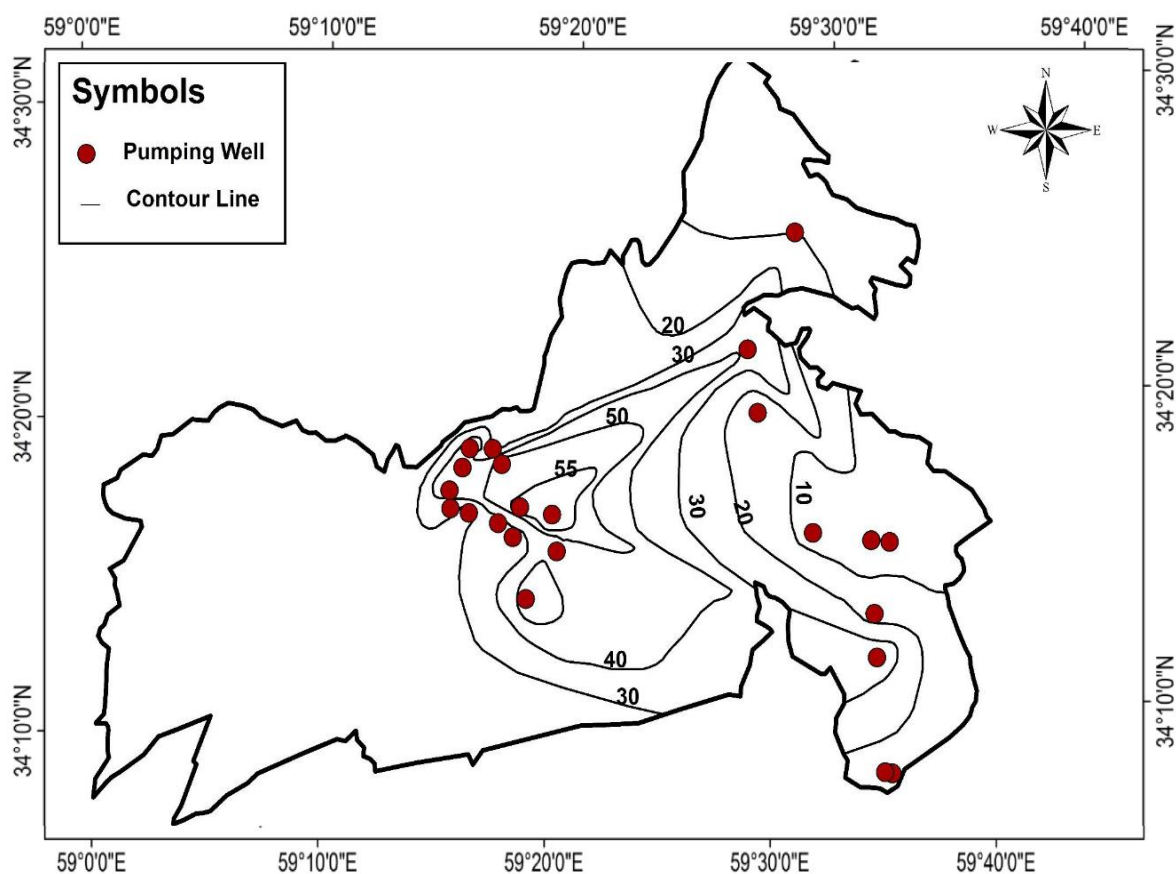


شکل ۴-۱۱: نقشه پراکندگی غلظت کلر در نمونه‌های آب دشت گیسور در خرداد ۱۳۹۰

۴-۳-۴- بررسی تغییرات یون سولفات

آنیون سولفات عمدتاً به صورت سولفات‌های منیزیم، کلسیم و پتاسیم یافت می‌شود. از منابع سولفات می‌توان به کانی‌های پیریت (FeS_2)، ژیپس ($CaSO_4 \cdot H_2O$) و انیدریت ($CaSO_4$) اشاره کرد. از سینک‌های رایج سولفات نیز می‌توان، پیریت، ژیپس و احیاء سولفات را نام برد. در واقع مهم‌ترین منبع ورود این یون در آب‌های طبیعی، سولفیدهای فلزی و تبخیری‌هاست. این سولفیدها در اثر شرایط جوی و رطوبت، اکسید

شده و به سولفات تبدیل می‌شوند. شکل (۴-۱۲) نقشه هم‌سولفات برای آبان ماه سال ۱۳۹۶ را نشان می‌دهد. باتوجه به نقشه هم سولفات کمترین میزان سولفات مربوط به بخش‌های شرقی که مطلوب‌ترین کیفیت آب را دارند. بخش‌های مرکزی به سبب سنگ کف تبخیری و همچنین نفوذ آب شور از کفه‌های نمکی مجاور، بیشترین میزان سولفات را دارد. برخورد آب با این کانی‌ها باعث انحلال و آزاد شدن سولفات و افزایش غلظت آن شده است.

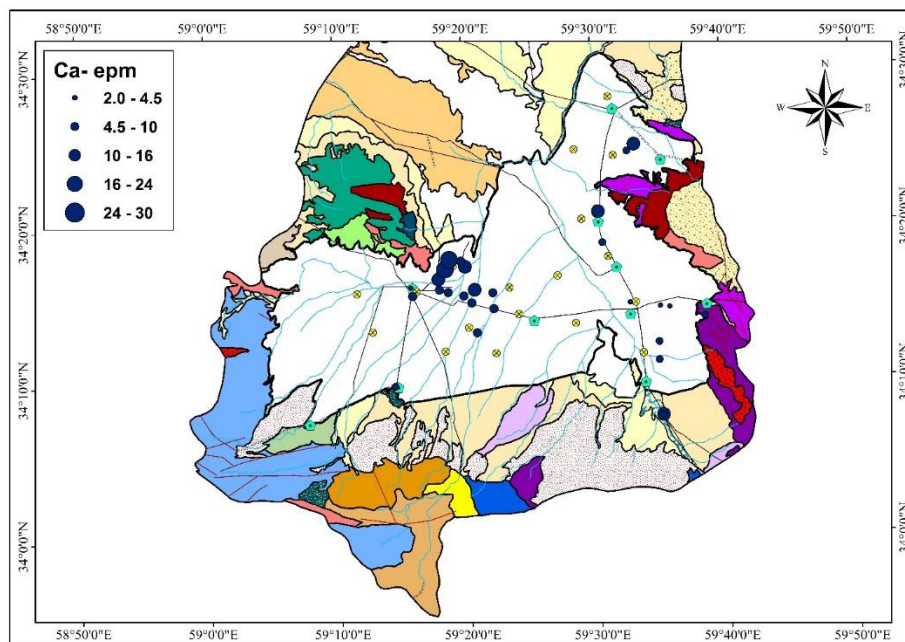


شکل ۴-۱۲: نقشه سولفات دشت گیسور در سال ۱۳۹۶

۴-۳-۵- ارزیابی تغییرات غلظت سایر یون‌ها

۴-۳-۵-۱- یون کلسیم

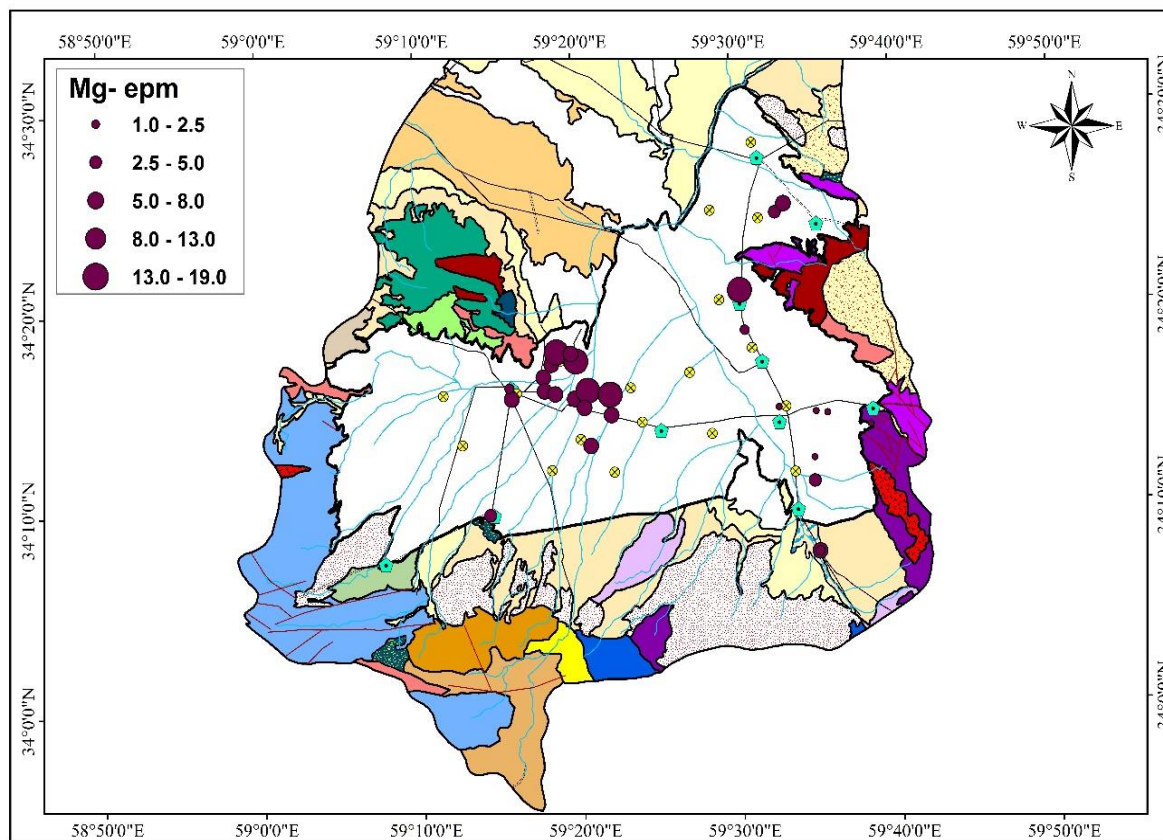
کلسیم یکی از یون‌های غالب در آب‌های زیرزمینی می‌باشد. منبع ورود این یون در آب‌های زیرزمینی عمدتاً به سنگ‌های آهکی، دولومیتی و سنگ گچ مربوط می‌شود (Hounslow, 1995). شکل (۴-۱۳) تغییرات غلظت یون کلسیم را در دشت گیسور نشان می‌دهد. غلظت یون کلسیم از ۲ تا ۳۰ میلی‌اکی‌والان بر لیتر متغیر می‌باشد. بیشترین میزان کلسیم در بخش‌های میانی دشت مشاهده می‌شود که با غلظت سولفات مطابقت دارد. غلظت بالای کلسیم در بخش‌های شمال‌شرقی و نقاطی از شرق نیز مربوط به تغذیه اندک از این نواحی می‌باشد. انحلال کانی‌های تبخیری ژپس و کربناته می‌توانند منشأهای احتمالی کانی کلسیم باشد. افزایش مقدار EC در مرکز دشت می‌تواند به علت انحلال تبخیری‌ها به‌خصوص ژپس باشد که با افزایش سولفات و کلسیم مطابقت دارد. در بخش شرقی که عمده تغذیه از سازندهای آذرین صورت می‌گیرد، مقدار کلسیم کم می‌باشد، اما در منطقه تخلیه (شمال‌شرقی)، تغذیه اندک از سازندهای آهکی اطراف، تا حدودی باعث افزایش کلسیم شده است.



شکل ۴-۱۳: غلظت یون کلسیم در نمونه‌های آب زیرزمینی دشت گیسور

۴-۳-۵-۲- یون منیزیم

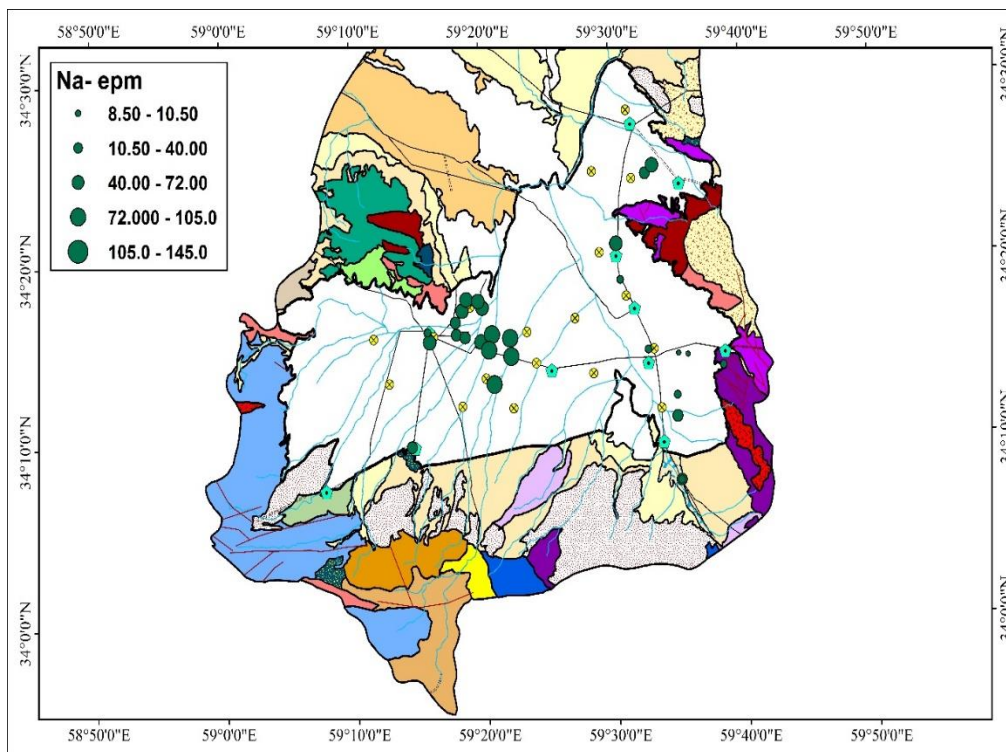
شکل (۴-۱۴) پراکندگی غلظت یون منیزیم را در منابع آبی دشت گیسور نشان می‌دهد. روند کاهشی و افزایشی در این نقشه مشابه یون کلسیم می‌باشد. غلظت یون منیزیم از ۱ تا ۱۹ میلی‌اکی‌والان بر لیتر متغیر است. افزایش غلظت یون منیزیم ناشی از انحلال لایه‌های تبخیری سولفات منیزیم‌دار مانند کلریت منیزیم می‌باشد. مقدار غلظت یون منیزیم کمتر از مقدار کلسیم در دشت می‌باشد. با توجه به مطابقت نقشه پراکندگی سولفات و منیزیم می‌توان نتیجه گرفت که عمده مقدار منیزیم در اثر انحلال کانی‌های تبخیری منیزیم‌دار صورت گرفته است که با توجه به این که در مرکز دشت بیشتر است، احتمالاً آن‌ها از طریق گسل پنهان دشت از لایه‌های تبخیری زیرین به سمت چاه‌ها نفوذ کرده است.



شکل ۴-۱۴: پراکندگی غلظت یون منیزیم در نمونه‌های آب زیرزمینی دشت گیسور در سال ۱۳۹۶

۴-۳-۵-۳- یون سدیم

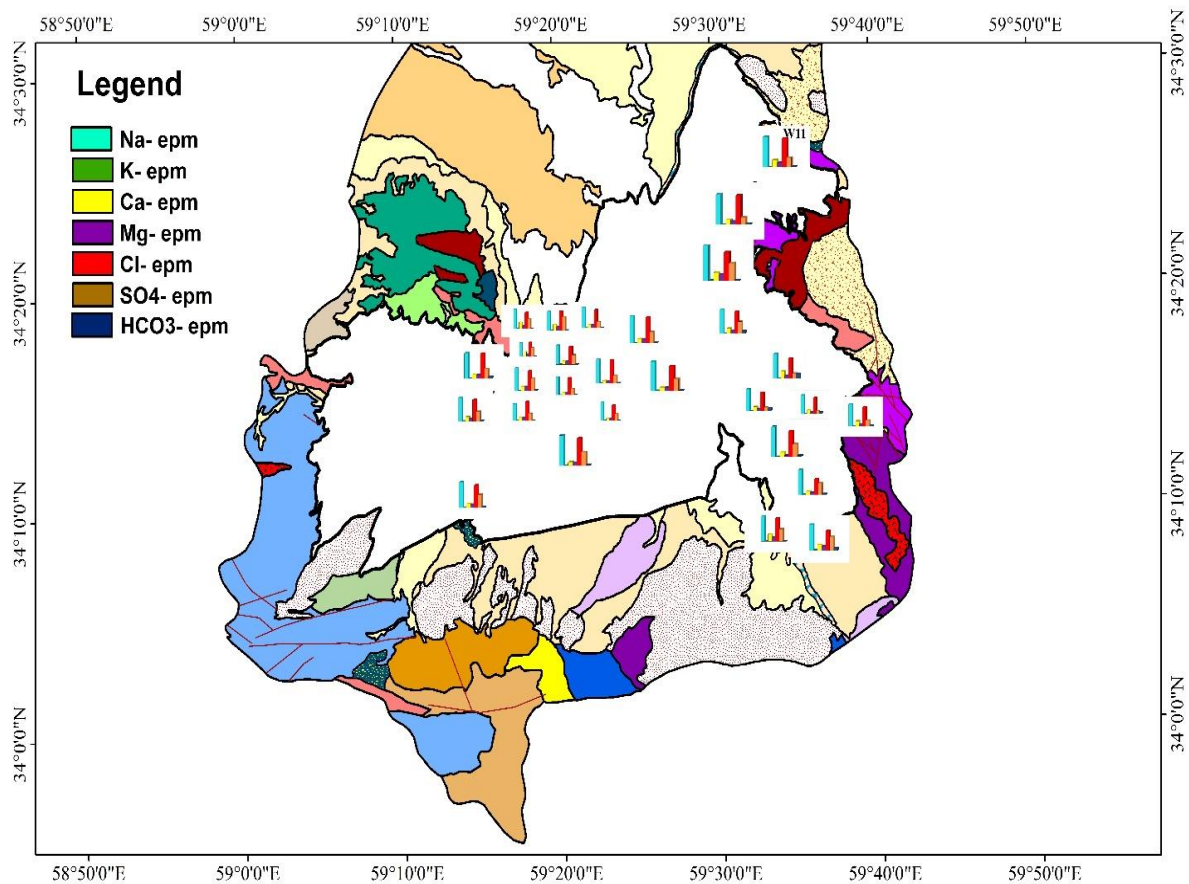
از مهم‌ترین و فراوان‌ترین فلزات قلیایی که تأثیر بسزایی در میزان شوری آب دارد، می‌توان سدیم را نام برد. نقشه غلظت یون سدیم روند مشابهی با غلظت کلر داشته و در مناطقی که غلظت یون کلر بالا می‌باشد، میزان غلظت یون سدیم نیز زیاد است (شکل ۴-۱۵). غلظت یون سدیم از ۸/۵ تا ۱۴۵ میلی‌اکی‌والان بر لیتر متغیر می‌باشد. در این نقشه نیز همانند نقشه‌های دیگر غلظت یون سدیم در بخش‌های مرکزی بیشتر از سایر نقاط است که دلیل واضحی برای نفوذ آب شور از قسمت‌های زیرین و شمالی دشت به این نواحی می‌باشد. همچنین دلیل افزایش یون سدیم می‌تواند انحلال هالیت و یا تبادل یونی باشد که در ادامه در این مورد بحث خواهد شد.



شکل ۴-۱۵: غلظت یون سدیم در نمونه‌های آب زیرزمینی دشت گیسور

۴-۳-۶- نمودارهای ستونی یون‌های اصلی در منطقه مورد مطالعه

برای تشخیص و مقایسه بهتر رخساره‌های هیدروشیمی و همچنین تشخیص یون غالب در نقاط مختلف یک دشت می‌توان از نقشه ستونی استفاده نمود. نقشه ستونی جهت مقایسه یون‌های عمده نمونه‌های آب در نقاط مختلف دشت گیسور، ترسیم شده است (شکل ۴-۱۶). همانطور که در نمودار ستونی مشخص است میزان غلظت یون‌ها در بخش مرکزی بیشتر از سایر نقاط دشت می‌باشد. یون‌های سدیم و کلر در تمام نقاط دشت غالب است.



شکل ۴-۱۶: نمودار ستونی غلظت یون‌های اصلی در منابع آب دشت گیسور

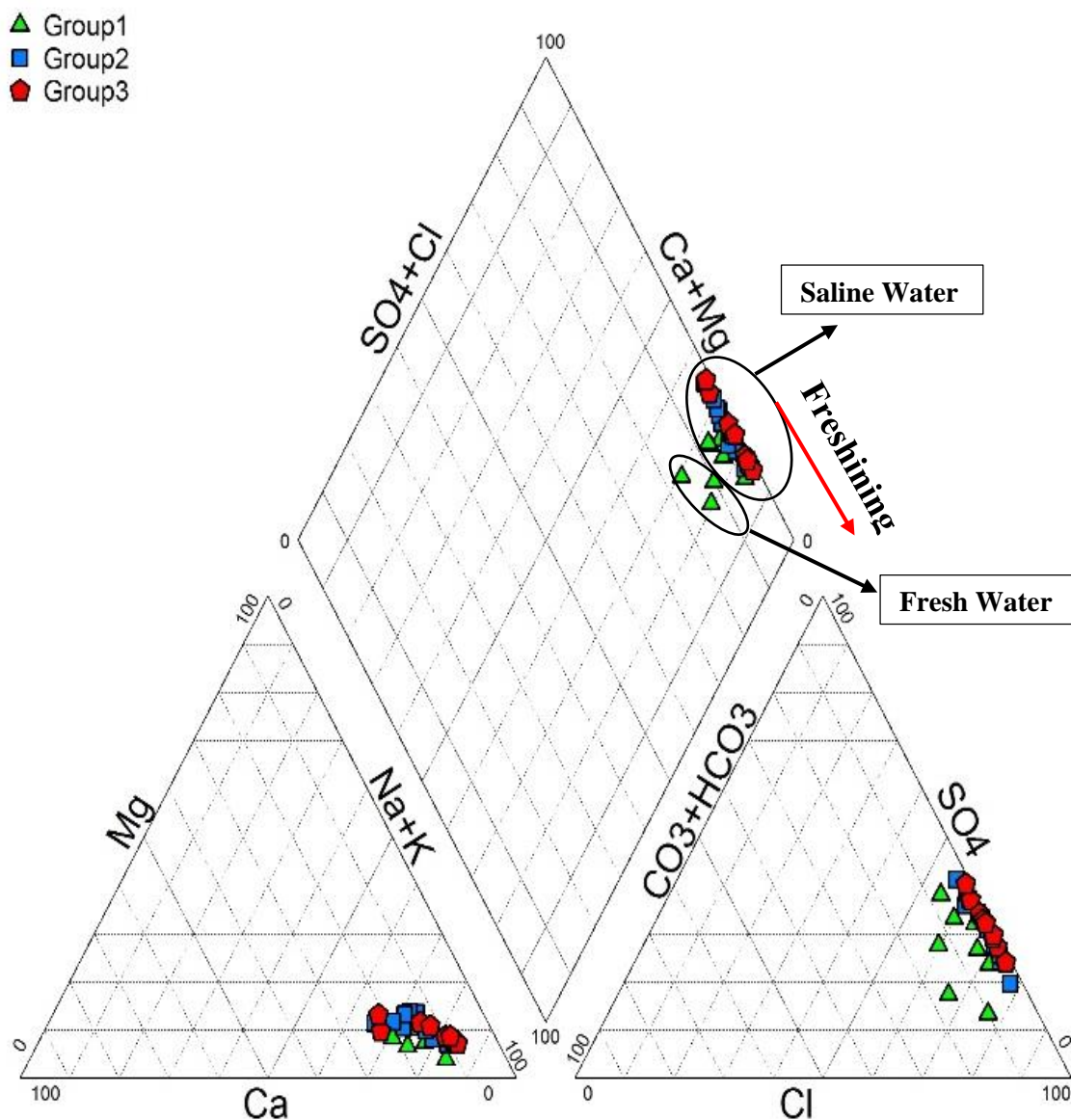
۴-۴- تعیین رخساره‌های هیدروشیمیایی منطقه

به منظور بررسی و تفسیر داده‌های ژئوشیمیایی آبخوان دشت گیسور و تعیین رخساره و نوع آب در نقاط مختلف دشت، از روش‌های مختلفی نظیر ترسیم نمودارهای پایپر، شولر و استیف استفاده شده است.

۴-۴-۱- نمودار پایپر

نمودار پایپر، یکی از نمودارهای متداول جهت بررسی رفتار هیدروشیمیایی آب‌های زیرزمینی می‌باشد (Piper, 1994). در این نمودار موقعیت کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی در دو مثلث تعیین می‌شوند و اطلاعات

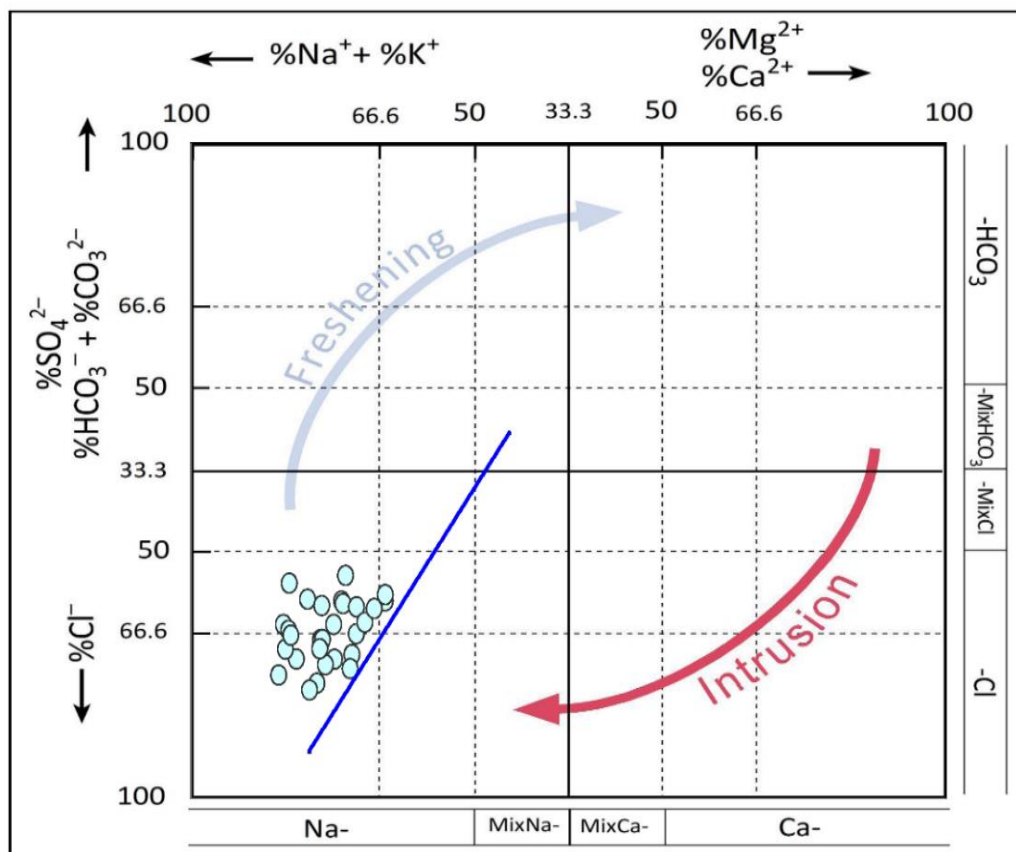
کلی حاصل از این دو مثلث در یک لوزی قرار می‌گیرند. با توجه به موقعیت نمونه‌ها روی نمودار پایپر، می‌توان به‌طور تجربی منشأ نمونه آب را مشخص کرد (Hounslow, 1995). با این نمودار علاوه بر تعیین تیپ، رخساره‌های نمونه آب، وقوع فرآیندهایی چون ته‌نشینی یا انحلال، اختلاط آب و تبادل یونی را نیز پیش‌بینی کرد. نمودار پایپر برای نمونه‌های دشت گیسور با استفاده از نمودار Diagram ترسیم شده است (شکل ۴-۱۷). با توجه به دیاگرام پایپر، نمونه‌های محدوده گیسور در سمت راست دیاگرام و در زون آب شور قرار گرفته‌اند که بیان‌کننده تیپ آب کلروه-سدیک می‌باشد. با توجه به اینکه نمونه‌ها به‌طور پراکنده از کلیه دشت برداشت شده است، اما همه نمونه‌ها در یک محل در این نمودار قرار گرفته‌اند و نشانگر اثر نفوذ آب شور در کل دشت حتی به مقدار کم در برخی از محل‌ها، می‌باشد. لازم به ذکر است که در این منطقه چند حلقه قنات نیز وجود دارد که رفتار شوری و تغییرات یون‌های آن‌ها نیز مشابه بقیه بوده و مقدار شوری آن‌ها بالا می‌باشد. در این منطقه، اسیدهای قوی بر اسید ضعیف غالب می‌باشد. همچنین غلظت عناصر قلیایی بر قلیایی خاکی غالب هستند. با توجه به نمودار پایپر، مقادیر کاتیونی و آنیونی در نمونه‌ها در مثلث کاتیونی و آنیونی تغییرات را نشان می‌دهند به طوری که در مثلث کاتیونی نمونه‌ها در رأس Ca به سمت رأس Na پراکنده شده‌اند. در حدود مثلث آنیونی نیز بین رأس SO₄ و Cl با تمایل بیشتر به سمت رأس کلر پراکنده شده‌اند و یون بی‌کربنات نقشی ندارد. نمونه‌های آب شیرین‌تر نیز در این مناطق پلات شده‌اند. با توجه به عدم افزایش چشمگیر شوری در دشت، احتمال این که آب شیرین به سمت آب شور جریان یافته باشد، زیاد است و موجب رخداد پدیده freshening شده باشد که نمودار پایپر تا حدودی این پدیده را نشان می‌دهد اما این فرضیه است و بایستی با دقت بیشتری بررسی شود.



شکل ۴-۱۷: نمودار پایپر مربوط به نمونه‌های آب زیرزمینی دشت گیسور

نمودار HFE برای تعیین مکانیسم شوری آب‌ها توسط فورکادا در سال ۲۰۱۰ ارائه شده است (Forcada, 2010). اگر نمونه‌ها در زیر خط اختلاط واقع شوند، نشان‌دهنده پدیده *Intrusion* و اگر در بالای خط پلات شوند، نشانگر پدیده *Freshening* می‌باشد (شکل ۴-۱۸). همانطور که مشاهده می‌شود تمامی نمونه‌ها در

بالای خط قرار گرفته‌اند که نشانگر رخداد پدیده Freshening می‌باشد. همچنین رخساره‌ی تعیین شده برای دشت گیسور براساس این نمودار کلروره-سدیک می‌باشد.

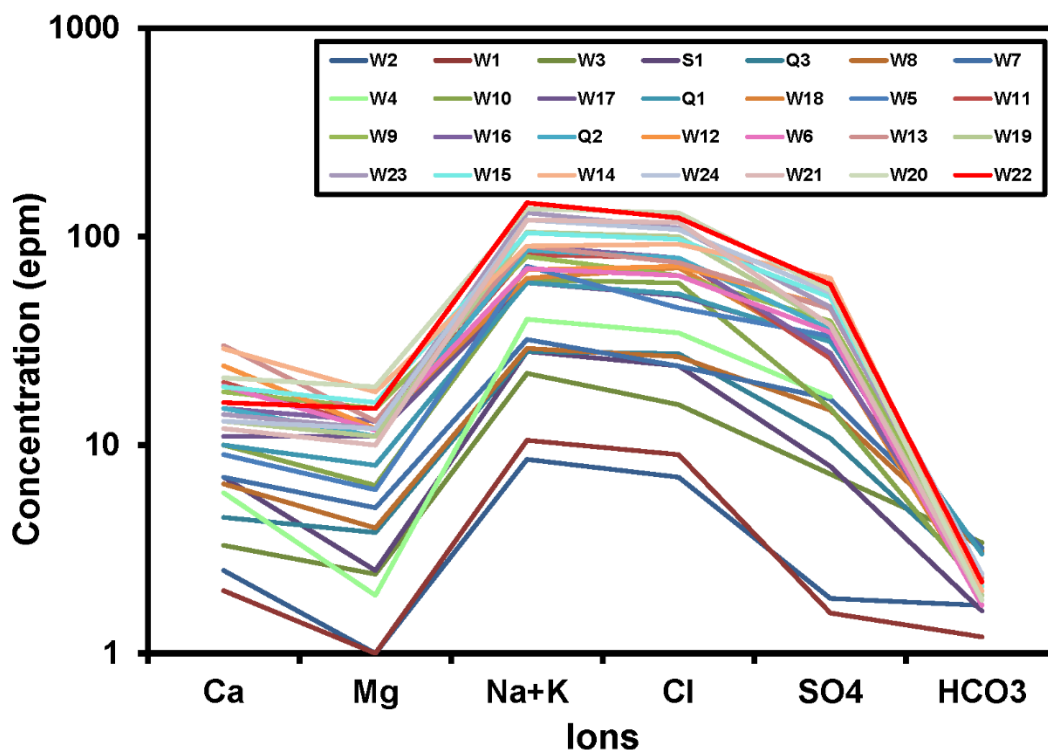


شکل ۴-۱۸: دیاگرام HFE برای نمونه‌های آب زیرزمینی دشت گیسور

۴-۲-۴- نمودار شولر

برای تشخیص انواع تیپ آب‌های مختلف، گروه‌بندی و بررسی تکامل ژئوشیمیایی و منشأ اولیه آن‌ها از نمودار شولر استفاده شده است. یون‌های اصلی کلسیم، منیزیم، سدیم، سولفات، کلر و بی‌کربنات برحسب میلی‌اکی‌والان بر لیتر در محور افقی نمودار قرار دارند. با توجه به نمودار شولر تمامی منابع منطقه مورد مطالعه روند مشابهی را در تغییرات غلظت یون‌ها نشان می‌دهند که نشانگر یکسان بودن منشأ اولیه آن‌ها

می‌باشد (شکل ۴-۱۹). غلظت سدیم و کلر در این منابع غالب بوده است. غلظت کلسیم و منیزیم نیز در رتبه بعدی قرار دارند. افزایش یون سدیم تنها ناشی از انحلال نمک و نفوذ آب شور در منابع آب دشت گیسور می‌باشد و احتمالاً در اثر ارتباط لیتولوژیکی با توده گرانیتوئیدی و دگرگونی نیز در منطقه غلظت این یون تغییر کرده باشد. لازم به ذکر است که نمونه‌های آب مربوط به ۳ قنات و یک چشمه در این نمودار نمایش داده شده است. روند تغییرات این چشمه و قنات‌ها مشابه با دیگر نمونه‌ها بوده و منشأ یکسانی با سایر نمونه‌های آب زیرزمینی دارد.

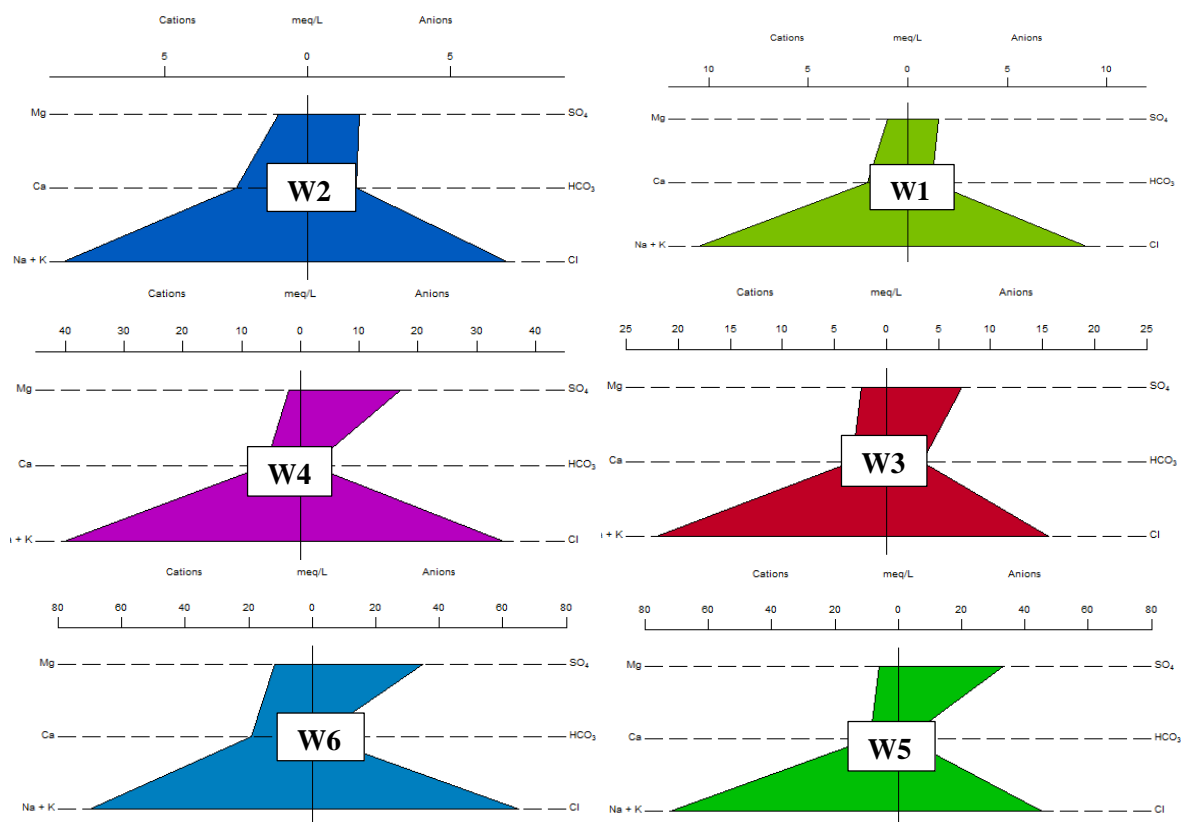


شکل ۴-۱۹: نمودار شولر نمونه‌های آب در دشت گیسور

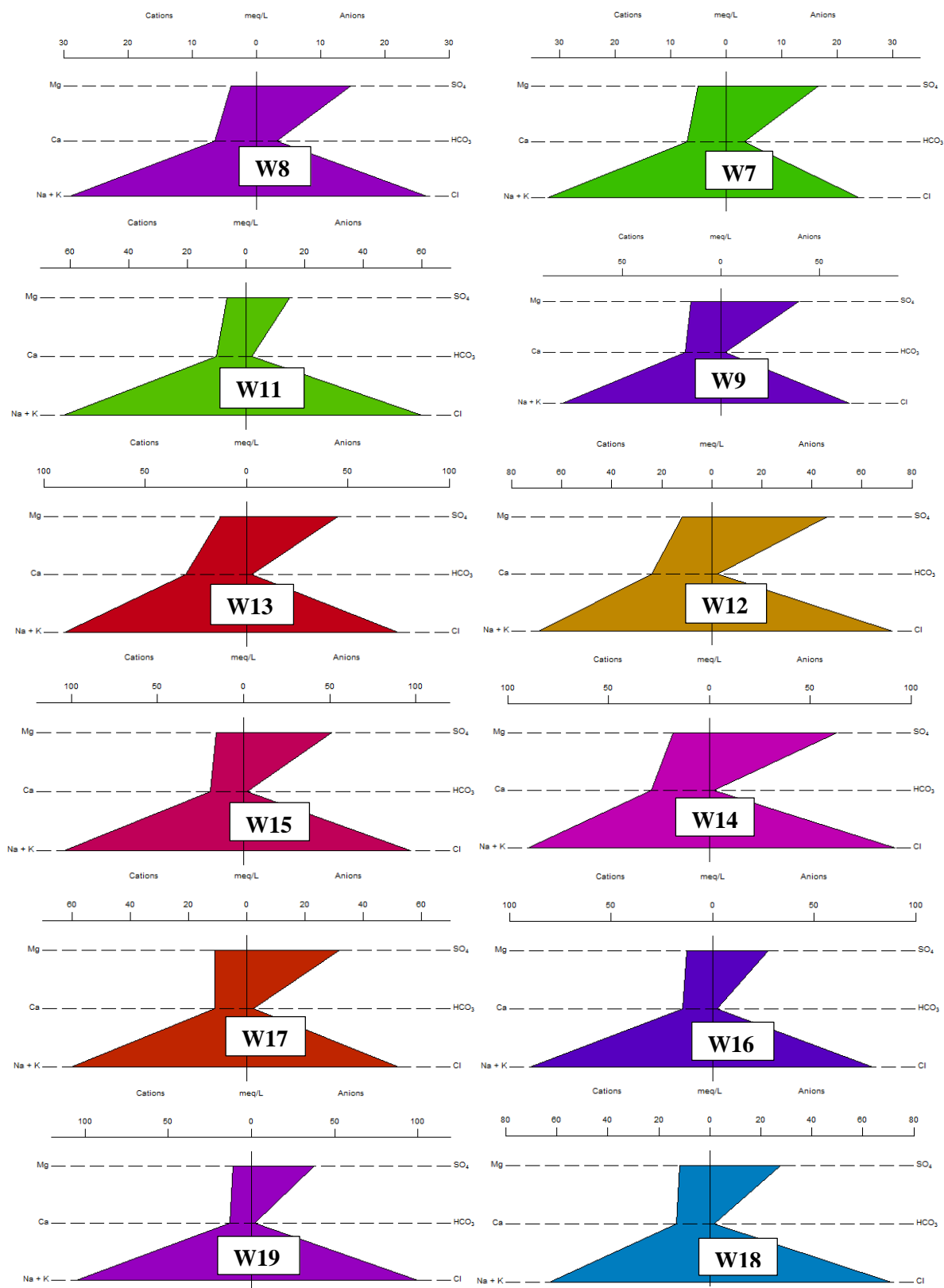
۴-۴-۳- نمودار استیف

جهت ارزیابی تیپ آب‌ها و مقایسه سریع و آسان نمونه‌های آب زیرزمینی معمولاً از نمودار استیف (Stiff) استفاده می‌شود. نمودار استیف دارای ۴ محور افقی و موازی است که در دو طرف یک محور صفر عمودی گسترش یافته‌اند. در این روش آنیون‌ها و کاتیون‌ها برحسب میلی‌اکی والان بر لیتر به ترتیب در سمت

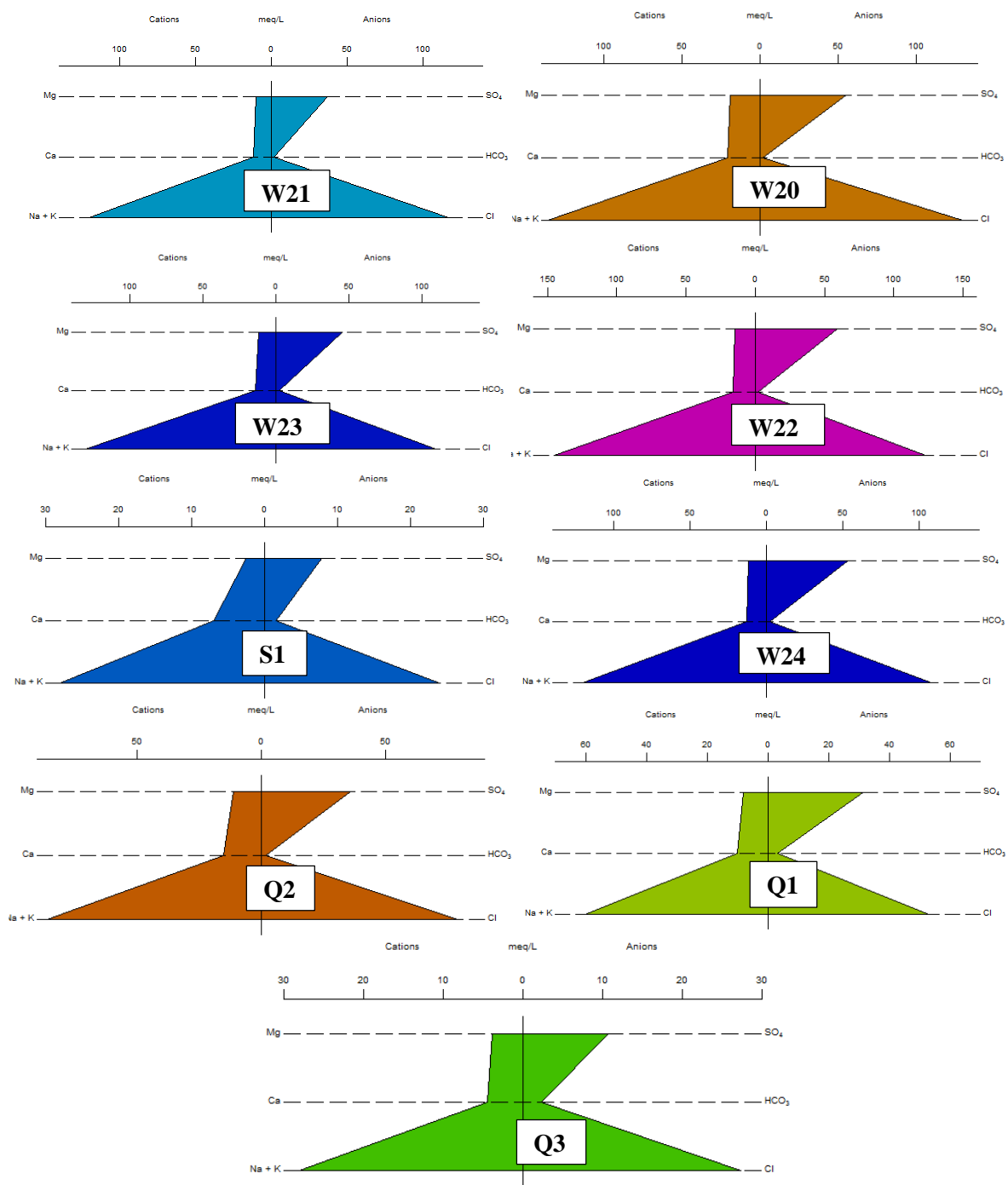
راست و چپ محور قائم قرار می‌گیرند. الگوی پلیگون‌های ایجاد شده برای طبقه‌بندی نمونه‌ها استفاده می‌گردد. جفت‌های یونی نیز، شامل سدیم-کلراید، کلسیم-بی‌کربنات، منیزیم-سولفات می‌باشد. تیپ آب زیرزمینی در دشت‌های وسیع، عموماً در مناطق تغذیه از نوع بی‌کربناته است و در جهت حرکت و جریان آب‌های زیرزمینی و انحلال کانی‌های موجود در مسیر خود و تبادلات یونی با سنگ بستر می‌تواند به سولفات‌ها و درنهایت به کلروره تبدیل شوند. نمونه‌ها براساس رفتار مختلف و تیپ آب و اشکال متفاوت گراف استیف تنها در یک گروه جای می‌گیرند شکل (۴-۲۰) و تیپ غالب از نوع کلروره با شوری زیاد می‌باشد که با توجه به نفوذ آب شور از کفه نمکی مجاور و یا از بخش زیرین قابل توجیه است.



شکل ۴-۲۰: نمودار استیف منابع آب دشت گیسور



شکل ۴-۲۰: نمودار استیف منابع آب دشت گیسور



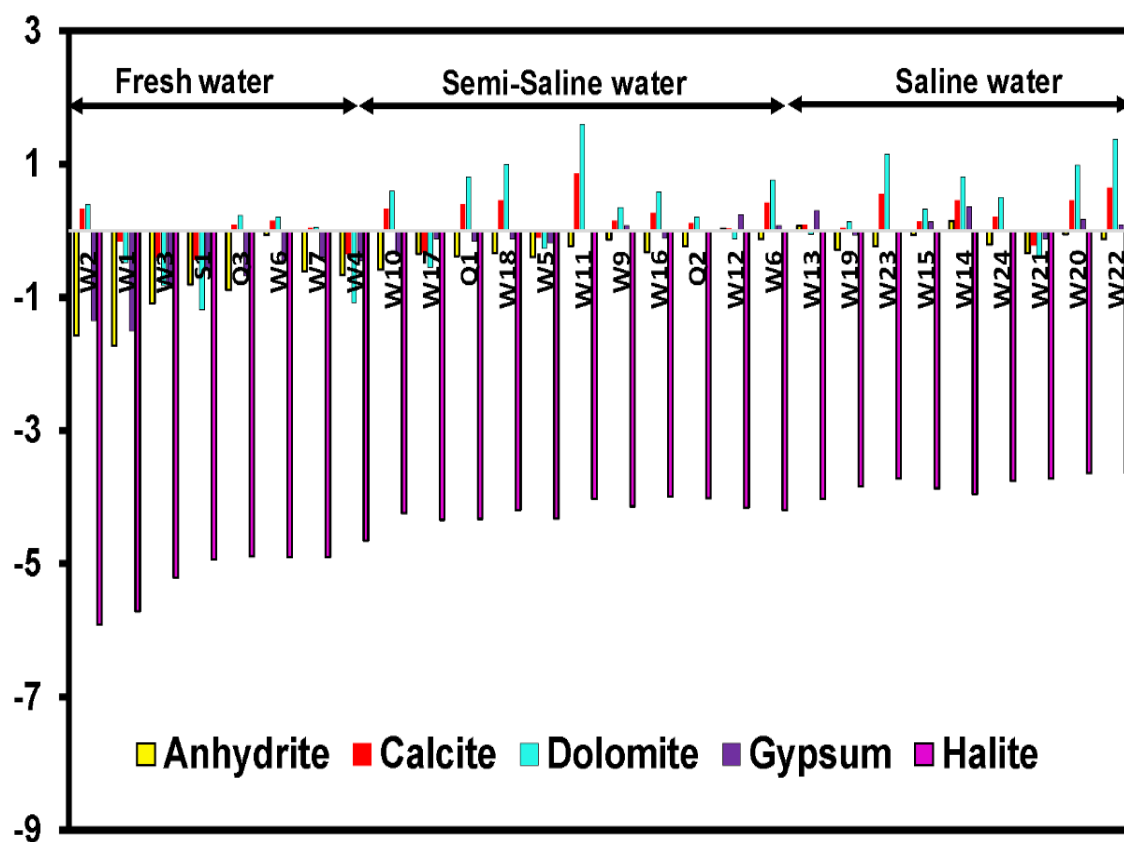
شکل ۴-۲۰: نمودار استیف منابع آب دشت گیسور

۴-۴-۴- شاخص اشباع

به منظور توصیف تکامل ژئوشیمیایی آب‌های زیرزمینی شاخص اشباع کانی‌های مختلف همچون کلسیت (SIc)، ژیپس (SIG)، هالیت (SIH) و ... استفاده شده است. با استفاده از روش محاسبه شاخص اشباع، می‌توان به پیش‌بینی واکنش‌های زیرسطحی با آب زیرزمینی بدون جمع‌آوری نمونه‌های خاک، سنگ و تجزیه و تحلیل پتروگرافی پرداخت (Hounslow 1995). شاخص اشباع استاندارد کانی‌های مختلف به صورت لگاریتم نسبت اکتیویته یونی محصولات (Ion Activity Product) ناشی از انحلال کانی در محلول به اکتیویته یونی همان محصولات در شرایط تعادل بیان می‌شود (Lamgmir, 1971). اگر آب نسبت به یک فاز جامد حالت اشباع داشته باشد، در این صورت مقدار SI آن برابر صفر خواهد بود. SI مثبت نشان‌دهنده فوق اشباع بودن آب نسبت به یک کانی و تمایل به ته‌نشینی آن و منفی بودن این شاخص نشانه‌ی تحت اشباع بودن آب نسبت به یک کانی و تمایل به انحلال آن کانی است (Hounslow 1995). نمایه اشباع (Saturation Index(SI)) برای تمامی نمونه‌های آب نسبت به کانی‌های انیدریت، کلسیت، دولومیت، ژیپس و هالیت با استفاده از نرم‌افزار PHREEQC محاسبه شده است (جدول ۴-۶ و شکل ۴-۲۱).

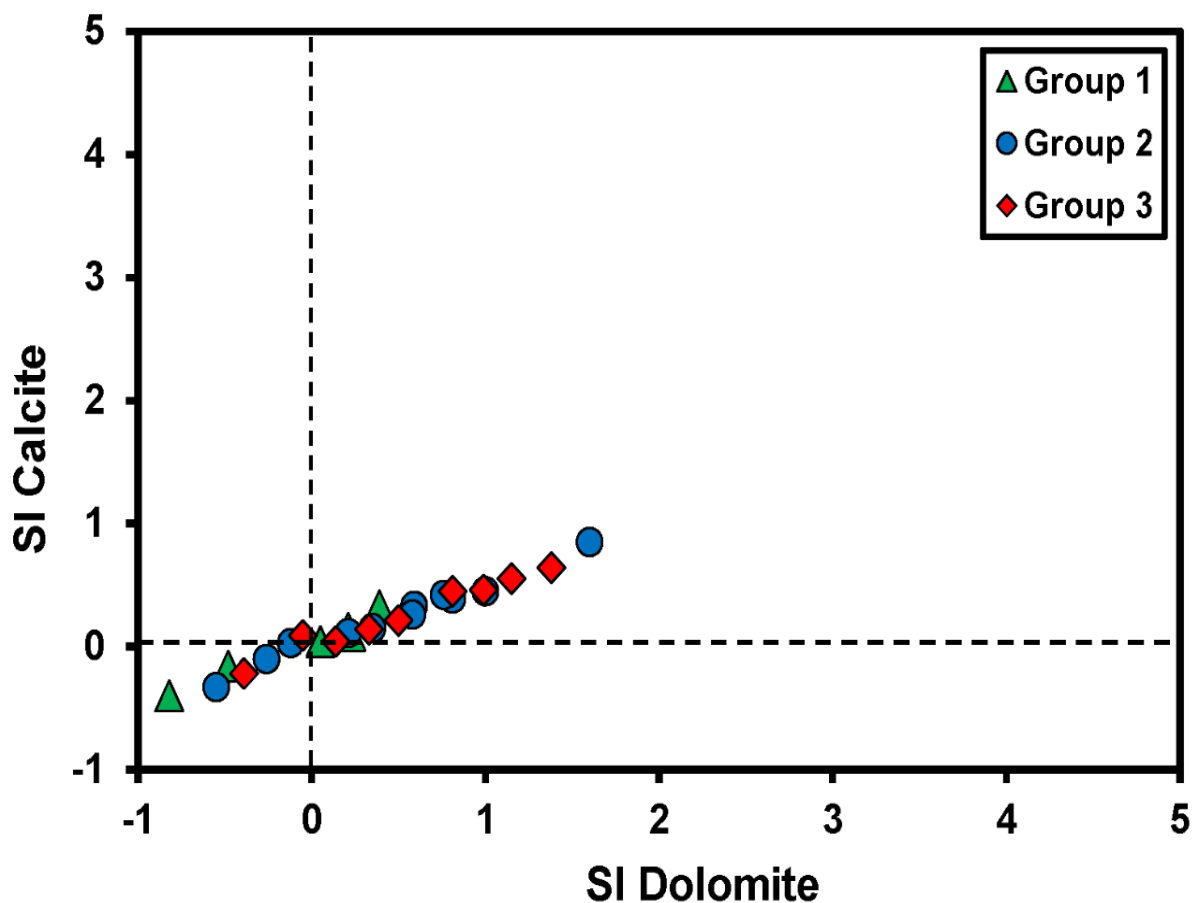
جدول ۴-۶: جدول نمایه‌های اشیاع نمونه‌های آب دشت گیسور

| SI H | SI G | SI d | SIc | SIa | شماره نمونه | گروه |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------------|----------|
| -5.92 | -1.35 | 0.39 | 0.33 | -1.57 | W2 | گروه اول |
| -5.72 | -1.51 | -0.48 | -0.16 | -1.73 | W1 | |
| -5.21 | -0.87 | -0.82 | -0.40 | -1.09 | W3 | |
| -4.94 | -0.59 | -1.19 | -0.43 | -0.81 | S1 | |
| -4.89 | -0.68 | 0.23 | 0.09 | -0.89 | Q3 | |
| -4.90 | -0.45 | 0.21 | 0.15 | -0.07 | W6 | |
| -4.90 | -0.39 | 0.05 | 0.04 | -0.61 | W7 | |
| -4.65 | -0.45 | -1.08 | -0.35 | -0.67 | W4 | |
| -4.24 | -0.38 | 0.59 | 0.33 | -0.59 | W10 | گروه دوم |
| -4.34 | -0.13 | -0.55 | -0.33 | -0.35 | W17 | |
| -4.33 | -0.16 | 0.81 | 0.39 | -0.38 | Q1 | |
| -4.19 | -0.13 | 1.00 | 0.45 | -0.34 | W18 | |
| -4.32 | -0.18 | -0.26 | -0.10 | -0.40 | W5 | |
| -4.03 | -0.01 | 1.60 | 0.85 | -0.23 | W11 | |
| -4.14 | 0.08 | 0.35 | 0.15 | -0.14 | W9 | |
| -3.99 | -0.11 | 0.58 | 0.26 | -0.32 | W16 | |
| -4.02 | -0.01 | 0.21 | 0.11 | -0.23 | Q2 | |
| -4.16 | 0.24 | -0.12 | 0.03 | 0.03 | W12 | |
| -4.19 | 0.08 | 0.76 | 0.42 | -0.13 | W6 | گروه سوم |
| -4.03 | 0.30 | -0.05 | 0.09 | 0.08 | W13 | |
| -3.84 | -0.07 | 0.14 | 0.04 | -0.29 | W19 | |
| -3.72 | -0.01 | 1.15 | 0.55 | -0.23 | W23 | |
| -3.87 | 0.14 | 0.33 | 0.14 | -0.07 | W15 | |
| -3.96 | 0.36 | 0.81 | 0.45 | 0.15 | W14 | |
| -3.76 | 0.00 | 0.50 | 0.21 | -0.21 | W24 | |
| -3.72 | -0.12 | -0.39 | -0.22 | -0.34 | W21 | |
| -3.64 | 0.17 | 0.99 | 0.46 | -0.05 | W20 | |
| -3.63 | 0.09 | 1.38 | 0.64 | -0.13 | W22 | |



شکل ۴-۲۱: مقادیر شاخص اشباع در منابع آب دشت گیسور در سال ۱۳۹۶

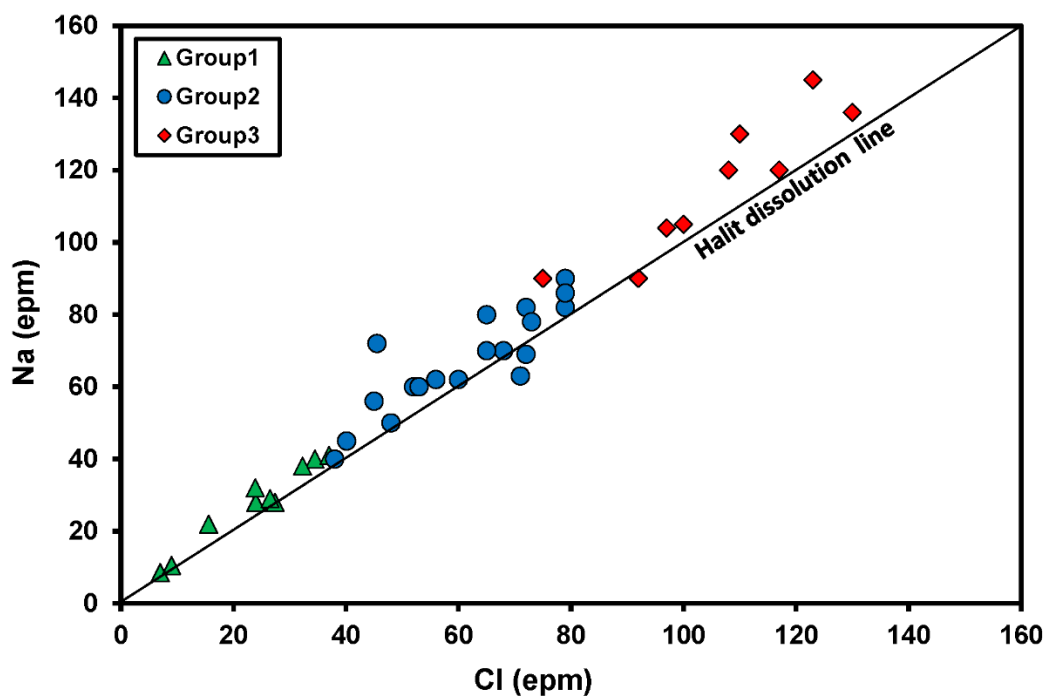
با توجه به جدول نمایه‌های اشباع اکثر نمونه‌ها نسبت به کلسیت و دولومیت اشباع تا فوق اشباع و نسبت به ژیپس، انیدریت و هالیت تحت اشباع می‌باشند. مقدار شاخص اشباع در ۳ گروه از نظر مقدار EC ارائه شده است. به طوری که شاخص اشباع کلسیت و دولومیت با افزایش شوری بیشتر شده و از گروه اول تا سوم روند افزایشی دارد (شکل ۴-۲۲). علت اشباع بودن نمونه‌ها می‌تواند به دلیل انحلال کانی‌های تبخیری یا رخداد فرآیندهای ثانویه در جهت افزایش غلظت Ca و Mg باشد.



شکل ۴-۲۲: رابطه نمایه‌های اشباع کلسیت در مقابل دولومیت در منابع آب دشت گیسور

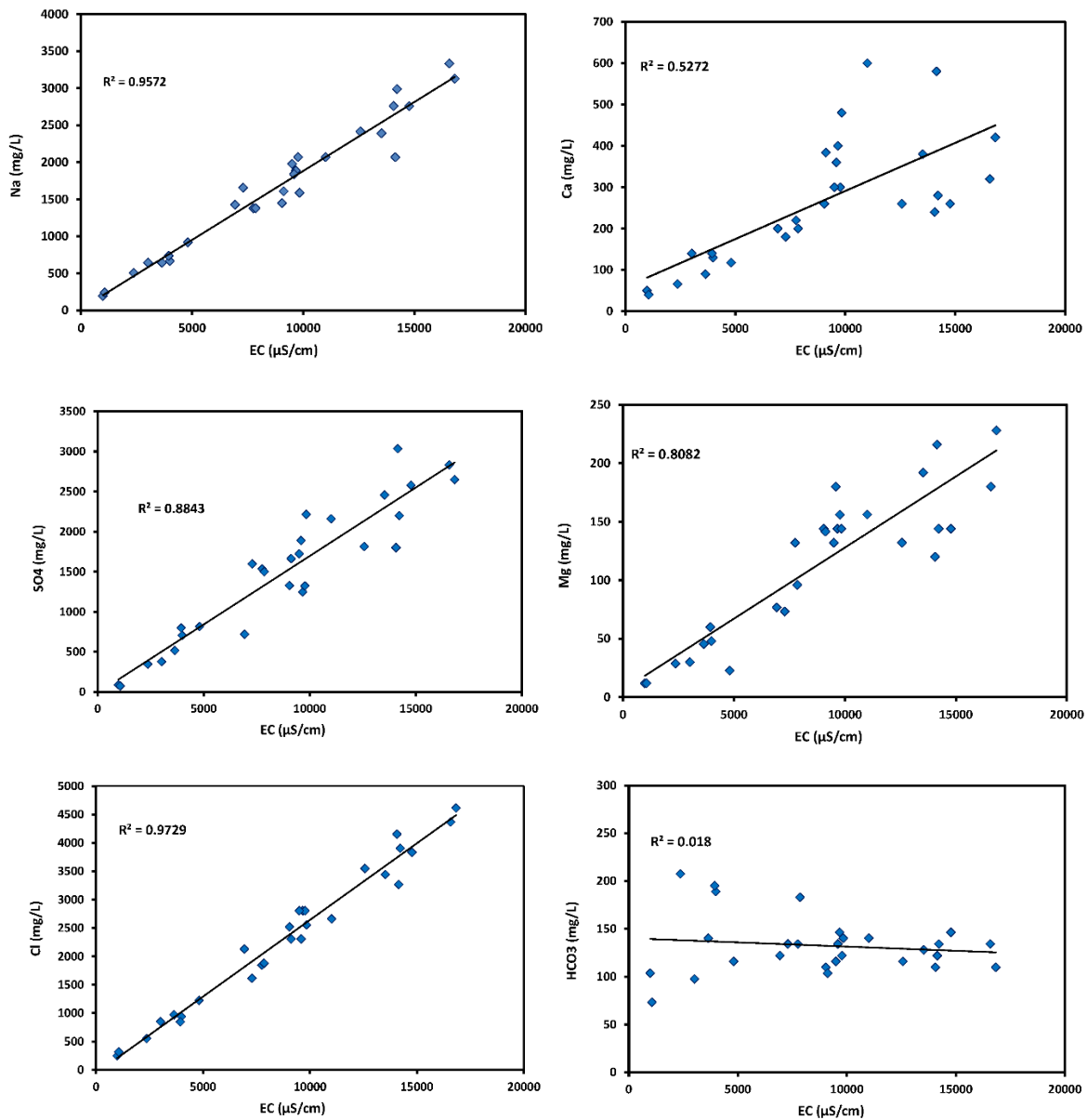
۴-۵- بررسی تکامل ژئوشیمیایی دشت گیسور

برای بررسی رفتار هیدروژئوشیمیایی و تعیین منشأ شوری از نمودارهای ترکیبی و نسبت یونی استفاده شده است. در شکل (۴-۲۳) مقدار Na در مقابل Cl ترسیم شده است. اگر منشأ شوری انحلال نمک باشد، مقدار این نسبت برابر یک بوده و نمونه‌ها در نزدیکی خط انحلال نمک قرار می‌گیرند (Richter and Kreitler, 1993). براساس رفتاری که منابع آب منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهند، انحلال نمک به‌عنوان محتمل‌ترین منشأ شوری در این منطقه می‌باشد. انحراف جزئی مشاهده شده از خط نیز می‌تواند به علت رخداد پدیده تبادل یونی و یا وجود منشأ دیگری برای یون سدیم در نظر گرفته شود.



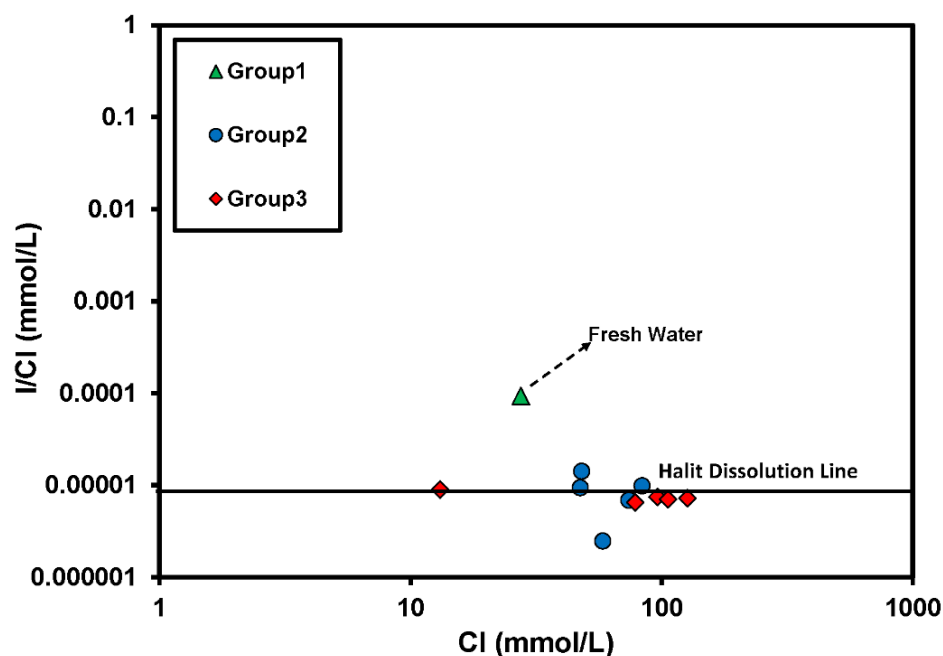
شکل ۴-۲۳: نسبت یونی Na به Cl در آب‌های زیرزمینی

برای شناخت بهتر منشأ کاهش کیفیت آب زیرزمینی از ارتباط بین میزان EC با غلظت عناصر استفاده شده است. شکل (۴-۲۴) ارتباط بین غلظت یون‌های سدیم، کلر، کلسیم، منیزیم، بی‌کربنات و سولفات با میزان هدایت الکتریکی را نشان می‌دهد. با توجه به نمودارهای ترسیم شده همه‌ی یون‌ها به غیر از بی‌کربنات رابطه مستقیمی با هدایت الکتریکی دارند به طوری که با افزایش میزان هدایت الکتریکی غلظت عناصر نیز افزایش می‌یابد. از سوی دیگر بیشترین میزان همبستگی با هدایت الکتریکی مربوط به یون‌های کلر و سدیم بوده که نشان دهنده‌ی تخریب در کیفیت آب زیرزمینی می‌باشد. این همبستگی در رفتار صعودی در تمامی عناصر به جز بی‌کربنات حاکی از رخداد پدیده انحلال هالیت و تبخیر می‌باشد. کاهش کم بی‌کربنات می‌تواند به دلیل اشباع و فوق اشباع شدن آب‌ها نسبت به کلسیت و دولومیت باشد که باعث رسوب آن‌ها و کاهش بی‌کربنات شده است.



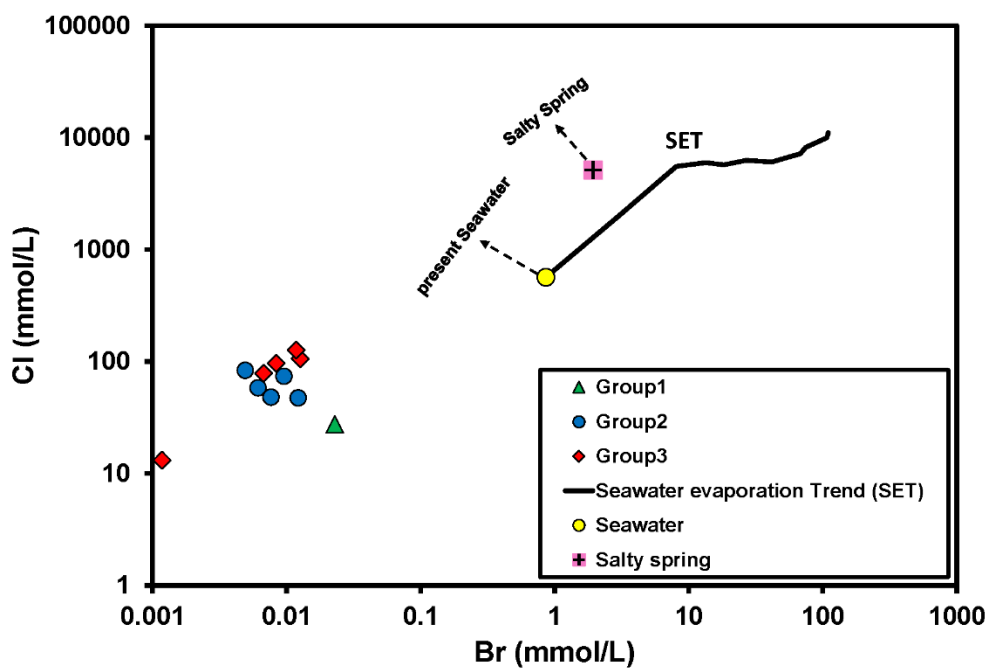
شکل ۴-۲۴: رابطه بین غلظت عناصر با هدایت الکتریکی در دشت گیسور

روش دیگر تشخیص منشأ شوری استفاده از نسبت یونی I به Cl می‌باشد. در شکل (۴-۲۵) مقدار I/Cl نسبت به Cl ترسیم شده است. اگر منشأ شوری انحلال نمک باشد، مقدار نسبت ید به کلر از نظر وزنی کمتر از 1×10^{-5} خواهد بود (Bagheri et al., 2014). همهی نمونه‌ها به جز نمونه چشمه با هدایت الکتریکی ۳۰۱۴ میکروموس بر سانتی‌متر، در نزدیکی خط انحلال نمک واقع شده است. با توجه به نتایج می‌توان برآورد کرد که منشأ اصلی شوری آب‌های زیرزمینی انحلال نمک می‌باشد.

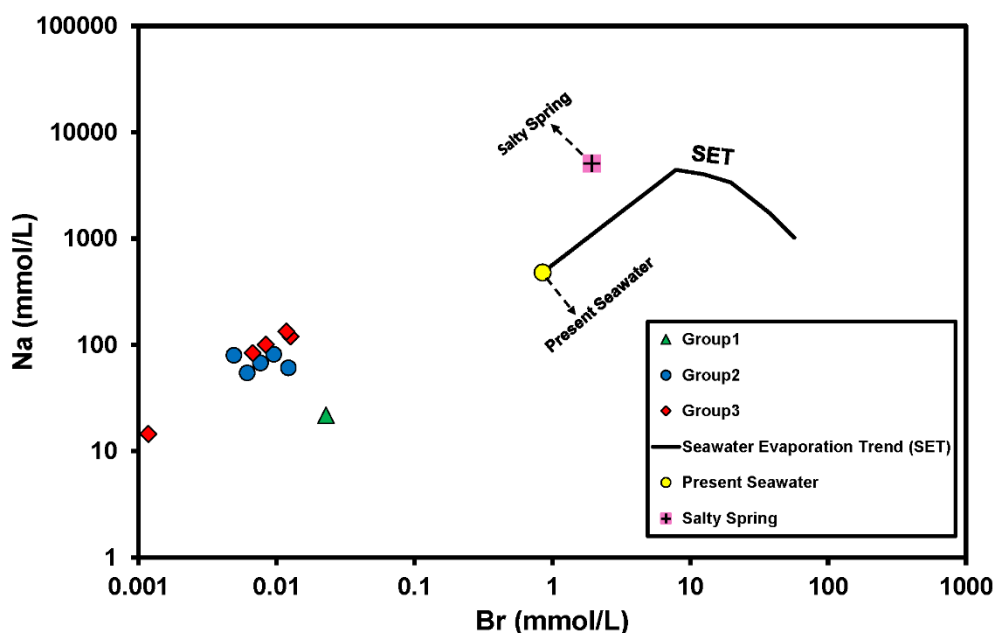


شکل ۴-۲۵: نسبت بین غلظت I/Cl به Cl در نمونه‌های آب زیرزمینی

شکل (۴-۲۶) و (۴-۲۷) رابطه بین Na و Cl با Br را نشان می‌دهند که با خط تبخیر دریا (Seawater Evaporation Trend) و چشمه‌ی شور مقایسه شده است. برم یک یون پایستار بوده و در طول مسیر دچار تغییر نمی‌شود. نسبت کلر به برماید در شناسایی فرآیندهای شور شدن آب زیرزمینی به کار گرفته شده است (Mandilaras *et al.*, 2008). اگر نمونه‌ها بالای خط تبخیر قرار بگیرند نشان‌دهنده رخداد انحلال نمک می‌باشد. نمونه‌های آبخوان دشت گیسور در بالای خط SET پلات شده است که پدیده انحلال نمک به عنوان منشأ شوری را نشان می‌دهد. همچنین قرارگیری نمونه آب چشمه‌ی شور در بالای خط SET نشان‌دهنده انحلال نمک می‌باشد. آب حاصل از انحلال نمک دارای نسبت Cl/Br بیشتری نسبت به آب دریا می‌باشد. در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه نسبت‌های Na/Br و Cl/Br زیاد می‌باشند که نشانگر انحلال نمک است.



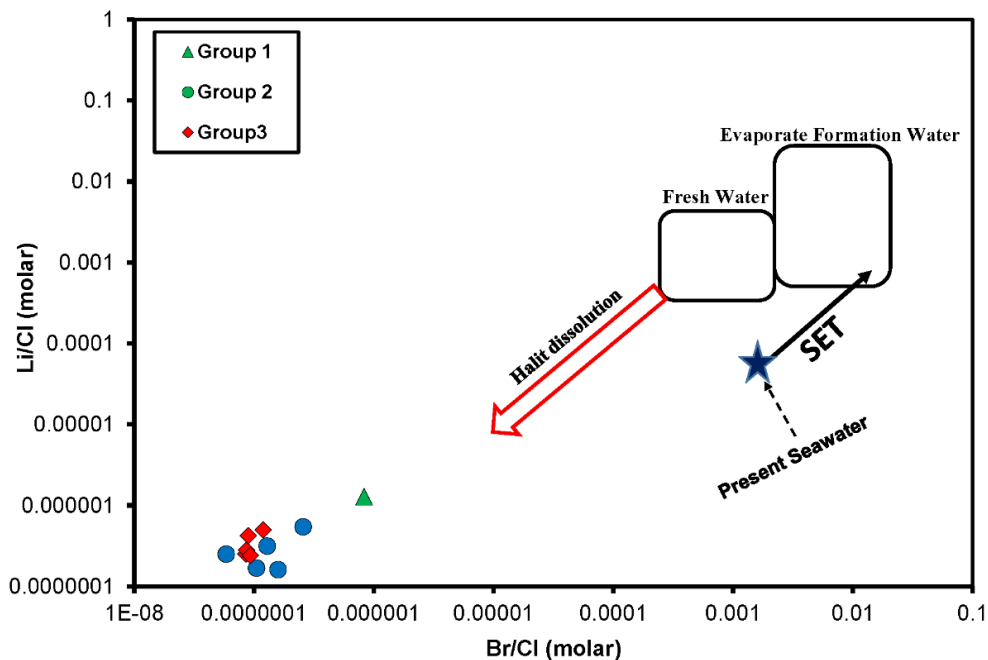
شکل ۴-۲۶: رابطه بین Cl با Br در نمونه‌های آب زیرزمینی منطقه گیسور



شکل ۴-۲۷: رابطه بین Na با Br در نمونه‌های آب زیرزمینی منطقه گیسور

نمودار Li/Cl به Br/Cl توسط باقری و همکاران (۲۰۱۴) جهت بررسی منشأ ارائه شده است. در این نمودار، تبخیر آب سازندی، آب جوی و انحلال نمک به عنوان سه منشأ اصلی برای نمونه‌های آب در نظر گرفته

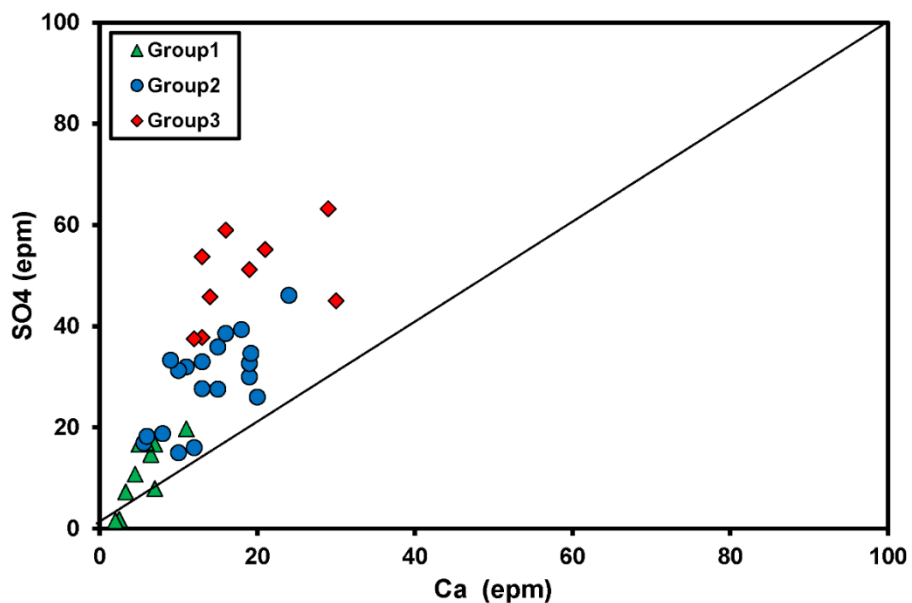
شده است. تمامی نمونه‌های آب زیرزمینی دشت گیسور در محدوده‌ای با کمترین میزان Li/Cl به Br/Cl پلات شده است که انحلال نمک را به عنوان منشأ اصلی شوری معرفی می‌کند (شکل ۴-۲۸).



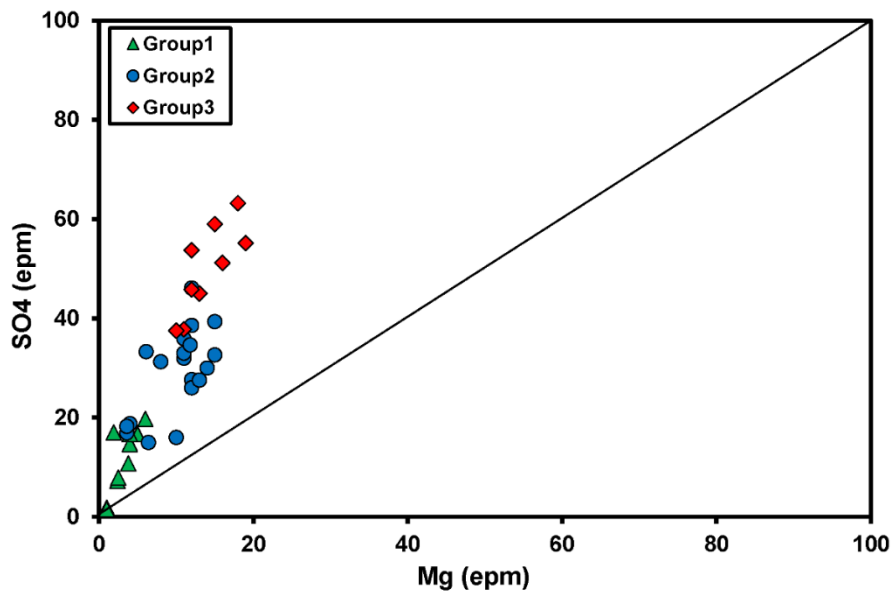
شکل ۴-۲۸: رابطه بین Li/Cl به Br/Cl در نمونه‌های آب زیرزمینی دشت گیسور

علاوه بر انحلال نمک، احتمال انحلال سایر تبخیری‌ها همچون ژپس با وجود کفه‌های نمکی در مجاور دشت، می‌تواند وجود داشته باشد. با ترسیم نسبت کلسیم در مقابل سولفات می‌توان این پدیده را بررسی کرد. اگر مقدار نسبت Ca/SO_4 برابر با یک باشد، نشان‌دهنده رخداد انحلال ژپس می‌باشد و نمونه‌ها روی خط انحلال ژپس پلات می‌شوند. با توجه به شکل (۴-۲۹)، تمامی نمونه‌ها در بالای خط انحلال ژپس قرار گرفته‌اند. میزان سولفات در محیط در طی انحلال ژپس افزایش یافته است ولی مقدار غلظت کلسیم نسبت به غلظت سولفات کمتر بوده که این می‌تواند در اثر رخداد پدیده‌هایی همچون رسوب کربنات‌ها و تبادل یونی باشد. نسبت یون منیزیم در مقابل سولفات هم نشان می‌دهد که انحلال تبخیری‌ها در این

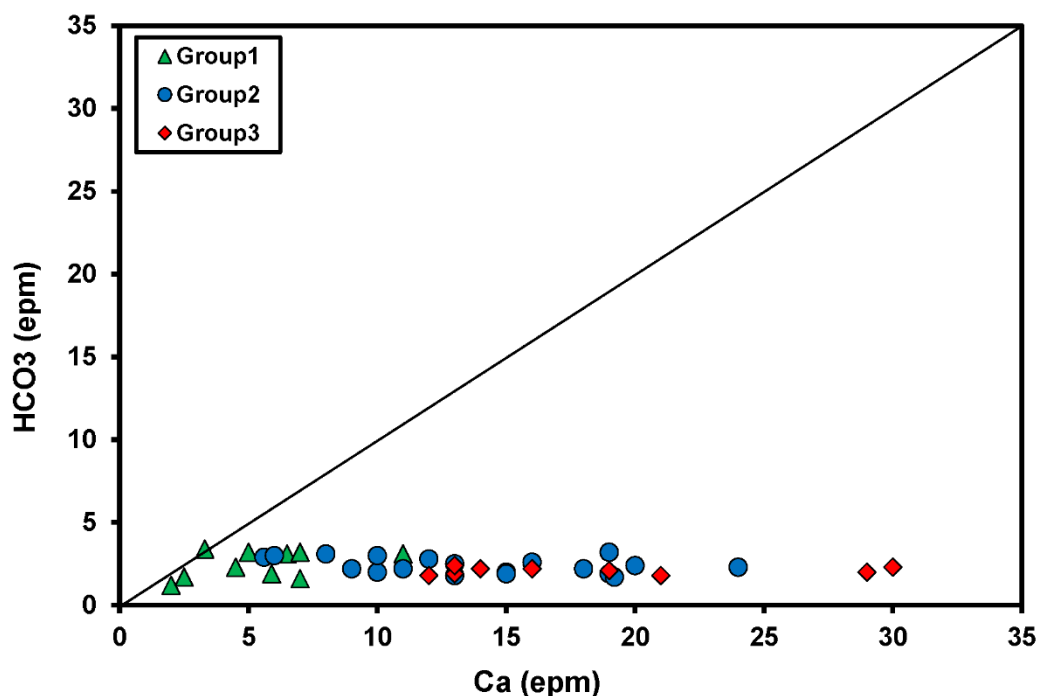
منطقه رخ داده است (شکل ۴-۳۰). با توجه به شکل (۴-۳۱) با افزایش غلظت کلسیم، غلظت یون بی کربنات تغییری نکرده است. انحلال ژیپس در منطقه باعث افزایش کلسیم می شود.



شکل ۴-۲۹: رابطه Ca با SO₄ در منابع آب مختلف دشت گیسور



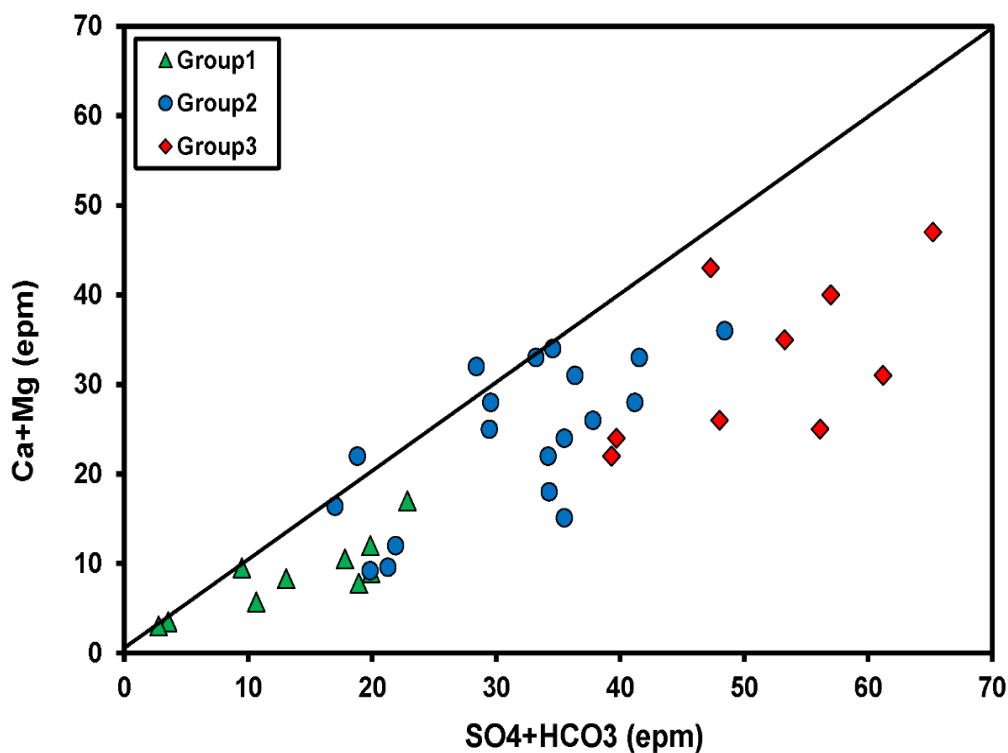
شکل ۴-۳۰: رابطه Mg با SO₄ در منابع آب مختلف دشت گیسور



شکل ۴-۳۱: رابطه HCO_3 با SO_4 در منابع آب مختلف گیسور

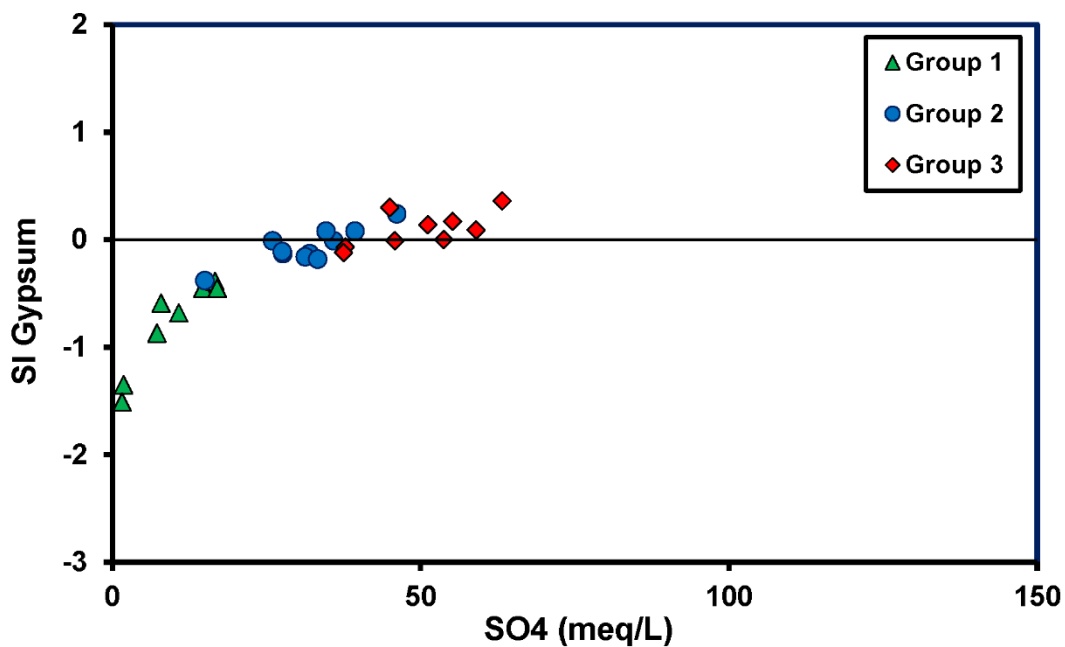
جهت بررسی علت تغییر غلظت یون‌ها از روند طبیعی خود و بررسی پدیده تبادل یونی از نسبت یونی $\text{Ca}+\text{Mg}$ در مقابل SO_4+HCO_3 استفاده شده است. اگر منشأ این یون‌ها فقط انحلال ژیپس و یا کربنات‌ها باشد، بایستی نمونه‌ها بر روی خط ۱:۱ در این گراف قرار گیرند. با توجه به شکل (۴-۳۲)، نمونه‌ها تقریباً در نزدیکی خط پلات شده‌اند که با افزایش شوری کمی انحراف از خط داشته که نشانگر رخداد پدیده تبادل یونی در این منطقه می‌باشد. نمونه‌هایی که در زیر خط قرار گرفته‌اند نشانگر پدیده تبادل یونی مستقیم می‌باشد که در طی این پدیده، یون سدیم از محیط جامد (شیل و مارن) با یون کلسیم و منیزیم تبادل یافته و غلظت کلسیم و منیزیم در آب کمتر شده است. این پدیده می‌تواند در اثر هجوم آب شیرین به سفره آب شور اتفاق افتاده باشد. در اثر هجوم آب شیرین به سمت آب شور، تبادل یونی مستقیم اتفاق می‌افتد، که به این پدیده **Freshening** گفته می‌شود. این پدیده توسط نمودار پایپر و همچنین نمودار **HFE** نیز نشان داده شده است. بنابراین در اثر کاهش برداشت و کاهش سرعت نفوذ آب شور به آب شیرین

تغذیه یافته به آبخوان به سمت آب شور پیشروی کرده و باعث تبادل کاتیونی نیز شده است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که علت اصلی تغییر غلظت یون‌ها در منطقه مورد مطالعه، نفوذ آب شور و بالتبع رخداد پدیده انحلال تبخیری‌ها و همچنین تبادل یونی و در این منطقه باشند.

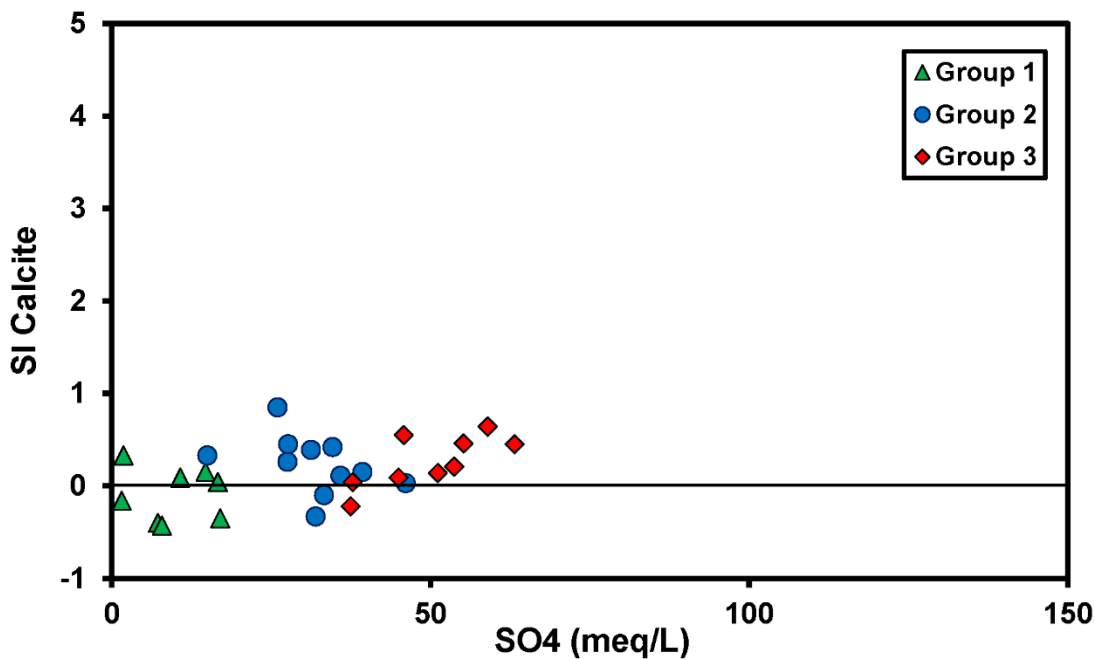


شکل ۴-۳: نسبت $Ca+Mg$ در مقابل $SO_4 + HCO_3$ در منابع آب مختلف دشت گیسور

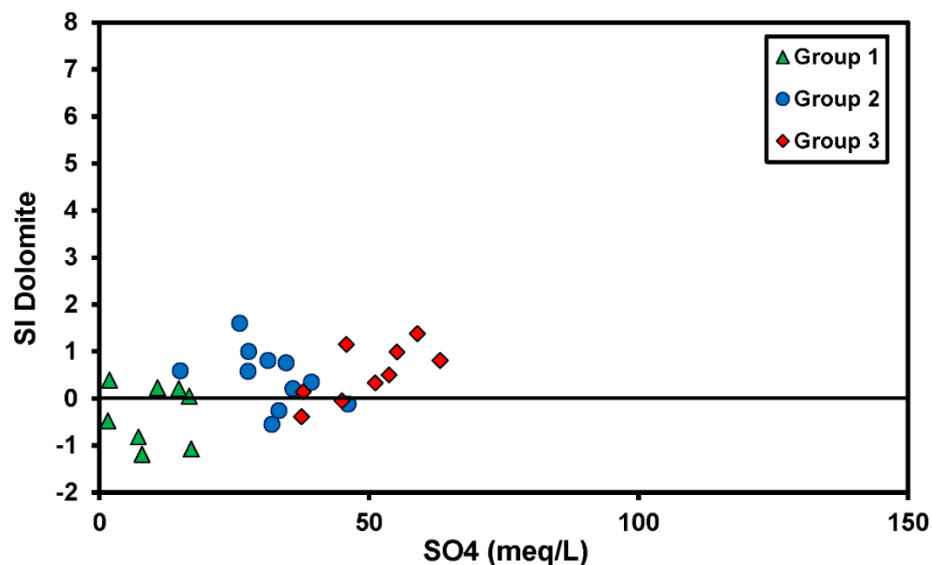
شکل (۳۳) نسبت بین $Ca+Mg/SO_4+HCO_3$ در مقابل نسبت $Na+Cl$ را نشان می‌دهد. با توجه به شکل با افزایش میزان Na/Cl ، نسبت $Ca+Mg/SO_4+HCO_3$ کاهش یافته است. علت کاهش نسبت $Ca+Mg/SO_4+HCO_3$ را می‌توان به تبادل سدیم با کلسیم و منیزیم نسبت داد.



شکل ۳۴-۴: رابطه بین شاخص اشباع ژیپس به تغییرات غلظت سولفات در نمونه‌های آب زیرزمینی دشت گیسور



شکل ۳۵-۴: رابطه بین شاخص کلسیت به تغییرات غلظت سولفات در نمونه‌های آب زیرزمینی دشت گیسور



شکل ۴-۳۶: رابطه بین شخص اشباع دولومیت با تغییرات غلظت سولفات در نمونه‌های آب زیرزمینی دشت گیسور

۴-۵-۱- بررسی اختلاط آب شور در نمونه‌های دشت گیسور

برای بررسی اختلاط آب شور و سهم آب شور در نمونه‌های آب دشت گیسور از یون پایستار کلر در رابطه زیر استفاده شده است (Wang and Jiao, 2012., Appelo and Postma, 2005).

$$f_{Cl_{saltwater}} = [(Cl_{sample} - Cl_{freshwater}) / (Cl_{saltwater} - Cl_{freshwater})] \quad \text{معادله ۴-۴:}$$

محاسبات بازه‌ی وسیعی از بین ۱ تا ۲۴ درصد از مشارکت آب شور در آب‌های زیرزمینی دشت را نشان می‌دهد که نمونه‌های گروه سوم با بیشترین میزان هدایت الکتریکی، واقع در بخش‌های مرکزی و غربی دشت بیشترین سهم از آب شور را دارا هستند. با استفاده از درصد آب شور در هر نمونه می‌توان غلظت هر یون را در نمونه برآورد و پیش‌بینی کرد. به عبارت دیگر اگر فقط پدیده اختلاط در منطقه رخ داده باشد، مقدار غلظت محاسباتی با اندازه‌گیری هر یون در هر نمونه بایستی یکسان باشد. برای اثبات این موضوع در ابتدا غلظت هر یون در هر نمونه را بر اساس درصد آب شور محاسبه شده است.

$$m_{i,mix} = f_{saline} \times m_{i,saline} + (1 - f_{saline}) \times m_{i,react} \quad \text{معادله ۴-۵:}$$

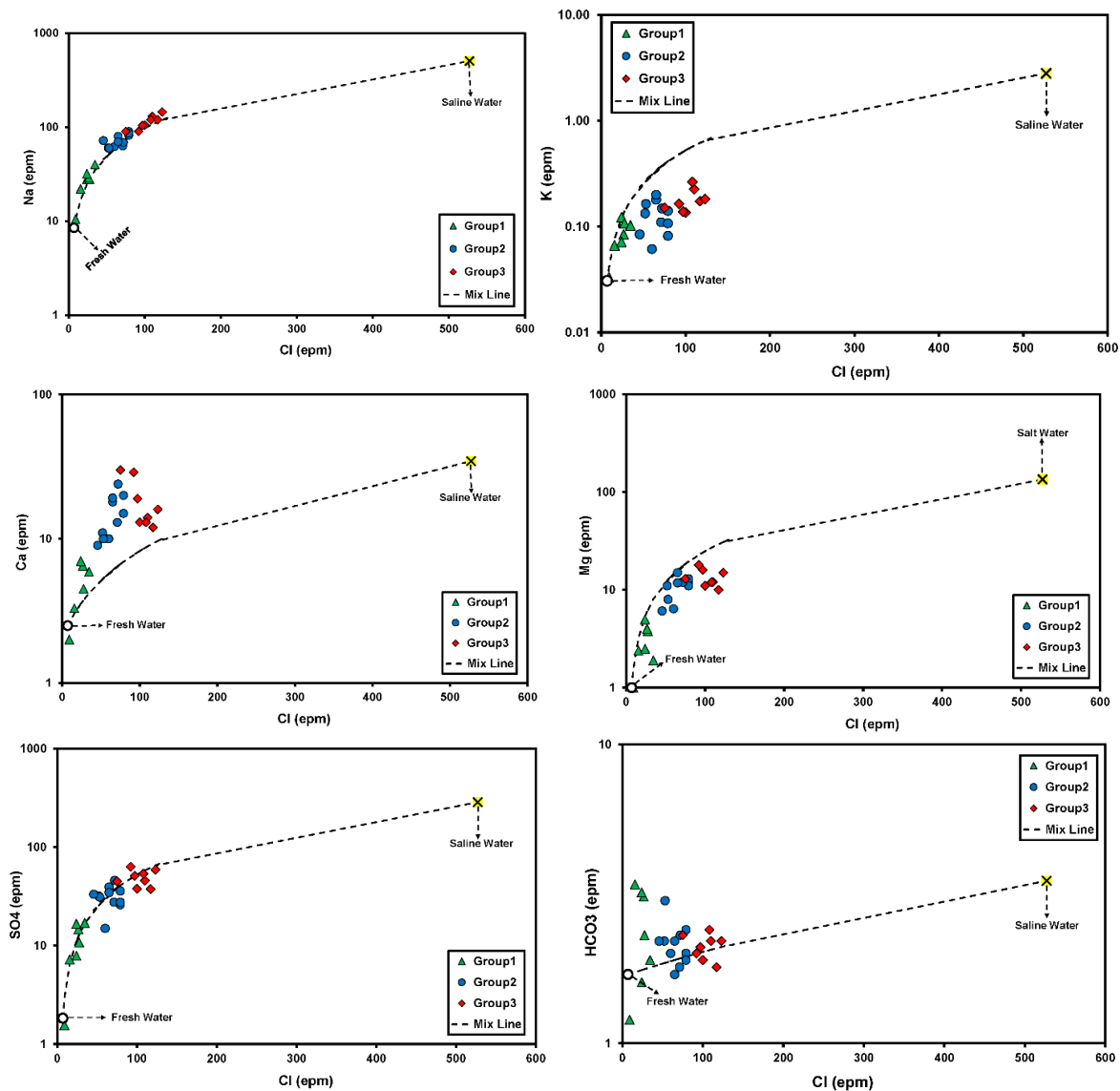
در این معادله m_{fresh} و m_{saline} به ترتیب غلظت هر یون در آب شور و شیرین به عنوان دو سوی فرآیند اختلاط در نظر گرفته شده است. همانطور که بیان شد، اگر فقط فرآیند اختلاط در منطقه رخ داده باشد، بایستی مقدار غلظت محاسباتی ($m_{i,mix}$) با اندازه گیری شده ($m_{i,sample}$) یکی باشد و تفاوت آن‌ها ($m_{i,react}$) ناچیز باشد (معادله ۴-۶). مقدار $m_{i,react}$ برای هر یون و نمونه محاسبه شده است (جدول ۴-۷).

$$m_{i,react} = m_{i,sample} - m_{i,mix} \quad \text{معادله ۴-۶:}$$

شکل (۴-۳۷) غلظت یون‌های مختلف نسبت به کلر ترسیم شده است. خط اختلاط به صورت خط چین نشان داده شده است. اگر نفوذ آب شور عامل اصلی تغییر کیفیت منابع آب منطقه گیسور شده باشد، بایستی کلیه داده‌ها از خط اختلاط پیروی کنند. انحراف از خط اختلاط نشان‌دهنده رخداد فرآیندهای دیگری در منطقه علاوه بر اختلاط می‌باشد. تمامی نمونه‌ها به جز کلسیم و بی‌کربنات از خط اختلاط با کمی انحراف تبعیت می‌کنند. جدول (۴-۷) درصد اختلاط و مقادیر غلظت یون‌های اصلی در فرآیند اختلاط را نشان می‌دهد. با توجه به شکل (۴-۳۷)، با افزایش غلظت کلر، مقدار کلسیم افزایش پیدا کرده و در بالای خط اختلاط پلات شده است. این افزایش غلظت کلسیم می‌تواند به دلیل انحلال ژپس و یا انحلال بخشی برخی از سازندهای آذرین و دگرگونی در منطقه باشد. همچنین مقدار منیزیم با افزایش کلر کاهش یافته و از خط اختلاط انحراف پیدا کرده است. از آنجاییکه در آب‌های شور کلرید منیزیم به‌عنوان سینک اصلی در نظر گرفته می‌شود، براین اساس می‌توان آن را به عنوان علت اصلی کاهش غلظت منیزیم به شمار آورد. با افزایش یون کلر، غلظت پتا سیم کاهش می‌یابد. فلد سپارهای پتا سیم، میکاها، لو سیت و سیلویت به‌عنوان منابع پتاسیم شناخته می‌شوند. گیاهان و رس‌ها رایج‌ترین سینک برای پتاسیم می‌باشند. کاهش مقدار پتاسیم می‌تواند نشان‌دهنده تبادل پتاسیم با کلسیم باشد. وجود کانی‌های ایلیت به عنوان سینک اصلی برای یون پتاسیم، دلیل روشنی برای کاهش غلظت یون پتاسیم می‌باشند.

جدول ۴-۷: درصد اختلاط و مقادیر غلظت یون‌های اصلی در فرآیند اختلاط

| HCO ₃ | | SO ₄ | | Cl | | K | | Na | | Mg | | Ca | | f saline | شماره نمونه |
|------------------|------|-----------------|-------|-------|--------|-------|------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|----------|-------------|
| react | mix | react | mix | react | mix | react | mix | react | mix | react | mix | react | mix | | |
| 0.00 | 1.70 | 0.00 | 1.83 | 0.00 | 7.00 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 8.50 | 0.00 | 1.00 | 0.00 | 2.50 | 0.00 | W2 |
| 0.51 | 1.71 | 1.36 | 2.92 | 0.00 | 9.00 | -0.03 | 0.04 | -0.09 | 10.41 | -0.51 | 1.51 | -0.62 | 2.62 | 0.00 | W1 |
| -1.67 | 1.73 | -0.72 | 6.53 | 0.00 | 15.60 | -0.05 | 0.08 | -5.28 | 16.72 | -0.81 | 3.21 | 0.27 | 3.03 | 0.02 | W3 |
| 0.16 | 1.76 | 3.22 | 11.12 | 0.00 | 24.00 | 0.01 | 0.12 | -3.24 | 24.76 | -2.87 | 5.37 | 3.45 | 3.55 | 0.03 | S1 |
| -0.53 | 1.77 | 2.20 | 12.97 | 0.00 | 27.40 | 0.05 | 0.14 | 0.01 | 28.01 | -2.44 | 6.24 | 0.74 | 3.76 | 0.04 | Q3 |
| -1.33 | 1.77 | -2.21 | 12.48 | 0.00 | 26.50 | 0.06 | 0.13 | -1.85 | 27.15 | -2.01 | 6.01 | 2.80 | 3.70 | 0.04 | W8 |
| -1.44 | 1.76 | -5.60 | 11.06 | 0.00 | 23.90 | 0.02 | 0.12 | -7.34 | 24.66 | -0.34 | 5.34 | 3.46 | 3.54 | 0.03 | W7 |
| -0.10 | 1.80 | -0.16 | 16.85 | 0.00 | 34.50 | 0.12 | 0.18 | -5.20 | 34.80 | -6.17 | 8.07 | 1.70 | 4.20 | 0.05 | W4 |
| -0.12 | 1.88 | 15.78 | 30.78 | 0.00 | 60.00 | 0.18 | 0.31 | -2.81 | 59.19 | -8.22 | 14.62 | 4.23 | 5.77 | 0.10 | W10 |
| -0.34 | 1.86 | -5.57 | 26.41 | 0.00 | 52.00 | 0.11 | 0.27 | -8.46 | 51.54 | -1.56 | 12.56 | 5.72 | 5.28 | 0.09 | W17 |
| -1.14 | 1.86 | -4.31 | 26.96 | 0.00 | 53.00 | 0.17 | 0.28 | -7.51 | 52.49 | -4.82 | 12.82 | 4.66 | 5.34 | 0.09 | Q1 |
| 0.12 | 1.92 | 9.14 | 36.79 | 0.00 | 71.00 | 0.29 | 0.37 | 6.71 | 69.71 | -5.44 | 17.44 | 6.55 | 6.45 | 0.12 | W18 |
| -0.37 | 1.83 | -10.43 | 22.86 | 0.00 | 45.50 | 0.15 | 0.24 | -26.68 | 45.32 | -4.79 | 10.89 | 4.13 | 4.87 | 0.07 | W5 |
| -0.45 | 1.95 | 15.16 | 41.16 | 0.00 | 79.00 | 0.24 | 0.41 | -4.64 | 77.36 | -7.50 | 19.50 | 13.06 | 6.94 | 0.14 | W11 |
| -0.30 | 1.90 | -5.83 | 33.51 | 0.00 | 65.00 | 0.23 | 0.34 | -16.03 | 63.97 | -0.90 | 15.90 | 11.92 | 6.08 | 0.11 | W9 |
| -0.05 | 1.95 | 13.60 | 41.16 | 0.00 | 79.00 | 0.27 | 0.41 | -12.64 | 77.36 | -6.50 | 19.50 | 8.06 | 6.94 | 0.14 | W16 |
| 0.05 | 1.95 | 5.26 | 41.16 | 0.00 | 79.00 | 0.27 | 0.41 | -8.64 | 77.36 | -8.50 | 19.50 | 8.06 | 6.94 | 0.14 | Q2 |
| -0.38 | 1.93 | -8.79 | 37.34 | 0.00 | 72.00 | 0.18 | 0.38 | 1.66 | 70.66 | -5.70 | 17.70 | 17.49 | 6.51 | 0.13 | W12 |
| 0.20 | 1.90 | -1.14 | 33.51 | 0.00 | 65.00 | 0.19 | 0.34 | -6.03 | 63.97 | -4.10 | 15.90 | 13.12 | 6.08 | 0.11 | W6 |
| -0.36 | 1.94 | -6.02 | 38.98 | 0.00 | 75.00 | 0.26 | 0.39 | -16.47 | 73.53 | -5.47 | 18.47 | 23.31 | 6.69 | 0.13 | W13 |
| 0.12 | 2.02 | 14.85 | 52.63 | 0.00 | 100.00 | 0.30 | 0.53 | -7.56 | 97.44 | -13.89 | 24.89 | 4.76 | 8.24 | 0.18 | W19 |
| -0.14 | 2.06 | 12.28 | 58.10 | 0.00 | 110.00 | 0.44 | 0.58 | -23.00 | 107.00 | -15.46 | 27.46 | 5.15 | 8.85 | 0.20 | W23 |
| -0.09 | 2.01 | -0.18 | 51.00 | 0.00 | 97.00 | 0.35 | 0.51 | -9.43 | 94.57 | -8.12 | 24.12 | 10.95 | 8.05 | 0.17 | W15 |
| -0.01 | 1.99 | -14.96 | 48.26 | 0.00 | 92.00 | 0.22 | 0.48 | -0.21 | 89.79 | -4.84 | 22.84 | 21.26 | 7.74 | 0.16 | W14 |
| -0.35 | 2.05 | 3.27 | 57.01 | 0.00 | 108.00 | 0.40 | 0.57 | -14.91 | 105.09 | -14.95 | 26.95 | 4.27 | 8.73 | 0.19 | W24 |
| 0.28 | 2.08 | 24.42 | 61.92 | 0.00 | 117.00 | 0.44 | 0.62 | -6.30 | 113.70 | -19.26 | 29.26 | 2.72 | 9.28 | 0.21 | W21 |
| 0.33 | 2.13 | 13.83 | 69.02 | 0.00 | 130.00 | 0.48 | 0.69 | -9.87 | 126.13 | -13.60 | 32.60 | 10.91 | 10.09 | 0.24 | W20 |
| -0.10 | 2.10 | 6.20 | 65.20 | 0.00 | 123.00 | -2.16 | 0.65 | -25.56 | 119.44 | -15.80 | 30.80 | 6.35 | 9.65 | 0.22 | W22 |

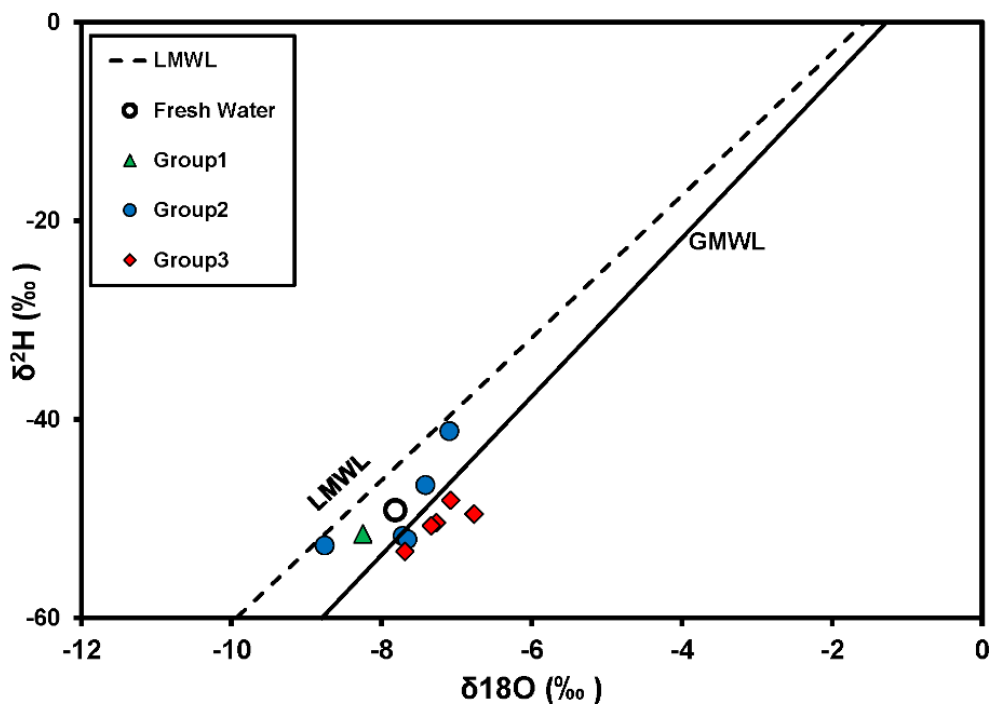


شکل ۴-۳۷: بررسی فرآیند اختلاط در گروه‌های مختلف منابع آب دشت گیسور

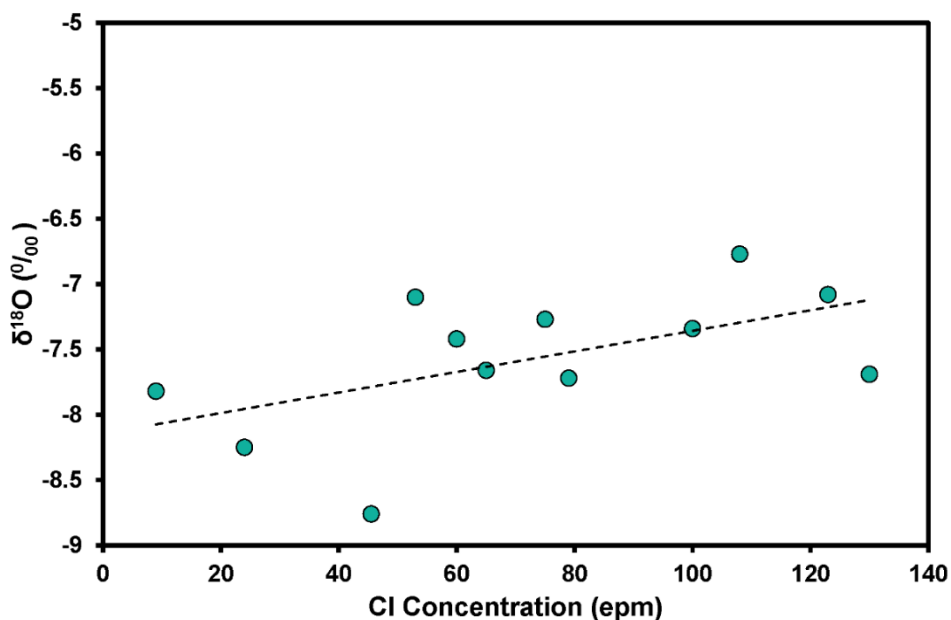
۴-۶- مطالعات ایزوتوپی منابع آب دشت گیسور

یکی از معمول‌ترین روش‌ها جهت بررسی عوامل شوری استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار مولکول آب شامل ایزوتوپ‌های اکسیژن (^{18}O) و هیدروژن (^2H) می‌باشد. براساس نتایج تحقیقات انجام شده ایزوتوپ‌های اکسیژن (^{18}O) و هیدروژن (^2H)، بهترین ردیاب در تعیین منشأ آب زیرزمینی می‌باشند (Jin *et al.*, 2016).

داده‌های ^{18}O و ^2H برای ۱۲ نمونه، همچنین خط بارش جهانی GMWL (Craig, 1961) و خط بارش محلی مشهد LMWL (Mohammadzadeh, 2010) در شکل (۴-۳۸) ترسیم شده است. نمونه‌های آب زیرزمینی چاه‌ها دارای مقدار ^2H بین $-۴۶/۶۲$ تا $-۵۳/۳۲$ ‰ بوده و مقادیر ^{18}O این نمونه‌ها بین $-۶/۷۷$ تا $-۸/۷۶$ ‰ متغیر است. طبق شکل تمامی نمونه‌ها با انحراف کمی بر روی خط بارش محلی مشهد واقع شده است. نتایج حاکی از این است که منشأ آب‌های زیرزمینی دشت گیسور فرآیند تبخیر یا اختلاط است. با توجه به عمق بالای آب زیرزمینی (بیش از ۱۰ متر) امکان تبخیر از سطح آب زیرزمینی وجود ندارد ولی محتمل‌ترین منشأ شوری رخداد فرآیند اختلاط بین آب شور با ایزوتوپی غنی‌تر با آب شیرین با ایزوتوپی سبک‌تر می‌باشد. رابطه بین ^{18}O و ^2H دارای روند صعودی می‌باشد که ظاهراً فرآیند تبخیر را نشان می‌دهد. اما با توجه به این که اختلاط در منطقه عامل شوری است بنابراین اختلاط بین منشأ شوری با ایزوتوپی سنگین‌تر با آب جوی سبک‌تر صورت گرفته است (شکل ۴-۳۹).



شکل ۴-۳۸: مقادیر نسبت ایزوتوپ ^2H در مقابل ^{18}O در نمونه‌های آب دشت گیسور

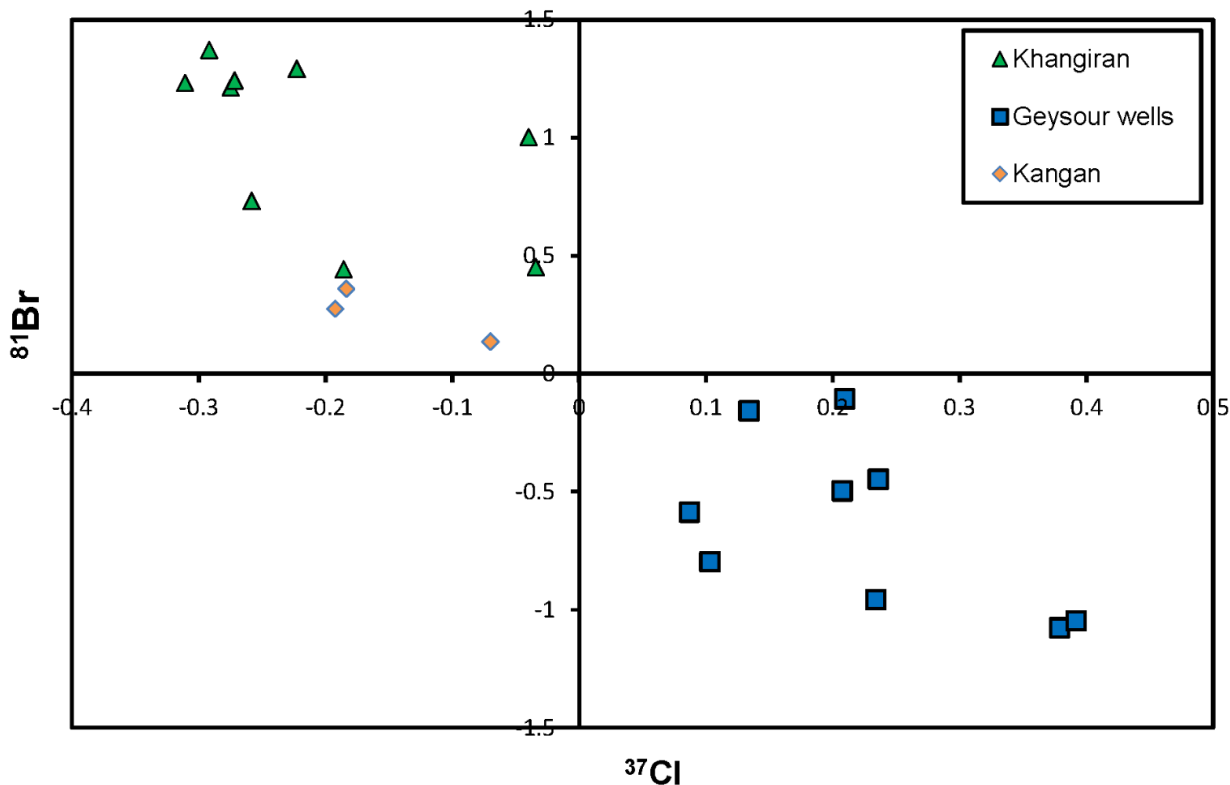


شکل ۴-۳۹: ارتباط بین ^{18}O با غلظت کلر در نمونه‌های آب

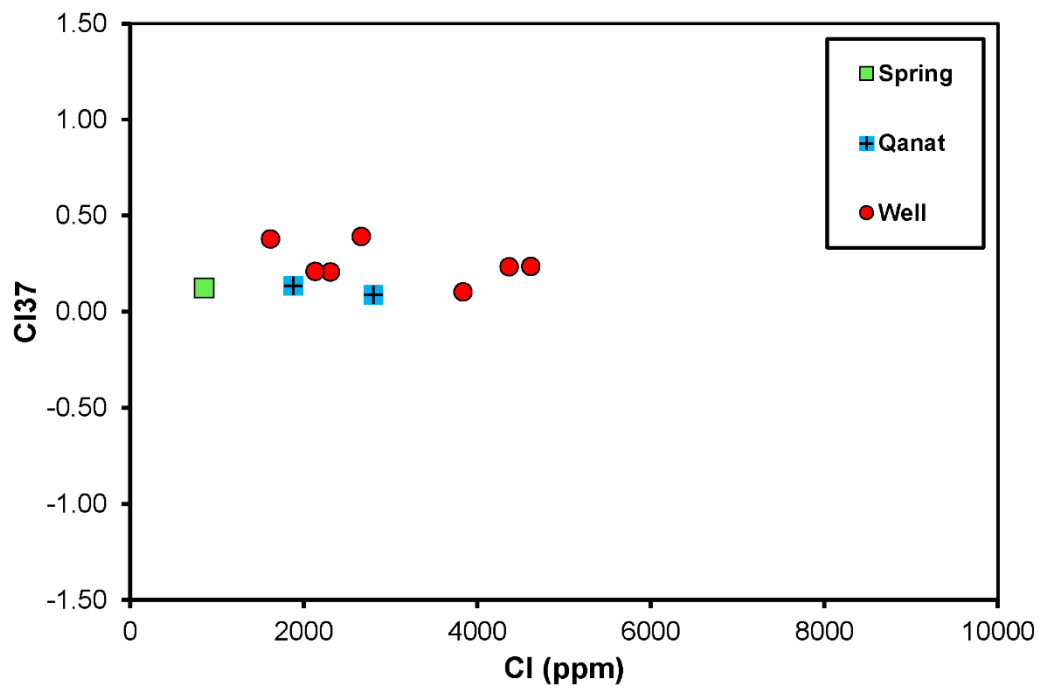
ایزوتوپ پایدار $\delta^{37}\text{Cl}$ از محلول‌های مختلف به طور گسترده‌ای برای تعیین منبع شوری استفاده شده است. مقدار $\delta^{37}\text{Cl}$ دریایی تبخیرشده و آب‌های تحت تأثیر انحلال هالیت به ترتیب از -0.9‰ به 0.1‰ و 0.1‰ به $+0.5\text{‰}$ است (Chen *et al.*, 2014). نمونه‌های دشت گیسور همگی در بازه 0.09‰ تا 0.39‰ قرار دارند که نشان از انحلال نمک است.

مقادیر ^{81}Br در محدوده $1/27$ تا $0/08$ در ۱۱ آب سازندی میدان نفتی در نروژ پیدا شده است (Eggenkamp and Coleman, 200; Shouakar-Stash *et al.*, 2007). نمونه‌های دشت گیسور در بازه $0/11$ تا $1/08$ قرار گرفته‌اند. مقادیر ^{81}Br در آب‌های تشکیل شده از دریای تبخیر شده و ناشی از انحلال هالیت، به ترتیب $0/31\text{‰}$ تا $0/27\text{‰}$ و $0/62\text{‰}$ به $0/88\text{‰}$ می‌باشد. این محدوده‌ها برای تعیین منبع شوری در این تحقیق استفاده شده است. نمونه‌های دشت گیسور در بازه‌ی انحلال نمک قرار نمی‌گیرد و در محدوده آب دریای قدیمی تبخیر شده قرار گرفته است. اما با توجه به این که مطالعات بر روی ایزوتوپ ^{81}Br خیلی کم صورت گرفته و در ابتدای کار در دنیا می‌باشد، احتمالاً هنوز محدوده مشخص برای

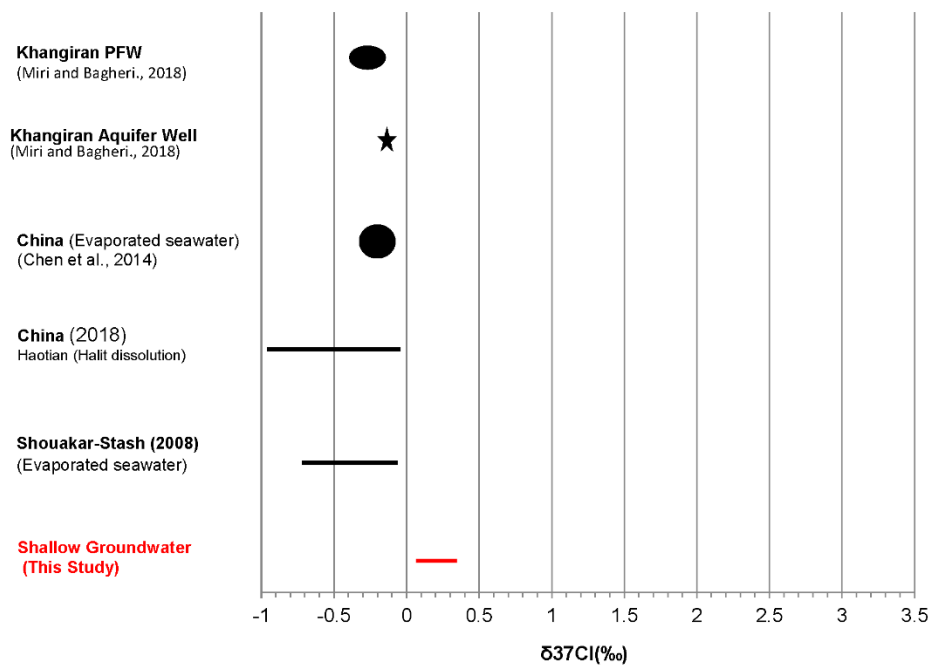
فرآیندهای مختلف پیشنهاد نشده است و این نتایج نیز اشتباه نمی‌باشد. البته با توجه به مطالعات جدید اگر مقدار برم منفی و در محدوده‌ای تا $-0/9$ قرار بگیرد، نشانگر رسوب منیزیم می‌باشد که با نتایج دیگر که دولومیت‌زایی و کاهش مقدار منیزیم را نشان می‌دهد، مطابقت دارد. ولی بایستی کار بیشتری صورت گیرد تا تفسیر بهتری برای نتایج بدست آورد. همچنین براساس مطالعات، هرچه آب شورتر باشد، می‌توان انتظار داشت که مقدار ^{81}Br بیشتری در اثر انحلال داشته باشد. اما میزان یون برم در آب حاصل از انحلال نمک، کمتر می‌باشد. بنابراین انتظار می‌رود که مقدار غلظت ایزوتوپ ^{81}Br کمتری نیز در آب حاصله از انحلال نمک وجود داشته باشد. براین اساس به دلیل این که میزان غلظت Br در نمونه‌های دشت گیسور خیلی کم است، بنابراین ^{81}Br نمونه‌های حاصل از انحلال نمک نیز کم می‌باشد. البته برای اثبات این گفته‌ها نیاز به مطالعات بیشتری می‌باشد (شکل ۴-۴۰ و ۴-۴۱، ۴-۴۲).



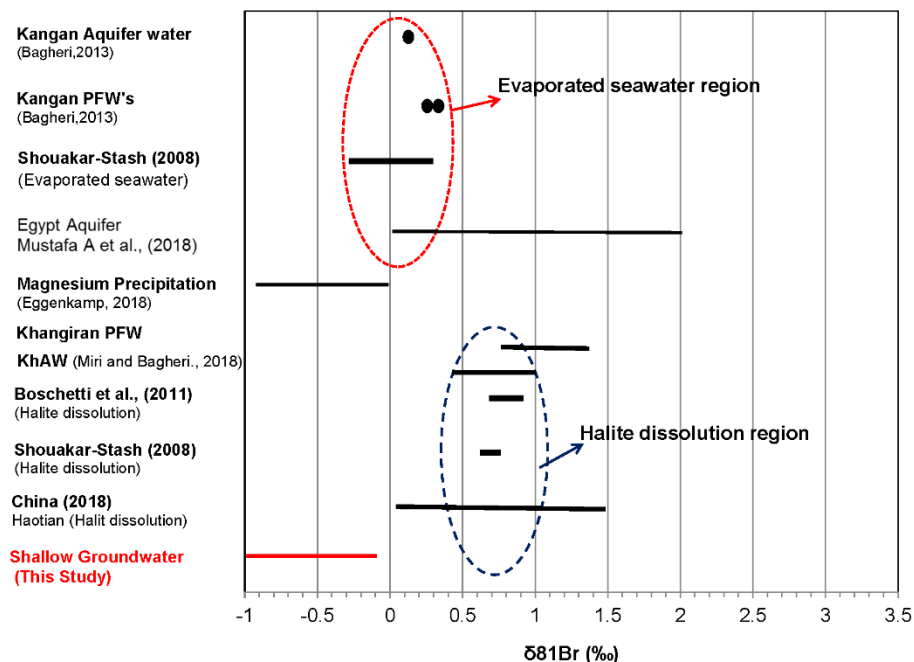
شکل ۴-۴۰: ارتباط بین مقادیر ^{81}Br با ^{37}Cl در نمونه‌های آب دشت گیسور



شکل ۴-۱: نسبت بین ³⁷Cl با Cl در نمونه‌های آب دشت گیسور



شکل ۴-۲: پراکندگی ³⁷Cl در دشت گیسور و مقایسه با دنیا



شکل ۴-۴: پراکندگی مقادیر $\delta^{81}\text{Br}$ در دشت گیسور و نمونه‌های آب‌های کم‌عمق و عمیق نفتی دنیا

۷-۴- ارزیابی منابع آب آبخوان گیسور از لحاظ کشاورزی

کیفیت آب زیرزمینی از جمله عوامل مؤثر برای تعیین شاخص‌های کشاورزی می‌باشد. کیفیت آب، تیپ آب، و فعالیت کشاورزی نقش مهمی را برای آبیاری مناسب ایفا می‌نمایند. مقادیر بالای یون‌های حل شده در آب، بر خاک و گیاه تأثیر می‌گذارد و از لحاظ فیزیکی و شیمیایی، تولید محصول را کاهش می‌دهد (Ravikumar and Somashekar., 2011). استانداردهای کیفی آب آبیاری براساس سه عامل زیر می‌باشد (Karanth, 2001):

- ۱- غلظت کل نمک‌های محلول آب، که این غلظت از طریق اعمال اسمزی بر روی محصول اثر می‌گذارد.
- ۲- غلظت یون‌های ویژه‌ای مثل بور که ممکن است برای گیاهان سمی بوده و یا اینکه اثر نامساعدی بر روی کیفیت محصول داشته باشند.

۳- غلظت کاتیون‌هایی مثل سدیم که با پراکندگی رس در خاک، ساختمان خاک را تخریب و از مقدار نفوذ آب می‌کاهند.

کیفیت آب برای مصارف آبیاری، توسط شاخص شوری، درصد سدیم، نسبت جذب سدیم و نمودار ویلکاکس بررسی می‌شود.

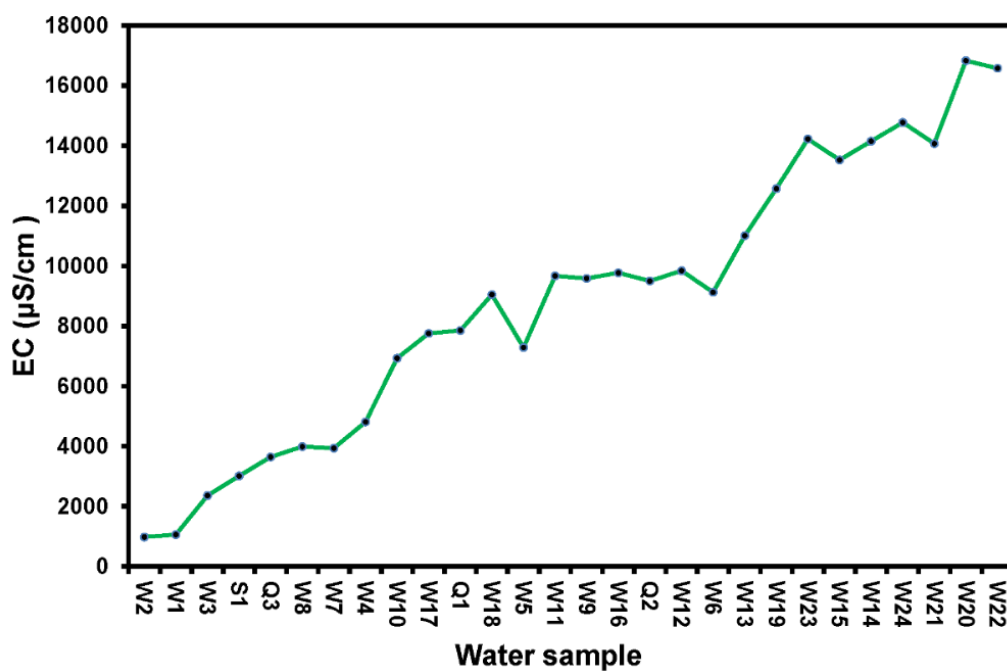
۴-۷-۱- شاخص شوری

شوری با معیار هدایت الکتریکی و سدیم با یکی از معیارهای نسبت جذب سدیم (Sodium Absorbtion Ratio (SAR)) یا درصد سدیم محلول (Sodium Solution Percent (SSP)) سنجیده می‌شود که با داشتن غلظت عناصر در آب مقادیر آنها قابل محاسبه می‌باشد. شاخص شوری ارتباط نزدیکی با پارامترهای هدایت الکتریکی و TDS دارد (Ravikumar *et al.*, 2010). رده‌بندی نمونه آب زیرزمینی بر اساس شاخص شوری در جدول (۴-۸) ارائه شده است.

جدول ۴-۸: رده‌بندی آب زیرزمینی براساس شوری و ارزیابی کیفیت آن در آبیاری (Mills, 2003)

| رده‌بندی | EC ($\mu\text{mohs/cm}$) | شوری |
|----------|----------------------------|---|
| رده I | > 650 | پایین (مناسب برای آبیاری محصولات) |
| رده II | $650-1300$ | متوسط (مناسب برای آبیاری محصولات با تحمل شوری بسیار کم) |
| رده III | $1300-3000$ | بالا (مناسب برای آبیاری محصولات با تحمل شوری متوسط تا بالا) |
| رده IV | $3000-5000$ | بسیار بالا (مناسب برای آبیاری محصولات با تحمل شوری بالا) |
| رده V | $5000-8000$ | شدید (نامناسب برای آبیاری) |
| رده VI | > 8000 | بسیار شور (نامناسب برای آبیاری) |

باتوجه به میزان هدایت الکتریکی، نمونه‌های آب زیرزمینی دشت گیسور در سه گروه تقسیم‌بندی شدند. براین اساس دو نمونه آب شیرین در گروه اول در رده II و نمونه‌ی چشمه در رده IV قرار دارد و بقیه نمونه‌های گروه اول با هدایت الکتریکی زیر $5000 \mu\text{mohs/cm}$ در رده III تا IV قرار می‌گیرند. نمونه‌های گروه دوم در رده‌های V و VI قرار گرفته و نشان‌دهنده کیفیت نامناسب آب دشت گیسور برای آبیاری می‌باشد. همچنین گروه سوم با هدایت الکتریکی بیشتر از $10000 \mu\text{mohs/cm}$ در رده VI تحت عنوان بسیار شور (نامناسب برای آبیاری) جای می‌گیرند. به‌طورکلی نتایج ارزیابی‌های این شاخص حاکی از این است که ۷۱٪ نمونه‌ها نامناسب برای کشاورزی و ۲۱٪ نمونه‌ها دارای شوری بالا و بسیار بالا و به‌ترتیب مناسب برای محصولات با شوری متوسط تا بالا و مناسب برای محصولات با تحمل شوری بالا می‌باشد و بقیه نمونه‌ها در رده اول و دوم با شوری پایین و متوسط قرار دارند. منابع آب نمونه‌برداری شده در دشت گیسور براساس مقدار EC در شکل (۴-۴۴) نشان داده شده است. اکثر نمونه‌ها دارای مقدار EC بیشتر از $4000 \mu\text{S/cm}$ می‌باشند که نشانگر نامناسب بودن آن‌ها برای شرب و کشاورزی می‌باشند. باتوجه به پراکندگی نمونه‌ها در کل دشت، می‌توان نتیجه گرفت که دشت گیسور بسیار بحرانی بوده و آب آن کیفیت لازم را برای شرب و کشاورزی ندارند.



شکل ۴-۴: موقعیت نمونه‌های آب زیرزمینی دشت گیسور نسبت به شاخص شوری

۴-۷-۲- درصد سدیم

درصد سدیم پارامتری مؤثر در تعیین وضعیت آب در راستای مصارف کشاورزی و آبیاری می‌باشد. این

شاخص از رابطه (۴-۷) بدست می‌آید (Ravikumar *et al.*, 2010):

$$Na\% = \frac{Na + K}{Na + K + Ca + Mg} \times 100 \quad \text{رابطه (۴-۷)}$$

در این رابطه غلظت‌ها براساس میلی اکی والان بر لیتر می‌باشد. کیفیت آب زیرزمینی از نظر مقدار درصد

سدیم به ۵ رده تقسیم می‌شود (جدول ۴-۹).

جدول ۴-۹: جدول طبقه‌بندی آب براساس درصد سدیم

| درصد سدیم | طبقه‌بندی | شماره نمونه‌ها | درصد نمونه‌ها |
|-----------|-----------|---|---------------|
| <۲۰ | عالی | — | — |
| ۲۰-۴۰ | خوب | — | — |
| ۴۰-۶۰ | مجاز | — | — |
| ۶۰-۸۰ | مشکوک | W(2,1,3,7,8,10,17,18,11,9,16,12,6,13,14,15,20), Q(1,2,3), S1 | ۷۵٪ |
| >۸۰ | نامطلوب | W(4,5,19,21,23,22,24) | ۲۵٪ |

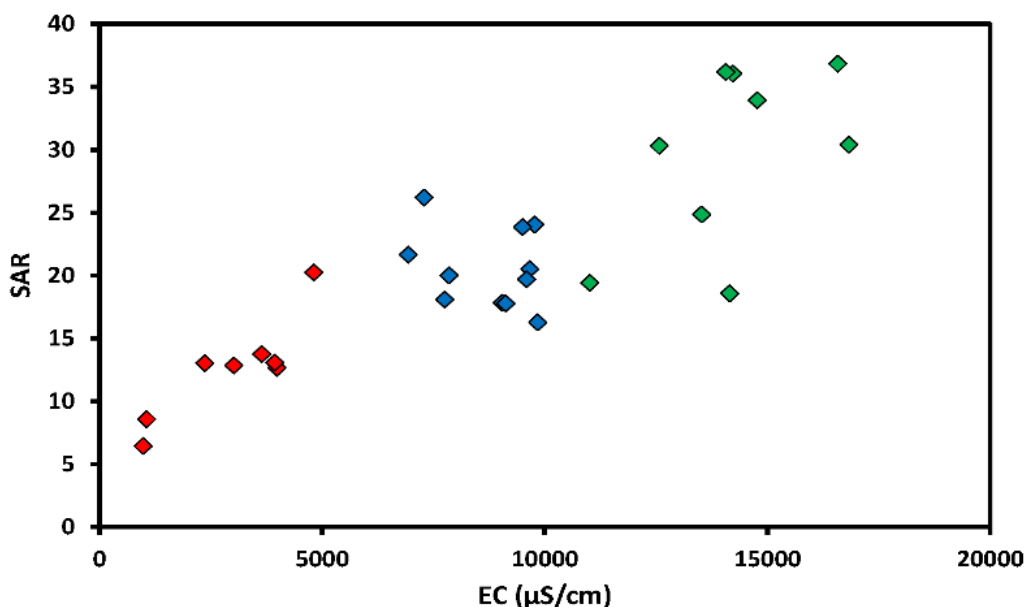
باتوجه به نتایج جدول (۴-۹) همه نمونه‌ها در رده مشکوک و نامطلوب قرار دارند که نشان‌دهنده کیفیت نامطلوب نمونه‌های آب زیرزمینی برای کشاورزی و شرب می‌باشد.

۴-۷-۳- نسبت جذب سدیم

از جمله پارامترهای مهم برای ارزیابی کیفیت آب برای مصارف آبیاری و کشاورزی، غلظت سدیم می‌باشد. این پارامتر رابطه مستقیمی با کاهش نفوذپذیری خاک دارد زیرا سدیم موجود در آب رسوب می‌کند و باعث کاهش دسترسی آب برای گیاه می‌شود و از رابطه (۴-۸) محاسبه شده است (Ravikumar and Somashekar., 2011).

$$SAR = \frac{Na}{\sqrt{\frac{Ca + Mg}{2}}} \quad \text{معادله (۴-۸)}$$

براساس رده‌بندی آب زیرزمینی برحسب مقادیر SAR و نتایج بدست آمده، مقدار SAR در نمونه‌های آب زیرزمینی به جز دو نمونه مربوط به آب‌های شیرین دشت گیسور که مقدار آن‌ها بین ۶-۸ بوده و برای آبیاری نامطلوب شمرده می‌شود، در باقی نمونه‌ها بیشتر از ۸ می‌باشد که نشان می‌دهد خاک سدیمی شده است و برای آبیاری مناسب نمی‌باشد (Wilcox, 1955).

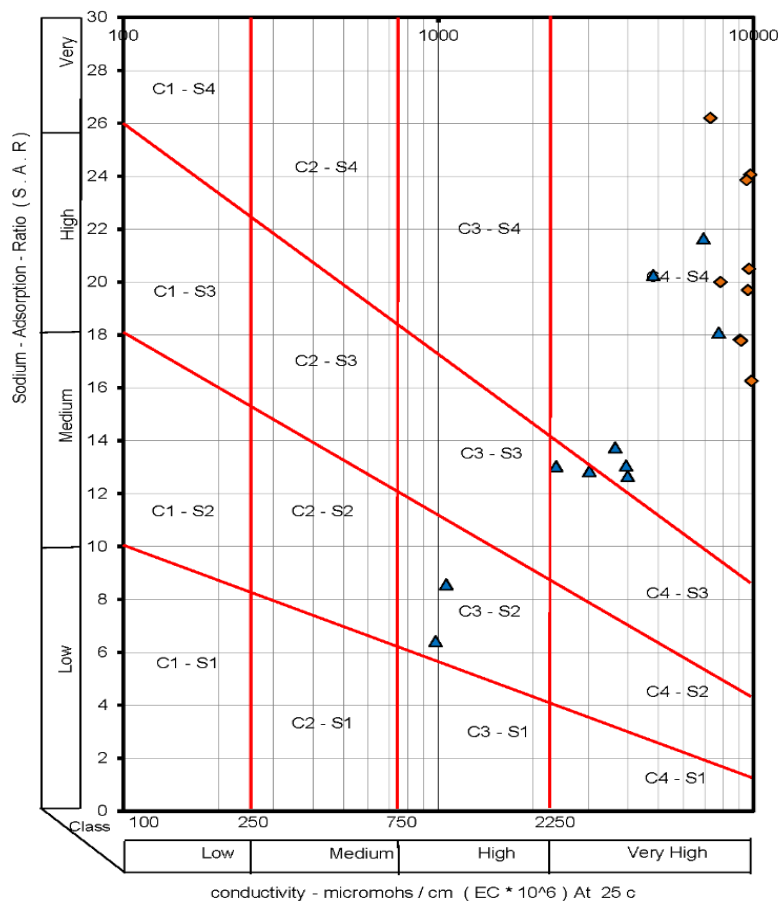


شکل ۴-۴۵: نمودار نسبت جذب سدیم در مقابل هدایت الکتریکی در منابع آب دشت گیسور

۴-۷-۵- نمودار ویلکاکس

سدیم به تنهایی معیار مناسبی برای طبقه‌بندی براساس کشاورزی نمی‌باشد لذا نمودار Wilcox براساس پارامترهای SAR و EC، جهت رده‌بندی آب از نظر کشاورزی ارائه می‌شود. آب‌هایی با کیفیت مناسب و خیلی خوب در گروه C1S1، نمونه‌های خوب در گروه C1S2، C2S1 و C2S2 و نمونه‌هایی با کیفیت متوسط در کلاس‌های C1S3، C2S3، C3S1، C3S2، C3S3 قرار گرفته می‌شوند. و سایر نمونه‌های آب در محدوده نامناسب می‌باشند. با توجه به شکل (۴-۴۶)، تنها دو نمونه آب در کلاس C3-S2 قرار دارند و بقیه نمونه‌ها در کلاس C4-S4 و C4S3 واقع شده‌اند. بنابراین تقریباً تمامی نمونه‌ها برای کشاورزی و

آبیاری نامناسب هستند که می‌تواند ناشی از کفه نمکی و واحدهای مارنی و تبخیری محدوده مطالعاتی باشد.



شکل ۴-۴: تعیین کیفیت آب برای کشاورزی به کمک دیاگرام ویلکاکس برای منابع آب زیرزمینی

۴-۸- بررسی غلظت عناصر بالقوه سمی در نمونه‌های آب زیرزمینی دشت گیسور

باتوجه به کیفیت نامطلوب منابع آبی دشت گیسور و وجود کفه نمکی در قسمت‌های شمالی و مرکزی دشت همچنین وجود کانی‌های تبخیری در سنگ کف دشت گیسور، در این پژوهش غلظت عناصر بالقوه سمی Zn, Pb, Ce, Mo, Cu, As, Cr, Sb, U, V در ۱۶ نمونه آب

زیرزمینی مورد بررسی قرار گرفت. مقادیر سازمان بهداشت جهانی و برای مصارف شرب و و غلظت در آب‌های شیرین، همچنین غلظت این عناصر در منابع آبی دشت گیسور در جدول (۴-۱۰) آورده شده است.

جدول ۴-۱۰: غلظت عناصر بالقوه سمی اندازه‌گیری شده در نمونه‌های آب دشت گیسور (ppb)

| V | Cr | Mo | Zn | شماره نمونه |
|----|----|-----|------|-------------------------------|
| 0 | 10 | 10 | 0 | Q1 |
| 0 | 0 | 10 | 0 | Q2 |
| 0 | 10 | 10 | 20 | S1 |
| 20 | 10 | 10 | 10 | W1 |
| 10 | 10 | 10 | 10 | W2 |
| 20 | 30 | 10 | 10 | W3 |
| 0 | 10 | 10 | 0 | W5 |
| 0 | 30 | 10 | 0 | W6 |
| 0 | 40 | 10 | 20 | W8 |
| 0 | 10 | 10 | 0 | W10 |
| 0 | 10 | 10 | 0 | W13 |
| 0 | 20 | 10 | 0 | W15 |
| 0 | 10 | 10 | 0 | W18 |
| 0 | 30 | 10 | 0 | W20 |
| 0 | 30 | 10 | 0 | W22 |
| 0 | 10 | 10 | 0 | W24 |
| 6 | 50 | 70 | 3000 | استاندارد سازمان جهانی بهداشت |
| 0 | 2 | 10 | 10 | غلظت در آب های شیرین |
| 1 | 1 | 0.1 | 1 | حد آشکارسازی دستگاه |

مقادیر اکثر فلزات سنگین در نمونه‌های آب منطقه مورد مطالعه بسیار کم و ناچیز می‌باشند. فقط عناصر Zn، Mo، Cr و V مقدار کمی را نشان می‌دهند.

۴-۸-۱- محاسبه شاخص‌های آلودگی

پارامترهای آلودگی برای این دشت خیلی کارایی ندارد و در در دشت گیسور دارای آلودگی فلزات و شبه فلزات سنگین نمی‌باشد. با این وجود برای چندین عنصر موجود مقدار شاخص‌ها محاسبه شده است.

۴-۸-۱-۱- درجه آلودگی

برای ارزیابی کیفیت و میزان آلودگی آب، از شاخص درجه آلودگی استفاده می‌شود. این شاخص برای هر نمونه آب به صورت جداگانه محاسبه می‌گردد. درجه آلودگی با استفاده از رابطه‌ی زیر محاسبه می‌شود (Tijani, 2009):

$$C_d = \sum_{i=1}^n C_{fi} \quad \text{معادله (۹-۴)}$$

$$C_{fi} = \frac{C_{Ai}}{C_{Ni}} \quad \text{معادله (۱۰-۴)}$$

در این رابطه C_{fi} ضریب آلودگی، C_{Ai} مقدار پارامترهای اندازه‌گیری شده و C_{Ni} غلظت استاندارد سازمان بهداشت جهانی برای پارامتر i ام می‌باشد. با استفاده از مقادیر C_d می‌توان سطح آلودگی آب را به ۳ رده تقسیم کرد، به این ترتیب که $C_d < 1$ آلودگی پایین، مقادیر ۱ تا ۳ این پارامتر، آلودگی متوسط و $C_d > 3$ آلودگی بالا را نشان می‌دهد. با استفاده از مقادیر C_d می‌توان نتیجه گرفت که سطح آلودگی در منطقه مطالعاتی کمتر از یک می‌باشد که نشان‌دهنده سطح آلودگی پایین آب زیرزمینی می‌باشد.

۴-۸-۱-۲- شاخص آلودگی فلزات سنگین

شاخص آلودگی فلزات سنگین برای برآورد آلودگی آب شرب استفاده می‌شود و براساس رابطه‌ی زیر محاسبه می‌شود (Monhan et al., 1996):

$$HPI = \frac{\sum_{i=1}^n W_i Q_i}{\sum_{i=1}^n W_i} \quad \text{معادله (۱۱-۴)}$$

W_i وزن پارامتر i ام که از طریق معکوس استاندارد ($W_i = \frac{1}{S_i}$) محاسبه می‌شود و S_i مقدار استاندارد یا مجاز برای فلز، n تعداد پارامترهای در نظر گرفته شده و Q_i زیر شاخص پارامتر i ام فلزات بالقوه سمی است که از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$Q_i = \sum_{i=1}^n \frac{|M_i - I_i|}{|S_i - I_i|} \quad \text{معادله (۱۲-۴)}$$

در این رابطه، I_i مقدار ایده‌آل برای فلز (گاهی صفر است) و M_i مقدار غلظت فلز سنگین محاسبه شده است. در این شاخص اگر HPI بیشتر از ۱۰۰ باشد، آب به فلزات سنگین آلوده است. در صورتی که HPI برابر ۱۰۰ باشد، آب در آستانه‌ی آلودگی به فلزات سنگین قرار دارد. اگر HPI کمتر از ۱۰۰ باشد، آب فاقد آلودگی نسبت به فلزات سنگین است (Prasad and Bose, 2001). دشت گیسور در کل دارای آلودگی نمی‌باشد.

جدول ۴-۱۱: مقادیر شاخص آلودگی برای نمونه‌های آب زیرزمینی دشت گیسور

| شماره نمونه | Q1 | Q2 | S1 | W1 | W2 | W3 | W5 | W6 | W8 | W10 | W13 | W15 | W18 | W20 | W22 | W24 |
|-------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| HPI | 0.166 | 0.162 | 0.166 | 1.041 | 0.603 | 1.054 | 0.166 | 0.179 | 0.186 | 0.170 | 0.166 | 0.172 | 0.166 | 0.179 | 0.179 | 0.166 |
| Cd | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.004 | 0.002 | 0.004 | 0.000 | 0.001 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.001 | 0.001 | 0.000 |

۴-۹- شاخص کیفی آب

این شاخص توسط سازمان بهداشت جهانی در سال ۱۹۹۳ تدوین شده است. جهت محاسبه‌ی این شاخص حداقل ۳ پارامتر کیفی مورد نیاز می‌باشد و براساس وزن‌دهی برای هر پارامتر و

باتوجه به استاندارد آب شرب که توسط سازمان بهداشت جهانی مطرح شده است، کیفیت آب را بین اعداد صفر تا بی نهایت مشخص می کند. هرچقدر عدد شاخص بیشتر باشد، آب کیفیت کمتری جهت مصارف شرب خواهد داشت (WHO, 2008). برای محاسبه ی WQI سه مرحله به شرح زیر وجود دارد:

۱- وزن دهی به پارامترهای در نظر گرفته شده با توجه به جدول (۴-۱۲) براساس اهمیت هر پارامتر

| پارامتر | وزن | W_i | استاندارد سازمان بهداشت جهانی |
|-------------|-----|-------|-------------------------------|
| Ca^{2+} | ۲ | ۰/۰۵ | ۷۵ |
| Mg^{2+} | ۱ | ۰/۲۰ | ۵۰ |
| Na^+ | ۲ | ۰/۰۵ | ۲۰۰ |
| K^+ | ۲ | ۰/۰۵ | ۱۲ |
| HCO_3^- | ۳ | ۰/۰۸ | ۳۰۰ |
| SO_4^{2-} | ۴ | ۰/۱۱ | ۲۵۰ |
| Cl^- | ۳ | ۰/۰۸ | ۲۵۰ |
| TDS | ۴ | ۰/۱۱ | ۵۰۰ |
| EC | ۴ | ۰/۱۱ | ۵۰۰ |
| pH | ۴ | ۰/۱۱ | ۷/۵ |
| NO_3^- | ۵ | ۰/۱۳ | ۵۰ |
| Th | ۲ | ۰/۰۵ | ۱۵۰ |

۲- وزن نسبی از رابطه (۴-۱۳) محاسبه می شود:

$$Wi = \frac{Wi}{\sum_{i=1}^n Wi} \quad \text{معادله (۴-۱۳)}$$

۳-مقیاس رتبه‌بندی کیفی: این مقیاس با استفاده از درصد نسبت غلظت پارامترها در نمونه آب بر مقدار استاندارد سازمان بهداشت جهانی بدست می‌آید:

$$q_i = \frac{C_i}{S_i} \times 100 \quad \text{معادله (۴-۱۴)}$$

محاسبه WQI از طریق رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$SI_i = W_i \times q_i \quad \text{معادله (۴-۱۵)}$$

$$WQI = \sum SI_i \quad \text{معادله (۴-۱۶)}$$

در روابط فوق، SI_i زیر شاخص پارامترها، q_i رتبه‌بندی براساس غلظت هر پارامتر می‌باشد. WQI محاسبه شده برای هر نمونه آب بر اساس جدول (۴-۱۳) توصیف می‌شود.

جدول ۴-۱۳: مقادیر WQI و رده‌بندی سازمان بهداشت جهانی (WHO, 1998)

| کیفیت آب | مقدار شاخص |
|-------------|-------------|
| عالی | $WQI < 50$ |
| خوب | 50-100 |
| ضعیف | 100-200 |
| خیلی ضعیف | 200-300 |
| غیرقابل شرب | $WQI > 300$ |

نتایج حاصل از محاسبه شاخص کیفی (WQI) در جدول (۴-۱۴) نشان داده شده است.

| W24 | W22 | W20 | W18 | W15 | W13 | W10 | W8 | W6 | W5 | W3 | W2 | W1 | S1 | Q2 | Q1 | شماره نمونه |
|--------|---------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|----------------|
| 980.53 | 1109.40 | 1120.96 | 596.03 | 910.62 | 783.10 | 459.20 | 270.92 | 631.57 | 510.17 | 163.42 | 67.83 | 72.55 | 211.16 | 675.55 | 531.10 | WQI |

مقادیر شاخص کیفی بین ۶۷/۸۳ تا ۱۱۲۰/۹۶ متغیر می‌باشد. براساس رده‌بندی سازمان بهداشت جهانی تنها نمونه شیرین W1 و W2 در محدوده‌ی کیفیت خوب قرار داشته و نمونه‌های (W3 و S1) و W8 به ترتیب دارای کیفیت ضعیف و خیلی ضعیف بوده و سایر نمونه‌ها غیر قابل شرب می‌باشند.

فصل پنجم:

نتیجہ گیری و پیشہاوا

نتایج به دست آمده از مطالعات هیدروژئولوژیکی، هیدروشیمیایی و ایزوتوپی در دشت گیسور به طور خلاصه در این فصل آورده شده است و در انتهای پیشنهادهایی برای ادامه مطالعات در دشت گیسور ارائه گردیده است.

۵-۱- نتیجه گیری

- با توجه به نقشه هم‌پتانسیل و جهت جریان دشت، بیشترین تراز سطح آب در بخش غربی دشت به میزان ۹۶۰/۱۴ متر و کمترین آن در بخش شمال شرق دشت به میزان ۸۳۱/۸۴ متر می‌باشد. بنابراین آب زیرزمینی تحت تاثیر این اختلاف ارتفاع از بخش جنوبی و جنوب‌غربیبه سمت بخش‌های شمالی و شمال‌شرقی در جریان است.

- بیلان سالانه آبخوان آبرفتی دشت نشان دهنده کاهش ذخیره آبخوان به میزان ۴/۱۲ میلیون متر مکعب می‌باشد. با توجه به آمار به دست آمده از دشت گیسور، سالانه به‌طور متوسط ۲۱ سانتی متر افت در دشت مشاهده می‌شود که حاکی از بیلان منفی و کاهش حجم ذخیره آبخوان است.

- مقدار شوری در جهت جریان تا بخش‌های میانی دشت روند افزایشی را نشان می‌دهد به طوری که میزان هدایت هیدرولیکی تا ۱۶۰۰۰ میکروموس بر سانتی‌متر می‌رسد که نتیجه تخریب کیفی منابع آب زیرزمینی ناشی از نفوذ آب شور در طی برداشت بیش از حد سفره آب زیرزمینی می‌باشد. در جهت جریان و به طرف خروجی دشت، در اثر تغذیه سفره آب زیرزمینی از واحدهای آهکی تغذیه کننده در نواحی شرقی، مقدار شوری کمتر شده است.

- براساس مطالعات هیدروشیمیایی و با استفاده از نمودارهای استیف و پایپر تمامی نمونه‌های برداشت شده دارای روند شیمیایی یکسان بوده و نشانگر منشأ یکسان آن‌ها بوده و دارای تیپ غالب کلروره-سدیک می‌باشند که با توجه به نفوذ آب شور از کفه نمکی مجاور و یا از بخش زیرین قابل توجیه است.

- برداشت بی‌رویه از منابع آبی دشت گیسور باعث افت شدید سطح آب زیرزمینی و نفوذ و پیشروی جبهه‌ی آب شور از بخش‌های شمالی و مرکزی شده است. منابع آبی بخش‌های مرکزی دشت، به دلیل تعدد بالای چاه‌ها بیشتر در معرض نفوذ آب شور قرار گرفته‌اند با توجه به بررسی‌های انجام شده نفوذ آب شور باعث تغییر کیفیت منابع آب دشت گیسور گردیده است.

- مطالعات هیدروشیمیایی و ایزوتوپی در دشت گیسور نشان‌دهنده رخداد پدیده اختلاط می‌باشد. ارتباط بین غلظت عناصر با هدایت الکتریکی انحلال نمک را به عنوان منشأ شوری تأیید کرده است. براساس مطالعات ایزوتوپی منشأ شوری چاه‌ها، نفوذ آب شوری است که از انحلال نمک منشأ گرفته و در اثر اضافه برداشت از سفره آب زیرزمینی وارد چاه شده و باعث تخریب کیفی آب گردیده است.

- با توجه به مطالعات انجام شده در راستای تکامل ژئوشیمیایی اکثر نمونه‌ها نسبت به کلسیت و دولومیت اشباع تا فوق اشباع هستند و نسبت به ژیپس در حال اشباع شدن می‌باشند. با توجه به این شواهد می‌توان نتیجه گرفت دولومیت‌زایی در نمونه‌های آب زیرزمینی دشت گیسور اتفاق افتاده است، به طوری که باعث کاهش منیزیم در نمونه‌های آب زیرزمینی دشت گیسور شده است. همچنین مطالعات نشانگر پدیده تبادل یونی مستقیم می‌باشد. این پدیده می‌تواند در اثر هجوم آب شیرین به سفره آب شور تحت عنوان Freshening بوده که ناشی از کاهش برداشت در سال‌های اخیر می‌باشد. با توجه به مطالعات علت اصلی تغییر غلظت یون‌ها در منطقه مورد مطالعه، نفوذ آب شور و بالتبع رخداد پدیده انحلال تبخیری‌ها و همچنین تبادل یونی باشد.

- بر اساس مطالعات انجام شده روی ایزوتوپ‌ها کلر و برم، غلظت ^{81}Br در نمونه‌های دشت گیسور کم است بنابراین ^{81}Br نمونه‌های حاصل از انحلال نمک نیز کم می‌باشد. مقدار برم در نمونه‌ها نشان‌دهنده رسوب

منیزیم طی فرآیند دولومیتی شدن است و مقدار ^{37}Cl نشان دهنده انحلال نمک به عنوان منشأ شوری می- باشد.

- با توجه به شاخص آلودگی و HPI نمونه‌های آب دشت گیسور فاقد آلودگی می‌باشند ولی با توجه به شاخص کیفی آب (WQI)، SAR و نمودار ویلکاکس از نظر کیفیت خیلی نامطلوب بوده و برای مصارف کشاورزی مناسب نمی‌باشد. اگرچه محاسبات شاخص‌های آلودگی عدم آلودگی آب زیرزمینی را نسبت به فلزات سنگین بیان می‌کند اما استفاده بی‌رویه از منابع آبی می‌تواند امکان افزایش غلظت آلاینده‌ها و بالتبع آسیب‌های غیرقابل جبران را به دنبال داشته باشد. براساس نمودارهای مربوط به کیفیت آب برای کشاورزی، آب منطقه برای آبیاری و مصارف کشاورزی نامناسب می‌باشد.

۲-۵- پیشنهادها

- با توجه به اینکه بخش قابل توجهی از آب مصرفی دشت گیسور از آب زیرزمینی تامین می‌شود و همچنین در این منطقه خشک به دلیل کمی بارندگی و برداشت بی‌رویه از منابع و بالتبع پیشروی جبهه آب شور باعث کاهش منابع شیرین در دسترس شده است، لذا بایستی برنامه مدیریت مناسبی در جهت پایداری و حفظ این منابع بارزش با تعیین برداشت مطمئن (Safe yield) برای طولانی مدت پیش‌بینی گردد. انجام چنین مطالعات پایه برای تمامی دشت‌های ایران به عنوان اولین مرحله در جهت انجام تعادل بخشی دشت‌ها لازم می‌باشد.

- با توجه به کاهش شدید سطح آب در دشت، پایش کیفی دشت ضروری می‌باشد.

منابع

اسلامیان س. نصری م. رحیمی ن، (۱۳۸۵). "بررسی دوره‌های ترسالی و خشکسالی و اثرات آن بر تغییرات منابع آب حوضه آبخیز دشت بوئین" *نشریه جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی* (مجله پژوهشی علوم انسانی دانشگاه اصفهان)، شماره ۱، دوره ۲۰، ص ۹۶-۷۵.

آدیگوزل پور ع. اصغری مقدم ا، (۱۳۹۵). "بررسی نوسانات سطح آب زیرزمینی دشت اشنویه"، ششمین کنفرانس ملی مدیریت منابع آب ایران، دانشگاه کردستان.

جلالی ل. اصغری مقدم ا، (۱۳۹۲). "تشخیص وضعیت هیدروژئوشیمیایی و روند شوری در سفره آب زیرزمینی دشت خوی به روشهای آماری و هیدرووشیمیایی" *مجله محیط‌شناسی*، شماره ۲، دوره سی و نهم، ص ۱۱۳-۱۲۹.

جهرمی نجاتی ز. ناصری ح. ر. نخعی م. علیجانی ف، (۱۳۹۶). "ارزیابی کیفیت منابع آب زیرزمینی آبخوان ورامین از نظر قابلیت شرب: آلودگی با فلزات سنگین" *مجله سلامت و محیط زیست، فصلنامه علمی پژوهشی انجمن علمی بهداشت محیط ایران*، شماره ۴، دوره ۱۰، ص ۵۵۹-۵۷۲.

خوش‌نوا ک. امیرپور دیلمی ا. جباری م. کرکان س، (۱۳۹۲). "ارزیابی نفوذ آب شور دریاچه ارومیه به آبخوان ساحلی دشت مهاباد"، اولین همایش ملی تأثیر پسروری دریاچه ارومیه بر منابع خاک و آب، تبریز. مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی استان آذربایجان شرقی، سازمان جهاد کشاورزی، استان آذربایجان شرقی.

دشتی م، (۱۳۸۹)، پایان نامه ارشد: (پتانسیل‌یابی منابع آب کارست با استفاده از تکنیک‌های سنجش از دور و GIS در تقادیس‌های دشتک و شاه نشین)، دانشکده علوم گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت معلم تهران.

دولتی ج، (۱۳۸۹) "بررسی اثرات زیست محیطی توسعه شهر مشهد بر آبخوان و منابع آن"، پنجمین کنگره ملی عمران ایران، مشهد.

رضاپور منفرد م، (۱۳۹۶)، پایان نامه ارشد: (بررسی هیدروژئولوژی و هیدروژئوشیمیایی دشت جاجرم استان خراسان شمالی)، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

رضایی م. سرگزی ا، (۱۳۸۸). "بررسی اجرای تغذیه مصنوعی بر روی آبخوان دشت گوهرکوه" *مجله علوم زمین*، شماره ۷۶، دوره ۱۹، ص ۹۹-۱۰۶.

شمعانیان غ. رحیمی م. بخشکی ا. احمدی م. م. یارمحمدی م. دهقان ح، (۱۳۸۴) "هیدروژئولوژی منابع آب زیرزمینی در حوضه آبریز گرگانود-قرهسو، استان گلستان"، نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم تهران.

عباس‌نژاد ا. شاهی دشت ع، (۱۳۹۲). "بررسی آسیب‌پذیری دشت سیرجان باتوجه به برداشت بی‌رویه از سفره آب زیرزمینی منطقه " *مجله جغرافیا و آمایش شهری* ، شماره ۷، ص ۹۶-۸۵.

علمداری ش. اصغری مقدم ا. شهسواری ع. ا، (۱۳۹۵) "تعیین بیلان آبی دشت دهلران"، ششمین کنفرانس ملی مدیریت منابع آب ایران، دانشگاه کردستان.

محمدی ا. کرمی غ. ح، (۱۳۹۲). " بررسی هجوم آب شور از کویر مرکزی به آبخوان اسفراین (خراسان شمالی)" *مجله زمین‌شناسی کاربردی* ، شماره ۱، دوره ۹، ص ۶۳-۵۳.

نجف‌زاده ه. زهتابیان غ. خسروی ح. گلکاریان ع، (۱۳۹۴). "تأثیر عوامل اقلیمی و زمین‌شناسی بر کمیت و کیفیت منابع آب زیرزمینی دشت مه‌ولات" *مجله اکوهیدرولوژی*، شماره ۳، دوره ۲، ص ۳۳۶-۳۲۵.

نصرتی ا، (۱۳۹۵)، پایان نامه ارشد: (بررسی خصوصیات هیدروژئولوژیکی و هیدروژئوشیمیایی سفره آب زیرزمینی دشت بسطام)، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

Abd El-Hamid H. and Hegazy T. A. (2017) "Evaluation of Water Quality Pollution Indices for Groundwater Resources of New Damietta, Egypt" **J. of .MOJ Eco Environ Sci.**, 2,6.

Agoussine M., Saidi M El., Igmoullan B. (2004) "Reconnaissance desressources en eau du basind'Ouarzazate (Sud-Est marocain). Bull de l'Insti Scientifique de Rabat" **J. of .sect Sci de la Terre.**, 26, pp 81-92.

Aiyesanmi A.F., Ipinmoroti K.O., Adeeyinwo C.E. (2004) "Baseline geochemical characteristics of groundwater within Okitipupa South-East belt of the bituminous sands field of Nigeria" **J. of . International Journal of Environmental Studies.**, 61, pp 49-57.

Amajor L.I., (1986) "Geochemical characteristics of groundwater in Port Harcourt and environs Proc", NIWASA Symposium, p366-374, Ikeja, Lagos Applied Geochemistry., 21, pp 766-781.

- Asadpour G. A., Hoque M. M., Ahmed K. M. (2015) "Evaluating the geochemistry of Bam salt dome in Hormozgan Province, Iran" **J. of . Pollution.**, 1, 1, pp 95-101.
- Ayadi R., Trabelsi R., Zouari K., Saibi H., Itoi R., Khanfir H. (2017) "Hydrogeological and hydrochemical investigation of groundwater using environmental isotopes (18 O, 2 H, 3 H, 14 C) and chemical tracers: a case study of the intermediate aquifer, Sfax, southeastern Tunisia" **J. of . Hydrogeology.**, pp 1–25.
- Bagheri R., Jafari H., Bagheri F. (2017) "Etiology of Salinity and Water Origin, the Main Dilemma of Badab Sourt, a Unique Travertine Spring" **J. of .Groundwater.** Wiley Online Library. doi: 10.1111/gwat.12624.
- Brahim Y. A., Benkaddour A., Agoussine M., Lemkademe A. A., Yacoubi L. A., Bouchaou L. (2015) "Origin and salinity of groundwater from interpretation of analysis data in the mining area of Oumjrane, Southeastern Morocco" **J. of . Environmental Earth Sciences.**, 74, pp 4787–4802. DOI 10.1007/s12665-015-4467-7.
- Calderon R.L. (2000) "The epidemiology of chemical contaminants of drinking water" **J. of . Food and Chemical Toxicology.**, 38, pp 13-20.
- Chafouq D., El Mandour A., Elgettafi M., Himi M., Chouikri I., Casas A. (2018) "Hydrochemical and isotopic characterization of groundwater in the Ghis-Nekor plain (northern Morocco)" **J. of. African Earth Sciences.**, 139, pp 1-13.
- Chowdhury A. H., and Mace, R. E., (2004) "Geochemical evolution of the groundwater in the Gulf Coast aquifer of South Texas, *in* Proceedings of groundwater flow understanding from local to the regional scales", XXXIII Congress International Association of Hydrogeologists and 7th Asociación Latinoamericana de Hidrología Subterránea para el Desarrollo, Zacatecas City, Mexico.
- Clark I. (2015) "Groundwater geochemistry and isotopes". CRC press.
- Craig, H. (1961)"Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters" *Science.*, 133, pp 1833–1834.
- Ebrahimi M., Kazemi H. M., Ehtashemi M., Rockaway T. D. (2016) "Assessment of groundwater quantity and quality and saltwater intrusion in the Damghan basin, Iran" **J. of . Geochemistry.**, 76, 2, pp 227-241.

Eggenkamp H. G. M. and Coleman M. L. (2000) “Rediscovery of classical methods and their application to the measurement of stable bromine isotopes in natural samples” **J. of .Chemical Geology.**, 167, pp 393-402.

Eggenkamp H. G. M., (1994), PhD. thesis, “The geochemistry of chlorine isotopes”, University of Utrecht, The Netherlands, 150pp.

Eggenkamp H., Louvat p., Griffioen J., Agrinier P.(2018)” Chlorine and bromine isotope evolution within a fully developed Upper Permian natural salt sequence”.
Geochemica et cosmochimica., <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.11.010>.

Ezeigbo H.I. (1989) “Geological and hydrological influences on the Nigeria environment” **J. of . Water Resources.**, 1, pp 37-44.

Facchinelli A., Sacchi E., Mallen L. (2001) “Multivariate statistical and GIS-based approach to identify heavy metal sources in soils” **J. of .Environment Pollution.**, 114, pp 313-324.

Frengstad, B. Midtgard Skrede, A. K. Banks, D. Reidar Krog, J. Siewers, U. (2000), “The chemistry of Norwegian groundwaters: III. The distribution of trace elements in 476 crystalline bedrock groundwaters, as analysed by ICP-MS techniques” **J. of .Science of the Total Environment.**, 246, 1, pp 21-40.

Gaaloul N., Alexander L. H., Cheng D. (2003). “Hydrogeological and hydrochemical investigation of Coastal Aquifers in Tunisia-Crisis in overexploitation and salinization. In: Second International Conference on Saltwater Intrusion and Coastal Aquifers-monitoring, Modeling and Management. Merida, Mexico, March 30-April 2. 13. *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, vol. 23, pp 186-199.

Giménez-Forcada E. (2010) “Dynamic of seawater interface using hydrochemical facies evolution diagram” **J. of .Ground Water.**, 48, 2, pp 212-216.

Heidecke C. and Kuhn A. (2007) “Considering salinity effects on crop yields in hydroeconomic modelling—the case of a semi-arid river basin in Morocco” **J. of . Wate Resources Management IV.**, 103, pp 63-72.

Hoering T.C. and Parker P. L. (1961) “The geochemistry of the stable isotopes of chlorine”

Hoque M. A., Hoque M. M., Ahmed K. M. (2007) “Declininig groundwater level and aquifer dewatering in Dhaka Metropolitan area, Bangladesh: Causes and quantification” **J. of .Hydrogeology.**, 15, 10, pp 1023-1045.

Horst. A., Mahlknecht J., López-Zavala M., Mayer B. (2011) "The origin of salinity and sulphate contamination of groundwater in the Colima State, Mexico, constrained by stable isotopes" **J. of Environmental Earth Sciences.**, 67, 5, pp 1473-1484.

Hounslow, A. (1995), "Water quality data: analysis and interpretation". CRC press. LLC, pp 416.

Hsu K. Ch., Wang Ch. H., Chen K. Ch., Chen Ch. T., Ma K. W. (2007) "Climate-induced hydrological impacts on the groundwater system of the Pingtung Plain, Taiwan" **J. of Hydrogeology.**, 15, 5, pp 903-913.

Jahanshahi Z. and Zare M. (2016) "Hydrochemical investigation for delineating saltwater intrusion in to the coastal aquifer of Maharlou Lake, Iran" **J. of African Earth Sciences.**, 15, 10, pp 1023-1045.

Jalali M. (2010) "Groundwater geochemistry in the Alisadr, Hamadan, western Iran" **J. of Environmental monitoring and assessment.**, 166, (1-4), pp 359-369.

Jha P. K., Subramanian V., Sitasawad R., Van Grieken R. (1990) "Heavy metals in water and sediments of the Yamuna River (a tributary of the Ganga)" **J. of Science of the Total Environment.**, 95, pp 7-27.

Jin S. H., Jiang J. Y., Rao J. P., (2016) "Hydrogeochemical and isotopic composition of groundwater in the Horgos River Watershed in the North-Western Ili Basin in Sinkiang Province, China" **J. of Earth and Environmental Science.**, 39, 012051.

Khan S., Gabriel H. F., Rana T., (2008) "Standard precipitation index to track drought and assess impact of rainfall on water table in irrigation areas" **J. of Irrigation Drainage System.**, 22, pp 159-177.

Khaska M., Salle C., Lancelot J., ASTER team., Mohamad A., Verduix P., Noret A., Simler R. (2013) "Origin of groundwater salinity (current seawater vs. saline deep water) in a coastal karst aquifer based on Sr and Cl isotopes. Case study of the La Clape massif (southern France)" **J. of Applied Geochemistry.**, 07, 006, pp 212-227.

Klose A. (2007) "A Case Study from Ouled Yaoub. Impetus Atlas Morocco Res Results" **J. of Soil Salinity.**, pp 37-38.

Klose S., Reichert B., (2006) "Groundwater management in the middle Dra[^]a-River basin (South-Morocco)", 14th International Soil Conservation Organization Conference, Water Management and Soil Conservation in Semi-Arid Environments, Marrakech, Morocco.

Knuth M., Jackson J. L. and Whittemore D. O. (1990) "An integrated approach source contaminating to identifying the salinity source contaminating a ground-water supply" **J. of .Ground Water.**, 28, 2, pp 207–214.

Lashkaripour G. R., Ghafoori M. (2011) "The Effects of Water Table Decline on the Groundwater Quality in Aquifer of Torbat Jam Plain, Northeast Iran" **Int. J. of .Emerg. Sci.** 1, 2, pp 153-163.

Madhuri S. K., Naresh K. N., Ghosh N. (2011) "Impact of Industrialization on groundwater quality - A case study of Baddi-Barotiwala industrial belt, Disst. Solan, Himachal Pradesh, India" **J. of . Industrial Pollution Control.**, 27, 2, pp 153-159.

Majhi A., Biswal S. K. (2016) "Application of HPI (Heavy Metal Pollution Index) and Correlation Coefficient For The Assessment Of Ground Water Quality Near Ash Ponds Of

Malki M., Bouchaou L., Hirich A., Brahim Y. A. (2016) "Impact of agricultural practices on groundwater quality in intensive irrigated area of Chtouka-Massa, Morocco" **J. of .Science of the Total Environment.**, 547, pp 760-770.

Manzoor S., Shah M. H., Shaheen N., Khaliq A., Jaffar M. (2006) "Multivariate analysis of trace metals in textile effluents in relation to soil and groundwater" **J. of .hazardous materials.**, 137, 1, pp 31-37.

Marcovecchio J. E., Botte S. E., Freije R. H. (2007), "Heavy metals, major metals, trace elements." Handbook of water analysis. CRC Press, London.

Mehdizadeh R., Zarei M., Raeisi E. (2015) "How subaerial salt extrusions influence water quality in adjacent Aquifers" **J. of .Hydrology.**, 531, pp1108–1113.

Mehdizadeh R., Zarei M., Raeisi E. (2015) "How subaerial salt extrusions influence water quality in adjacent aquifers" **J. of .Hydrology.**, 531, pp 1108–111.

Mohan, S. V. Nithila, P. Reddy, S. J. (1996)," Estimation of heavy metals in drinking water and development of heavy metal pollution index". *Journal of Environmental Science & Health Part a*, 31(2), pp.283-289.

Mohammadi. A., Zare M., Sharifzade B. (2012) "Delineation of groundwater salinization in a coastal aquifer, Bousheher, South of Iran" **J. of . Environmental Earth Sciences.**, 67, 5, pp 1473-1484.

Mohammadzadeh, H., (2010) "The Meteoric Relationship for ^{18}O and ^2H in Precipitations and Isotopic Compositions of water resources in Mashhad Area (NE Iran)", The 1 st International Applied Geological Congress, Department of Geology, Islamic Azad University - Mashad Branch, Iran, 26-28.

Momodu M. A. and Anyakora C.A. (2010) "Heavy metal contamination of ground water: the Surulere case study" **J. of . Environmental Earth Sciences.**, 2, pp 39-43.

Mondal N. C., Mondal V. P., Mondal V. S., Saxena V. K. (2010) "Determining the interaction between groundwater and saline water through groundwater major ions chemistry" **J. of .Hydrology.**, 388, pp 100-111.

Pan Yun., Huili G., Ying S.,Xinjuan W., Fei D. (2017) "Distributed estimation and analysis of precipitation recharge coefficient in strongly-exploited Beijing plain area, China" **J. of .Chinese Geographical Science.**, 27, 1, pp 88-96.

Prasad B. and Sangita K. (2008) "Heavy Metal Pollution Index of Ground Water of an Abandoned Open Cast Mine Filled with Fly Ash: a Case Study" **J. of .Mine Water Environ.**, 27, pp 265–267.

Ramesh R., Ramanathan A. L., Ramesh S., Purvaja R., Subramanian V. (2000) "Distribution of rare earth elements in the surficial sediments of the Himalaya river system" **J. of . Geochemical.**, 34, pp 295-319.

Ramesh R., Ramanathan A. L., Ramesh S., Purvaja R., Subramanian, V. (2000) "Distribution of rare earth elements in the surficial sediments of the Himalaya river system" **J. of . Geochemical.**, 34, pp 295-319.

Ravikumar, P. Wainwright, M. J. Raskutti, G. Yu, B. (2011). "High-dimensional covariance estimation by minimizing ℓ_1 -penalized log-determinant divergence". *Electronic Journal of Statistics*, 5, pp. 935-980.

Re V., Ciss-e Faye S., Faye A., Faye S., Gaye C. B., Sacchi E., Zuppi, G. M. (2011) "Water quality decline in coastal aquifers under anthropic pressure: the case of a suburbanarea od Dakar (Senegal)" **J. of. Environ. Monit. Assess.**, 172, pp 605-622.

Rubio B., Nombela M. A., Vilas F. (2000) "Geochemistry of major and trace elements in sediments of the Ria de Vigo (NW Spain): an assessment of metal pollution *Marine Pollution Bulletin*", 40, pp 968-980.

S. Morin, T. Duong, A. Danbrin, A. Coynel, O. Herlory, M. Baudrimont, *et al.*(2007) "Long- Term Survey of Heavy- Metal Pollution, Biofilm Contamination and Diatom

Community Structure in the Rio Mort Watershed, South-West France,” **J. of .Environmental Pollution.**, 151, pp 532-542. doi:10.1016/j.envpol.2007.04.02

Seckin G., Yilmaz T., Sari B., Ersu C. B. (2010) “Groundwater hydrochemistry at the Mediterranean coastal plains- The case of Silifke, Turkey” **J. of . Desalinatio.**, 253, pp 164-169.

S. Olivares-Rieumont S O, D. de la Rosa, L. Lima, D. Graham, K. Alessandro, J. Borroto, *et al.*(2005) “Assessment of Heavy Metal Levels in Almendares River Sediments— Havana City, Cuba,” **J. Of.Water Research.**, 39, 16, pp. 3945-3953. doi:10.1016/j.watres.2005.07.011.

Sharafi A., Raeisi E., Farhoodi G. (2002) “The effect of Darab salt dome on the quality of adjacent karstic and alluvium aquifers (south of Iran)” **J. of .Acta Carsol.**, 31, pp 105–113.

Shen Y., Oki T., Kanae S., Hanasaki N., Utsumi N., Kiguchi M. (2014) “Projection offuture world water resources under SRES scenarios: an integrated assessment” **J. of .Hydrology Sci.**, 59, pp 1775–1793.

Sheykhi V. and Moore F. (2012) "Geochemical characterization of Kor River water quality, Fars Province, Southwest Iran" **J. of .Water Qual Expo Health.**, 4, pp 25–38.

Sheykhi V. and Moore F. (2012) “Geochemical characterization of Kor River water quality, Fars Province, Southwest Iran” **J. of .Water Qual Expo Health.**, 4, pp 5-38.

Shouakar-Stash O., (2008), PhD. thesis, “Evaluation of Stable Chlorine and Bromine Isotopes in Sedimentary Formation Fluids”, Earth Sciences. depart. Waterloo university.

Shouakar-Stash O., Drimmie R. J., Zhang M., Frape S. K., (2006) “Compound-specific Shuttleworth W.J. (2008) “Evapotranspiration measurement methods. Southwest” **J. of . Hydrol.** 7, pp 22–23.

Soumaia M., Lotfi D., Sari B., Yann L., Gerhard S., Mohamed H., Rajouene M. (2010) “Identifying the origin of groundwater salinisation in the Sidi El Hani basin in central-eastern, Tunisia” **J. of . African Earth Sciences.**

Todd D. K. and Mays L.W. (2005) “Groundwater Hydrology” (2nd edn). Wiley, New York, 1980. pp 552.

Tijani, M. N. (2009), "Contamination of shallow groundwater system and soil-plant transfer of trace metals under amended irrigated fields". *Agricultural water management*, 96(3), pp.437-444.

Vengosh A. (2003), "Salinization and Saline Environments. In: KarlKT(ed)", Vol. 1, Oxford, Pergamon. 2, pp. 1-35.

Vengosh A. (2013), "Salinization and Saline Environments, In: Sherwood Lollar, B. (ed.)" **J. Of .Environmental geochemistry.**, Vol. 9, Treatise in Geochemistry Second Edition, Executive Editors: Holland H.D. and Turekian K.T., Elsevier Science, Vol. 11, pp 325-378.

Wen X., Wu Y., Su J., Zhang Y., Liu F . (2016) "Hydrochemical characteristics and salinity of groundwater in the Ejina Basin, Northwestern China" **J. of . Environmental Geology.**, 48, 6, pp 665-675.

Wilcox, L. (1955). Classification and use of irrigation waters.

World Health Organization. (2011), "Guidelines for drinking water quality". *Eng. sanit. ambient*, 16(4), pp.4-5.

World Health Organization. (1998)," The World Health Report 1998": Life in the 21st century a vision for all. In *The world health report 1998: life in the 21st century a vision for all*; *The world health report 1998: life in the 21st century a vision for all*. World Health Organization.

Yidana S. M. Yidana M. (2010) "An assessment of the origin and variation of groundwater salinity in southeastern Ghana" **J. of .Environ Earth Sic.**, 61, pp 1259-1273.

Zakhem B. A. and Hafez R. (2007) "Environmental isotope study of seawater intrusion in the coastal aquifer (Syria)" **J. of . Environmental Geology.**, 51, 8, pp 1329-1339.

Zakhem B. A., Hafez R. (2014) "Heavy metal pollution index for groundwater quality assessment in Damascus Oasis, Syria" **J. of . Environmental Earth Sciences.**, 73, pp 6591-6600.

Zarei M., Raeisi E., Mahmoudi K. (2014) "The impact of salt diapirs on the quality of carbonate karst waters, Bastak, Iran" **J. of . Environmental Earth Sciences.**, 71, pp 3893-3906.

Zhang Y., Lei H., Zhao W., Shen Y., Xiao D. (2018) “Comparison of the water budget for the typical cropland and pearorchard ecosystems in the North China Plain” **J. of Agricultural Water Management.**, 198, pp 53-64.

Abstract

In arid and semi-arid regions, due to low rainfall and overexploitation of resources, and consequent saltwater intrusion, the available fresh sources are reduced. Hydrological study and water budget are the first steps in identifying and assessing the region's water potential to provide management plans for the preservation of the fresh water aquifer. The altering hydrological regime, the extra drawdown and eventually the death of aquifers, are among the destructive effects of overexploitation of underground resources. Geysoor Plain is situated in the southern arid and warm parts of Khorasan Razavi province. The overexploitation of groundwater in this critical plain has caused a lot of challenges in terms of water quantity and quality. To study the hydrogeological properties and its effect on groundwater quality, the water level data from 18 piezometers and also water samples from some pumping wells in the plain was analyzed to measure the isotopic (^{18}O , D, ^{37}Cl and ^{81}Br), and hydrochemical characteristics. Based on the iso-potential map of the plain, the aquifer is being recharged from south, southwest, and northwest and discharged toward the northeast. According to the 23-year unit hydrograph of the plain, the average water level was declining, indicating a negative balance and a drop of 5.5 meters during this period. Based on the annual water budget, a deficit of 4.12 Mm^3 was estimated for the plain. Geysoor plain was divided into three zones based on 15-years of drawdown data. The lowest and highest drawdown is observed in the north and west and in the eastern part of the plain, respectively, due to the changing groundwater quality and number of pumping well. According to the EC map, the electrical conductivity fluctuations are almost consistent with the direction of groundwater flow, so that in the southern and northwest parts of the area, the lowest EC value is measured at $989 \mu\text{S}/\text{cm}$. The highest EC was observed in the central areas of the plain, with a value of about $16800 \mu\text{S}/\text{cm}$, indicating an intrusion of salt water from salt plain. Therefore, the overexploitation of the wells and consequent change in hydrologic regime is the main etiologic factor of the groundwater quality degradation in the central parts of the plain. Along the direction of groundwater flow towards the outlet of the plain, the salinity has been reduced due to recharging from carbonate units in the eastern regions.

Keyword: Geysoor Plain, Hydrogeological, Hydrogeochemical, Isotopic.



Shahrood University of Technology
Faculty of Earth Sciences
M. Sc. Thesis in Hydrogeology

Hydrogeochemical evaluation and quality degradation of a groundwater coastal salt plain, Gonanbad

By:
Marziye Kaabe

Supervisor:
Dr. R. Bagheri

Advisor:
Dr. M. Jafarzadeh

January 2019