

الامر بالمعروف والنهي عن المنكر





دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد هیدروژئولوژی

هیدروژئوشیمی سازندهای سخت شرق مهاباد

نگارنده: سامرند کرده لاجین

استاد راهنما:

دکتر هادی جعفری

بهمن ۱۳۹۵



مدیریت تحصیلات تکمیلی

باسمه تعالی

شماره: ۱۲۵۸۸

تاریخ: ۲۶، ۱۱، ۹۵

ویرایش:

فرم شماره ۷: صورت جلسه نهایی دفاع از پایان نامه دوره کارشناسی ارشد

با تأییدات خداوند متعال و با استعانت از حضرت ولی عصر (عج) ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد سامرند کرده‌لاچین به شماره دانشجویی ۹۲۳۸۹۷۴، رشته زمین شناسی گرایش آب شناسی تحت عنوان هیدروژئوشیمی سازندهای سخت شرق مهاباد که در تاریخ ۱۳۹۵/۱۱/۱۹ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید، به شرح ذیل اعلام می‌گردد:

قبول (با درجه: <u>کلی</u> امتیاز: <u>۱۶۸</u> )	<input checked="" type="checkbox"/> امتیاز	<input type="checkbox"/> دفاع مجدد	<input type="checkbox"/> مردود
نوع تحقیق: نظری <input type="checkbox"/> عملی <input type="checkbox"/>			

۱- عالی (۲۰ - ۱۹)

۲- بسیار خوب (۱۸ - ۱۸/۹۹)

۳- خوب (۱۶ - ۱۷/۹۹)

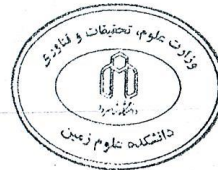
۴- قابل قبول (۱۴ - ۱۵/۹۹)

۵- نمره کمتر از ۱۴ غیر قابل قبول

عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنمای اول	دکتر هادی جعفری	استادیار	
۴- نماینده شورای تحصیلات تکمیلی	دکتر افشین قشلاقی	استادیار	
۵- استاد ممتحن اول	دکتر غلامحسین کرمی	دانشیار	
۶- استاد ممتحن دوم	دکتر رحیم باقری	استادیار	

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: پرویز لیسری

تاریخ و امضاء و مهر دانشکده:





تقدیم بہ:

پدر و مادر عزیزم

## شکر و قدردانی

تختین پاس و ستایش از آن خداوندی است که بنده کوچکش را در دمای یکران اندیشه، قطره‌ای ساخت تا وسعت آن را از دریچه اندیشه‌های ناب آموزگاران بزرگ به تماشا نشیند. لذا اکنون که در سایه سار بنده نوازی هایش پایان نامه حاضر به انجام رسیده است، بر خود لازم می‌دانم تا مراتب پاس را از بزرگوارانی به جا آورم که اگر دست یاریگرشان نبود، هرگز این پایان نامه به انجام نمی‌رسید. ابتدا از استاد فرزانه جناب آقای دکتر جعفری که در کمال سه‌صدور با حسن خلق و فروتنی از بیچ‌گی در این عرصه بر من دریغ نکردند و زحمت راه‌نمایی این پژوهش را بر عهده گرفتند، کمال پاس را دارم.

در ادامه از کلیه اساتید ارجمند در طول دوره تحصیل از جمله دکتر کاظمی، دکتر کریمی و دکتر باقری صمیمانه شکر و قدردانی نموده و همچنین از کارکنان شرکت آب منطقه‌ای آذربایجان غربی، دوستان عزیزم به ویژه آقای صد دانش‌آموز، آقای فریدون احمدی و بهکلاسی‌های گرامی آقای ازانی، خانم پروار، خانم یار احمدی و خانم تفضلی شکر می‌نمایم.

پاس آخر را به مهربان‌ترین هم‌راهن زندگیم، پدر، مادر، برادران عزیز و خواهران مهربانم تقدیم می‌کنم که حضورشان در فضای زندگیم مصداق بی‌ریای سخاوت بوده است.

کرده لایحه - بهمن ۱۳۹۵

## تعهدنامه

اینجانب **سامرند کرده لاجین** دانشجوی دوره‌ی کارشناسی ارشد رشته‌ی زمین‌شناسی – آبشناسی دانشکده‌ی علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده‌ی پایان‌نامه با عنوان **هیدروژئوشیمی سازندهای سخت شرق مهاباد** تحت راهنمایی **دکتر هادی جعفری** متعهد می‌شوم:

- تحقیقات در این پایان‌نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهش‌های محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در پایان‌نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ‌جا ارائه نشده است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد و مقالات مستخرج بانام «دانشگاه صنعتی شاهرود» و یا "Shahrood University of Technology" به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به‌دست آمدن نتایج اصلی پایان‌نامه تأثیرگذار بوده‌اند، در مقالات مستخرج از پایان‌نامه رعایت می‌گردد.
- در تمام مراحل انجام این پایان‌نامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافت‌های آن‌ها) استفاده شده است، ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در تمام مراحل انجام این پایان‌نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است.

تاریخ:

امضای دانشجو

### مالکیت نتایج و حق نشر

- تمام حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه‌های رایان‌های، نرم‌افزارها و تجهیزات ساخته شده) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان‌نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی‌باشد.



## چکیده

منابع آب موجود در سازندهای سخت آذرین و دگرگونی، به دلیل ذخیره و آبدهی نسبتاً پایین آن‌ها کمتر از سایر منابع آب آهکی و آبرفتی مورد توجه بوده‌اند. با این حال سازندهای سخت در نواحی خشک و نیز در مناطقی که فاقد آبخوان‌های عمده هستند، حائز اهمیت می‌باشند. در این مطالعه سازند سخت ریولیتی مه‌باد به سن اینفراکامبرین که در ۲۰ کیلومتری شرق مه‌باد واقع شده، جهت بررسی هیدروشیمیایی منابع آب زیرزمینی موجود در آن انتخاب گردید. طی دو مرحله نمونه‌برداری از منابع آب موجود در ریولیت‌های مه‌باد تعداد ۱۵ نمونه آب در فروردین و ۲۲ نمونه آب در شهریورماه سال ۱۳۹۵ برداشت و یون‌های اصلی و جزء مولکولی سیلیس اندازه‌گیری گردید. همچنین غلظت فلزات سنگین (آلومینیوم، آهن، آرسنیک، باریم، نیکل، سرب، استرانسیوم و روی) در ۱۱ نمونه برداشت شده در شهریور ۱۳۹۵ تعیین گردید. مطابق نتایج میانگین جزء مولکولی سیلیس منابع آب زیرزمینی در ریولیت مه‌باد ۱۸/۳۶ میلی‌گرم بر لیتر می‌باشد. تغییرات مکانی پارامترهای فیزیکوشیمیایی منابع آب موجود در ریولیت‌های مه‌باد افزایش مقادیر pH، EC،  $\text{SiO}_2$  و دمای منابع آب را در طول مسیر جریان از ارتفاعات به سمت خروجی منطقه نشان می‌دهد. تغییرات مکانی یون‌های اصلی افزایش چشمگیر کاتیون‌ها به ویژه سدیم و منیزیم را در انتهای مسیر جریان را نشان می‌دهد. تیپ آب زیرزمینی از  $\text{Ca-HCO}_3$  در فصل تر به  $\text{Ca-Na-HCO}_3$  در فصل خشک تغییر می‌یابد که این موضوع احتمالاً در رابطه با تبادل کاتیونی و انحلال کانی‌ها می‌باشد. تغییرات زمانی پارامترهای فیزیکوشیمیایی منابع آب ریولیتی نیز افزایش مقادیر EC،  $\text{SiO}_2$ ، محتوای یونی و دمای منابع آب را از فصل تر به فصل خشک نشان می‌دهد. نتایج حاصل از آنالیز فلزات سنگین نیز نشان می‌دهد که غلظت تمامی فلزات سنگین به غیر از سرب (pb) پایین‌تر از حد استاندارد سازمان بهداشت جهانی (WHO) می‌باشد. غلظت بالای سرب (pb) با میانگین ۸۳/۳۴ میکروگرم بر لیتر احتمالاً ناشی از واحدهای شیلی موجود در ریولیت مه‌باد باشد. باریم (Ba) با سولفات ( $\text{SO}_4$ ) همبستگی مثبت داشته و به احتمال زیاد ناشی از انحلال کانی باریت می‌باشد.

**کلمات کلیدی:** هیدروژئوشیمی، سیلیس، فلزات سنگین، سرب، ریولیت، مه‌باد

## مقالات برگرفته شده از این پایان نامه

بررسی کیفیت منابع آب موجود در سازند سخت ریولیتی مهاباد، اولین همایش ملی کیفیت منابع آب و توسعه پایدار آبان ۹۴ دانشگاه اراک.

بررسی تغییرات زمانی و مکانی پارامترهای هیدروشیمیایی سازند سخت ریولیتی مهاباد، سی و چهارمین گردهمایی و دومین کنگره بین المللی تخصصی علوم زمین اسفند ۹۴ سازمان زمین شناسی کشور.

## فهرست

فصل اول: مقدمه.....	۱
۱-۱- بیان مسأله و هدف از انجام تحقیق.....	۱
۱-۲- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه.....	۳
۱-۳- آب و هوای منطقه مورد مطالعه.....	۵
۱-۴- ژئومورفولوژی منطقه.....	۸
۱-۵- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه.....	۹
۱-۵-۱- چینه‌شناسی منطقه.....	۹
۱-۶- هیدرولوژی و هیدروژئولوژی منطقه مورد مطالعه.....	۱۷
فصل دوم: تئوری مطالب و مروری بر مطالعات گذشته درباره سازندهای سخت.....	۱۹
۱-۲- مقدمه.....	۱۹
۲-۲- خصوصیات سازندهای سخت.....	۱۹
۲-۲-۱- خصوصیات تکتونیکی.....	۲۱
۲-۲-۲- هوازدگی.....	۲۴
۳-۲- هیدروژئولوژی.....	۲۶
۲-۳-۱- تخلخل.....	۲۷
۲-۳-۲- خصوصیات هیدرودینامیکی.....	۲۸
۳-۳-۲- جریان در سازندهای سخت.....	۳۳
۴-۲- هیدروشیمی سازندهای سخت.....	۳۷
۱-۴-۲- ترکیب شیمیایی آب زیرزمینی در سازندهای سخت.....	۳۷

۴۱	۲-۴-۲- جزء ملکولی سیلیس ( $\text{SiO}_2$ )
۴۴	۲-۴-۳- عوامل مؤثر بر ترکیب شیمیایی آب زیرزمینی در سازندهای سخت
۴۴	۲-۴-۳-۱- واکنش‌های منطقه غیر اشباع
۴۶	۲-۴-۳-۲- واکنش‌های منطقه اشباع
۴۷	۲-۴-۴- هوازدگی و انحلال کانی‌ها
۴۸	۲-۴-۵- تبادل یونی
۴۹	۲-۴-۶- تکامل شیمیایی آب زیرزمینی در طول مسیر جریان
۵۴	۲-۴-۶- فلزات سنگین

## ۵۷ فصل سوم: تئوری و روش انجام تحقیق

۵۷	۳-۱- مقدمه
۵۷	۳-۲- نمونه‌برداری و آماده‌سازی نمونه‌ها
۶۱	۳-۳- اندازه‌گیری پارامترهای هیدروشیمیایی
۶۱	۳-۳-۱- اندازه‌گیری pH و هدایت الکتریکی نمونه‌ها
۶۲	۳-۳-۲- اندازه‌گیری غلظت آنیون‌ها و کاتیون‌های اصلی
۶۳	۳-۳-۳- اندازه‌گیری جزء مولکولی سیلیس ( $\text{SiO}_2$ )
۶۶	۳-۳-۴- محاسبه کل مواد جامد محلول
۶۶	۳-۳-۵- اندازه‌گیری غلظت فلزات سنگین منابع آب ریولیتی
۶۷	۳-۴- روش‌ها و نرم‌افزارهای مورد استفاده در تحلیل داده‌ها

## ۷۱ فصل چهارم: ارزیابی خصوصیات هیدروشیمیایی منابع آب زیرزمینی در ریولیت مهاباد

۷۱	۴-۱- مقدمه
----	------------

- ۷۱-۲-۴ ویژگی‌های هیدروشیمیایی منابع آب موجود در منطقه مهاباد.....
- ۷۳-۲-۴-۱ بررسی تغییرات مکانی پارامترهای فیزیکوشیمیایی در منابع آبی ریولیتی.....
- ۷۴-۲-۴-۱-۱ تغییرات مکانی دما و هدایت الکتریکی.....
- ۷۸-۲-۴-۱-۲ تغییرات مکانی pH.....
- ۷۹-۲-۴-۱-۳ تغییرات مکانی آنیون‌ها و کاتیون‌ها.....
- ۸۳-۲-۴-۱-۴ تغییرات مکانی جزء مولکولی سیلیس (SiO<sub>2</sub>).....
- ۸۵-۲-۲-۲ بررسی تغییرات زمانی پارامترهای فیزیکوشیمیایی در منابع آبی ریولیتی.....
- ۸۶-۲-۲-۴-۱ تغییرات زمانی TDS و EC.....
- ۸۷-۲-۲-۴-۲ تغییرات زمانی دما و pH.....
- ۸۸-۲-۲-۴-۳ تغییرات زمانی غلظت آنیون‌ها و کاتیون‌ها.....
- ۹۱-۲-۲-۴-۴ تغییرات زمانی سیلیس (SiO<sub>2</sub>).....
- ۹۲-۲-۲-۴-۵ سری زمانی شاخص اشباع.....
- ۹۳-۲-۲-۴-۶ سری زمانی نسبت‌های کاتیونی.....
- ۹۴-۲-۳-۲ بررسی نسبت‌های کاتیونی در سنگ‌های ریولیتی و منابع آب زیرزمینی.....
- ۹۵-۳-۴-۳ ارزیابی غلظت فلزات سنگین در منابع آبی ریولیتی.....
- ۹۶-۳-۴-۱ فلزات سنگین مورد بررسی در منابع آب زیرزمینی سازند سخت ریولیتی مهاباد.....
- ۹۹-۳-۲-۲ آرسنیک (As).....
- ۱۰۱-۳-۳-۳ باریم (Ba).....
- ۱۰۲-۳-۴-۴ سرب (Pb).....
- ۱۰۴-۳-۵-۵ استرانسیوم (Sr).....
- ۱۰۶-۴-۴-۴ ارزیابی میزان آلودگی منابع آب به فلزات سنگین در ریولیت‌های مهاباد.....
- ۱۰۶-۴-۱-۴ شاخص فلزی (MI).....

۱۰۷	.....	۲-۴-۴- شاخص آلودگی فلزات سنگین (HPI)
۱۰۹	.....	۶-۴- بررسی همبستگی پارامترها
۱۱۰	.....	۷-۴- روش تحلیل خوشه‌ای
۱۱۱	.....	فصل پنجم: نتیجه‌گیری و پیشنهادات
۱۱۵	.....	منابع مورد استفاده

## فهرست شکل‌ها

- شکل ۱-۱- نمایی از سنگ‌های ریولیتی مهاباد ..... ۳
- شکل ۱-۲- موقعیت جغرافیایی محدوده مورد مطالعه و راه‌های دسترسی به آن ..... ۴
- شکل ۱-۳- نمودار امپروترمیک منطقه بر پایه میانگین اطلاعات ۴۰ ساله در ایستگاه پل سرخ ..... ۶
- شکل ۱-۴- نمایی از وضعیت ژئومورفولوژی منطقه مورد مطالعه ..... ۸
- شکل ۱-۵- نقشه زمین‌شناسی منطقه مهاباد ..... ۱۰
- شکل ۱-۶- مقطع تیپ سازند مهاباد در شمال روستای لاجین (افتخارنژاد، ۱۹۸۰) ..... ۱۲
- شکل ۲-۱- پراکندگی سازندهای سخت در مناطق خشک و نیمه‌خشک جهان ..... ۲۰
- شکل ۲-۲- اشکال سطحی موجود در یک پهنه سنگی بلورین ..... ۲۱
- شکل ۲-۳- شکستگی‌های برشی و تغییرات هیدروژئولوژیکی آن‌ها ..... ۲۳
- شکل ۲-۴- مدل تکتونیکی شکستگی‌های موجود در گرانیته کارل شامن ..... ۲۳
- شکل ۲-۵- نیمرخ هوازده ایده‌آل در یک پهنه سنگی بلورین ..... ۲۵
- شکل ۲-۶- تغذیه آب زیرزمینی در سازندهای سخت ..... ۲۷
- شکل ۲-۷- تخلخل موجود در سازندهای سخت ..... ۲۸
- شکل ۲-۸- تغییرات خواص هیدرولیکی و فاصله شکستگی‌ها نسبت به عمق ..... ۳۰
- شکل ۲-۹- الگوی جریان در سازندهای سخت ..... ۳۳
- شکل ۲-۱۰- طبقه‌بندی هیدروژئولوژیکی محیط‌های سنگی درز و شکافدار ..... ۳۴
- شکل ۲-۱۱- سرعت آب زیرزمینی در شکستگی‌های منفرد در سازندهای سخت ..... ۳۶
- شکل ۲-۱۲- تاثیر اسیدیته بر حلالیت کوارتز و سیلیس بیشکل و محدوده پایداری آن‌ها ..... ۴۲
- شکل ۲-۱۳- قابلیت هوازدگی و پایداری انواع مختلف کانی‌های سیلیکاته در سری گلدیش ..... ۴۷
- شکل ۲-۱۴- طرح شماتیک تکامل شیمیایی آب زیرزمینی با عمق در سنگ‌های بلورین ..... ۴۹

- شکل ۳-۱- محدوده مورد مطالعه و موقعیت نقاط نمونه‌برداری منابع آب ریولیتی مهاباد ..... ۵۹
- شکل ۳-۲- نمونه‌های آب برداشتی از منطقه مورد مطالعه ..... ۶۰
- شکل ۳-۳- اندازه‌گیری پارامترهای صحرایی در محل نمونه‌برداری (EC، pH و دما) ..... ۶۱
- شکل ۴-۱- تغییرات هدایت الکتریکی منابع آب موجود در سنگ‌های ریولیتی مهاباد در برابر ارتفاع ... ۷۵
- شکل ۴-۲- پراکندگی هدایت الکتریکی در طول فصل تر و خشک در منابع آب موجود ..... ۷۶
- شکل ۴-۳- تغییرات دمایی منابع آب موجود در سنگ‌های ریولیتی مهاباد در برابر ارتفاع آنها ..... ۷۷
- شکل ۴-۴- تغییرات مکانی pH منابع آب موجود در سنگ‌های ریولیتی مهاباد طی فصل تر و خشک .. ۷۸
- شکل ۴-۵- تغییرات مکانی آنیون‌ها و کاتیون‌ها در منابع آب موجود در سنگ‌های ریولیتی مهاباد ..... ۸۰
- شکل ۴-۶- دیاگرام شولر مربوط به منابع آب ریولیتی منطقه مهاباد ..... ۸۱
- شکل ۴-۷- دیاگرام پایپر مربوط به منابع آب ریولیتی منطقه مهاباد ..... ۸۲
- شکل ۴-۸- تغییرات مکانی سیلیس در طول مسیر جریان منابع موجود در سنگ‌های ریولیتی مهاباد .. ۸۴
- شکل ۴-۹- تغییرات سیلیس نسبت به ارتفاع در طول دوره نمونه‌برداری منابع موجود در سنگ ..... ۸۵
- شکل ۴-۱۰- تغییرات زمانی TDS و EC در طول دوره نمونه‌برداری از منابع موجود ..... ۸۶
- شکل ۴-۱۱- تغییرات زمانی درجه حرارت در طول دوره نمونه‌برداری از منابع موجود ..... ۸۷
- شکل ۴-۱۲- تغییرات زمانی درجه pH در طول دوره نمونه‌برداری از منابع موجود ..... ۸۸
- شکل ۴-۱۳- غلظت آنیون‌ها در طول دوره نمونه‌برداری منابع موجود در ریولیت مهاباد ..... ۸۹
- شکل ۴-۱۴- غلظت کاتیون‌ها در طول دوره نمونه‌برداری منابع موجود در ریولیت مهاباد ..... ۹۰
- شکل ۴-۱۵- تغییرات زمانی یون سیلیس در طول دوره نمونه‌برداری از منابع موجود ..... ۹۱
- شکل ۴-۱۶- تغییرات زمانی شاخص اشباع در طول دوره نمونه‌برداری از منابع موجود ..... ۹۲
- شکل ۴-۱۷- تغییرات زمانی شاخص اشباع در طول دوره نمونه‌برداری از منابع موجود ..... ۹۳
- شکل ۴-۱۸- تغییرات زمانی نسبت‌های یونی در منابع آب زیرزمینی ریولیت‌های مهاباد ..... ۹۴
- شکل ۴-۱۹- غلظت فلزات سنگین منابع آب ریولیتی منطقه مهاباد و مقایسه با حد مجاز ..... ۹۸



- شکل ۴-۲۰- تغییرات غلظت آرسنیک در منابع آب موجود در ریولیت‌های مهاباد ..... ۱۰۰
- شکل ۴-۲۱- تغییرات غلظت باریم در منابع آب موجود در ریولیت‌های مهاباد..... ۱۰۱
- شکل ۴-۲۲- تغییرات غلظت باریم نسبت به سولفات در منابع آب موجود در ریولیت‌های مهاباد..... ۱۰۲
- شکل ۴-۲۳- تغییرات غلظت سرب در منابع آب موجود در ریولیت‌های مهاباد ..... ۱۰۴
- شکل ۴-۲۴- تغییرات غلظت استرانسیوم در منابع آب موجود در ریولیت‌های مهاباد ..... ۱۰۵
- شکل ۴-۲۵- تغییرات شاخص فلزی (MI) در منابع آب موجود در ریولیت‌های مهاباد ..... ۱۰۷
- شکل ۴-۲۶- تغییرات شاخص آلودگی فلزات سنگین در منابع آب موجود در ریولیت‌های مهاباد..... ۱۰۸
- شکل ۴-۲۷- خوشه‌بندی سلسله مراتبی برای متغیرهای منابع آب ریولیت‌های مهاباد ..... ۱۱۰

## فهرست جدول‌ها

- جدول ۱-۱- میانگین دما و بارندگی ایستگاه پل سرخ مهاباد در دوره ۴۰ ساله (۱۳۹۰-۱۳۵۰)..... ۵
- جدول ۱-۲- رد بندی اقلیمی دمارتن (علیزاده ۱۳۸۹)..... ۷
- جدول ۱-۳- بیلان هیدروژئولوژیکی دشت مهاباد (صالحی‌آذر، ۱۳۹۱)..... ۱۷
- جدول ۱-۲- مقایسه آبخوان‌های آبرفتی و سازندهای سخت درز و شکافدار..... ۲۹
- جدول ۲-۲- محدوده تغییرات هدایت هیدرولیکی و نفوذپذیری انواع مختلف مواد زمین‌شناسی..... ۳۱
- جدول ۲-۳- خواص شیمیایی آب‌های زیرزمینی در انواع مختلف سنگ‌های بلورین و ولکانیکی..... ۴۱
- جدول ۲-۴- انحلال‌پذیری کوارتز و سیلیس بی‌شکل در دماهای مختلف..... ۴۳
- جدول ۲-۵- غلظت سیلیس آب‌های زیرزمینی در انواع مختلف سنگ‌ها..... ۴۴
- جدول ۲-۶- فرآیندهای موثر بر غلظت اجزاء غیر آلی آب در منطقه غیر اشباع..... ۴۵
- جدول ۲-۷- فرآیندهای موثر بر غلظت اجزاء غیر آلی آب در منطقه اشباع..... ۴۶
- جدول ۱-۳- مشخصات نقاط نمونه‌برداری از آب زیرزمینی موجود در ریولیت‌های مهاباد..... ۵۸
- جدول ۲-۳- نتایج آنالیز شیمیایی منابع آب موجود در سنگ‌های ریولیتی مربوط به فصل تر..... ۶۴
- جدول ۳-۳- نتایج آنالیز شیمیایی منابع آب موجود در سنگ‌های ریولیتی مربوط به فصل خشک..... ۶۵
- جدول ۳-۴- غلظت فلزات سنگین موجود در آب‌های ریولیتی منطقه مهاباد و مقایسه با استانداردها..... ۶۸
- جدول ۱-۴- میانگین داده‌های هیدروشیمیایی ریولیت مهاباد و مقایسه آن با سایر منابع..... ۷۳
- جدول ۲-۴- میانگین نسبت‌های وزنی کاتیونی در سنگ‌ها و آب‌های ریولیتی منطقه مهاباد..... ۹۵
- جدول ۳-۴- غلظت فلزات سنگین انتخابی آب‌های ریولیتی منطقه مهاباد و مقایسه با استانداردها..... ۹۷
- جدول ۴-۴- مقادیر شاخص فلزی و شاخص آلودگی فلزات سنگین آب‌های ریولیتی منطقه..... ۱۰۶
- جدول ۴-۵- مقادیر ضریب همبستگی پیرسون منابع آب موجود در ریولیت‌های مهاباد..... ۱۰۹

## فصل اول: مقدمه

### ۱-۱- بیان مسأله و هدف از انجام تحقیق

انسان‌های زیادی در جهان، با معضل بزرگی به نام کم آبی مواجه هستند. بحران منابع آبی بیشتر از آن‌چه که انتظار می‌رفت در حال افزایش است و تداوم این امر بسیار نگران‌کننده می‌باشد. افزایش مطالبات برای آب در حالی است که منابع آب محدود می‌باشد. منابع آب موجود در سازندهای سخت آذرین و دگرگونی، به دلیل ذخیره و آبدهی نسبتاً پایین آن‌ها کمتر از سایر منابع آب (آهکی و آبرفتی) مورد توجه بوده‌اند. با این حال این نوع منابع آب در نواحی خشک و نیز در مناطقی که فاقد آبخوان‌های عمده هستند، از اهمیت زیادی برخوردار می‌باشند. سنگ‌های سخت شامل سنگ‌های آذرین، دگرگونی و رسوبی تحکیم یافته در نواحی زیادی در سطح زمین دیده می‌شوند. رخنمون آن‌ها بیش از ۲۰ درصد سطح فعلی خشکی‌های زمین را می‌پوشاند.

در سازندهای سخت آب زیرزمینی عمدتاً در شکستگی‌های سنگ جریان دارد، در نتیجه سطح تماس بین آب و ماتریس سنگ کم می‌باشد. از طرفی با توجه به هوازگی کم و آهسته کانی‌های سیلیکاته موجود در سنگ‌های سخت، کل مواد جامد محلول (TDS) در آن‌ها کم و معمولاً کمتر از ۵۰۰ میلی‌گرم بر لیتر می‌باشد. کیفیت شیمیایی آب زیرزمینی معمولاً در سازندهای سخت خوب و تیپ آب در آن‌ها  $\text{Ca-HCO}_3$  می‌باشد (Alwathaf et al., 2013).

به طور کلی اجزاء محلول در آب‌های زیرزمینی سازندهای سخت آذرین و دگرگونی شامل کاتیون‌های کلسیم، منیزیم، سدیم، پتاسیم و آنیون‌های بی‌کربنات، کلر، سولفات، نیترات و اسید سیلیسیک می‌باشد. مقدار جزء مولکولی سیلیس در منابع آب موجود در سازندهای سخت معمولاً بین ۳۰-۱۰ میلی‌گرم بر لیتر می‌باشد و حلالیت آن با دما افزایش می‌یابد. اختلاف ارتفاع و وضعیت توپوگرافی باعث ایجاد شرایط متفاوت در سرعت هوازگی و تبادل یونی و زیستی در محیط می‌گردد. عوامل دیگری نیز مانند لیتولوژی به طور محلی بر روی کیفیت این آب‌ها و خصوصیات هیدروژئوشیمیایی آن‌ها تأثیر می‌گذارد..

علیرغم پوشش وسیع و کیفیت مطلوب این آب‌ها، در سال‌های گذشته مطالعه و تحقیقات کافی در مورد جریان آب در این سازندها صورت نگرفته است. اما به تازگی به دلیل مواجهه جهانی با کمبود منابع آبی، بررسی‌هایی بر روی این منابع انجام شده که نشانگر اهمیت این آبخوان‌ها می‌باشد. بررسی‌های انجام شده توانایی سازندهای سخت برای تشکیل آبخوان‌های با ارزش را نشان می‌دهد (Federico et al., 2002).

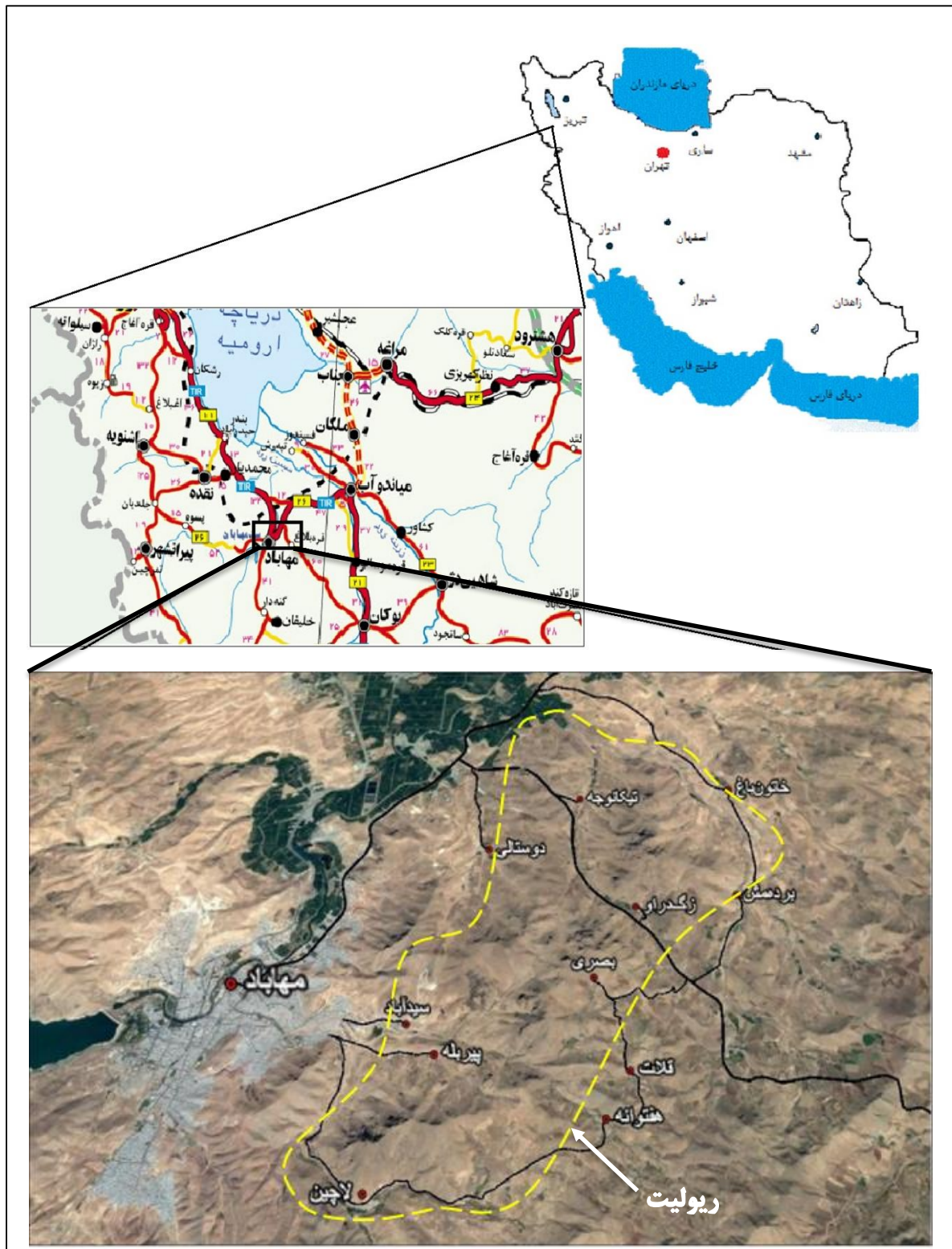
سازند سخت ریولیتی مهاباد در جنوب استان آذربایجان غربی واقع شده است. منطقه مهاباد کوهستانی و عموماً از سازندهای سخت تشکیل شده است. با توجه به مورفولوژی منطقه بیشتر نیاز آبی از منابع آب موجود در سازندهای سخت منطقه مهاباد تامین می‌شود. در منطقه مهاباد کشاورزی بیشتر در محدوده آبخوان دشت مهاباد که آبرفتی می‌باشد گسترش دارد. در مناطق اطراف مهاباد که کوهستانی می‌باشد، کشاورزی محدودتر بوده و نیاز آبی مردم آن منطقه از نظر شرب و کشاورزی از داخل سازندهای سخت منطقه (سنگ‌های آذرین و دگرگونی) تامین می‌شود. بنابراین مطالعه هیدرووشیمیایی و بررسی کیفیت منابع آب موجود در سازندهای سخت منطقه ضروری به نظر می‌رسد. تاکنون هیچ‌گونه مطالعه درباره هیدرووشیمی آب موجود در این سنگ‌ها صورت نگرفته است. بنابراین هدف اصلی این تحقیق، بررسی هیدرووشیمی منابع آبی موجود در این توده ریولیتی می‌باشد. در این راستا منابع آب موجود در ریولیت‌های مهاباد از لحاظ کیفی و میزان آلودگی به فلزات سنگین در این تحقیق مورد بررسی قرار گرفته است.

## ۲-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

شهرستان مهاباد در شمال غرب ایران واقع شده و از نظر تقسیمات سیاسی کشور یکی از شهرستان‌های جنوبی استان آذربایجان غربی می‌باشد. شهرستان مهاباد دارای ۲۵۹۲ کیلومتر مربع وسعت و ارتفاع متوسط آن از سطح دریا‌های آزاد ۱۳۸۵ متر می‌باشد. شهر مهاباد با مرکز استان ۱۱۰ کیلومتر فاصله دارد. نزدیکترین شهر به آن میاندوآب در شرق بوده که در فاصله ۴۵ کیلومتری قرار گرفته است. دیگر شهرهای مجاور آن نرده در شمال غرب، پیرانشهر در غرب، سردشت در جنوب غرب و بوکان در جنوب شرق می‌باشد. منطقه مورد مطالعه در حوضه آبرگیر رودخانه مهاباد یکی از حوضه‌های آبرگیر دریاچه ارومیه قرار دارد. حوضه آبرگیر مهاباد دارای مساحت حدود ۱۴۵۲ کیلومتر مربع است. توده ریولیتی مهاباد (شکل ۱-۱)، با وسعتی حدود ۷۰ کیلومتر مربع در محدوده جغرافیایی  $3^{\circ} 45'$  تا  $4^{\circ} 45'$  طول شرقی و  $36^{\circ} 40'$  تا  $37^{\circ} 50'$  عرض شمالی واقع شده است. در شکل (۲-۱) راه‌های ارتباطی به منطقه مورد مطالعه نشان داده شده است.



شکل ۱-۱- نمایی از سنگ‌های ریولیتی مهاباد



شکل ۱-۲- موقعیت جغرافیایی محدوده مورد مطالعه و راه‌های دسترسی به آن

## ۱-۳- آب و هوای منطقه مورد مطالعه

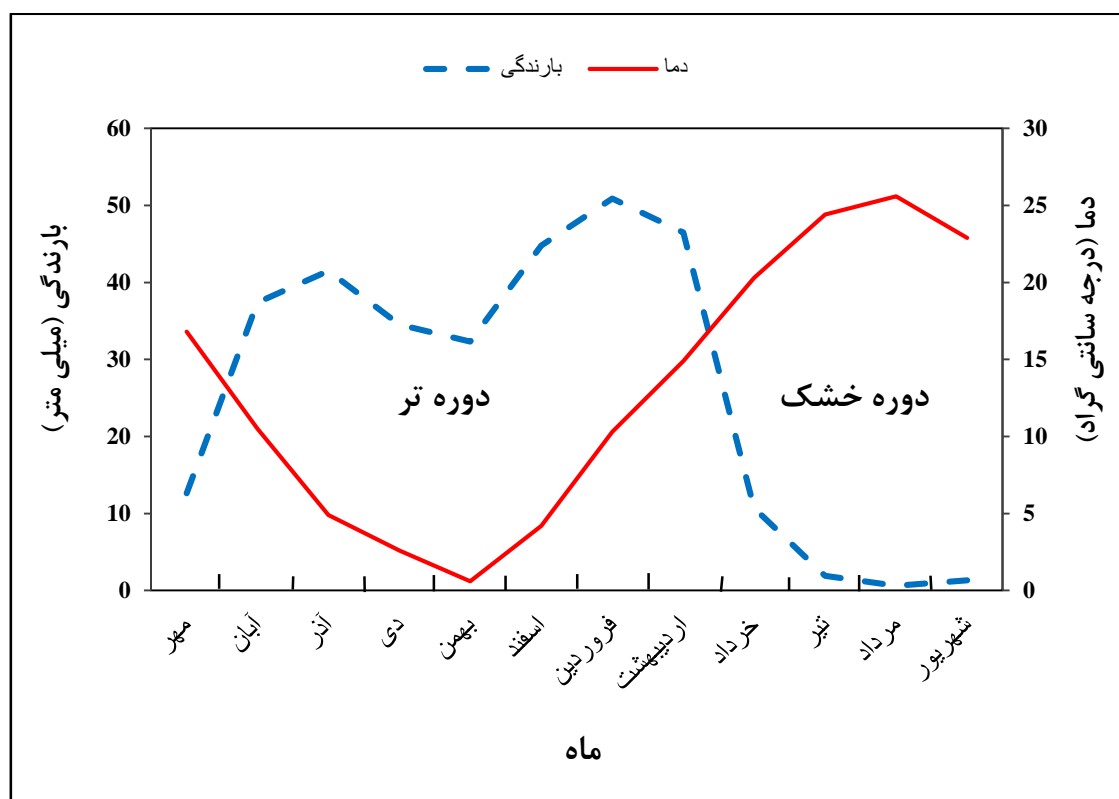
به منظور بررسی وضعیت آب و هوای منطقه مورد مطالعه از داده‌های ۴۰ ساله (۱۳۹۰-۱۳۵۰) ایستگاه پل سرخ مهاباد استفاده گردید. اطلاعات میانگین ماهیانه بارندگی و درجه حرارت این ایستگاه در جدول (۱-۱) ارائه شده است.

جدول ۱-۱- میانگین دما و بارندگی ایستگاه پل سرخ مهاباد در دوره ۴۰ ساله (۱۳۹۰-۱۳۵۰)

دما (درجه سانتی‌گراد)	بارندگی (میلی‌متر)	ماه
۱۶/۸	۱۲/۶	مهر
۱۰/۵	۳۷/۴	آبان
۴/۹	۴۱/۵	آذر
۲/۶	۳۴/۵	دی
۰/۶	۳۲/۳	بهمن
۴/۲	۴۴/۸	اسفند
۱۰/۳	۵۰/۹	فروردین
۱۴/۹	۴۶/۵	اردیبهشت
۲۰/۳	۱۰/۷	خرداد
۲۴/۶	۱/۹	تیر
۲۵/۶	۰/۶	مرداد
۲۲/۹	۱/۳	شهریور
۱۳/۲	۳۱۵/۰	سالانه

با توجه به اطلاعات مندرج در جدول (۱-۱) ملاحظه می‌شود که بیشترین بارندگی در فروردین ماه و کمترین بارندگی در مرداد ماه رخ می‌دهد. همچنین بیشینه دما مربوط به مرداد ماه و کمترین دما مربوط به ماه بهمن می‌باشد. علاوه بر این ملاحظه می‌شود که میانگین بارش سالانه و میانگین دمای سالانه منطقه به ترتیب برابر با ۳۱۵ میلی‌متر و ۱۳/۲ درجه سانتی‌گراد می‌باشد.

بر اساس مقادیر بارندگی و دمای ماهانه، نمودار امبروترمیک (Embrothermic) منطقه ترسیم شده است (شکل ۱-۳). نقطه تلاقی منحنی میانگین بارندگی با منحنی میانگین دما، جداکننده دوره خشک از تر می‌باشد. در زمان‌هایی که میانگین بارندگی بالاتر از میانگین دما قرار می‌گیرد؛ دوره تر و در غیر این صورت دوره خشک اتفاق می‌افتد. بر اساس این نمودار از ماه آبان تا خرداد دوره تر و بقیه ماه‌های سال دوره خشک محسوب می‌شوند.



شکل ۱-۳- نمودار امبروترمیک منطقه مورد مطالعه بر پایه میانگین اطلاعات ۴۰ ساله در ایستگاه پل سرخ مهاباد



برای تعیین اقلیم منطقه، از روش دمارتن (De Martonne) استفاده شده است. دمارتن، با توجه به میانگین دما و بارش سالیانه، ضریبی به نام ضریب خشکی یا ضریب اقلیمی ارائه کرده است که مقدار این ضریب با توجه به جدول (۲-۱) وضعیت اقلیمی منطقه را مشخص می‌کند (علیزاده ۱۳۸۹). ضریب خشکی دمارتن با استفاده از رابطه (۱-۱) محاسبه می‌شود:

$$I = P / (T + 10) \quad \text{رابطه (۱-۱)}$$

در این رابطه P متوسط بارندگی سالانه (میلی‌متر) و T متوسط دمای سالانه (درجه سانتی‌گراد) می‌باشد. با توجه به این رابطه مقدار ضریب خشکی دمارتن برای منطقه مورد مطالعه ۱۳/۶ برآورد می‌گردد؛ که بر اساس جدول (۲-۱) اقلیم منطقه از نوع نیمه‌خشک تعیین می‌گردد.

جدول ۲-۱- رده بندی اقلیمی دمارتن (علیزاده ۱۳۸۹)

نام اقلیم	محدوده ضریب خشکی دمارتن (I)
خشک	کوچکتر از ۱۰
نیمه خشک	۱۰ تا ۱۹/۹
مدیترانه‌ای	۲۰ تا ۲۳/۹
نیمه مرطوب	۲۴ تا ۲۷/۹
مرطوب	۲۸ تا ۳۴/۹
بسیار مرطوب	بزرگتر از ۳۵

## ۱-۴- ژئومورفولوژی منطقه

منطقه مهاباد از نظر ژئومورفولوژی به سه واحد مجزای کوهستان، دشت و رودخانه تقسیم می‌شود. واحد دشت با شیب ملایم از شمال شهر مهاباد شروع و به سمت دریاچه ارومیه ادامه پیدا می‌کند. این واحد دارای رسوبات آبرفتی مربوط به دوره کواترنر بوده که در قسمت پائین‌دست، رودخانه مهاباد نیز در میان آن جریان دارد. هم‌چنین واحد رودخانه نیز به طور مشخصی در نواحی مختلفی از منطقه مورد مطالعه با جهت جنوبی - شمالی قرار گرفته است. رودخانه مهاباد مهم‌ترین رودخانه منطقه بوده و از ارتفاعات مام‌سوار و ابراهیم - جلال سرچشمه می‌گیرد. رودخانه مهاباد پس از عبور از آبادی‌های دشت وارد شوره زارهای جنوب دریاچه ارومیه می‌گردد (صالحی‌آذر، ۱۳۹۱). واحد مرتفع و کوهستانی منطقه شامل قسمت‌های شمال‌غرب، غرب و جنوب‌غرب شهرستان مهاباد می‌باشد. محدوده مورد مطالعه (ریولیت‌های مهاباد) از نظر ژئومورفولوژی کوهستانی بوده و کوه‌های منطقه به تبعیت از سنگ‌های تشکیل دهنده آن‌ها دارای شیب متوسط تا زیاد می‌باشند. روند کلی ارتفاعات تشکیل دهنده منطقه شمالی - جنوبی می‌باشد (شهبازی، ۱۳۷۸). نمایی از وضعیت ژئومورفولوژی منطقه مورد مطالعه در شکل (۱-۴)، نشان داده شده است.



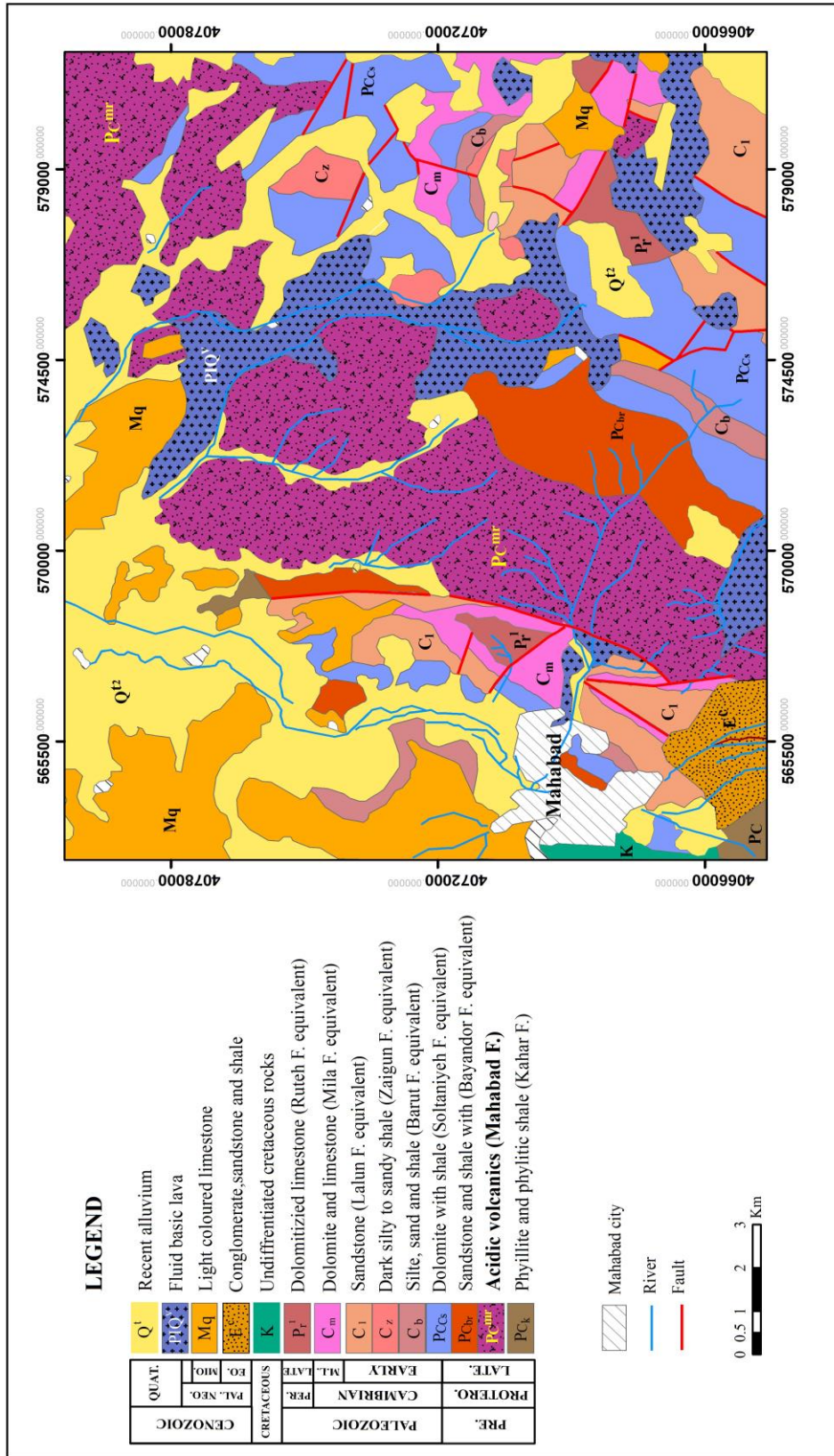
شکل ۱-۴- نمایی از وضعیت ژئومورفولوژی منطقه مورد مطالعه

## ۱-۵- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

بررسی‌های زمین‌شناسی در مطالعات هیدروژئولوژیکی به دلیل تأثیر عوامل و ساختارهای زمین‌شناسی در ایجاد و گسترش سازندهای آبدار و نیز کیفیت آب محتوی آنها، حائز اهمیت می‌باشد. مطالعات زمین‌شناسی منطقه براساس نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ مهاباد صورت گرفته است. منطقه مورد مطالعه از نظر تقسیم‌بندی اشتوکلین (۱۳۵۹)، جزء زون سنندج-سیرجان محسوب می‌شود. محدوده مطالعاتی مهاباد به لحاظ تنوع در نوع و سن سازندها، از زمین‌شناسی پیچیده‌ای برخوردار است به طوری که انواع متنوعی از سنگ‌های آذرین، دگرگونی و رسوبی در این منطقه قابل مشاهده است. شکل (۱-۵) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

### ۱-۵-۱- چینه‌شناسی منطقه

در منطقه مهاباد پوسته قاره‌ای به مانند سایر نقاط ایران در نتیجه فاز کوهزایی کاتانگایی دچار چین خوردگی و شکستگی شده و در آن دگرگونی و گرانیتهایی رخ داده است. سنگ‌های دگرگونی منطقه، گرانیتهای دوران و ریولیت‌های مهاباد در اثر حرکات کوهزایی کاتانگایی تشکیل شده‌اند (درویش‌زاده، ۱۳۷۰). در منطقه مهاباد یک نبود چینه‌شناسی از کامبرین میانی تا پرمین وجود داشته و در پرمین مجدداً رسوبگذاری آهک‌های سازند روته به طور دگرشیب بر روی سازندهای قدیمی‌تر از جمله سازند لالون، سازند مهاباد و سنگ‌های دگرگونی پرمین قرار می‌گیرد. نبود رسوبگذاری فوق در منطقه مهاباد ناشی از حرکات کالدونین می‌باشد که در ایران از نوع خشکی‌زایی است. در منطقه مورد مطالعه واحدهای متنوعی از زمان کامبرین تا کواترنری گسترش دارند (آقاناتی، ۱۳۸۳). در ادامه واحدهای رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه لیتولوژی منطقه از قدیم به جدید به طور مختصر شرح داده می‌شود.



شکل ۱-۵- نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

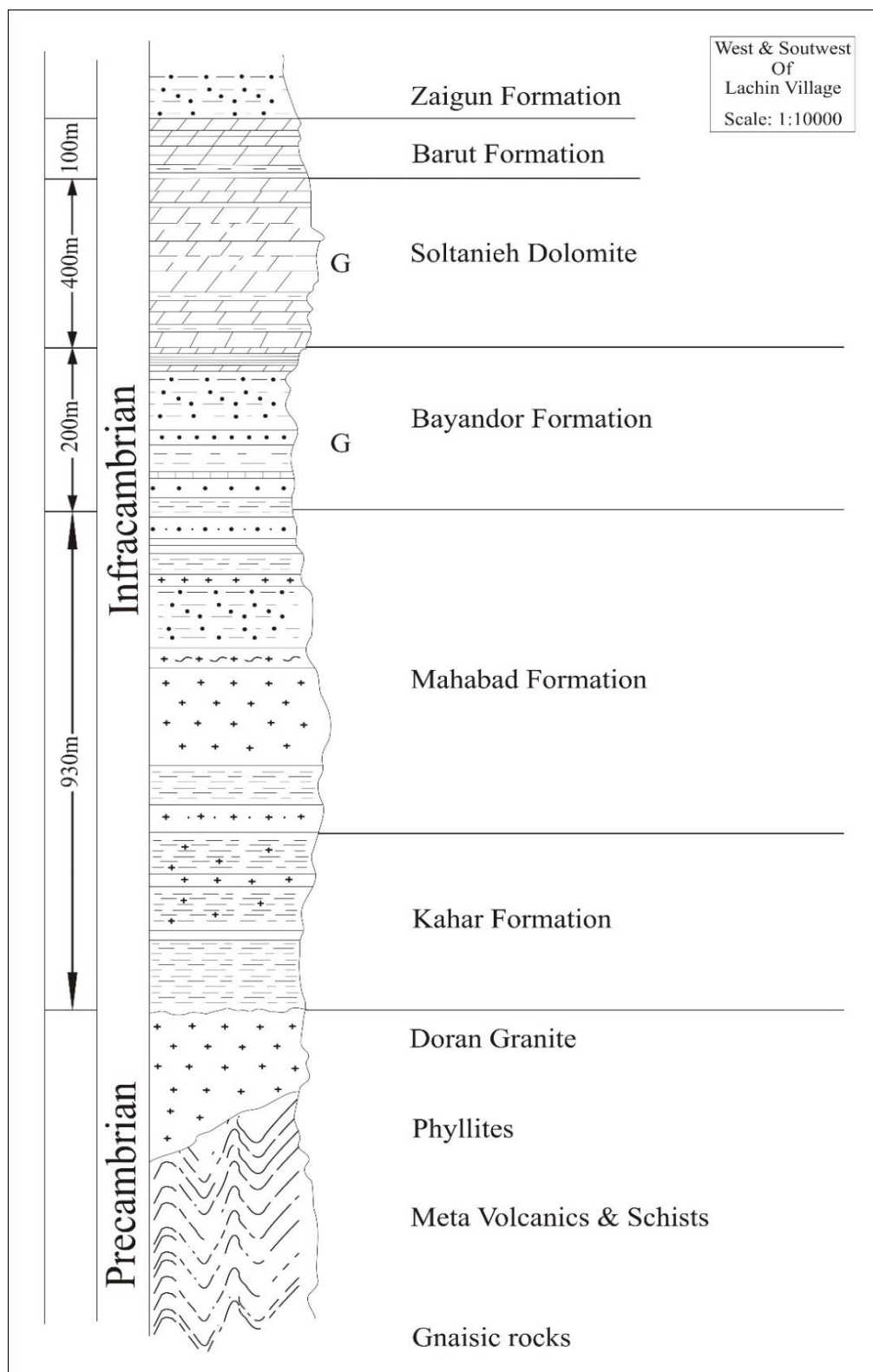
## الف - پرکامبرین

## سازند کهر

سازند کهر (PCK) جوان‌ترین واحد تقسیمات واحدهای پرکامبرین است. این واحد، یکنواخت و حاوی دانه‌های سبز روشن فیلیت و شیل فیلیتی است. عمدتاً از سنگ‌های رسوبی آرژلیتی و سیلیسی و از دگرگونی ناحیه‌ای در زیر فشار زیاد برخوردار حاصل می‌شود. دانه‌های دگرگونی در آن عمدتاً درجه پایینی در حد رخساره کلریتی را نشان می‌دهد. این واحد هم‌ارز تشکیلات کهر در البرز مرکزی می‌باشد. مطالعات میکروسکوپی نشان‌دهنده این است که تشکیل‌دهنده عمده سنگ‌ها شامل فیلیت، کوارتز، سربزیت، کلریت شیست با زمینه لیپیدوبلاستیک است.

## سازند مهاباد

سازند مهاباد ( $PC^{mr}$ ) واحد تحتانی سنگ‌های اینفراکامبرین شمال کردستان و جنوب آذربایجان غربی را مشخص می‌کند. سازند مهاباد عمدتاً از سنگ‌های آتشفشانی اسیدی و آتشفشانی تخریبی همراه با شیل‌های میکایی سبز تیره تا سیاه با میان لایه‌های آهک سیاه تشکیل شده است. مقطع تیپ سازند مهاباد (شکل ۱-۶) به ضخامت ۱۰۷۰ متر در شمال روستای لاجین در پنج کیلومتری جنوب شرق مهاباد مطالعه شده است (افتخار نژاد، ۱۹۸۰). دو واحد شیلی مجزا قسمت پایین و بالای سازند را تشکیل می‌دهند و سنگ‌های آتشفشانی عمدتاً محدوده میانی را به خود اختصاص داده‌اند. واحد شیل پایین‌تر در جنوب قره‌داغ نسبتاً ضخیم شده است (در مسیر جاده اصلی مهاباد). بخش شیل تحتانی سازند مهاباد با شیل‌های بخش بالایی سازند کهر در البرز مرکزی و هم‌چنین کوه‌های سلطانیه معادل است (افتخارنژاد، ۱۹۸۰). سنگ‌های آتشفشانی تقریباً ۸۰ درصد از توالی کل سازند در شرق مهاباد را شامل می‌شوند و این سنگ‌ها عمدتاً ریولیت، ایگنمبریت دانه درشت و توف‌های اسیدی هستند. آن‌ها به طور کلی نشان‌دهنده دگرگونی ضعیف تا متوسط هستند که برخی از تغییر شکل‌ها شامل ایجاد متاریولیت و کریستال توف هستند.



شکل ۱-۶- مقطع تیپ سازند مه‌آباد در شمال روستای لاجین (افتخارنژاد، ۱۹۸۰)



بررسی‌های میکروسکوپی تا حدی تغییرات را نشان می‌دهد. برای مثال فلدسپارهای پتاسیک تیره و تعداد کمی از مواد معدنی مافیک (کاملاً به وسیله لیمونیت و هیدرومیکا جایگزین شده‌اند)، پلاژیوکلاز اسیدی (کاملاً سریزیتی شده)، دانه‌های ریز کوارتز، مقدار جزئی فلدسپار سرزیتی و بیوتیت در برخی از نمونه‌ها یافت شده است. زیرکن، کانی‌های معدنی و آپاتیت به ندرت موجود هستند. در شمال روستای لاجین مهاباد سنگ‌های اسیدی با مشخصات ساب‌ولکانیک رخنمون دارند. بررسی‌های میکروسکوپی آن را گرانیات پورفیری معرفی کرده است که بسیار مشابه گرانیات دوران بوده و تنها نشانه‌های زمینه آن‌ها با هم متفاوت است. بر روی اسلیت‌های فوقانی سازند مهاباد در منطقه مورد مطالعه در شرق روستای لاجین، سازند بایندر به طور هم‌شیب قرار گرفته است.

### سازند بایندور

نام سازند بایندور به پایین‌ترین بخش توالی سنگی اینفراکامبرین در محدوده کوه سلطانیه داده شده است. این تشکیلات شامل ماسه‌سنگ عمدتاً به رنگ ارغوانی میکایی و شیل با برخی از میان لایه‌های دولومیتی است. سازند بایندر در منطقه مورد مطالعه در شرق و شمال شرق روستای لاجین گسترش داشته و در این منطقه فقط بخش دولومیتی آن رخنمون دارد. سازند بایندر در شرق روستای لاجین به طور هم‌شیب روی اسلیت‌های تشکیلات مهاباد قرار دارد (شهبازی، ۱۳۷۸). در قسمتی از روستای حاجی‌خوش ضخامت آن اندازه‌گیری شده و ضخامت کل سازند ۳۷۵ متر است. در منطقه مورد مطالعه سازند بایندر همانند سایر محل‌ها به طور هم‌شیب توسط سازند سلطانیه پوشیده شده است.

### دولومیت سلطانیه

دولومیت سلطانیه (PCCS) در منطقه مهاباد کمی متفاوت‌تر از نوع محلی آن در سازند سلطانیه بوده و شامل سنگ‌های خاکستری روشن با ضخامت قابل تشخیص می‌باشد. لیتولوژی آن شامل کمی دولومیت سیلیسی شده با چرت بوده که اغلب به صورت نوارهای نازک یا گره‌های نامنظم رخنمون دارد. شیل سبز آرژلیتی و شیل‌های قرمز در چندین لایه نازک در قسمت میانه هستند و در قسمت‌های بالا و پایین ضخامت

آن افزایش می‌یابد. دولومیت با میکای با رنگ قرمز و شیل سبز در پایین‌ترین بخش دارای تناوب است و کنتاکت انتقالی با بخش پایین‌تر سازند باروت دارد. ارتباط با بخش بالا نیز به صورت انتقالی می‌باشد. ضخامت دولومیت سلطانیه در مهاباد در مقایسه با نوع محلی آن کمتر و حداکثر به ۴۰۰ متر می‌رسد. گسترش دولومیت سلطانیه در منطقه مورد مطالعه بسیار کم است و به طور هم‌شیب بر روی سازند بایندر قرار دارد (شهبازی، ۱۳۷۸).

## ب - پالئوزوئیک

### ماسه‌سنگ‌های لالون

ماسه‌سنگ‌های قهوه‌ای سازند لالون (C<sub>1</sub>) در منطقه جنوب مهاباد و غرب روستای لاجین رخنمون دارد. این واحد مانند گروه سنگ‌های اینفراکامبرین است و لیتولوژی آن توسط ماسه‌سنگ‌های لالون در قسمت مرکزی البرز معرفی شده است. به طور کلی در مهاباد ضخامت آن کاهش می‌یابد و در غرب مهاباد ضخامت آن حداکثر به ۴۰۰ متر می‌رسد. بخش عمده این سازند از ماسه‌سنگ کوارتزار با دانه‌های متوسط و به رنگ صورتی تا بنفش دیده می‌شود. ماسه‌سنگ لالون به مقدار زیاد از کانی‌های کوارتز و و به مقدار کم از فلدسپار و سربیسیت تشکیل شده و دارای سیمان سیلیسی و اکسید آهن و کانی‌های رسی می‌باشد (شهبازی، ۱۳۷۸). به خاطر هم‌پوشانی با سنگ‌های فسیلی کامبرین میانی در مهاباد مثل محل‌های دیگر سراسر ایران، ماسه‌سنگ لالون را متعلق به کامبرین زیرین می‌دانند. در منطقه مورد مطالعه سازند لالون توسط آهک‌های پرمین پوشیده شده است.

### سازند میلا

دولومیت قسمت نسبتاً پایداری از سازند میلا است و به وضوح در قسمت‌های عمده سازند در طول البرز و شمال غربی ایران دیده می‌شود. در هیچ جای آن اثری از فسیل دیده نشده است. اما از شکل و موقعیت چینه‌شناسی بین ماسه‌سنگ لالون و واحد سنگی میانی از سازند میلا که فسیل‌دار است، می‌توان سن آن را کامبرین زیرین تشخیص داد. این سکانس دنباله‌رو واحد دوم است که شامل آهک سست تیره، خاکستری



و پهن و دولومیت سست خاکستری روشن است. کریستال‌های روشن آهک خاکستری که متناوباً با دولومیت پوشیده می‌شوند، به ندرت حاوی فسیل هستند. متوسط ضخامت این واحد ۱۳۰ متر می‌باشد. این واحد مربوط به اعضای ۲ و ۳ سازند میلا در البرز مرکزی است. واحد سوم سازند میلا در منطقه مهاباد دارای بستر ضخیم نودولار با طبقه‌بندی نازک است.

### پرمین

سنگ‌های پرمین یکنواختی قابل توجهی در اکثر نقاط ایران دارند که عمدتاً از رسوبات آواری عمده با رنگ بنفش و ماسه‌سنگ کوارتزار چند رنگ با ضخامتی به طور متوسط در حدود ۲ الی ۳۰ متر تشکیل شده و توسط سنگ آهک آب‌های کم‌عمق محلی پوشیده شده است. بیشتر قسمت‌های بالا بدون وجود مواد آلی تشخیص داده شده‌اند، که در واحد پایه پرمین مشاهده شده‌اند. ناپیوستگی منطقه‌ای و ناپیوستگی زاویه‌دار محلی در پایه پرمین و واحدهای پایین با مراحل مختلف برخورد شارپ سازند میلا در کامبرین و احتمالاً ماسه سنگ‌های لالون در جنوب شرقی مهاباد مشاهده شده است. واحدهای سنگی آهک فوقانی به منزله بخش عمده‌ای از توالی سنگی پرمین است. به طور کلی شامل محدوده رنگی خاکستری تیره یکنواخت تا سیاه با سنگ بستر آهکی هستند، که معمولاً تحت تاثیر تغییرات ناشی از دولومیتی شدن قرار می‌گیرد. محدوده ضخامتی آن از ۱۰ متر تا حداکثر ۶۰۰ متر است و کاهش محلی آن ناشی از فرسایش قبل از ژوراسیک است که باعث حذف کامل بخش پایین تریاس و بخش بالایی بیشتر پرمین در بیشتر مقطع‌ها است. سنگ‌های این دوره در بیشتر بخش‌های مهاباد از بین رفته است، اگرچه ممکن است در برخی از ماسه سنگ‌های قرمز در شمال شرقی زرینه رود دیده شود که ضخامت‌های غیر معمول از آن ارائه شده است.

### ج - مزوزوئیک

حوادث تکتونیکی و فرایندهای مرتبط با آن بیشتر حاصل از فعالیت‌های تریاس فوقانی در مهاباد و هم‌چنین کرتاسه پایینی در کل ایران است که در محیط‌های رسوبی منعکس شده‌اند. بیشتر فرونشست‌های سریع به وسیله تجمع یا توالی‌های ضخیم رسوبات و فعالیت‌های آتشفشانی زیردریایی نشان داده شده است.

بخشی از سنگ‌های این زون متحرک به شدت خرد و تکتونیزه شده، به علاوه به صورت بخشی تحت تاثیر دگرگونی درجه ضعیف قرار گرفته است.

## د - سنوزوئیک

### آهک میوسن

آهک‌های ضخیم لایه میوسن (هم ارز با قسمت‌های بالای تشکیلات قم) در قسمت شمال و شمال غربی مهاباد رخنمون دارد. رسوبات دریای میوسن معادل واحدهای چینه‌شناسی از تشکیلات قم هستند، که معرف رسوبات دریایی الیگومیوسن هستند. این واحد به خوبی به عنوان کربنات آبهای مناطق کم‌عمق توسعه پیدا می‌کند و شامل ساختار صخره‌ای عظیم، سنگ آهک بدون چین و با رنگ روشن است که در قسمت‌های پایین‌تر به خوبی به سنگ بستر و مارن تبدیل می‌شود. این آهک‌ها به رنگ سفید تا کرم دیده می‌شوند.

### گدازه‌های بازیک

فورانهای آتشفشانی با سن پلیو-کواترنری در آذربایجان و شمال غرب ایران با خروج گدازه‌های بازالتی همراه بوده‌اند. گدازه‌های بازالتی (PIQ<sup>v</sup>) با ساخت منشوری واحدهای آذرآواری پلیو-پلیوستوسن و ته نشستهای آبرفتی منطقه مهاباد را پوشانده‌اند. فعالیت‌های ولکانیکی و روانه‌های بازالتی و الیوین بازالتی به سن کواترنری در منطقه مورد مطالعه در جنوب شهرستان مهاباد و و مجاور روستاهای لاچین، سیدآباد و هفتوانه رخنمون دارد (شهبازی، ۱۳۷۸). این ولکانیک‌ها در منطقه مورد مطالعه بر روی سازند مهاباد و سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین روانه شده‌اند. گسترش بیشتر گدازه‌های بازالتی در شرق و شمال شرق منطقه مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۱-۵). عموماً بازالت‌های منطقه مورد مطالعه حفره‌دار بوده و به دو دسته اصلی بازالت‌های الیوین‌دار و بازالت‌های فاقد الیوین تقسیم می‌شوند.

این واحد شامل نهشته‌های کواترنری ( $Q^2$ ) است که به شکل پادگانه‌های افقی بر روی واحدهای قدیمی‌تر قرار گرفته‌اند. اغلب اجزای منفصل آن شامل سنگریزه، شن و رس می‌باشد و از لحاظ کشاورزی و منابع آب زیرزمینی حائز اهمیت می‌باشد. این واحد در شمال غرب منطقه مورد مطالعه گسترش دارد (شکل ۱-۵).

### ۱-۶- هیدروژئولوژی و هیدروژئولوژی منطقه مورد مطالعه

شهرستان مهاباد با ارتفاع ۱۳۲۰ متر از سطح دریا در جنوب استان آذربایجان غربی واقع شده است. منبع اصلی تغذیه منابع آب سطحی و زیرزمینی منطقه نزولات جوی می‌باشد. حوضه آبریز مهاباد روند جنوبی-شمالی دارد و دشت مهاباد که آبخوان اصلی مهاباد نیز در آن قرار دارد در شمال منطقه می‌باشد. آبخوان دشت مهاباد از نوع آزاد و جهت جریان آب زیرزمینی در آن عمدتاً از جنوب به شمال می‌باشد. بیلان هیدروژئولوژیکی دشت مهاباد به طور خلاصه در جدول (۱-۳) آورده شده است. در منطقه مهاباد هیچ گونه مطالعه هیدروژئولوژیکی در مورد سازندهای سخت و هم‌چنین ریولیت‌های مهاباد انجام نشده است، در نتیجه اطلاعاتی در این زمینه در دسترس نمی‌باشد.

جدول ۱-۳- بیلان هیدروژئولوژیکی دشت مهاباد (صالحی آذر، ۱۳۹۱)

ورودی‌های محدوده بیلان	(میلیون متر مکعب)	خروجی‌های محدوده بیلان	(میلیون متر مکعب)
نفوذ از پساب شرب و صنعتی	۱/۵۳	تبخیر از آبخوان	۲۱/۷۸
نفوذ از پساب کشاورزی	۵۰/۸۲	زهکشی آبخوان	۳۷/۹۶
نفوذ از جریان سطحی	۴/۴۷	جریان زیرزمینی خروجی	۰/۶۴
نفوذ از بارندگی	۱۰/۰۴	تخلیه و برداشت چاه	۱۱/۳۲
جریان زیرزمینی ورودی	۴/۸۴		
مجموع	۷۱/۷	مجموع	۷۱/۷
$\Delta V = 0$			



## فصل دوم:

### تئوری مطالب و مروری بر مطالعات گذشته درباره سازندهای سخت

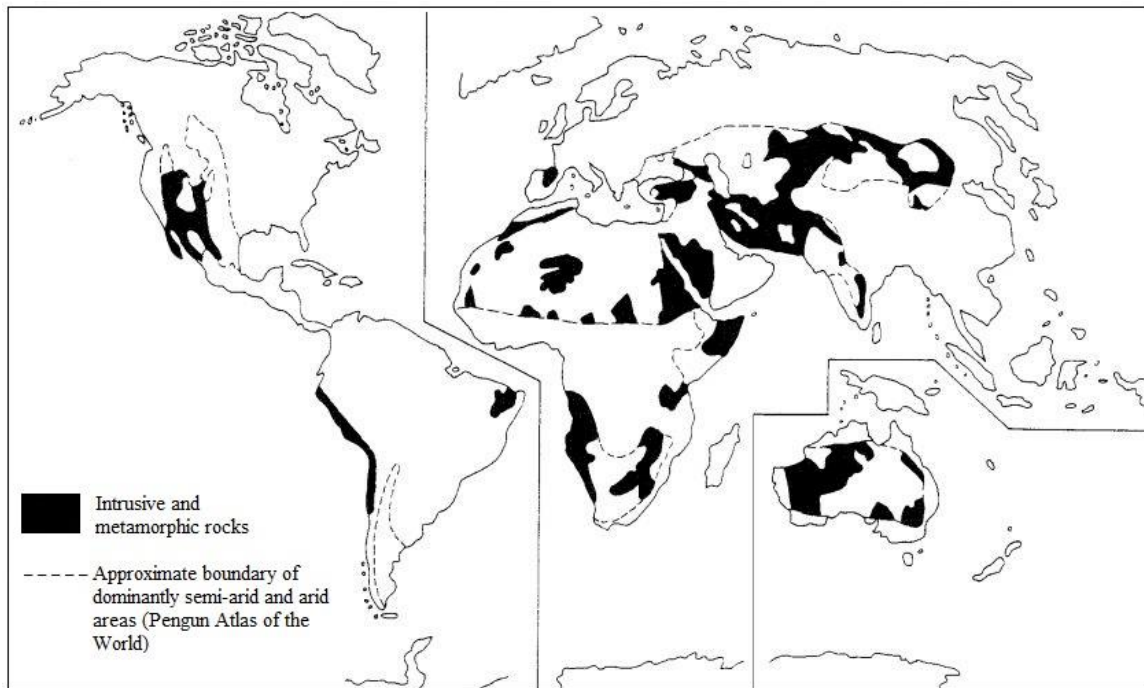
#### ۲-۱- مقدمه

امروزه افزایش جمعیت همراه با رشد روزافزون فعالیت‌های کشاورزی و صنعتی به منظور تأمین آب و غذا، موجب شده است که استفاده از منابع آب زیرزمینی به بالاترین میزان خود برسد. بنابراین شناسایی این منابع آبی از اهمیت بالایی برخوردار می‌باشد. آبخوان‌های موجود در سازندهای سخت یکنواختی موجود در آبخوان‌های آبرفتی را ندارند و ناهمگن و ناهمسو می‌باشند. بنابراین خصوصیات هیدروژئولوژیکی آبخوان‌های آبرفتی متفاوت از سازندهای سخت می‌باشد، به طوری که ذخیره و جریان آب در سازندهای سخت تابع درز و شکاف‌های سنگ می‌باشد. سازندهای سخت در ایران و به طور کلی در دنیا دارای گسترش قابل توجهی هستند که در صورت تغذیه مناسب، این سازندها می‌توانند به عنوان یک منبع و پتانسیل آبی مورد توجه قرار گیرند. با توجه به اینکه ۹/۷۳ درصد مساحت ایران را سازندهای سخت تشکیل می‌دهند، مطالعه هیدروشیمیایی این منابع ضروری به نظر می‌رسد (وطنخواه، ۱۳۸۰).

#### ۲-۲- خصوصیات سازندهای سخت

سازندهای سخت شامل محدوده وسیعی از سنگ‌های آذرین و دگرگونی هستند که همه آن‌ها از دیدگاه هیدروژئولوژیکی دارای دو ویژگی مشترک می‌باشند. ۱- تقریباً همه سازندهای سخت برخلاف سنگ‌های رسوبی

فاقد تخلخل اولیه می‌باشند. ۲- به علت وجود شکستگی و تأثیر فرایندهای هوازدگی همگی دارای تخلخل ثانویه می‌باشند (Larsson, 1984). سازندهای سخت آذرین و دگرگونی بخش‌های قابل توجهی از مناطق خشک و نیمه خشک دنیا را پوشانده‌اند (شکل ۲-۱).

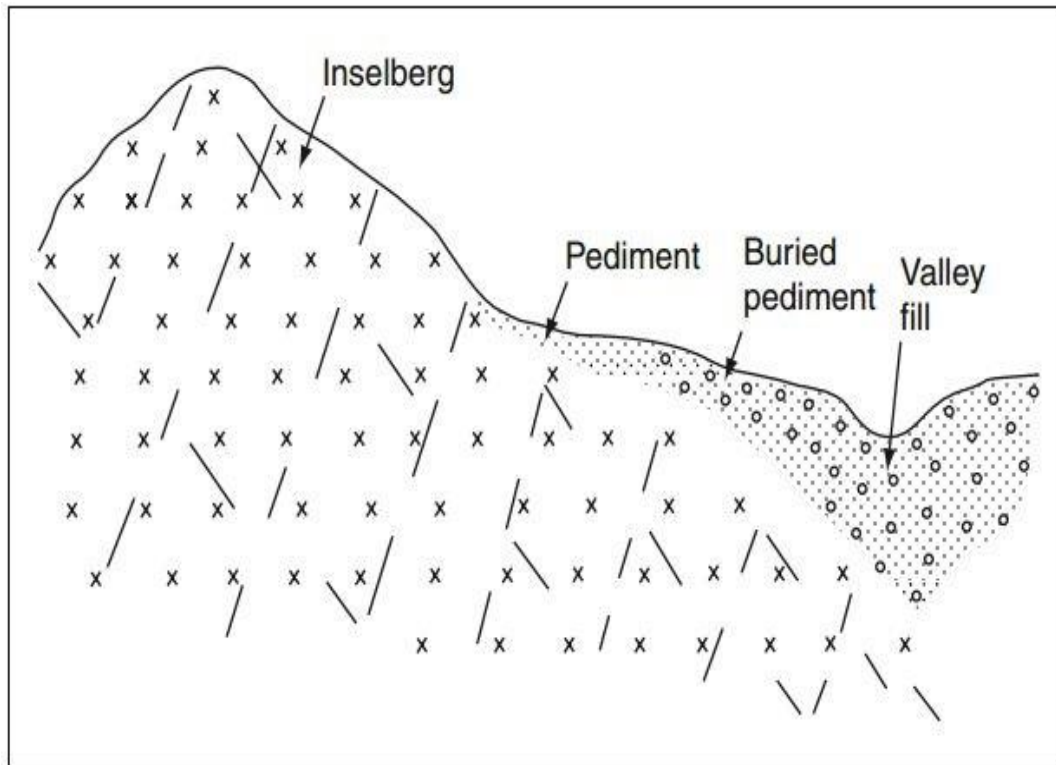


شکل ۲-۱- پراکندگی سازندهای سخت در مناطق خشک و نیمه خشک جهان (Uhl and Atobrah, 1987)

ظرفیت ذخیره، تخلخل اولیه و نفوذپذیری سازندهای سخت ناچیز و بیشتر در رابطه با شکستگی‌ها، درز و شکاف‌های سنگ می‌باشد که در اثر فرآیندهای هوازدگی و تکتونیک به طور قابل ملاحظه‌ای تغییر می‌یابند. تخلخل ثانویه ناشی از فعالیت‌های تکتونیک و هوازدگی امکان ذخیره و انتقال آب زیرزمینی را در این سنگ‌ها ایجاد می‌کند.

اشکال سطحی موجود در پهنه‌های سنگی شامل تپه‌های ساختاری (structural hills)، دشت کوهپایه‌ای (Pediment)، دشت کوهپایه‌ای مدفون (Buried Pediment)، رسوبات دره‌ای (Valley fills) و کوهک (Inselberg) می‌باشد (شکل ۲-۲). پتانسیل آب زیرزمینی در تپه‌های ساختاری و کوهک به دلیل سطح

تغذیه و نفوذپذیری کم سنگ‌ها پایین می‌باشد. دشت‌های کوهپایه‌ای از خاک و مواد هوازده تشکیل شده‌اند. پتانسیل آب زیرزمینی در آن‌ها خوب و مناسب برای چاه‌های دستی می‌باشند. رسوبات دره‌ای، مهم‌ترین اشکال سطحی موجود در پهنه‌های سنگی از نظر توسعه آب زیرزمینی می‌باشند. ضخامت رسوبات در این بخش زیاد و شامل رسوبات درشت و خرده‌های سنگی می‌باشد.



شکل ۲-۲- اشکال سطحی موجود در یک پهنه سنگی بلورین (Singhal and Gupta, 1999).

## ۱-۲-۲- خصوصیات تکتونیکی

یکی از مسائل مهم برای اکتشاف آب زیرزمینی در سازندهای سخت، شناخت سری‌های شکستگی دارای ظرفیت ذخیره می‌باشد. سنگ‌های دانه‌ریز مانند آپلیت‌ها، عموماً الگوی شکستگی متراکمی را نشان می‌دهند و طول شکستگی‌ها کوتاه می‌باشد. از طرف دیگر، سنگ‌های دانه‌درشت از قبیل گرانیت‌ها دارای

شکستگی‌هایی به طول ده‌ها و صدها متر می‌باشند که فاصله آن‌ها از یکدیگر زیاد است. بعضی سنگ‌ها مانند پگماتیت‌ها، چسبندگی ضعیفی بین بلورهای خود دارند، بنابراین، توده سنگ در برابر تنش وارده به راحتی شکننده خواهد بود. بسته به خصوصیات تکتونیکی محلی، سنگ‌های گرانیتی ممکن است به شدت شکسته شوند، در حالیکه در همان ناحیه سنگ‌های مافیک مانند دیوریت‌ها و گابروها شکستگی کمتری خواهند داشت (Larsson, 1984).

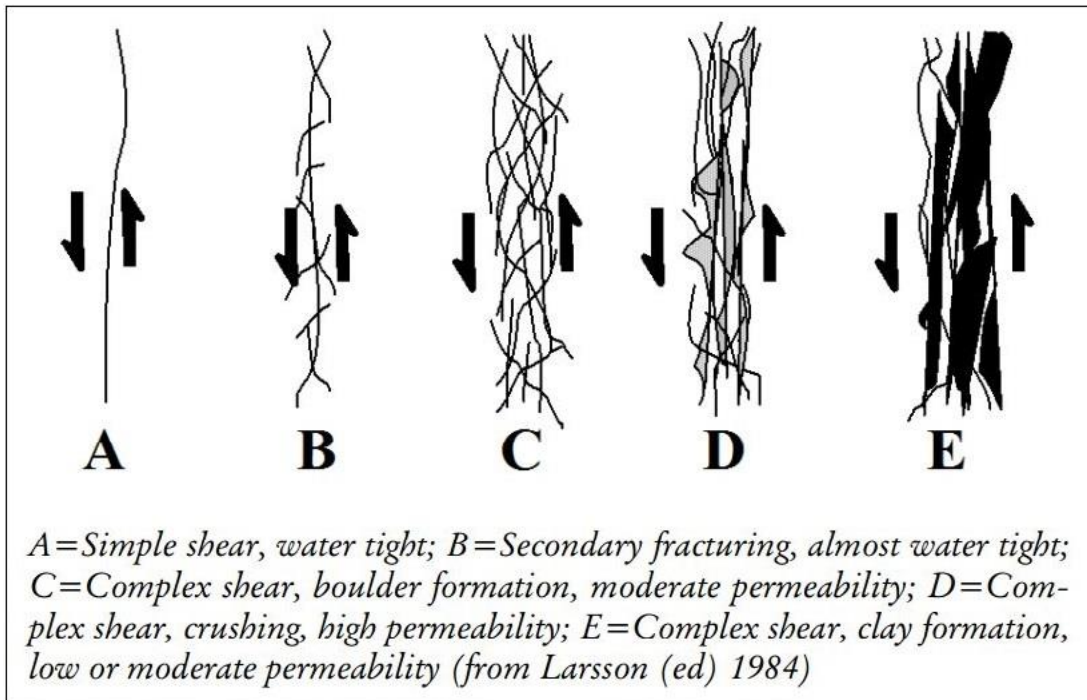
علاوه بر این، دایک‌ها نیز می‌توانند در تشخیص الگوی شکستگی کمک خوبی باشند، زیرا دایک‌ها در راستای تنش اصلی حداکثر و در میان بازشدگی‌های کششی نفوذ می‌کنند. بر اساس چنین شناختی می‌توان ظرفیت آبداری نسبی (Relative water-bearing capacity) انواع مختلف شکستگی‌ها را تخمین زد. شکستگی‌های موجود در سازندهای سخت از نظر هیدروژئولوژیکی شامل درزه‌های کششی، شکستگی‌های کششی و شکستگی‌های برشی می‌باشد (Larsson, 1984).

درزه‌های کششی به دلیل مقدار ذخیره کم، آبخوان‌های ضعیفی را تشکیل می‌دهند. شکستگی‌های کششی به عنوان لوله‌ها و مسیرهای زهکشی عمل می‌کنند. میزان بازشدگی شکستگی‌های کششی نسبتاً زیاد و دارای پتانسیل ذخیره بالایی هستند. مقدار ذخیره در شکستگی‌های برشی بستگی به میزان پیشرفت برش و تشکیل انواع مختلف کانی‌های رسی در محل شکستگی‌ها دارد (شکل ۲-۳).

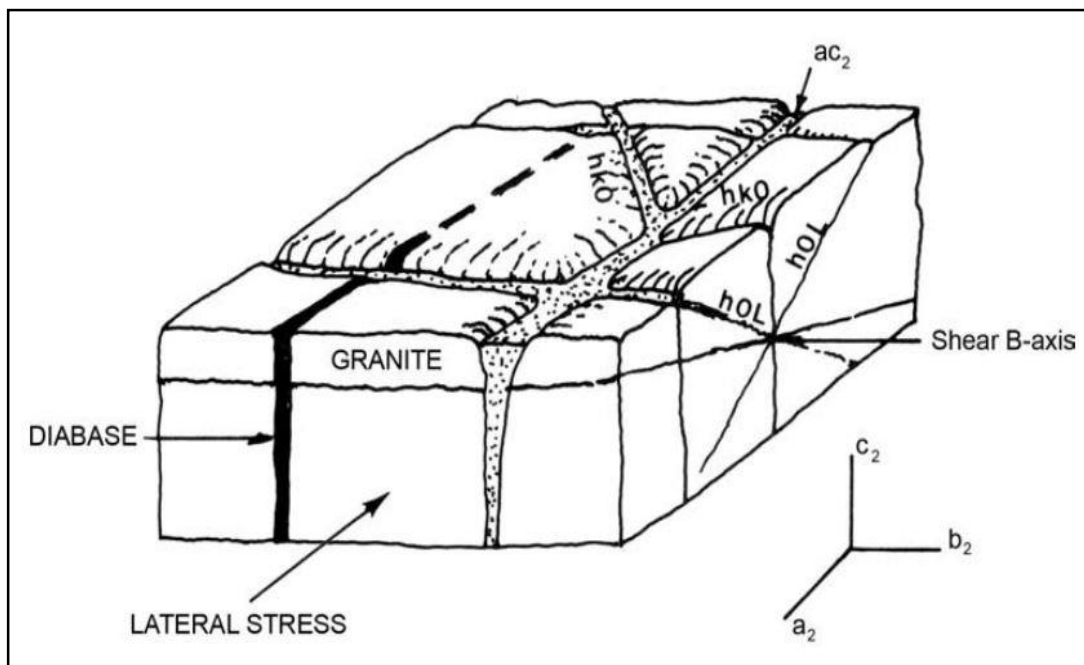
مطالعات لارسون (Larsson, 1984) در جنوب منطقه اسکاندیناوی در رابطه با مدل تکتونیکی ناحیه‌ای و ارتباط آن به آبدهی بخش‌های مختلف (شکل ۲-۴) نشان می‌دهد که بیشترین مقدار آبدهی مربوط به شکستگی‌های کششی ( $ac_2$ ) بوده و هم‌چنین متوسط آبدهی و حداقل آبدهی نیز به ترتیب به شکستگی‌های برشی ( $hk_0$ ) و فشارشی ( $h_0l$ ) مربوط می‌شود.

روهر (Rohr, 2003) با مطالعه سازندهای سخت متشکل از گنیس‌های پرکامبرین و گرانیت‌های پرمین در اسلو نورژ و بررسی آبدهی نشان داد که شکستگی‌های کششی منطقه عموماً نفوذپذیرتر از شکستگی‌های برشی می‌باشد، در نتیجه آبدهی شکستگی‌های کششی بیشتر می‌باشد.





شکل ۲-۳- شکستگی‌های برشی و تغییرات هیدروژئولوژیکی آنها (Larsson, 1984)



شکل ۲-۴- مدل تکتونیکی شکستگی‌های موجود در گرانیت کارلشامن (Karlshamn) اسکاندیناوی (Larsson, 1984)

هنریکسن و براتن (Henriksen and Braathen, 2006) با مطالعه بر روی تاثیر شکستگی و تنش‌های سنگ روی جریان آب زیرزمینی سازندهای سخت در سنگ‌های دگرگونی منطقه سانفجورد (Sunnfjord) غرب نروژ به این نتیجه رسیدند که در نواحی درز و شکافدار جریان آب زیرزمینی عمدتاً در طول شکستگی‌های موازی با بزرگترین تنش سنگ اتفاق می‌افتد. همچنین در منطقه تاثیر شکستگی‌ها، بیشترین پتانسیل استخراج و برداشت آب زیرزمینی مربوط به مکان‌هایی با شکستگی‌های فراوان می‌باشد.

آپایدین (Apaydin, 2010) در مطالعه ارتباط ساختارهای تکتونیکی روی جریان آب زیرزمینی منطقه بی‌پازاری (Beypazari) شمال غربی آناتولی ترکیه به این نتیجه رسید که ساختارهای تکتونیکی به ویژه شکستگی‌ها جریان آب زیرزمینی، بار هیدرولیکی و آبدهی چاه‌ها را کنترل می‌کنند.

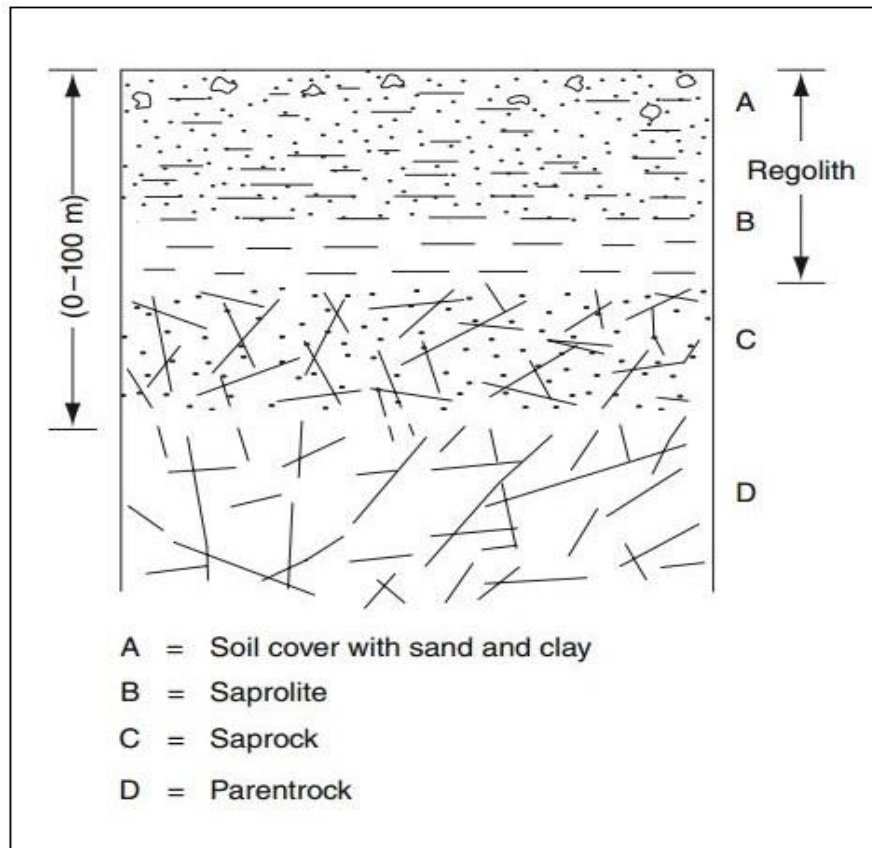
تسوما و انزوتا (Tessema and Nzotta, 2014) در بررسی پتانسیل آب زیرزمینی در شکستگی‌های موجود در سازندهای سخت متشکل از گرانیت، گنیس، گدازه‌های مافیک و دولومیت افریقای جنوبی بیان کردند که بهترین زون جهت پتانسیل آب زیرزمینی، زون با حداکثر تراکم شکستگی‌ها می‌باشد. در منطقه مورد نظر ۶۲ درصد چاه‌ها با آبدهی بالا داخل پی سنگ‌های کریستالین به تراکم شکستگی‌ها مرتبط بودند.

مطالعه انجام شده در رابطه با بررسی‌های مورفوتکتونیکی و ژئوفیزیکی در اکتشاف آب زیرزمینی در سازند سخت آتشفشانی - رسوبی در منطقه هوراند آذربایجان شرقی (خالقی و مؤید، ۱۳۸۸) حاکی از آن است که سازندهای فیلیشی و آتشفشانی-رسوبی در منطقه با سن پالئوسن - ائوسن (سازند مجیدآباد) تحت تاثیر فعالیت‌های تکتونیکی شدید قرار گرفته و مورفولوژی متأثر از عملکرد تکتونیک، تغییرات ثانویه در نفوذپذیری و قابلیت انحلال آن‌ها ایجاد کرده است. حفاری موفق و استخراج آب زیرزمینی با کیفیت بسیار مناسب، از زون خرد شده گسله هوراند و مسیل منطبق بر محور ناودیس پلانچدار در جنوب شرقی منطقه، نقش مورفوتکتونیک را در رخداد ذخیره آب زیرزمینی تایید نمود.

## ۲-۲-۲- هوازگی

به دگرگونی فیزیکی و شیمیایی سنگ‌ها و کانی‌ها در سطح زمین یا نزدیک آن هوازگی گفته می‌شود. این فرایند باعث خرد شدن سنگ‌ها و تجزیه و تغییراتی در کانی‌های اولیه و ثانویه می‌شود و آن‌ها را به حالت

پایدارتری در محیط خودشان می‌رساند. انواع هوازدگی شامل فیزیکی و شیمیایی است. هوازدگی فیزیکی شامل خرد شدن سنگ‌ها بدون تغییر شیمیایی و کانی‌شناسی است که در آن فقط سنگ‌ها به قطعات کوچک‌تر تقسیم می‌شوند. عوامل اصلی شکسته شدن سنگ‌ها، تنش‌های درون سنگ به علل نوسان دمای شب و روز، فشار ناشی از یخ زدن در سنگ‌ها، فشار حاصل از رشد بلورها، ته نشست محلول‌ها در درز و شکاف سنگ و رشد ریشه گیاه می‌باشند. هوازدگی شیمیایی شامل تغییر در ساختار شیمیایی و کانی‌شناختی سنگ‌ها می‌شود و فرآیندهای آن شامل اکسیداسیون و احیاء، آبگیری (هیدرولیز) و انحلال می‌باشد. شکل (۲-۵) پروفیل هوازده ایده‌آل پهنه‌های سنگی بلورین را نشان می‌دهد. لایه هوازده (Regolith) منبع مهم آب زیرزمینی در سازندهای سخت می‌باشد که ضخامت و وسعت آن وابسته به آب و هوا، توپوگرافی، لیتولوژی و پوشش گیاهی می‌باشد.



شکل ۲-۵- نیمرخ هوازده ایده‌آل در یک پهنه سنگی بلورین (Singhal and Gupta, 1999).

سرعت هوازدگی سنگ‌ها به عوامل زیادی بستگی دارد، از جمله این عوامل می‌توان به اندازه ذرات کانی‌های سازنده سنگ و آب و هوای محیط اشاره نمود. هر چقدر اندازه کانی کوچک‌تر باشد سطح مؤثر آن زیادتر بوده و در نتیجه سریع‌تر تحت تاثیر عوامل هوازدگی تجزیه می‌شود. جنس کانی‌های سازنده سنگ اثر بسیار مهمی در هوازدگی دارد، به عنوان مثال سنگ‌های گرانیتی بسیار مقاوم‌تر از سنگ مرمر هستند. ترتیب هوازدگی کانی‌های سیلیکاته مطابق ترتیب تبلور آن‌ها می‌باشد. کانی‌هایی که زودتر از همه متبلور می‌شوند (در درجه حرارت و فشارهای زیادتری بوجود می‌آیند)، نسبت به کانی‌هایی که بعداً متبلور می‌شوند در سطح زمین پایداری کمتری دارند، زیرا شرایط تشکیل آن‌ها با شرایط سطح زمین بسیار متفاوت است. عوامل آب و هوایی، به ویژه رطوبت اهمیت ویژه‌ای در سرعت هوازدگی سنگ‌ها دارد. بهترین محیط برای هوازدگی شیمیایی آب و هوای گرم و مرطوب است.

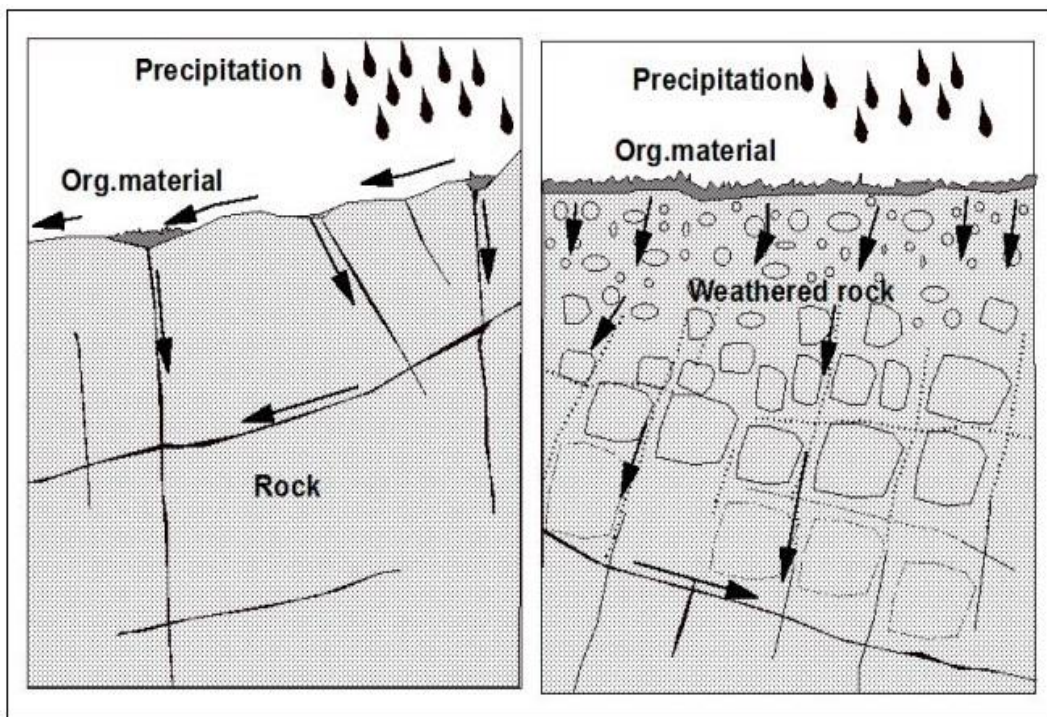
مطالعات موازنه جرمی قابل اعتمادترین روش برای تعیین نرخ هوازدگی کانی‌ها می‌باشد. نتایج حاصل از استفاده این روش در تفسیر مکانیسم‌ها و نرخ هوازدگی کانی‌ها در حوضه لوچ وال (Loch vale) کلرادو نشان می‌دهد که ۴۰ درصد از کاتیون‌ها مربوط به انحلال کلسیت می‌باشد. هوازدگی کربنات‌ها در این حوضه نتیجه دو فاکتور می‌باشد. ۱- در شرایط خنثی نرخ انحلال کلسیت ۶ برابر سریع‌تر از نرخ انحلال مشاهده شده مربوط به کانی‌های آلومینوسیلیکاته می‌باشد. ۲- نرخ بالای فرسایش مکانیکی در مناطق آلی به طور ممتد مواد تازه سنگ بستر را در برابر بارش قرار می‌دهد (Mast et al., 1990).

در مطالعات وایت و همکاران (White et al., 2000) نرخ متفاوت هوازدگی فلدسپارها در سنگ پوش‌های گرانیتی در حوضه تحقیقاتی کوه پانولا (Panola Mountain) از لحاظ کنترل‌های شیمیایی، حلالیت و نفوذپذیری هیدروژئولوژیکی مورد بررسی قرار گرفته است.

## ۲-۳- هیدروژئولوژی

آب زیرزمینی در سازندهای سخت در سیستم شکستگی‌های باز و لایه هوازده سطحی (regolith) ذخیره شده و جریان می‌یابد. لایه هوازده و شکستگی‌ها منابع اصلی تهیه آب زیرزمینی در سازندهای سخت

می‌باشند. در مناطق مرتفع و کوهستانی به دلیل فرسایش سریع، لایه هوازده تشکیل نمی‌شود و یا در صورت وجود ضخامت و گسترش آن خیلی کم می‌باشد، در نتیجه حرکت و ذخیره آب زیرزمینی در شکستگی‌های باز صورت می‌گیرد. در ارتفاعات کمتر و مناطق هموار از سازندهای سخت که لایه هوازده تشکیل و توسعه خوبی دارد، میزان تغذیه از بارش بیشتر و ذخیره و حرکت آب عمدتاً داخل لایه هوازده می‌باشد (شکل ۶-۲).



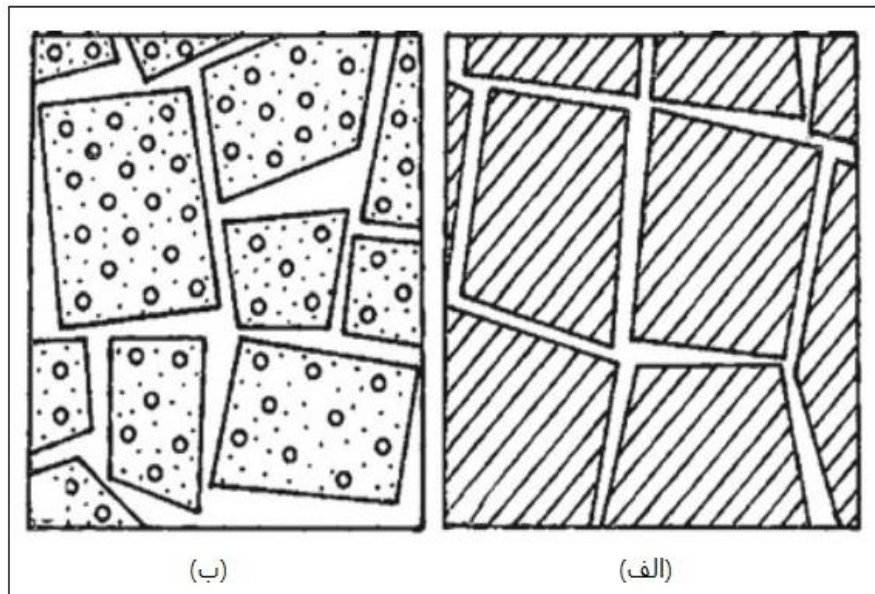
شکل ۶-۲- تغذیه آب زیرزمینی در سازندهای سخت (Thorne and Gascoyne, 1993)

### ۲-۳-۱- تخلخل

تخلخل مهمترین ویژگی سنگ‌ها است که آنها را قادر می‌سازد تا مقادیری از آب را در خود ذخیره نمایند. این پارامتر بر روی نفوذپذیری و هدایت هیدرولیکی سنگ‌ها اثر گذاشته و بنابراین سرعت آب زیرزمینی را کنترل می‌کند. سازندهای سخت بر اساس نوع تخلخل به سازندهای سخت با تخلخل یگانه و سازندهای سخت دارای تخلخل دوگانه تقسیم می‌شود. از آنجا که پتانسیل ذخیره و آبدهی سازندهای سخت به وجود



درزه‌ها و شکاف‌ها و درصد تخلخل سنگ زمینه بستگی دارد، در تدوین مدل‌های ریاضی ماهیت و نوع تخلخل معیار قرار گرفته و مدل‌هایی به نام (Single Porosity Models و Double Porosity Models) طراحی شده است. مدل‌های نوع تخلخل یگانه (شکل ۲-۷ الف) برای بررسی خصوصیات هیدرولیکی سازندهای سخت دارای یک شکستگی عمده (گسل) و یا یک درزه اصلی که عمودی یا افقی است، به کار برده می‌شود. مدل‌های نوع تخلخل دوگانه (شکل ۲-۷ ب) برای بررسی سازندهای سخت دارای تخلخل دوگانه به کار برده می‌شود. در این مدل‌ها سازند سخت شامل توده زمینه (Block matrix) با نفوذپذیری کم - ظرفیت ذخیره بالا و شکستگی‌ها با هدایت هیدرولیکی بالا - ظرفیت ذخیره کم در نظر گرفته می‌شود.



شکل ۲-۷- تخلخل موجود در سازندهای سخت (Singhal and Gupta, 1999)

### ۲-۳-۲- خصوصیات هیدرودینامیکی

برجسته‌ترین ویژگی هیدروژئولوژیکی سازندهای سخت دارای درز و شکاف، تغییرات زیاد در خصوصیات هیدرودینامیکی آن‌ها می‌باشد. از آن‌جا که این ویژگی‌ها به طور کامل توسط هندسه سیستم درزه‌ها کنترل می‌شود، تغییرات کم بازشدگی در حد ۰/۱ میلی‌متر نیز تأثیر زیادی بر روی خصوصیات هیدرودینامیکی

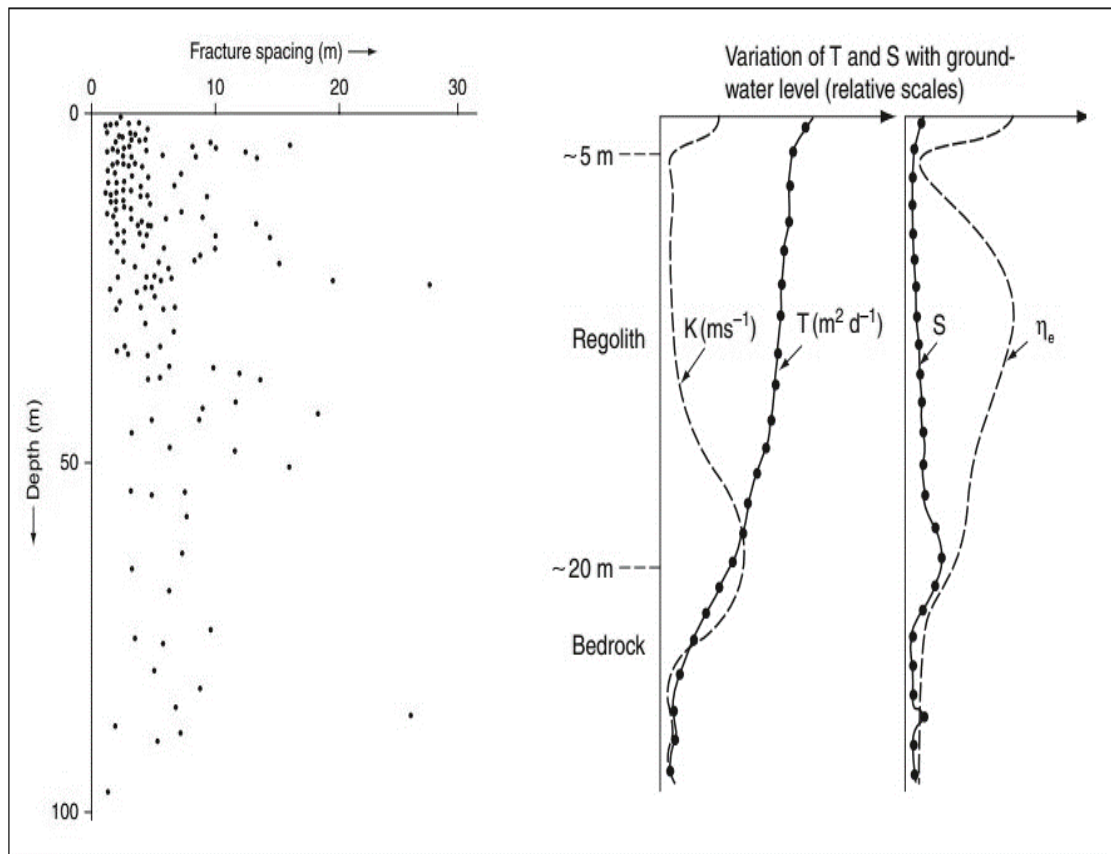
خواهد داشت. این تغییرات کم در اثر تغییر تنش و یا در اثر انحلال سیلیکاته درون شکستگی‌ها در طول زمان زمین‌شناسی به وجود می‌آید. خصوصیات هیدرودینامیکی آبخوان‌های موجود در سازندهای سخت درز و شکافدار متفاوت با آبخوان‌های آبرفتی می‌باشد (جدول ۱-۲). سازندهای سخت بر خلاف آبرفت‌ها همگن نمی‌باشند و خصوصیات هیدرودینامیکی آن‌ها تابع سیستم‌های درز و شکاف و شکستگی‌های سنگ می‌باشد که به صورت محلی تغییر می‌کند.

جدول ۱-۲ - مقایسه آبخوان‌های آبرفتی و سازندهای سخت درز و شکافدار (Singhal and Gupta, 1999)

<i>Aquifer Characteristics</i>	<i>Aquifer Type</i>	
	<i>Granular Rock</i>	<i>Fractured Rock</i>
Effective porosity	Mostly primary	Mostly secondary through joints, fractures etc.
Isotropy	More isotropic	Mostly anisotropic
Homogeneity	More homogeneous	Less homogeneous
Flow	Laminar	Possibly rapid and turbulent
Flow predictions	Darcy's law usually applies	Darcy's law may not apply, cubic law applicable
Recharge	Dispersed	Primarily dispersed with some point recharge
Temporary head variation	Minimal variation	Moderate variation
Water quality variation	Minimal variation	Greater variation

در سازندهای سخت تراکم درزه و شکستگی‌ها و فاصله ناپیوستگی‌ها به دلیل افزایش تنش‌ها از سطح به عمق کاهش می‌یابد. در نتیجه پارامترهای هیدرودینامیکی آبخوان ( $K$  و  $S, T$ ) نیز با افزایش عمق کاهش می‌یابند (شکل ۱-۲). نفوذپذیری سازندهای سخت خیلی کم می‌باشد و در سنگ‌های متراکم غیر شکسته

در اندازه ۱-۵ میلی داری می‌باشد. شکستگی‌ها نفوذپذیری را افزایش می‌دهند به طوری که قابلیت نفوذپذیری شکستگی‌ها می‌تواند به ۱۰۰ و حتی ۱۰۰۰ میلی داری برسد.



شکل ۲-۸- تغییرات خواص هیدرولیکی و فاصله شکستگی‌ها نسبت به عمق (Singhal and Gupta, 1999)

جدول (۲-۲) مقادیر هدایت هیدرولیکی و نفوذپذیری مواد مختلف زمین‌شناسی را نشان می‌دهد. حداکثر مقدار مربوط به گراول‌ها و حداقل آن در سنگ‌های توده‌ای بلورین می‌باشد. ضریب ذخیره و آبدهی ویژه سازندهای سخت کم می‌باشد.

آبدهی این تشکیلات با افزایش عمق کاهش می‌یابد. حداکثر آبدهی در امتداد محور دره‌ها، در ارتباط با شکستگی‌های اصلی و بزرگ و حداقل آن در ارتفاعات می‌باشد (Freeze and Cherry, 1979).



جدول ۲-۲- محدوده تغییرات هدایت هیدرولیکی و نفوذپذیری انواع مختلف مواد زمین‌شناسی

(Singhal and Gupta, 1999)

Hydraulic conductivity, K (ms <sup>-1</sup> )	1	10 <sup>-1</sup>	10 <sup>-2</sup>	10 <sup>-3</sup>	10 <sup>-4</sup>	10 <sup>-5</sup>	10 <sup>-6</sup>	10 <sup>-7</sup>	10 <sup>-8</sup>	10 <sup>-9</sup>	10 <sup>-10</sup>	10 <sup>-11</sup>	10 <sup>-12</sup>	10 <sup>-13</sup>	
Permeability, k (darcy)	10 <sup>5</sup>	10 <sup>4</sup>	10 <sup>3</sup>	10 <sup>2</sup>	10	1	10 <sup>-1</sup>	10 <sup>-2</sup>	10 <sup>-3</sup>	10 <sup>-4</sup>	10 <sup>-5</sup>	10 <sup>-6</sup>	10 <sup>-7</sup>	10 <sup>-8</sup>	
Relative values	Very high			High		Moderate			Low			Very low			
Representative materials															
Unconsolidated deposits															
Gravel	←→														
Clean sand	←→														
Silty sand		←→													
Clay till (often fractured)			←→												
Rocks															
Shale & siltstone (unfractured)												←→			
Shale & siltstone (fractured)												←→			
Sandstone												←→			
Sandstone (fractured)												←→			
Limestone & dolomite												←→			
Karst limestone & dolomite												←→			
Massive basalt												←→			
Vesicular & fractured basalt												←→			
Fractured & weathered crystalline rock												←→			
Massive crystalline rock												←→			

زارعی و همکاران (۱۳۸۴) در بررسی‌های انجام شده برای برآورد ضریب تراوایی معادل سازندهای سخت درز و شکاف‌دار با استفاده از مدل شبیه‌سازی شبکه شکستگی‌های توده سنگی بیان کردند که رفتار هیدرولیکی یک توده سنگی درز و شکاف‌دار توسط هندسه درزه‌ها کنترل می‌شود.

مکاری‌منشادی و مهدوی (۱۳۹۳) در تحقیقی با عنوان بررسی هیدروژئولوژیک آبخوان‌های درز و شکافی در سازند سخت شرق دریاچه ارومیه، امکان تشکیل آبخوان‌های مناسب را مورد بررسی قرار دادند. در این مطالعه مناسب‌ترین گروه هیدروژئولوژیک از نظر آبدهی ویژه گروه کربناته و سپس ولکانیک و بعد از آن سازندهای گروه آواری و بلورین تعیین گردید.

پیچ و همکاران (Page et al., 1984) در مطالعه‌ای بر روی گرانیت‌ها و متاولکانیک‌های درز و شکاف‌دار جنوب‌غربی نوادا در کالیفرنیا و بررسی خصوصیات آب زیرزمینی و آبدهی آن‌ها بیان کردند که عمده آب

زیرزمینی منطقه در شکستگی‌های سنگ تا عمق ۷۰ متری می‌باشد. در منطقه مورد نظر نفوذپذیری و آبدهی با افزایش عمق کاهش می‌یابد و از عمق ۷۰ متری به پایین ناگهانی کم می‌شود.

نتایج حاصل از مطالعات انجام شده بر روی تغییرات هدایت هیدرولیکی به روش صحرایی کلاسیک در سازندهای سخت توسط گوستافسون و کرسنی (Gustafson and Karasny, 1994) نشان می‌دهد که هدایت هیدرولیکی معمولاً تا چندین برابر در یک نوع سنگ در فواصل کوتاه تغییر می‌کند. علت این است که زمینه این سنگ‌ها عامل اصلی برای انتقال آب زیرزمینی نمی‌باشد، بلکه سیستم شکستگی‌ها و شکاف‌ها هستند که مسیرهای هیدرولیکی را در توده سنگ ایجاد می‌کنند.

ماریچال و همکاران (Marechal et al., 2010) با انجام آزمون‌های پمپاژ در چندین چاه و بررسی ناهمگنی عمودی هدایت هیدرولیکی در لایه‌های درز و شکافدار گرانیت ماهش‌ورام (Maheshwaram) هند به این نتیجه رسیدند درزه‌ها و ترک‌های با منشأ هوازدگی، نقش اصلی در پارامترهای هیدرولیکی آبخوان دارند. نفوذپذیری افقی ۲-۳۰ برابر بزرگتر از نفوذپذیری عمودی می‌باشد که با مشاهدات زمین‌شناسی منطقه نیز سازگار می‌باشد، به طوری که پروفیل گرانیت هوازده حاوی شکستگی‌های نیمه افقی می‌باشد.

الهاگ و الزین (Elhag and Elzien, 2013) در بررسی کنترل‌های ساختاری در تشکیل و جریان آب زیرزمینی در پی سنگ بلورین منطقه ال عبید (El obeid) غرب سودان به این نتیجه رسیدند زون‌های هوازده درز و شکافدار آبخوان‌های منطقه را تشکیل داده‌اند. شکستگی‌های کششی نیمه عمودی ذخیره و چرخش آب زیرزمینی را تسهیل کرده‌اند. آبدهی متوسط منطقه ۵۰۰ گالن بر ساعت می‌باشد که در سیستم‌های گسلی و درز و شکافدار منطقه میزان آبدهی به ۲۰۰۰ گالن بر ساعت می‌رسد.

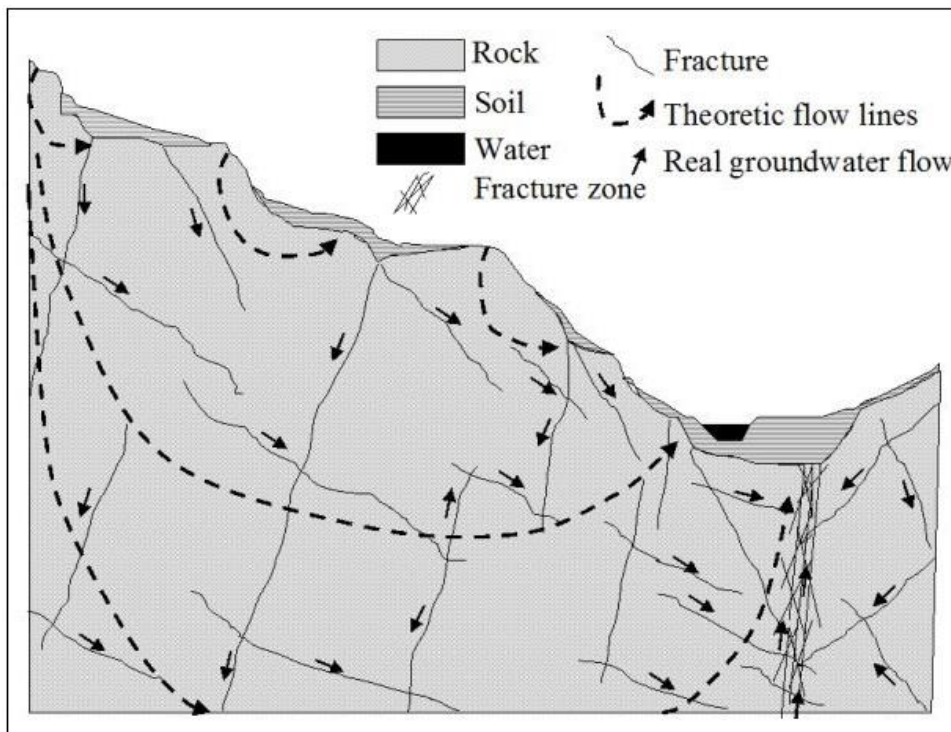
جردن (Jordan, 2013) در برآورد پارامترهای آبخوان با استفاده از آزمون‌های آبخوان و داده‌های ظرفیت ویژه منطقه سدار (Cedar) ایالت یوتا به این نتیجه رسید که آبخوان دارای تخلخل دوگانه می‌باشد. هدایت هیدرولیکی بالا در شبکه شکستگی‌ها و هدایت هیدرولیکی پایین در بلوک‌های زمینه سنگ می‌باشد.

کومار و همکاران (Kumar et al., 2014) در ارزیابی پتانسیل آب زیرزمینی سازندهای سخت حوضه چیتار (Chittar) هند نشان دادند که ضخیم‌ترین بخش سنگ‌های هوازده و دارای درز و شکاف در غرب منطقه و

شامل سنگ‌های شانونیکیت می‌باشد. بیشترین ضخامت اشباع و حداکثر آبدهی نیز در منطقه مذکور می‌باشد. هم‌چنین میزان افت پایین و جبران افت و بازیابی آن بالا می‌باشد که می‌تواند ناشی از تخلخل ثانویه بالا، ضخامت زیاد بخش هوازده و شکستگی‌های سنگ باشد. قسمت مرکزی و غرب منطقه مورد نظر جهت توسعه آب زیرزمینی مناسب ارزیابی شد.

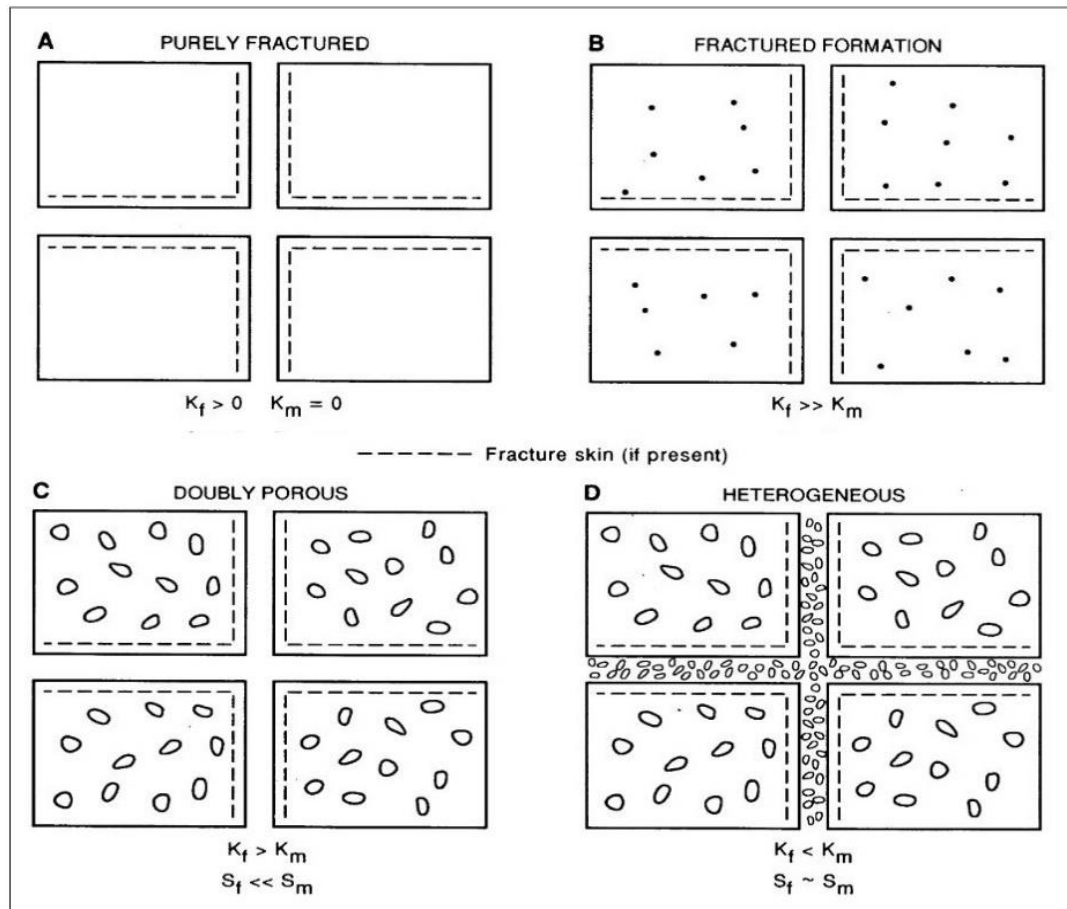
### ۳-۳-۲- جریان در سازندهای سخت

شبکه شکستگی‌ها به عنوان مجاری اصلی عبور آب زیرزمینی در توده‌های سنگی فاقد نفوذپذیری اولیه محسوب می‌شود. بنابراین اولین گام در بررسی جریان در یک توده سنگی درز و شکافدار تهیه مدل شبکه شکستگی‌ها است که به روش آماری و بر اساس خصوصیات هندسی درزه‌ها شامل جهت، فراوانی، طول اثر و بازشدگی درزه‌ها انجام می‌گیرد. شکل (۲-۹) الگوی جریان در سازندهای سخت را نشان می‌دهد.



شکل ۲-۹- الگوی جریان در سازندهای سخت (Olofsson, 1994)

تشکیلات سنگی درز و شکافدار بسته به تخلخل و نفوذپذیری شکستگی‌ها و بلوک‌های ماتریس به صورت (۱) محیط کاملاً درز و شکافدار (Purely Fractured)، (۲) محیط تخلخل دوگانه (Doubly Porous) و (۳) محیط هتروژن (Heterogeneous) طبقه‌بندی می‌شوند (شکل ۲-۱۰). تخلخل و نفوذپذیری محیط کاملاً درز و شکافدار فقط در ارتباط با شکستگی‌های باز می‌باشد و بلوک‌ها نفوذ ناپذیر می‌باشند. در محیط تخلخل دوگانه شکستگی‌ها نقش اصلی در جریان آب زیرزمینی دارند، ولی بلوک‌های زمینه نیز مؤثر می‌باشند. در محیط هتروژن شکستگی‌ها با رس یا مواد سیلتی پر می‌شوند که در این حالت نفوذپذیری شکستگی‌ها به طور قابل ملاحظه‌ای کاهش می‌یابد.



شکل ۲-۱۰- طبقه‌بندی هیدروژئولوژیکی محیط‌های سنگی درز و شکافدار (Streltsova, 1975)

(f: fracture , m: matrix ، و ضریب ذخیره، K و S به ترتیب هدایت هیدرولیکی و ضریب ذخیره،

اگر جریان هیدرولیکی در یک شکستگی را با جریان بین دو صفحه موازی (مانند یک درزه یا شکستگی با فرض صاف بودن جدار و ثابت بودن بازشدگی) مشابه باشد، قانون دارسی برای جریان در یک شکستگی به صورت زیر می‌باشد:

$$V = K_f \quad \text{رابطه ۱-۲}$$

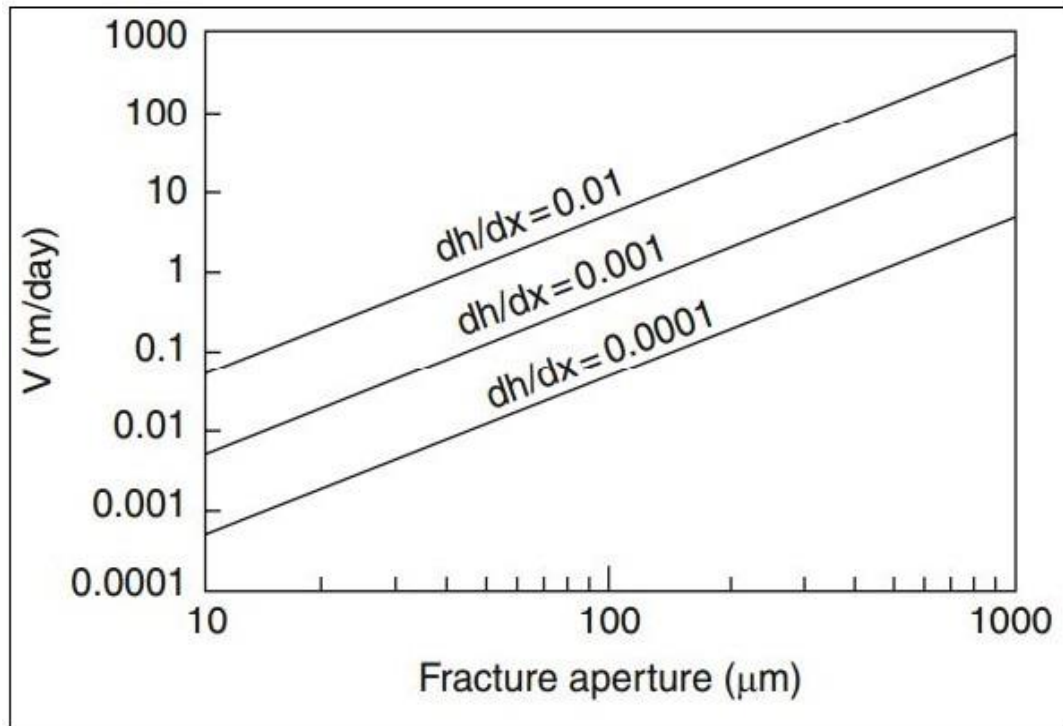
$K_f$  هدایت هیدرولیکی و  $k$  نفوذپذیری شکستگی می‌باشند:

$$K_f = \frac{\gamma a^2}{\mu 12} \quad , \quad k = \frac{a^2}{12} \quad \text{رابطه ۲-۲}$$

$a$  عرض شکستگی‌ها،  $\gamma$  وزن مخصوص و  $\mu$  ویسکوزیته آب می‌باشد. نرخ جریان حجمی بر واحد عرض شکستگی‌ها از رابطه ۲-۳ به دست می‌آید. این رابطه که به قانون مکعب معروف است، برای جریان خطی از میان دیواره‌های شکستگی موازی با سطوح صاف معتبر می‌باشد.

$$Q_f = \left( \frac{\gamma a^3}{12 \mu} \right) I \quad \text{رابطه ۳-۲}$$

با توجه به روابط بالا عرض شکستگی‌ها در میزان هدایت هیدرولیکی و هم‌چنین سرعت آب زیرزمینی در سازندهای سخت بسیار موثر می‌باشد. عرض شکستگی‌ها در سازندهای سخت اغلب کمتر از ۱ میلی‌متر می‌باشد. شکل (۲-۱۱) تغییرات سرعت آب زیرزمینی را با توجه به عرض شکستگی‌ها نشان می‌دهد. با توجه به شکل حتی در شیب‌های هیدرولیکی کوچک، سرعت آب زیرزمینی در شکستگی‌های مجزا در مقایسه با محیط‌های متخلخل خیلی بالا می‌باشد.



شکل ۲-۱۱- سرعت آب زیرزمینی در شکستگی‌های منفرد در سازندهای سخت (Novakowski et al., 2007)

نتایج حاصل از بررسی‌های سامانی و همکاران (۱۳۸۴) در رابطه با ارزیابی هیدروژئولوژیکی آبخوان سازند سخت مس سرچشمه حاکی از این است که با توجه به تجزیه و تحلیل داده‌های پمپاژ آبخوان مس سرچشمه به کمک منحنی‌های لگاریتمی و نیمه‌لگاریتمی افت-زمان و هم‌چنین منحنی مشتق افت-زمان، این آبخوان به صورت یک آبخوان تخلخل دوگانه رفتار می‌کند. به عبارت دیگر رژیم جریان دارای سه مرحله است. در مرحله اولیه پمپاژ جریان از نوع شعاعی و منعکس‌کننده حضور درز و شکاف‌ها در سازند سخت می‌باشد. این جریان روی منحنی نیمه‌لگاریتمی به صورت یک خط مستقیم و شیب‌دار و بر روی منحنی مشتق افت-زمان به صورت یک خط افقی ظاهر می‌شود. در مرحله میانی جریان میان تخلخلی (Interporosity flow) برقرار می‌گردد که روی منحنی نیمه‌لگاریتمی متمایل به افق می‌شود و بر روی منحنی مشتق به صورت یک فرورفتگی ظاهر می‌شود. در مرحله بعدی بین دو تخلخل تعادل برقرار شده و جریان شعاعی شکل می‌گیرد که روی منحنی نیمه‌لگاریتمی به صورت یک خط مستقیم شیب‌دار و بر روی منحنی مشتق به

صورت یک خط افقی نمود پیدا می‌کند. این مرحله در بعضی از چاه‌ها به علت حضور مرز غیرقابل نفوذ (دایک‌ها) دارای شیب تندتر می‌شود. طبق نظر این محققین با توجه به مطالب فوق صحیح نیست برای تجزیه و تحلیل داده‌های پمپاژ و محاسبه پارامترهای هیدرولیکی آبخوان‌های سازند سخت از روش‌هایی که در آبخوان‌های آبرفتی مرسوم است، استفاده شود.

## ۲-۴- هیدروشیمی سازندهای سخت

کیفیت شیمیایی آب در سنگهای بلورین معمولاً خوب است، مگر در مناطق خشک که مواد محلول ممکن است در محل تغذیه به علت تبخیر تغلیظ شوند. سازندهای سخت به دلیل پوشش سطحی کم در مقایسه با آبخوان‌های آبرفتی بیشتر در معرض آلودگی قرار دارند (Davis and Dewiest, 1966).

سنگهای آذرین و دگرگونی در حالت کلی فاقد تخلخل اولیه و نفوذ ناپذیر می‌باشند، ولی در صورت ایجاد تخلخل ثانویه (شکستگی‌ها، درز و شکاف) در اثر عوامل مختلف تکتونیکی، هوازگی و انحلال معمولاً از نفوذپذیری بالایی برخوردار می‌شوند و می‌توانند آبخوان‌های خوبی را به وجود بیاورند. به طور کلی آب زیرزمینی در سازندهای سخت (سنگهای آذرین و دگرگونی) عمدتاً از طریق شکستگی‌ها جریان می‌یابد. بنابراین به علت برخورد کم بین آب و زمینه سنگ و هوازگی کم سیلیکات‌ها دارای TDS پایینی هستند (Matthess and Harvey, 1982).

## ۲-۴-۱- ترکیب شیمیایی آب زیرزمینی در سازندهای سخت

ترکیب شیمیایی آب زیرزمینی به نوع کانی و ژئوشیمی سنگ مادر بستگی دارد. کانی‌های اصلی سنگ‌های آذرین و دگرگونی عموماً کوارتز و کانی‌های آلومینوسیلیکاته از قبیل فلدسپارها و میکاها هستند. فلدسپارها و میکاها در تماس با آب‌های دارای دی‌اکسید کربن ( $CO_2$ ) طی انحلال نامتجانس (Incongruent) به کانی‌های رسی تبدیل و کاتیون‌های کلسیم، منیزیم، سدیم و پتاسیم به داخل آب آزاد می‌شوند. فراوانی و



تحرك ژئوشیمیایی عناصر نقش مهمی در ترکیب شیمیایی آب زیرزمینی دارند. ترکیب شیمیایی آب زیرزمینی سازندهای سخت شامل کاتیون‌های سدیم، پتاسیم، منیزیم و کلسیم و آنیون‌های کلر، سولفات، نترات و بی‌کربنات و هم‌چنین جزء مولکولی اسید سیلیسیک ( $H_4SiO_4$ ) می‌باشد. آنیون بی‌کربنات از سه منشا وارد آب زیرزمینی می‌شود. مقداری از آن از طریق انحلال کانی کلسیت و مقدار جزئی از آن همراه با بارش، به صورت محلول در آب زیرزمینی یافت می‌شود. بخش عمده بی‌کربنات ناشی از انحلال گاز کربنیک موجود در منطقه غیر اشباع آبخوان می‌باشد. مهمترین منبع ورود یونهای کربنات و بی‌کربنات به آبهای زیرزمینی، وجود دی‌اکسیدکربن در آب و حضور سنگهای کربناته است. دی‌اکسیدکربن در اثر انحلال در آب و سنگهای کربناته در اثر تجزیه توسط اسیده‌ها، یون بی‌کربنات تولید می‌کند. هوازدگی کانیهای سیلیکاته موجود در سنگ نیز ممکن است منبع بی‌کربنات در نظر گرفته شود (Gastmans et al., 2010).

میزان یون کلر در سازندهای سخت معمولاً کم می‌باشد. عمده کلر منشا خارجی داشته و می‌تواند در رابطه با آب دریا باشد. یون کلر بیشتر به صورت نمک‌های سدیم و منیزیم با حلالیت بالا در آب وجود دارد. میزان این یون از فاکتورهای اصلی و تعیین‌کننده در مصارف گوناگون به خصوص برای شرب به شمار می‌رود. منبع رایج کلر هالیت، نفوذ آب دریا، شورابه‌ها و چشمه‌های داغ می‌باشد (Hounslow, 1995). کلر ممکن است در اثر شستشوی نمک‌های قابل حل نهشته‌شده در خاک به سبب نرخ تبخیر بالا وارد آب زیرزمینی شود. غلظت بالای کلر در آب زیرزمینی می‌تواند در رابطه با هوازدگی کانی‌ها، کودهای شیمیایی و مخازن فاضلاب باشد (Al-Ahmadi, 2013).

منشأ مهم سولفات در آب‌های زیرزمینی ژئوپس می‌باشد. با این حال سولفات می‌تواند در نتیجه تجزیه و شکست مواد ارگانیکی، حضور سولفات قابل شستشو در محصولات کشاورزی و کودها، مدفوع حیوانات و اکسیداسیون مواد معدنی سولفاته وارد سیستم آب زیر زمینی شود (Samoorthy et al., 2008). در حالت کلی یک منشأ احتمالی کلرید و سولفات انحلال نمک‌های کلریدی و سولفاته موجود در درز و شکاف‌های سنگ می‌باشد. علت حضور این نمک‌ها در درز و شکاف‌های سنگ می‌تواند تغلیظ آب باران و برف در اثر



تبخیر آبخوان سطحی، شستشوی این نمک‌ها از تشکیلات اطراف و رسوب‌گذاری آن‌ها در درز و شکاف سنگ باشد.

کلسیم عنصری رایج در اکثر آب‌های طبیعی می‌باشد که در سختی آب نیز شرکت می‌کند. منشأ کلسیم در آب زیرزمینی مخصوصاً در سنگ‌های رسوبی، کلسیت، دولومیت، آراگونیت، ژیپس و انیدریت می‌باشد (Obiefuna and Sheriff, 2011). کلسیم در سنگ‌های آذرین ممکن است از کانی‌های پلاژیوکلاز (آنورتیت)، پیروکسن (دیوپسید) و آمفیبول باشد (Al-Ahmadi, 2013).

منیزیم در تمامی آب‌های طبیعی حضور دارد و عاملی مهم در سختی آب می‌باشد. مهم‌ترین منابع منیزیم در سنگ‌های رسوبی، دولومیت و در سنگ‌های آذرین، اولوین، بیوتیت و هورنبلند و در سنگ‌های دگرگونی، تالک، دیوپسید و سرپانتین می‌باشد. معمولاً همراه با کلسیت، منیزیم وجود دارد. با توجه به فراوانی کلسیت، مقدار کلسیم در آب‌های زیرزمینی اغلب بیش از منیزیم است. دلیل دیگر فراوانی کم منیزیم نسبت به کلسیم این است که انحلال کانی‌های غنی از منیزیم به کندی صورت می‌گیرد. عمده‌ترین منبع حاوی مقادیر بالای منیزیم (Mg) دولومیت می‌باشد. هم‌چنین منیزیم ناشی از سیلیکات‌های الیوین، پیروکسن (دیوپسید)، آمفیبول و میکا می‌باشد (Hounslow, 1995).

سدیم در آب زیرزمینی ممکن است از حالت، آب دریا، شورابه‌ها، برخی سیلیکات‌ها و بعضی از کانی‌های کمیاب منشأ گرفته باشد. معمول‌ترین سیلیکات‌های سدیک شامل پلاژیوکلاز است که از آلبیت تا نفلین تغییر می‌کند. سدیم هم‌چنین در نتیجه تبادل یونی به وجود می‌آید، وقتی که رس‌های حاوی سدیم با کلسیم و منیزیم واکنش دهند که به این واکنش نرم‌شدگی طبیعی گفته می‌شود (Hounslow, 1995). مقادیر بالای یون سدیم به احتمال زیاد از انحلال فلدسپات‌ها به خصوص آلبیت می‌باشد. در سنگ‌های آذرین کانی‌های دربردارنده سدیم شامل آلبیت، فلدسپارهای پلاژیوکلاز، نفلین و سودالیت هوازده می‌باشد، که سدیم به صورت محصول اولیه آزاد می‌شود (Biswajeet Pradhan et al., 2011).

در آب‌های زیرزمینی موجود در سنگ‌های بلورین و ولکانیکی، آنیون و کاتیون غالب به ترتیب بی‌کربنات و کلسیم می‌باشد، البته در ریولیت‌ها اکثراً سدیم بر کلسیم غلبه دارد. مقدار کل مواد جامد حل شده آب‌های

زیرزمینی در هر دو دسته از سنگ‌های بلورین و ولکانیکی عموماً کمتر از ۳۰۰ میلی‌گرم بر لیتر می‌باشد. آب‌های زیرزمینی موجود در سنگ‌های ولکانیکی نسبت به سنگ‌های بلورین محتوای جز ملکولی سیلیس ( $\text{SiO}_2$ ) بیشتری دارند (جدول ۲-۳).

سنگ‌های آذرین بیرونی به علت تخلخل بالا، بیشتر در معرض هوازدگی قرار می‌گیرند. کیفیت شیمیایی آب در این سنگ‌ها معمولاً خوب است (Davis and Dewiest, 1966). به طور کلی آب زیرزمینی در این سنگ‌ها از نوع  $\text{Ca-Mg-HCO}_3$  است. در سنگ‌های ولکانیک اسیدی (ریولیتها) آب زیرزمینی غلظت بالایی از  $\text{SiO}_2$  و Na دارد و آب از نوع  $\text{Na-HCO}_3$  است (Littleton and Crosthwaite, 1957). سنگ‌های ولکانیکی به علت تراوایی بسیار زیاد (درز و شکافها) و پوشش سطحی نازک مستعد آلودگی‌های بیولوژیکی هستند (Davis and Dewiest, 1966).

بازالتها عمدتاً حاوی کانیهای غنی از کلسیم و منیزیم می‌باشند، بنابراین آب‌های زیرزمینی در بازالتها مقدار بالایی از عناصر قلیایی خاکی و مقدار کمتری قلیایی دارد. معمولاً TDS کمتر از ۵۰۰ میلی‌گرم بر لیتر است (جدول ۲-۳). در بین آنیونها  $\text{HCO}_3$  نسبت به Cl و  $\text{SO}_4$  غالب می‌باشد. pH معمولاً بین ۶/۷ تا ۸/۵ و مقدار سیلیس بالا (بیش از ۳۰ میلی‌گرم بر لیتر) است (Singhal and Gupta, 1999).

سنگ‌های آذرین الترامافیک (دونیت و پریدوتیت) عمدتاً از کانیهای سیلیکات فرومنیزین (الیوین و پیروکسن) تشکیل یافته‌اند. بنابراین مقدار منیزیم در این سنگ‌ها کاملاً بالاست. اگرچه سنگ‌های مافیک و الترامافیک دارای مقدار کمی کوارتز هستند و مجموع سیلیس کمتری از سنگ‌های اسیدی (گرانیت) دارند، ممکن است مقدار سیلیس حل شده در آب زیرزمینی به دلیل ناپایداری کانیهای تشکیل دهنده، بالا باشد. در مناطقی که سنگ‌های ولکانیک نفوذپذیری بالایی دارند، امکان آلودگی آب زیرزمینی بسیار زیاد است.

سنگ‌های دگرگونی درجه پایین (فیلیت و اسلیت) از تخلخل بالا، ولی نفوذپذیری کمی برخوردارند. بنابراین به علت برخورد زیاد آب زیرزمینی با زمینه سنگ، غلظت مواد محلول بیشتر از سنگ‌های دگرگونی درجه بالا مثل گرانولیت و گنیس است.

جدول ۲-۳- خواص شیمیایی آب‌های زیرزمینی در انواع مختلف سنگ‌های بلورین و ولکانیکی (مقادیر بر حسب میلی‌گرم بر لیتر) (Singhal and Gupta, 1999)

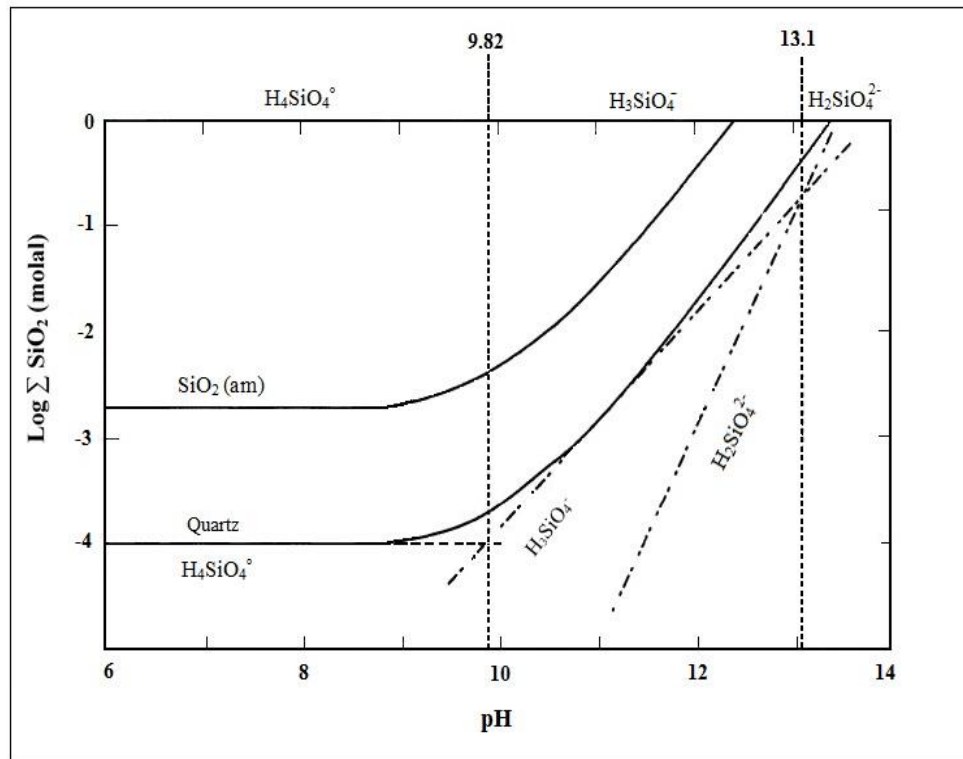
Crystalline rocks											
Rock Type	TDS	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>	Fe	SiO <sub>2</sub>	Location
Granite	223	27	6.2	9.5	1.4	5.2	32	93	1.6	39	Maryland, USA <sup>a</sup>
Granite gneiss	137	28	1.9	6.8	4.2	1.0	1.4	121	2.7	31	Baltimore, USA <sup>b</sup>
Granite	340	11	1.22	98	0.59	1.51	25.2	39.7	0.02	8.3	Czech Republic <sup>c</sup>
Diorite	347	72	4.1	10	2.8	6.5	115	114	0.04	22	N. Carolina, USA <sup>a</sup>
Gabbro	359	32	16	25	1.1	13	10	203	0.06	56	N. Carolina, USA <sup>a</sup>
Olivine-tuff (ultramafic)	281	20	42	19	-	7	22	279	-	31	Arizona, USA <sup>b</sup>
Quartzite	52	1.6	5.8	2.8	-	9.9	2.0	18	-	8	Transvaal, S. Africa <sup>a</sup>
Schist	221	27	5.7	16	0.7	2.5	9.6	138	0.11	21	Georgia, USA <sup>a</sup>
Volcanic rocks											
Rock Type	TDS	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>	Fe	SiO <sub>2</sub>	Location
Rhyolite	234	14	5.8	20	5.2	4.0	7.7	112	-	62	Oregon, USA <sup>a</sup>
Columbia River Basalt	280	24	15	12	5.3	15	1.6	156	0.43	50	Oregon, USA <sup>a</sup>
Deccan Trap	505	62	28	24	-	37	30	294	-	30	Hyderabad, India <sup>a</sup>
Basalt	-	24	15	12	5.3	15	1.6	156	0.43	50	Oahau and Hawaii, USA

آب زیرزمینی در اسلیت‌های پیریت‌دار، سولفات بیشتر و pH کمتری دارد. در میکاشیست‌ها که از نظر ترکیب شیمیایی معادل گرانیت هستند، آب زیرزمینی غنی از عناصر قلیایی اما در آمفیبولیت‌ها که معادل سنگ‌های آذرین بازیک هستند، غنی از عناصر قلیایی خاکی می‌باشد.

## ۲-۴-۲- جزء ملکولی سیلیس (SiO<sub>2</sub>)

سیلیسیم پس از اکسیژن فراوان‌ترین عنصر پوسته زمین است و در حدود ۲۸ درصد از لیتوسفر را تشکیل می‌دهد. این عنصر به صورت اکسید در فرم‌های کریستالی (مثلاً در کوارتز)، همراه با سایر اکسیدها و فلزات در انواع سیلیکات‌ها و در فرم آمورف یافت می‌شود. سیلیس یا سیلیکا (SiO<sub>2</sub>) تنها به طور جزئی در آب قابل حل است. بیشتر سیلیس موجود در آب‌های طبیعی از تخریب تدریجی مواد معدنی حاوی سیلیس ناشی می‌شود. نوع و ترکیب این مواد معدنی در تماس با آب، کنترل‌کننده حلالیت و فرم سیلیس در آب می‌باشد. میزان سیلیس در آب‌های طبیعی عموماً در گستره ۵ تا ۲۵ میلی‌گرم بر لیتر قرار دارد. اگر چه غلظت‌های بیش از ۱۰۰ میلی‌گرم بر لیتر نیز در برخی نواحی یافت می‌شود. دیویس (Davis 1964) میزان

سیلیس را در هزاران نمونه آب زیرزمینی ایالات متحده اندازه گیری نمود. بر اساس این آنالیزها میزان سیلیس محلول بین ۱۰-۳۰ میلی گرم بر لیتر به دست آمد. سیلیس موجود در آب زیرزمینی ناشی از هوازدگی پلاژیوکلازها، فلدسپار پتاسیم، بیوتیت و تا حدودی پیروکسن و کلریت می باشد. این در حالی است که کوارتز معمولاً بیشترین کانی موجود در سنگ های سخت بوده، ولی به دلیل سرعت هوازدگی کم، تقریباً نقشی در تأمین سیلیس محلول ندارد. سیلیس آزاد شده از کانی ها به همراه دو ملکول آب، تشکیل یک ملکول اسید سیلیسیک ( $H_4SiO_4$ ) محلول را می دهند. درجه حرارت و pH بر میزان غلظت سیلیس در آب زیرزمینی تاثیر زیادی دارند. حلالیت کوارتز و سیلیس بی شکل به عنوان تابعی از اسیدیته در شکل (۲-۱۲) نشان داده شده است. مطابق شکل با افزایش pH سیلیس محلول افزایش می یابد (Langmuir, 1997). در محدوده pH آب های زیرزمینی (۹-۶) گونه غالب سیلیس محلول  $H_4SiO_4$  می باشد.



شکل ۲-۱۲- تاثیر اسیدیته بر حلالیت کوارتز و سیلیس بی شکل و محدوده پایداری گونه های مختلف سیلیس (Langmuir, 1997)

در pH های بالاتر از ۹ گونه‌های سیلیس  $H_3SiO_4^-$  و  $H_2SiO_4^{2-}$  غالب می‌باشد. تغییرات انحلال پذیری کوارتز و سیلیس بی‌شکل با افزایش دما در شرایط  $pH=7/8$  و کمتر از آن حاصل شده است (Langmuir, 1997). کوارتز به دلیل مقاومت زیاد در برابر هوازگی انحلال پذیری کمی داشته و نقش چندانی در سیلیس محلول آب زیرزمینی ندارد. با افزایش دما انحلال پذیری سیلیس بی‌شکل به مراتب بیشتر از کوارتز می‌باشد و عمده سیلیس محلول در آب زیرزمینی را تشکیل می‌دهد (جدول ۲-۴).

جدول ۲-۴- انحلال پذیری کوارتز و سیلیس بی‌شکل در دماهای مختلف (Langmuir, 1997)

$T \text{ } ^\circ\text{C}$	$SiO_2$ (Quartz) (ppm)	$SiO_2$ (Amorph) (ppm)
0	2.4	67
25	6.6	116
50	15	183
100	53	372

غلظت سیلیس آب زیرزمینی در سنگ‌های مختلف متفاوت و تابع نوع سنگ می‌باشد. غلظت سیلیس آب زیرزمینی در انواع مختلف سنگ‌ها در جدول (۲-۵) ارائه شده است. کانی‌های مافیک مانند الیوین و پیروکسن که در سنگ‌های بازالتی و آتشفشانی آواری فراوان هستند، طی هوازگی بالاترین میزان غلظت سیلیس را وارد آب می‌کنند. هوازگی فلدسپارهای پلاژیوکلاز موجود در سنگ‌های آذرین درونی، رسوبات آرکوزی و گریوک‌ها نیز مقدار زیادی سیلیس تولید می‌کند. پایین‌ترین مقدار سیلیس محلول در سنگ‌های کربناته و ماسه‌سنگ‌های غنی از کوارتز تشکیل می‌شود.

جدول ۲-۵- غلظت سیلیس آب‌های زیرزمینی در انواع مختلف سنگ‌ها (Langmuir, 1997)

Rock type	Concentration	Remarks
Pyroclastic volcanics	~85	Abundant mafic minerals and high rock surface areas
Fresh basalts	50	Mafic minerals
Plutonic felsic rocks, arkoscs and greywackes	~50	Plagioclase feldspars, etc
Marine sandstones	~15	Weathered quartz
Limestones and dolomites	5-14	Trace clays and quartz present

### ۲-۴-۳- عوامل مؤثر بر ترکیب شیمیایی آب زیرزمینی در سازندهای سخت

ترکیب شیمیایی آب زیرزمینی در مرحله نخست به کانی‌شناسی و ژئوشیمی سنگ میزبان بستگی دارد. از عوامل فیزیکی مؤثر بر ترکیب شیمیایی آب زیرزمینی در سازندهای سخت می‌توان به زمان ماندگاری و مسیرهای جریان اشاره کرد. به طور کلی هر چه زمان ماندگاری بیشتر باشد، فرصت برای وقوع واکنش بین سازند سخت و آب بیشتر می‌شود. همچنین انحلال‌پذیری مواد در مسیرهای کم‌عمق به دلیل میزان بالای هوازگی بیشتر از مسیرهای جریان عمیق می‌باشد (Mather, 1997).

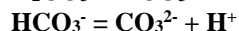
### ۲-۴-۳-۱- واکنش‌های منطقه غیر اشباع

به هنگام پایین رفتن آب‌های جوی و عبور آن از میان خاک و منطقه غیر اشباع تکامل شیمیایی آب انجام می‌شود. فرآیندهای مؤثر در منطقه غیر اشباع در جدول (۲-۶) آورده شده است. در منطقه غیراشباع دی‌اکسید کربن موجود در خاک با آب باران واکنش داده و گاز کربنیک تشکیل می‌شود. در ادامه گاز

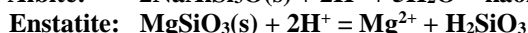
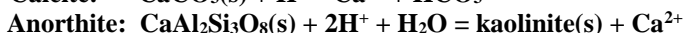
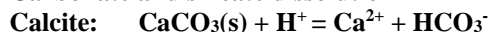
کربنیک تشکیل شده در انحلال کانی‌های کربناته و سیلیکاته شرکت می‌کند و کاتیون‌های معمول آب زیرزمینی نظیر کلسیم، منیزیم، سدیم و پتاسیم به داخل آب آزاد می‌شوند. در صورت وجود کانی‌های سولفیدی، اکسیداسیون این مواد انجام می‌گیرد که یک واکنش اسیدزا می‌باشد و pH محیط آبی کم می‌شود. انحلال و رسوبگذاری ژپس واکنش دیگری است که در منطقه غیر اشباع در صورت وجود شرایط لازم صورت می‌گیرد که در نتیجه آن غلظت سولفات در آب زیرزمینی کم یا زیاد می‌شود. حضور مواد کلوئیدی، کانی‌های رسی، کاتیون‌های دارای قابلیت جذب شدن خوب و pH مناسب شرایط لازم برای واکنش تبادل کاتیونی را در منطقه غیر اشباع فراهم می‌کند که طی آن یون‌های دو ظرفیتی نظیر Ca و Mg از آب جانشین یون‌های تک ظرفیتی مانند Na در موقعیت‌های تبدالی می‌شوند. هم‌چنین از آنجایی که شعاع هیدراته یون Ca کوچکتر از یون Mg می‌باشد، کلسیم می‌تواند جانشین منیزیم شود.

جدول ۲-۶- فرآیندهای موثر بر غلظت اجزاء غیر آلی آب در منطقه غیر اشباع (Mather, 1997)

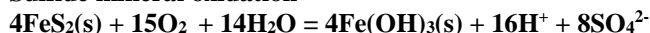
**1. Gas dissolution and redistribution**



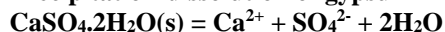
**2. Carbonate and silicate dissolution**



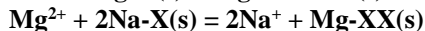
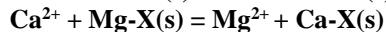
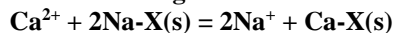
**3. Sulfide mineral oxidation**



**4. Precipitation-dissolution of gypsum**



**5. Cation exchange**



Note: where Na-X is Na adsorbed on to a clay mineral

## ۲-۴-۳-۲- واکنش‌های منطقه اشباع

اکثر فرآیندهای صورت گرفته در منطقه اشباع مشابه با منطقه غیر اشباع می‌باشد، ولی به دلیل اختلاط آب و محیط زمین‌شناسی، فرآیندهای منطقه اشباع پیچیده‌تر و کامل‌تر می‌باشند (Mather, 1997). واکنش‌های موثر بر شیمی آب در منطقه اشباع به طور خلاصه در جدول (۲-۷) نشان داده شده است. انحلال کانی‌های کربناته و سیلیکاته مهمترین منشا تولید کاتیون‌ها در آب زیرزمینی موجود در سازندهای سخت می‌باشد، که این فرآیند تا برقراری تعادل آب زیرزمینی با کانی‌های کربناته و سیلیکاته ادامه می‌یابد. در سازندهای سخت مقدار نمک‌ها ناچیز می‌باشد و نقش تعیین کننده‌ای در آزادسازی کاتیون‌ها به داخل آب زیرزمینی ندارند. واکنش اکسیداسیون - احیا عامل اصلی در تعیین شیمی آب زیرزمینی نمی‌باشد، ولی در کنترل هیدروشیمی فلزاتی نظیر منگنز، سولفور و کربن مهم می‌باشد. پدیده تبادل کاتیونی در صورت وجود شرایط مناسب عامل تعیین کننده‌ای در ترکیب کاتیون‌های موجود در آب زیرزمینی می‌باشد. مهمترین اثر تبادل کاتیونی خروج Mg و Ca از محلول و جانشینی آن‌ها با Na می‌باشد.

جدول ۲-۷- فرآیندهای موثر بر غلظت اجزاء غیر آلی آب در منطقه اشباع (Mather, 1997)

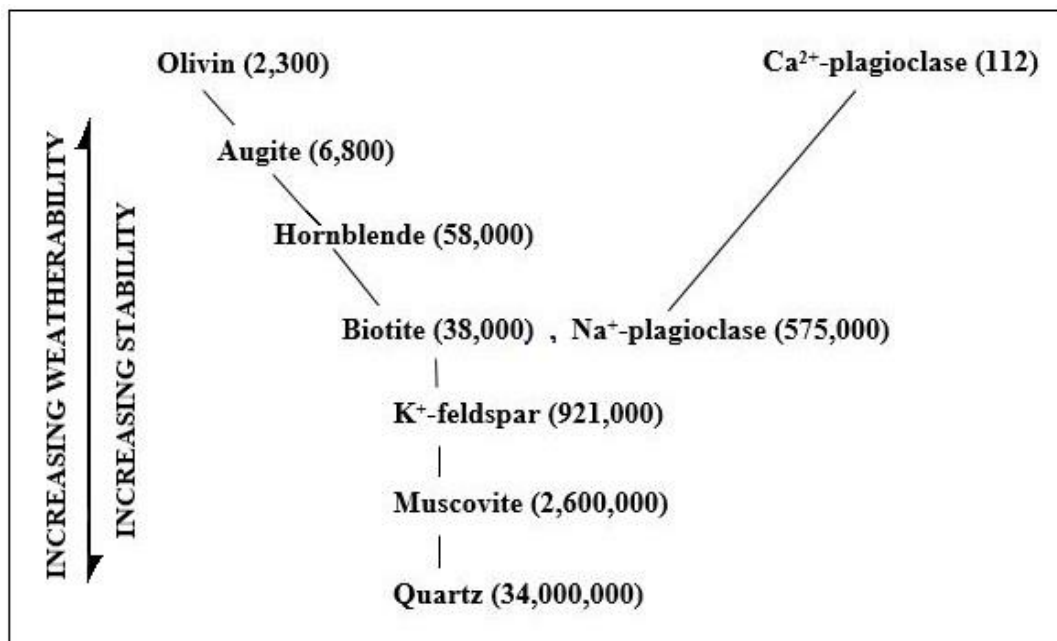
- 
1. **Carbonate and silicate dissolution**  
**Carbonate minerals + H<sup>+</sup> = cations + HCO<sub>3</sub>**  
**Silicate minerals + H<sup>+</sup> = cations + H<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub>**  
**Alumino-silicate minerals + H<sup>+</sup> = cations + H<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub> + secondary minerals (for examples, clay Minerals)**
  
  2. **Dissolution of soluble salts, for example,**  
**Halite: NaCl(s) = Na<sup>+</sup> + Cl<sup>-</sup>**  
**Anhydrite: CaSO<sub>4</sub>(s) = Ca<sup>2+</sup> + SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>**  
**Gypsum: CaSO<sub>4</sub>.2H<sub>2</sub>O(s) = Ca<sup>2+</sup> + SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> + 2H<sub>2</sub>O**  
**Canalite: KCl.MgCl<sub>2</sub>.6H<sub>2</sub>O(s) = K<sup>+</sup> + Mg<sup>2+</sup> + 3Cl<sup>-</sup> + 6H<sub>2</sub>O**  
**Kieserite: MgSO<sub>4</sub>.H<sub>2</sub>O(s) = Mg<sup>2+</sup> + SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> + H<sub>2</sub>O**  
**Sylvite: KCl(s) = K<sup>+</sup> + Cl<sup>-</sup>**
  
  3. **Redox reactions, for example,**  
**1/4 O<sub>2</sub>(g) + H<sup>+</sup> + e<sup>-</sup> = 1/2 H<sub>2</sub>O**  
**1/2 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(s) + 3H<sup>+</sup> + e<sup>-</sup> = Fe<sup>2+</sup> + 3/2 H<sub>2</sub>O**  
**1/2 MnO(s) + 2H<sup>+</sup> + e<sup>-</sup> = 1/2 Mn<sup>2+</sup> + H<sub>2</sub>O**  
**1/8 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> + 9/8 H<sup>+</sup> + e<sup>-</sup> = 1/8 HS<sup>-</sup> + 1/2 H<sub>2</sub>O**  
**1/8 CO<sub>2</sub>(g) + H<sup>+</sup> + e<sup>-</sup> = 1/8 CH<sub>4</sub>(g) + 1/2 H<sub>2</sub>O**  
**1/4 CO<sub>2</sub>(g) + H<sup>+</sup> + e<sup>-</sup> = 1/4 CH<sub>2</sub>O + 1/4 H<sub>2</sub>O**
  
  4. **Cation exchange, for example,**  

<b>Ca<sup>2+</sup></b>	<b>Ca</b>
<b>Mg<sup>2+</sup> + 2Na-clay(s) = 2Na<sup>+</sup> + Mg-clay(s)</b>	
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	<b>Fe</b>
-



## ۲-۴-۴- هوازگی و انحلال کانی‌ها

هوازگی شامل تخریب فیزیکی و شیمیایی سنگ اولیه و تجمع محصولات ثانویه به صورت خاک می‌باشد. در مطالعات هیدروشیمی مواد حل شده در آب (کاتیون‌های کلسیم، منیزیم، سدیم و پتاسیم) دارای اهمیت بیشتری نسبت به کانی‌های تشکیل شده در خاک می‌باشد. واکنش انحلال کانی‌ها به دو صورت متجانس و نامتجانس صورت می‌گیرد. در واکنش متجانس هیچ فاز جامدی در محصولات واکنش باقی نمی‌ماند و تمام فاز جامد حل می‌شود. انحلال کلسیت و فلدسپارها در شرایط اسیدی یک نوع انحلال متجانس می‌باشد. در انحلال نامتجانس فاز اولیه در صورت دگرسانی، تشکیل فاز جامد ثانویه می‌دهد (مانند دگرسانی آلبیت به گیبسیت). هوازگی و انحلال کانی‌های مختلف، متفاوت می‌باشد. شکل (۲-۱۳) توالی هوازگی گلدیش (Goldich, 1938) را نشان می‌دهد. با توجه به شکل هر چقدر کانی مورد نظر در دمای بالاتری تشکیل شود، در شرایط سطح زمین ناپایدارتر بوده و سریع‌تر هوازده می‌شود.

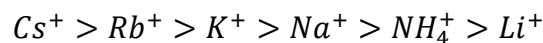
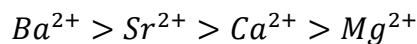


شکل ۲-۱۳- قابلیت هوازگی و پایداری انواع مختلف کانی‌های سیلیکاته در سری گلدیش (Langmuire, 1997)

کانی‌های الیوین و پلاژیوکلاز کلسیم‌دار کمترین مقاومت در برابر هوازگی را دارند و سریع‌تر از بقیه کانی‌ها هوازده می‌شوند. کوارتز و موسکویت بیشترین مقاومت در برابر هوازگی را دارند.

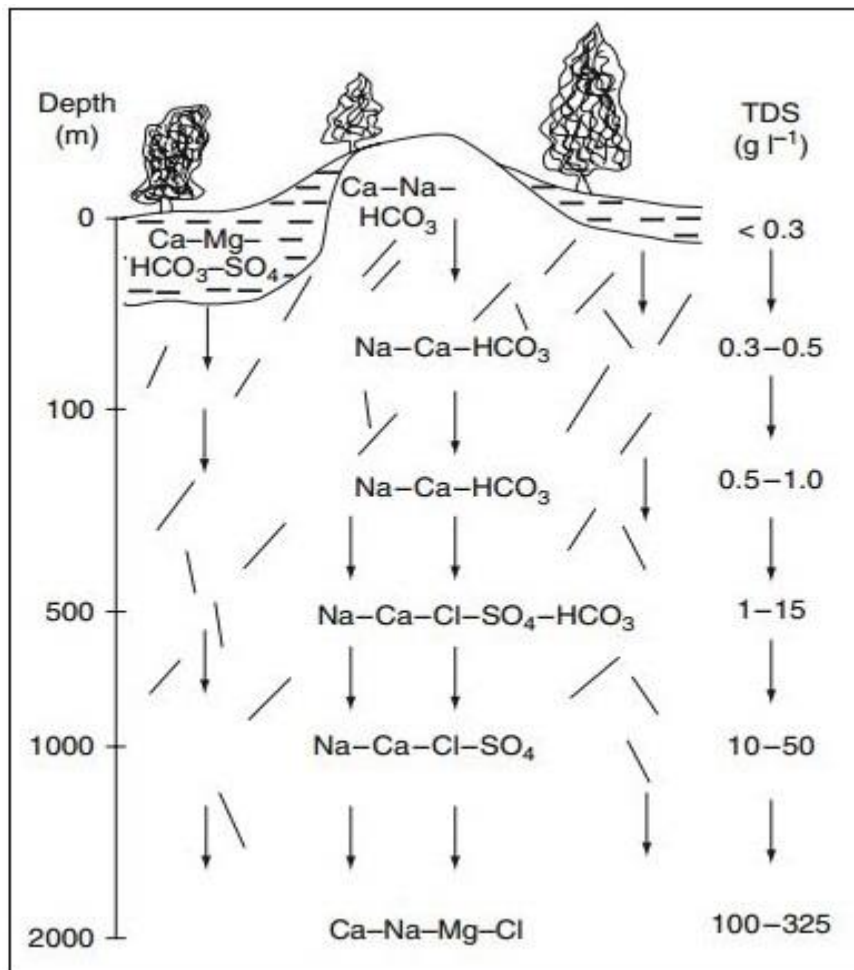
## ۲-۴-۵- تبادل یونی

فرآیند تبادل یونی، واکنش شیمیایی بین یون‌های داخل فاز مایع و یون‌های فاز جامد می‌باشد. یون‌های خاصی در داخل مایع ترجیحاً توسط مبدل یونی جامد جذب می‌شود و به خاطر این که باید حالت خنثی به لحاظ الکتریکی برقرار گردد، مبدل جامد یون‌هایی را به داخل مایع آزاد کرده که جایگزین یون‌های جذب شده گردد. فرایندهای تبادل یونی تقریباً به ذرات کلوئیدی محدود می‌شود، زیرا این ذرات، بار الکتریکی بزرگی نسبت به سطح خود دارند. کانی‌های رسی، یکی از محصولات هوازگی شیمیایی سنگ‌ها می‌باشند و می‌توانند به صورت پوشش‌هایی روی سطوح ذرات بزرگ‌تر قرار گیرند. کانی‌های رسی، مواد آلی جامد، اکسیدها و اکسی هیدروکسیدها نقش زیادی در پدیده تبادل کاتیونی دارند. ظرفیت تبادل کاتیونی کانی‌های رسی بستگی به سطح ویژه آن‌ها دارد، به طوری که هر چقدر سطح ویژه رس‌ها بیشتر باشد تبادل کاتیونی نیز بیشتر صورت می‌گیرد (Freeze and Cherry, 1979). پتانسیل تبادل و جذب کاتیون‌ها به بار الکتریکی کاتیون، طبیعت ماده تبادل‌کننده و غلظت محلول بستگی دارد. یون‌های دو ظرفیتی استعداد جذب بیشتری نسبت به یون‌های تک ظرفیتی دارند. یک یون دو ظرفیتی به جای دو یون یک ظرفیتی در موقعیت‌های تبدالی قرار می‌گیرد. با کاهش شعاع هیدراته یون‌ها، پتانسیل جذب آن‌ها بیشتر می‌شود.



### ۲-۴-۶- تکامل شیمیایی آب زیرزمینی در طول مسیر جریان

مشابه حوضه‌های رسوبی، ترکیب شیمیایی آب زیرزمینی در سنگ‌های بلورین نیز با تغییر شرایط اقلیمی و عمق به صورت جانبی و عمودی تغییر می‌کند. در مناطق معتدل معمولاً تیپ آب زیرزمینی در سنگ‌های بلورین  $\text{Ca-HCO}_3$  و مقدار TDS کم می‌باشد ( $500 - 100 \text{ mg/l}$ ). در مناطق مرطوب آفریقا (حوضه کنگو) و مناطق با عرض‌های بالاتر TDS کم می‌باشد. طرح شماتیک تکامل شیمیایی آب زیرزمینی با عمق در سنگ‌های بلورین در شکل (۲-۱۴) نشان داده شده است.



شکل ۲-۱۴- طرح شماتیک تکامل شیمیایی آب زیرزمینی با عمق در سنگ‌های بلورین

(Gascoyne and Kamineni, 1993).

مطابق شکل آب‌های زیرزمینی نزدیک سطح زمین رقیق و تیپ آن‌ها  $\text{Ca-Na-HCO}_3$  می‌باشد. با افزایش عمق (500-1000 m) و طول مسیر جریان آب زیرزمینی شورمرزه و تیپ آب به سمت  $\text{Na-Ca-HCO}_3\text{-Cl}$  متمایل می‌شود. در اعماق بیشتر از 500 متر آب زیرزمینی شور و مقدار TDS بین 50000-50000 mg/l می‌باشد. تیپ آب در این حالت  $\text{Na-Ca-Cl}$  و  $\text{Ca-Cl}$  می‌باشد. در سازندهای سخت هیدرولیز فلدسپارهای پلاژیوکلاز منجر به آزاد ساختن یون‌های  $\text{Ca}$  و  $\text{Mg}$  به داخل محلول می‌شود. در این حالت تیپ آب زیرزمینی غالباً  $\text{Ca-Na-HCO}_3$  می‌باشد. در ادامه با افزایش عمق مقدار یون  $\text{Ca}$  محلول در نتیجه تبادل یونی با  $\text{Na}$  روی سطح کانی‌های رسی موجود در شکستگی‌های سنگ کاهش می‌یابد و تیپ آب زیرزمینی به  $\text{Na-Ca-HCO}_3$  تغییر می‌یابد (Gascoyne and Kamineni, 1993). کیفیت آب طی مسافت زیاد و عبور از بین رسوبات و خلل و فرج سنگ‌ها تغییر می‌کند، هرچه آب زیرزمینی مسافت بیشتری را طی کند بر مقدار مواد محلول آن افزوده می‌شود.

سازندهای سخت حاوی مقادیر زیادی از کانی‌های سیلیکاته نظیر فلدسپارها و میکا می‌باشند که طی انحلال توسط آب غنی از دی‌اکسید کربن تجزیه و کاتیون‌های  $\text{Ca}$ ،  $\text{Mg}$ ،  $\text{Na}$  و  $\text{K}$  به داخل آب آزاد می‌شوند. فلدسپارها و میکاها در نتیجه انحلال و هوازدگی تشکیل کانی‌های رسی می‌دهند. انحلال و هوازدگی شیمیایی مهمترین واکنش در تکامل آب زیرزمینی می‌باشند، ولی فرآیند تبادل یونی نیز در مناطق انتهایی جریان نقش تعیین کننده‌ای در ترکیب شیمیایی آب زیرزمینی دارند.

نتایج بررسی‌های حسامی (1380) بر روی خصوصیات هیدروشیمی و هیدروژئولوژیکی چشمه‌ها و قنات‌های سازندهای سخت آذرین و دگرگون منطقه کوه سفید بوانات در استان فارس حاکی از آن است که با توجه به محاسبات بیلان جرمی، فرایند انحلال و هوازدگی کانی‌های پلاژیوکلاز و بیوتیت از اهمیت زیادی برخوردار می‌باشند. همچنین تغییرات ناشی از تبادلات یونی و فعالیت‌های زیستی می‌تواند تأثیر زیادی در ترکیب شیمیایی آب زیرزمینی در سازندهای سخت داشته باشد.

جعفری (۱۳۸۲) در بررسی تکامل هیدروشیمیایی منابع آب سازند سخت شیرکوه یزد بیان کرد که تیپ آب در منابع موجود در ارتفاعات  $\text{Ca-HCO}_3$  می باشد. در ارتفاعات پایین نمونه‌ها در محدوده‌ای قرار می‌گیرند که هیچ تیپی غالب نیست. میانگین سیلیس نمونه‌ها  $10/18$  میلی‌گرم بر لیتر می‌باشد. میانگین TDS منابع آب به دلیل تاثیر محیط رسوبی بیشتر از TDS منابع مشابه دیگر نقاط دنیا می‌باشد. هوازدگی، انحلال رسوبات درز و شکافی، تبادل یونی و همچنین تاثیر جامعه زیستی از عوامل موثر در تکامل آب زیرزمینی منطقه بیان شد.

نتایج حاصل از بررسی محمدزاده و همکاران (۱۳۹۳) در رابطه با وضعیت هیدروشیمی منابع آب زیرزمینی سازند سخت حوضه صائین در استان اردبیل نشان می‌دهد که آب‌های زیرزمینی منطقه تیپ بی‌کربناته کلسیک و بی‌کربناته منیزیک دارند. با توجه به نمودار پایپر، قرارگیری همه نمونه‌های آب در مجاورت یکدیگر نشان‌دهنده تیپ و منشأ تقریباً یکسان آن‌ها می‌باشد. کیفیت آب زیرزمینی منطقه از نظر شرب در محدوده خوب و از نظر کشاورزی در محدوده  $\text{C}_2\text{-S}_1$  قرار دارند. بیشتر نمونه‌های آنالیز شده کیفیت مناسب برای مصارف صنعتی دارند. یون‌های موجود در آب‌های منطقه حاصل هوازدگی سنگ‌های منطقه و کانی‌های موجود در واحدهای لیتولوژی (انواع سیلیکاتها) بوده و در مواردی نیز حاصل تبادل یونی می‌باشند. تکتونیک و درزه‌های فراوان و نیز دگرسانی سنگ‌های بدنه آبخوان که از جنس سنگ‌های ولکانیک و آذرآواری هستند، بیشترین نقش را در تعیین خصوصیات هیدروژئوشیمیایی آبخوان منطقه داشته است.

ژوهانسن و همکاران (Johannesson et al., 2005) در بررسی هیدروشیمی آب زیرزمینی آبخوان ریولیتی مکزیک به این نتیجه رسیدند که تیپ آب زیرزمینی  $\text{Na-Ca-HCO}_3$  و غلظت بالای Na در رابطه با واکنش بین آب زیرزمینی و سنگ‌های ریولیتی می‌باشد.

پاناگوپولوس و همکاران (Panagopoulos et al., 2011) در مطالعه هیدروشیمی آب زیرزمینی آبخوان‌های ولکانیکی جزایر لیمنوس (Limnos) یونان متشکل از بازالت، تراکی آندزیت و ریولیت نشان دادند که فرآیند غالب و کنترل‌کننده شیمی آب زیر زمینی تبادل کاتیونی می‌باشد.

پرادهان و پیراسته (Pradhan and Pirasteh, 2011) در مطالعه آنالیز هیدروشیمیایی آب زیرزمینی منطقه باتسای (Bhatsai) هند مشاهده کردند که تیپ آب زیرزمینی در بازالت‌های منطقه  $\text{Ca-Mg-HCO}_3$  و TDS آب زیرزمینی کمتر از ۵۰۰ میلی‌گرم بر لیتر می‌باشد. عامل اصلی کنترل کننده شیمی آب زیرزمینی هوازدگی شیمیایی سنگ میزبان تشخیص داده شد.

کونتیس و گاگانیک (Kontis and Gaganis, 2012) در بررسی مشخصات هیدروشیمیایی و کیفیت آب در جزایر لسوس (Lesvos) یونان به این نتیجه رسیدند که غلظت بالای سدیم در اکثر آبخوان‌های ولکانیکی متشکل از بازالت، آندزیت و ریولیت‌های نئوژن ناشی از انحلال پلاژیوکلازها مخصوصاً آلبیت می‌باشد. تیپ آب در آبخوان ولکانیکی  $\text{Na-HCO}_3$  و در بعضی دیگر از نمونه‌ها تیپ سولفات می‌باشد که ناشی از فعالیت‌های هیدروترمال در منطقه تشخیص داده شد.

مگدی و همکاران (Magdy et al., 2012) در بررسی تاثیر واکنش‌های هیدروشیمیایی روی کیفیت آب زیرزمینی منطقه وادی فیران (Wadi Feiran) مصر مشاهده کردند که هیدرولیز کانی‌های سنگ بستر و کانی‌های دگرگونی منطقه مورد نظر واکنش‌های اولیه می‌باشند. بیشترین اثر روی شیمی آب زیرزمینی آبشویی و انحلال سنگ‌های حوضه می‌باشد.

آل‌احمدی (Al-Ahmadi, 2013) در بررسی مشخصات هیدروشیمیایی و تکامل آب زیرزمینی سازندهای سخت جنوب عربستان متشکل از سنگ‌های آذرین شامل پیروکلاستیک‌ها، داسیت، بازالت و مونزونیت بیان کرد که آب زیرزمینی منطقه شیرین تا شور بوده و تیپ آب زیرزمینی  $\text{Ca-Mg-Cl}$  و  $\text{Ca-Cl}$  می‌باشد. هوازدگی، انحلال و ته‌نشینی کانی‌ها واکنش‌های اصلی در شیمی آب زیرزمینی می‌باشند.

الوتاف و همکاران (Alwathaf et al., 2013) با مطالعه آنالیز هیدروشیمیایی آب زیرزمینی در حوضه صنعا در یمن به این نتیجه رسیدند که در آبخوان ولکانیکی متشکل از ریولیت‌های ترشیری تیپ آب در منطقه تغذیه  $\text{Ca-HCO}_3$  می‌باشد که با گذشت زمان و افزایش زمان ماندگاری تیپ آب در نتیجه انحلال نامتجانس پلاژیوکلاز و پیروکسن توده ولکانیکی به  $\text{Na-HCO}_3$  تغییر یافت. TDS آب زیرزمینی کمتر از ۵۰۰ میلی‌گرم بر لیتر می‌باشد.

باکاری (Bakari, 2013) با ارزیابی شیمیایی کیفیت آب زیرزمینی حوضه چاد نیجریه بیان کرد که تیپ آب زیرزمینی در ۷۵ درصد نمونه‌ها  $\text{Ca-HCO}_3$  و در بقیه نمونه‌ها  $\text{Na-HCO}_3$  می‌باشد. نیترات، کلر، سولفات و فسفات نمونه‌ها ناشی از فعالیت‌های انسانی می‌باشد. واکنش‌های کنترل کننده شیمی آب زیرزمینی منطقه مورد نظر تبادل یونی، هوازگی سیلیکات و انحلال کلسیت بیان شدند.

کومار و الانگو (Kumar and Elango, 2013) با مطالعه واکنش‌های ژئوشیمیایی کنترل کننده کیفیت آب زیرزمینی در حوضه رودخانه پالار (Palar) جنوب هند به این نتیجه رسیدند که غلظت Na در گرانیته و گنیس‌های هوازده و هم‌چنین غلظت Ca در رسوبات آبرفتی بالا می‌باشد. تیپ آب زیرزمینی در حوضه مورد نظر  $\text{Ca-Mg-HCO}_3$  و  $\text{Na-K-HCO}_3$  و واکنش‌های کنترل کننده شیمی آب زیرزمینی تبادل یونی و هوازگی سیلیکات می‌باشند.

ویرموم و همکاران (Wirmvem et al., 2013) با مطالعه هیدروشیمی آب زیرزمینی و آب سطحی منطقه انداپ (Ndop) شمال غرب کامرون نشان دادند که در سازندهای سخت متشکل از گرانیته، بازالت و تراکیت تیپ آب زیرزمینی در ۵۳ درصد نمونه‌ها  $\text{Na-HCO}_3$ ، در ۳۵ درصد نمونه‌ها  $\text{Ca-HCO}_3$  و در ۱۱ درصد باقیمانده  $\text{Na-Ca-HCO}_3$  می‌باشد. در آبخوان مورد نظر TDS از ۱۸۳ میلی‌گرم بر لیتر و هدایت الکتریکی کمتر از ۲۸۲ میکروموس بر سانتی‌متر اندازه‌گیری شد. غلظت کم یون‌های اصلی، TDS و EC به انحلال پذیری کم سیلیکات‌ها، کم عمق بودن آبخوان و زمان ماندگاری کم آب نسبت داده شد.

ارمغربی (Ermaghraby, 2014) با بررسی شیمی آب زیرزمینی در منطقه آکول (Aqool) بیان کرد که تیپ آب زیرزمینی منطقه از  $\text{Ca-HCO}_3$  به تیپ  $\text{Na-Cl}$  در حال تغییر و تکامل است. هوازگی پلاژیوکلاز، تبادل یونی و انحلال ژپس واکنش‌های کنترل کننده شیمی آب زیرزمینی می‌باشند.

نینده و همکاران (Nyende et al., 2014) با مقایسه هیدروشیمی آبخوان آبرفتی جنوب افریقا با آبخوان گرانیته شرق اوگاندا به این نتیجه رسیدند که انحلال و هوازگی سیلیکات، کلسیت و تبادل یونی واکنش‌های هیدروشیمیایی غالب در کیفیت آب زیرزمینی می‌باشد. تیپ آب زیرزمینی در گرانیته اوگاندا  $\text{Mg-Ca-HCO}_3$  و در آبخوان آبرفتی در نتیجه تبادل یونی  $\text{Na-HCO}_3$  می‌باشد.

شیوشانکار و همکاران (Shivshankar et al., 2014) در مقایسه هیدروشیمیایی آبخوان‌های گرانیته‌ی و بازالتی به این نتیجه رسیدند که متوسط EC، TDS،  $HCO_3$ ، Cl و  $NO_3$  آبخوان گرانیته‌ی بیشتر از بازالتی می‌باشد هم‌چنین متوسط F و  $SO_4$  آبخوان بازالتی بیشتر از گرانیته‌ی می‌باشد. غلظت بالای نیترات و سولفات به ترتیب در آبخوان‌های گرانیته‌ی و بازالتی، نامطلوب بودن آب زیرزمینی را جهت شرب تایید می‌کند.

## ۲-۴-۶- فلزات سنگین

رفتار فلزات سنگین در آب زیرزمینی پیچیده و در رابطه با منشأ آب زیرزمینی و فرآیندهای ژئوشیمیایی در شرایط حاکم می‌باشد (WHO, 1993). اگر چه تعدادی از فلزات سنگین در مقادیر کم برای فعالیت‌های متابولیسم بیولوژیکی ضروری هستند، ولی اکثر فلزات سنگین در غلظت بالا سمی هستند. قابلیت انحلال فلزات سنگین در آب غالباً توسط pH آب (Connell and Miller, 1984)، شرایط اکسیداسیون-احیا و دمای آب کنترل می‌شود (Huang et al., 2007).

سانتوس و همکاران (Santos et al., 2000) در مطالعه توزیع فلزات Zn، Cd، Pb و Cu در آب زیرزمینی حوضه رودخانه گودیامار (Guadamar) به این نتیجه رسیدند که آلودگی آب زیرزمینی به این فلزات در رابطه با دو منشأ می‌باشد. منشأ نخست اکتشاف پیریت و دیگری فاضلاب‌های صنعتی و شهری می‌باشد. رنگو و همکاران (Rango et al., 2010) در ارزیابی ژئوشیمی و کیفیت آب‌های طبیعی سنگ‌های ریولیتی ریفت اصلی اتیوپی با تاکید بر منشأ آرسنیک و فلوراید نشان دادند که تیپ غالب آب زیرزمینی  $Na-HCO_3$  و pH آب بین ۷-۹ می‌باشد. غلظت سیلیس در نتیجه هوازدگی فلدسپارها و شیشه‌های ولکانیکی زیاد می‌باشد. در آب‌های ریولیتی منطقه غلظت As و  $F^-$  ناشی از انحلال شیشه‌های ولکانیکی، تبادل یونی و جذب از سطح اکسیدهای فلزی آهن بالا می‌باشد. در عوض غلظت عناصر Cu، pb، Cd، Co و Ni کم می‌باشد. عبدالجمیل و همکاران (Abdul Jameel et al., 2012) در بررسی آلودگی فلزات سنگین آب زیرزمینی و با اندازه‌گیری غلظت Cu، Fe، Mn، Cr و Pb مشاهده کردند که غلظت فلزات سنگین به غیر از Pb زیر حد مجاز می‌باشد. غلظت بالای سرب در منطقه به فعالیت‌های صنعتی نسبت داده شد.



کوماری و همکاران (Kumari et al., 2015) با ارزیابی کیفیت آب زیرزمینی در سازند سخت منطقه رانچی (Ranchi) هند نشان دادند که کیفیت آب زیرزمینی منطقه در نتیجه آلوده بودن به Fe، Mn، Zn و F ضعیف تا خیلی ضعیف می‌باشد. غلظت زیاد منگنز در رابطه با تاثیرات صنعتی و نشت از فاضلاب‌ها تعیین شد. لندفیل‌ها به عنوان منشا Zn شناسایی شدند.

سینگاراجا و همکاران (Singaraja et al., 2015) در ارزیابی منشا آلودگی فلزات سنگین در آب زیرزمینی منطقه توتوکدی (Thoothukedi) هند نشان دادند که غلظت بالای فلزات سنگین در شمال منطقه در رابطه با نقش لندفیل و اثرات صنعتی می‌باشد. شاخص آلودگی فلزات سنگین از جنوب غربی منطقه به سمت شمال شرق افزایش می‌یابد.

جهانشاهی و زارع (Jahanshahi and Zare, 2015) با ارزیابی آلودگی فلزات سنگین در آب زیرزمینی منطقه معدن آهن گل‌گهر به این نتیجه رسیدند که در بین فلزات سنگین غلظت Al، As و Mn بیشتر از حد استاندارد مجاز می‌باشد. غلظت دیگر فلزات سنگین در آب زیرزمینی اندک بوده که سه دلیل برای آن ذکر گردید: (۱) غلظت فلزات سنگین در توده معدنی کم می‌باشد. (۲) شرایط ژئوشیمی و هیدروشیمیایی مناسب جهت آزادسازی فلزات سنگین از خاک و مواد معدنی به آب نمی‌باشد و (۳) پتانسیل جذب فلزات سنگین توسط خاک، ذرات ریز و تشکیل دهنده‌های ارگانیکی محیط خاک بالا می‌باشد.

از جمع‌بندی سوابق مطالعاتی در رابطه با کیفیت آب زیرزمینی در سنگ‌های ریولیتی چنین استنباط می‌شود که TDS آب‌های ریولیتی عموماً پایین‌تر از ۵۰۰ میلی‌گرم بر لیتر می‌باشد. تیپ آب زیرزمینی در منطقه تغذیه  $\text{Ca-HCO}_3$  و در منطقه تخلیه با گذشت زمان و افزایش زمان ماندگاری در نتیجه هوازدگی فلدسپارها (آلبیت) و تبادل یونی به  $\text{Na-HCO}_3$  تغییر می‌یابد. غلظت سیلیس ( $\text{SiO}_2$ ) در آب‌های موجود در سنگ‌های ریولیتی عموماً بالا و بین ۸۰-۱۵ میلی‌گرم در لیتر متغیر می‌باشد. pH آب زیرزمینی با پیشرفت واکنش‌های شیمیایی و افزایش بی‌کربنات و سدیم محلول بالا می‌رود. در بین فلزات سنگین معمولاً غلظت As، F، B و Mo در آب‌های ریولیتی بالا و غلظت Pb، Ni، Zn، Sr، Ba و Mn پایین می‌باشد.



## فصل سوم: روش انجام کار

### ۳-۱- مقدمه

در یک مطالعه علمی، بکارگیری روش‌های استاندارد در جمع‌آوری اطلاعات از محدوده مطالعاتی امری ضروری می‌باشد. در این پژوهش، برای ارزیابی هیدروژئوشیمیایی منابع آب زیرزمینی سازند سخت ریولیتی مه‌آباد، ابتدا کلیه اطلاعات موجود (شامل نقشه‌ها، گزارش‌ها و ...) مرتبط با منطقه مورد مطالعه جمع‌آوری گردید. پس از مطالعات اولیه، بازدیدهای صحرایی و بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی ایستگاه‌های نمونه‌برداری تعیین و نمونه‌برداری صورت گرفت. نمونه‌ها جهت اندازه‌گیری غلظت آنیون‌ها و کاتیون‌های اصلی و هم‌چنین غلظت فلزات سنگین به آزمایشگاه تجزیه آب منتقل شدند. در این فصل نحوه نمونه‌برداری، آنالیز نمونه‌ها و روش‌های تجزیه و تحلیل نتایج آنالیزها ارائه می‌گردد.

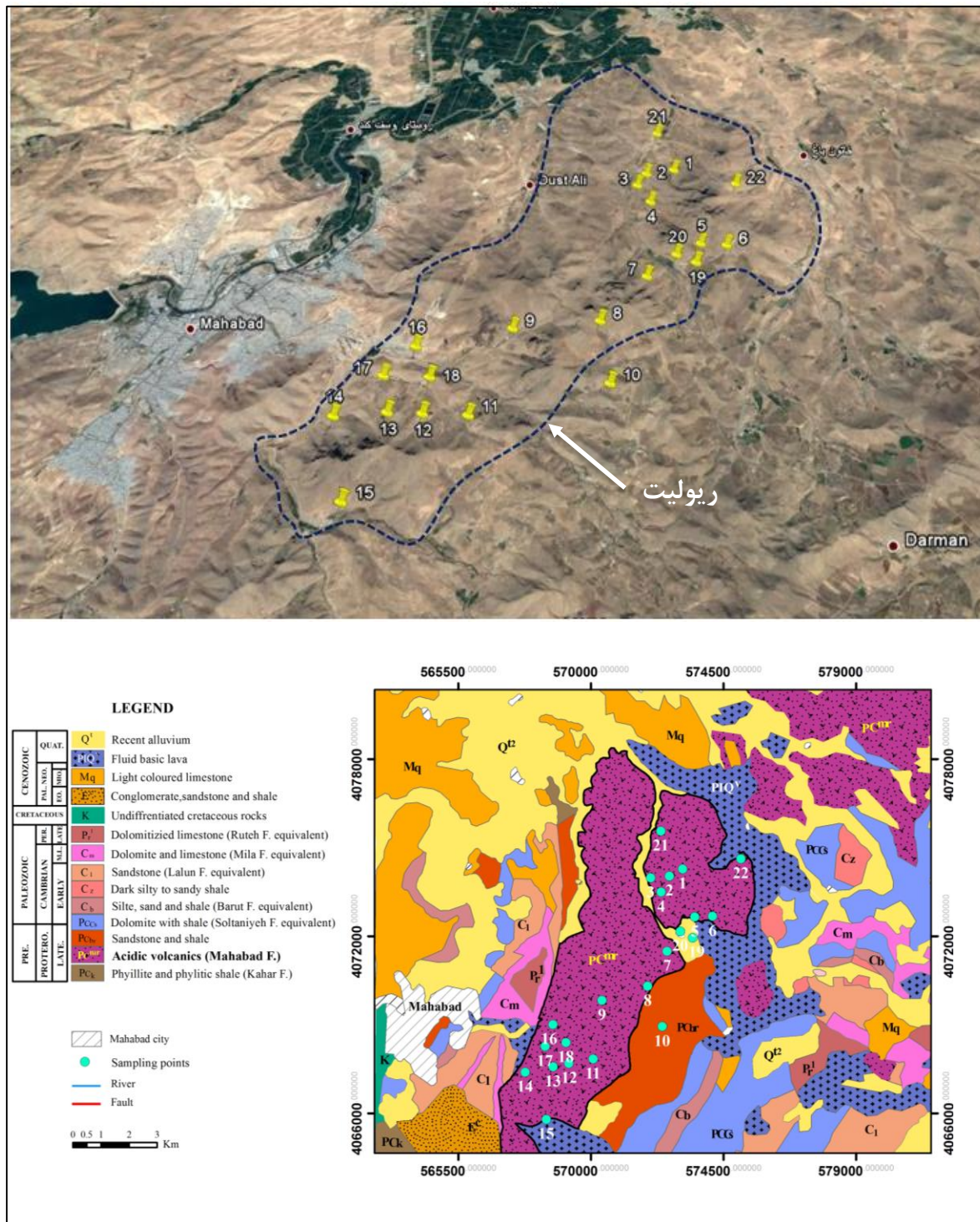
### ۳-۲- نمونه‌برداری و آماده‌سازی نمونه‌ها

نمونه‌برداری از منابع آب زیرزمینی سازند سخت ریولیتی مه‌آباد طی دو فصل تر (فروردین ۹۴) و خشک (شهریور ۹۴) صورت گرفت. محل‌های نمونه‌برداری طوری انتخاب شد که گویای بهترین پراکندگی از منابع آب موجود در ریولیت‌های منطقه مه‌آباد باشد. مشخصات نقاط نمونه‌برداری در جدول (۳-۱) و موقعیت نقاط در شکل (۳-۱) نشان داده شده است. طی دو مرحله نمونه‌برداری فصل تر و خشک در مجموع ۳۷ نمونه آب برای اندازه‌گیری غلظت آنیون‌ها و کاتیون‌های اصلی و ۱۱ نمونه برای اندازه‌گیری غلظت فلزات سنگین برداشت شد.

جدول ۳-۱- مشخصات نقاط نمونه برداری از آب زیرزمینی در ریولیت‌های مهاباد

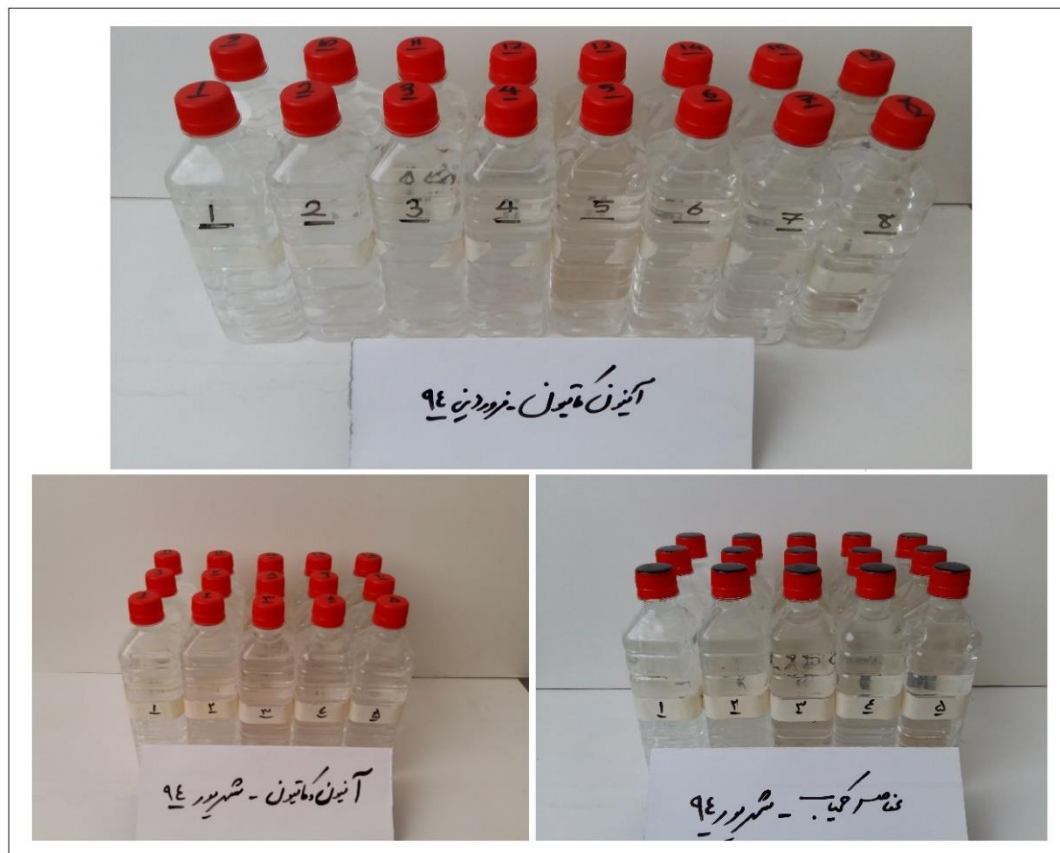
ارتفاع (متر)	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	محل نمونه برداری	نمونه
۱۶۱۰	۴۵° ۴۸' ۵۴" E	۳۶° ۴۸' ۴۷" N	تیکانوجه	۱
۱۵۶۵	۴۵° ۴۸' ۳۲" E	۳۶° ۴۸' ۴۰" N	تیکانوجه	۲
۱۴۸۵	۴۵° ۴۸' ۲۷" E	۳۶° ۴۸' ۲۸" N	تیکانوجه	۳
۱۵۲۹	۴۵° ۴۸' ۴۰" E	۳۶° ۴۸' ۱۴" N	تیکانوجه	۴
۱۶۳۰	۴۵° ۴۹' ۲۷" E	۳۶° ۴۷' ۴۲" N	زگ دراو	۵
۱۶۷۰	۴۵° ۴۹' ۴۷" E	۳۶° ۴۷' ۴۴" N	زگ دراو	۶
۱۷۳۰	۴۵° ۴۸' ۴۹" E	۳۶° ۴۷' ۰۹" N	زگ دراو	۷
۱۷۸۲	۴۵° ۴۸' ۲۱" E	۳۶° ۴۶' ۲۸" N	بصری	۸
۱۵۶۰	۴۵° ۴۷' ۱۸" E	۳۶° ۴۶' ۱۳" N	سیدآباد	۹
۱۷۳۵	۴۵° ۴۸' ۳۸" E	۳۶° ۴۵' ۴۴" N	قلات	۱۰
۱۵۵۰	۴۵° ۴۷' ۰۶" E	۳۶° ۴۵' ۰۹" N	پیربله	۱۱
۱۶۱۲	۴۵° ۴۶' ۳۴" E	۳۶° ۴۵' ۰۶" N	پیربله	۱۲
۱۶۲۵	۴۵° ۴۶' ۰۹" E	۳۶° ۴۵' ۰۴" N	پیربله	۱۳
۱۵۲۰	۴۵° ۴۵' ۳۳" E	۳۶° ۴۴' ۵۵" N	لاچین	۱۴
۱۴۹۵	۴۵° ۴۶' ۰۱" E	۳۶° ۴۴' ۰۵" N	لاچین	۱۵
۱۴۰۰	۴۵° ۴۶' ۱۲" E	۳۶° ۴۵' ۵۱" N	سیدآباد	۱۶*
۱۴۱۵	۴۵° ۴۵' ۵۷" E	۳۶° ۴۵' ۲۷" N	پیربله	۱۷*
۱۴۶۷	۴۵° ۴۶' ۳۰" E	۳۶° ۴۵' ۳۱" N	پیربله	۱۸*
۱۵۸۰	۴۵° ۴۹' ۲۶" E	۳۶° ۴۷' ۲۶" N	زگ دراو	۱۹*
۱۵۹۱	۴۵° ۴۹' ۱۰" E	۳۶° ۴۷' ۳۰" N	زگ دراو	۲۰*
۱۳۹۰	۴۵° ۴۸' ۳۴" E	۳۶° ۴۹' ۲۲" N	تیکانوجه	۲۱*
۱۴۹۵	۴۵° ۴۹' ۴۸" E	۳۶° ۴۸' ۴۱" N	خاتونباغ	۲۲*

\* نمونه برداری از این منابع فقط در فصل خشک انجام شده است.



شکل ۳-۱- محدوده مورد مطالعه و موقعیت نقاط نمونه برداری از منابع آب زیرزمینی در ریولیت مهباد

اکثر منابع انتخابی چشمه بوده و برداشت نمونه آب از محل خروجی آن‌ها صورت گرفته است. لازم به ذکر است تعدادی از نقاط نمونه‌برداری انتخابی در فصل خشک فاقد آبدهی بودند. به همین دلیل نمونه‌برداری از محل‌های مجاور آن‌ها انجام شده است. در مجموع نمونه‌برداری در فصل تر از ۱۵ محل و در فصل خشک از ۲۲ محل انجام شده است. نمونه‌های ۱۶ الی ۲۲ در جدول (۳-۱) فقط در فصل خشک نمونه‌برداری شده است. جهت نمونه‌برداری منابع آب از بطری‌های پلاستیکی نیم لیتری استفاده شد (شکل ۳-۲). در هر ایستگاه دو نمونه آب (یکی برای اندازه‌گیری یون‌های اصلی و دیگری برای اندازه‌گیری غلظت فلزات سنگین) برداشته گردید. ظروف نمونه‌برداری ۳ بار با همان آب منبع مورد نظر شستشو و طوری پر شدند که حباب هوا داخل آن‌ها نباشد.



شکل ۳-۲- نمونه‌های آب برداشتی از منطقه مورد مطالعه (لازم به ذکر است در شهریور ماه تعداد ۷ نمونه دیگر نیز به صورت جداگانه برداشت شده است)



نمونه‌های برداشت شده برای آنالیز غلظت فلزات سنگین ابتدا از فیلتر ۴۰ میکرون عبور داده شدند، سپس به هر نمونه چند قطره اسید نیتریک ۲٪ مولار اضافه گردید تا pH آب به کمتر از ۳ کاهش یابد. نمونه‌های برداشت شده، جهت اندازه‌گیری پارامترهای شیمیایی (یون‌های اصلی و جزء مولکولی سیلیس) به آزمایشگاه هیدروشنیمی در تهران و هم‌چنین نمونه‌های برداشتی جهت اندازه‌گیری غلظت فلزات سنگین به آزمایشگاه شرکت زرآما منتقل شدند.

### ۳-۳- اندازه‌گیری پارامترهای هیدروشنیمیایی

#### ۳-۳-۱- اندازه‌گیری pH و هدایت الکتریکی نمونه‌ها

پارامترهایی نظیر هدایت الکتریکی (EC)، دمای آب و اسیدیته (pH) نمونه‌های آب هنگام نمونه‌برداری و در محل خروجی چشمه‌ها و چاه‌ها اندازه‌گیری شدند (شکل ۳-۳).



شکل ۳-۳- اندازه‌گیری پارامترهای صحرائی در محل نمونه‌برداری (EC، pH و دما)

pH در واقع معیاری از قدرت اسیدی آب است. pH نمونه‌های آب در محل خروجی چشمه‌ها توسط دستگاه pH متر (مدل Lutron 2K-2001 CT) با دقت ۰/۱ اندازه‌گیری شد. هدایت الکتریکی قابلیت یک محلول جهت انتقال جریان الکتریکی است و واحد اندازه‌گیری آن میکروزیمنس بر سانتی‌متر می‌باشد. هدایت الکتریکی (EC) و هم‌چنین درجه حرارت نمونه‌های آب برداشت شده از منطقه مورد مطالعه توسط دستگاه EC متر (مدل Lutron 2K-2001 CT) با دقت ۰/۰۱ میکروموس بر سانتی‌متر اندازه‌گیری شده است.

### ۳-۳-۲- اندازه‌گیری غلظت آنیون‌ها و کاتیون‌های اصلی

نمونه‌های آب برداشت شده، جهت تعیین غلظت یون‌های اصلی به آزمایشگاه تجزیه آب در تهران منتقل شده و توسط روش‌های استاندارد آنالیز گردید (جدول‌های ۲-۳ و ۳-۳). برای اندازه‌گیری کلسیم و منیزیم، ابتدا مجموع غلظت کلسیم و منیزیم با استفاده از روش تیتراسیون بدست می‌آید. عامل تیتراکننده نمک EDTA یا اتیلن دی آمین تترااستیک اسید است. برای اندازه‌گیری مجموع کلسیم و منیزیم از شناساگر اریوکروم بلاک T استفاده می‌شود. جهت اندازه‌گیری کلسیم به روش تیتراسیون از شناساگر مروکسید به عنوان معرف، چند قطره KOH ۲ نرمال جهت بالا بردن pH نمونه و محلول EDTA به عنوان تیترانت استفاده شد. از تفاضل غلظت مجموع کلسیم و منیزیم با غلظت کلسیم، غلظت یون منیزیم بدست می‌آید. برای اندازه‌گیری غلظت سدیم و پتاسیم از روش نورسنجی شعله‌ای (Flame photometry) استفاده شد. هنگامی که محلول حاوی نمک‌های سدیم و پتاسیم به شعله‌ای با دمای مناسب پاشیده شود، نوری که مشخصه این عناصر است نشر می‌شود. شدت این نور تابعی از غلظت عنصر مورد نظر می‌باشد. این روش برای غلظت‌های ۱ تا ۱۰۰ میلی‌گرم بر لیتر از سدیم و پتاسیم توصیه شده است.

برای اندازه‌گیری کربنات و بی‌کربنات، از تیتراسیون اسید - باز استفاده شد. با توجه به اینکه pH نمونه‌های آب کمتر از ۸/۲ می‌باشد، بنابراین آنیون کربنات در نمونه‌ها موجود نمی‌باشد. جهت اندازه‌گیری آنیون بی‌کربنات از شناساگر متیل‌اورانژ و اسید سولفوریک ۱/۴۰ نرمال به روش تیتراسیون استفاده شد.



روش مورد استفاده برای اندازه‌گیری کلراید، روش نقره‌سنجی یا روش مور است که یک تیتراسیون رسوبی می‌باشد. بدین منظور از شناساگر کرومات پتاسیم و محلول استاندارد نیترات نقره  $1/40$  نرمال استفاده شد. وقتی نیترات نقره به نمونه آب اضافه می‌شود، یون‌های کلر موجود در آب با نیترات نقره، رسوب کلراید نقره تولید می‌کنند.

برای اندازه‌گیری یون سولفات از روش کدرسنجی (توربیدیتی‌متری) استفاده شده است. برای این کار ابتدا چند محلول استاندارد با غلظت‌های مشخص از سولفات تهیه می‌شود، سپس تیرگی این محلول‌ها توسط دستگاه کدرسنج قرائت می‌شود. این قرائت‌ها و غلظت‌های معادل آن، تشکیل یک نمودار خطی می‌دهند. به منظور اندازه‌گیری سولفات نمونه آب مقدار  $0/5$  گرم پودر کلرید باریم به نمونه آب اضافه و نمونه در دستگاه قرار داده می‌شود. با اندازه‌گیری مقدار تیرگی آب و مراجعه به منحنی کالیبراسیون تهیه شده، غلظت سولفات بدست می‌آید. پس از اندازه‌گیری آنیون‌ها و کاتیون‌های اصلی درصد خطای آزمایش از طریق رابطه زیر محاسبه می‌شود (Honslow, 1995):

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

در رابطه فوق مجموع کاتیون‌ها و آنیون‌ها برحسب میلی اکی‌والان بر لیتر (epm) می‌باشد.

### ۳-۳-۳- اندازه‌گیری جزء مولکولی سیلیس ( $\text{SiO}_2$ )

روش مورد استفاده برای اندازه‌گیری سیلیس روش اسپکتروفتومتری می‌باشد. در این روش پس از آماده‌سازی محلول‌های استاندارد و نمونه‌های مورد آزمایش، جذب این نمونه‌ها در دستگاه اسپکتروفتومتر قرائت می‌گردد. با رسم منحنی کالیبراسیون برای نمونه‌های استاندارد، غلظت سیلیس در نمونه‌های مورد آزمایش از روی مقدار جذب آن‌ها محاسبه می‌شود.

جدول ۳-۲- نتایج آنالیز شیمیایی منابع آب موجود در سنگ‌های ریولیتی مه‌باد مربوط به فصل تر (فروردین ۹۴)

Sample	T(°C)	EC	pH	TDS	Na	K	Mg	Ca	HCO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	Cl	SiO <sub>2</sub>	%Error
۱	۱۰	۱۳۰	۷/۸۵	۱۶۰/۸۵	۰/۱۶	۱/۰۰۵	۰/۲	۱/۳۵	۱/۴۵	۰/۲۷	۰/۴۸	۸/۹۸	۱۳/۳۵
۲	۱۱/۳۰	۲۰۸	۷/۷۵	۲۰۳/۲۸	۰/۲۱	۱/۰۱۹	۰/۳۵	۱/۷۵	۱/۸۵	۰/۲۸	۰/۵۴	۱۲/۵۱	۷/۰۱
۳	۱۱/۳۰	۲۵۷	۸/۳۵	۲۴۲/۹۹	۰/۲۳	۱/۰۱۹	۰/۶۰	۱/۹۵	۲/۳۵	۰/۲۷	۰/۵۹	۱۳/۰۹	۶/۸۲
۴	۱۱/۶۰	۴۹۸	۸/۴۵	۴۴۴/۵۵	۰/۴۰	ND	۱/۴۵	۳/۳۵	۴/۸۰	۰/۳۴	۰/۷۰	۱۶/۳۱	۵/۷۰
۵	۱۲	۴۶۰	۷/۸۰	۴۳۰/۸۰	۰/۲۴	۱/۰۰۴	۰/۷۰	۴/۱۲	۴/۶۰	۰/۳۴	۰/۶۴	۱۴/۶۵	۵/۰۴
۶	۱۱/۴۰	۳۷۰	۷/۶۲	۳۷۵/۴۶	۰/۲۷	ND	۰/۷۵	۳/۳۵	۳/۹۴	۰/۲۸	۰/۵۴	۱۹/۱۹	۴/۱۵
۷	۹/۵۰	۲۳۵	۷/۴۰	۲۳۴/۰۷	۰/۱۹	ND	۰/۳۵	۲/۱۵	۲/۱۵	۰/۴۷	۰/۴۸	۱۱/۲۳	۶/۸۹
۸	۱۴/۲۰	۳۰۵	۷/۵۴	۳۰۲/۶۶	۰/۲۲	۱/۰۰۴	۰/۶۰	۲/۷۰	۳/۱۱	۰/۲۴	۰/۵۴	۱۶/۱۹	۴/۸۶
۹	۱۴/۵۰	۳۶۰	۸/۰۰	۳۱۶	۰/۵۲	۱/۰۴۵	۰/۸۵	۲/۶۵	۳/۱۴	۰/۱۳	۰/۶۴	۲۰/۸۲	۲/۵۱
۱۰	۱۲/۳۰	۵۵۵	۷/۴۸	۴۷۸/۴۱	۰/۶۴	۱/۰۹۶	۱/۳۲	۳/۸۲	۵/۰۴	۰/۴۷	۰/۵۴	۱۷/۸۴	۱/۷۶
۱۱	۱۱/۷۰	۵۱۰	۷/۵۰	۴۴۷/۹۱	۰/۴۲	ND	۱/۴۰	۴/۱۵	۴/۹۱	۰/۰۱۹	۰/۷۰	۱۲/۲۴	۳/۰۲
۱۲	۱۳/۳۰	۲۷۰	۷/۵۵	۲۵۷/۲۹	۰/۲۰	ND	۰/۵۵	۲/۵۵	۲/۴۸	۰/۱۵	۰/۶۴	۱۲/۰۲	۰/۴۵
۱۳	۱۱/۶۰	۲۰۷	۷/۹۰	۱۹۵/۹۴	۰/۱۸	ND	۰/۳۴	۱/۹۰	۱/۹۳	۰/۰۴۹	۰/۴۸	۱۴/۱۶	۰/۴۱
۱۴	۱۲	۲۶۵	۷/۴۵	۲۳۱/۸۹	۰/۲۵	ND	۰/۶۰	۲/۰۹	۲/۱۵	۰/۳۱	۰/۴۸	۱۳/۲۱	۰/۳۴
۱۵	۱۵/۸۰	۳۲۰	۷/۶۰	۲۶۸/۷۱	۰/۲۵	۱/۰۰۱	۰/۵۹	۲/۶۶	۲/۸۳	۰/۰۶۹	۰/۴۸	۱۲	۰/۴۳

جدول ۳-۳- نتایج آنالیز شیمیایی منابع آب موجود در سنگ‌های ریولیتی مه‌باد مربوط به فصل خشک (شهریور ۹۴)

Sample	T(°C)	EC	pH	TDS	Na	K	Mg	Ca	HCO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	Cl	SiO <sub>2</sub>	%Error
۱	۱۶/۲۰	۲۰۵	۷/۷۰	۱۷۹/۵۹	۰/۵۵	۰/۰۲۲	۰/۳۳	۱/۱۲	۱/۵۸	۰/۳۲	۰/۳۹	۱۷/۲۰	۶/۲۱
۲	۱۷/۸۰	۲۹۱	۷/۸۰	۲۵۹/۸۹	۰/۵۶	۰/۰۴۱	۰/۴۴	۱/۹۰	۲/۷۰	۰/۲۴	۰/۴۵	۱۷/۶۰	۷/۱۰
۳	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
۴	۱۷/۲۰	۴۸۵	۷/۹۵	۴۵۶/۸۲	۱/۰۱	۰/۰۳۹	۱/۲۴	۲/۹۲	۴/۷۱	۰/۲۵	۰/۷۵	۲۰/۲۲	۴/۶۰
۵	۱۹	۴۸۲	۷/۵۲	۴۴۷/۶۹	۰/۸۰	۰/۰۱۸	۰/۷۶	۳/۵۷	۴/۶۷	۰/۳۷	۰/۶۵	۲۱/۲۳	۵/۱۷
۶	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
۷	۱۶/۳۰	۲۸۵	۷/۰۰	۲۶۰/۸۸	۰/۸۱	۰/۰۲۴	۰/۴۸	۱/۹۰	۲/۳۴	۰/۳۹	۰/۵۵	۱۵/۵۱	۱/۲۳
۸	۱۶/۸۰	۳۷۰	۷/۶۱	۳۳۰/۹۴	۰/۷۸	۰/۰۲۷	۰/۶۷	۲/۳۳	۳/۳۰	۰/۳۰	۰/۶۲	۱۸/۴۴	۵/۵۹
۹	۱۸	۴۳۰	۷/۸۵	۳۳۱/۱۴	۰/۸۷	۰/۰۵۲	۱/۰۵	۲/۳۵	۳/۰۴	۰/۳۰	۰/۷۰	۲۴/۱۰	۵/۳۶
۱۰	۱۶/۵۰	۶۱۰	۷/۷۰	۵۱۴/۲۶	۰/۸۳	۰/۰۹۹	۱/۴۰	۳/۸۵	۵/۳۹	۰/۳۹	۰/۸۱	۱۹/۵۴	۳/۲۹
۱۱	۱۹	۵۷۵	۷/۶۲	۴۵۳/۲۹	۰/۸۹	۰/۰۲۵	۱/۰۷	۳/۹۱	۴/۸۰	۰/۱۶	۰/۵۱	۲۱/۷۹	۳/۴۵
۱۲	۱۹/۳۰	۳۰۰	۷/۲۸	۲۶۳/۱۹	۰/۵۹	۰/۰۲۹	۰/۵۹	۱/۸۸	۲/۶۰	۰/۲۳	۰/۴۲	۱۸/۴۱	۲/۹۸
۱۳	۱۷	۲۶۱	۷/۶۱	۲۳۱/۹۳	۰/۶۶	۰/۰۲۴	۰/۴۸	۱/۵۷	۲/۲۶	۰/۲۸	۰/۵۱	۱۶/۱۵	۵/۴۶
۱۴	۱۸/۳۰	۳۸۵	۷/۳۰	۲۹۲/۹۶	۰/۷۷	۰/۰۳۶	۰/۷۸	۲/۱۴	۲/۷۴	۰/۲۵	۰/۵۵	۲۲/۱۲	۲/۲۶
۱۵	۱۸	۴۲۰	۷/۴۲	۳۳۴/۰۷	۰/۷۵	۰/۰۳۱	۰/۸۶	۲/۴۲	۳/۳۸	۰/۳۰	۰/۶۰	۲۱/۰۷	۲/۶۲
۱۶	۲۰	۶۰۰	۸/۰۵	۴۷۱/۳۲	۰/۶۲	۰/۰۳۷	۱/۶۶	۳/۵۰	۴/۶۷	۰/۳۳	۱/۱۵	۲۳/۳۲	۳/۰۱
۱۷	۱۹/۳۰	۶۴۰	۷/۶۷	۵۰۶/۵۸	۰/۹۳	۰/۰۲۹	۱/۵۵	۳/۹۵	۵/۱۴	۰/۵۲	۰/۵۶	۲۹/۸۰	۱/۸۸
۱۸	۱۹/۶۰	۵۷۵	۷/۹۶	۴۶۵/۲۴	۰/۶۲	۰/۰۴۸	۱/۹۴	۳/۲۴	۴/۵۳	۰/۲۷	۱/۳۵	۲۲/۹۱	۲/۵۸
۱۹	۱۶/۹۰	۶۲۵	۷/۶۴	۵۶۷/۵۱	۱/۱۷	۰/۰۶۳	۱/۵۳	۴/۰۷	۵/۷۳	۰/۵۲	۱/۰۳	۲۵/۷۵	۳/۰۸
۲۰	۱۷/۴۰	۶۳۰	۷/۵۰	۵۲۶/۵۴	۱/۲۷	۰/۰۲۹	۱/۸۱	۳/۵۳	۵/۳۲	۰/۴۵	۰/۹۵	۲۴/۱۳	۰/۶۰
۲۱	۱۹/۸۰	۹۴۰	۸/۱۳	۷۳۰/۳۳	۱/۸۴	۰/۱۲۲	۲/۱۸	۵/۵۴	۷/۲۰	۰/۵۰	۱/۲۰	۲۵/۱۴	۴/۲۰
۲۲	۱۸/۴۰	۵۶۵	۷/۶۷	۴۸۲/۸۲	۱/۱۰	۰/۰۲۶	۱/۶۴	۳/۲۰	۴/۹۹	۰/۴۰	۰/۸۳	۲۴/۱۵	۲/۰۸

### ۳-۳-۴- محاسبه کل مواد جامد محلول (TDS)

مواد جامد محلول در آب که غالباً TDS گفته می‌شود، از مجموع جرم یون‌ها به اضافه جزء مولکولی سیلیس محاسبه می‌شود که بر حسب میلی‌گرم بر لیتر یا ppm بیان می‌شود (رابطه ۳-۲). مقدار TDS از این طریق با مقدار آن از طریق خشک کردن و تبخیر حجم معینی از آب در دمای معین (معمولاً ۱۸۰-۱۰۵ درجه سانتی‌گراد) متفاوت می‌باشد. زیرا در نتیجه حرارت دادن، بیکربنات‌ها به کربنات تبدیل و گازها و بعضی مواد فرار خارج می‌شوند.

$$\text{TDS}_{(\text{mg/l})} = \text{Sum of ions}_{(\text{mg/l})} + \text{SiO}_2_{(\text{mg/l})} \quad \text{رابطه (۳-۲)}$$

مقادیر پارامترهای صحرایی، یون‌های اصلی و جزء مولکولی سیلیس ( $\text{SiO}_2$ ) در نمونه‌های برداشت شده از منطقه مورد مطالعه در فصل تر و خشک به ترتیب در جدول‌های (۳-۲ و ۳-۳) ارائه شده است.

### ۳-۳-۴- اندازه‌گیری غلظت فلزات سنگین منابع آب ریولیتی

در این مطالعه تعداد ۱۱ نمونه از منابع آب موجود در ریولیت‌های مهاباد در شهریور ۱۳۹۴ جهت اندازه‌گیری غلظت فلزات سنگین برداشت و پس از آماده‌سازی به آزمایشگاه شرکت زرازا منتقل شد. در آزمایشگاه زرازا غلظت فلزات سنگین اندازه‌گیری شد. نتایج آنالیز فلزات سنگین در نمونه‌های برداشت شده از منطقه مورد مطالعه در جدول (۴-۳) ارائه شده است.

### ۳-۴- روش‌ها و نرم‌افزارهای مورد استفاده در تحلیل داده‌ها

در این مطالعه از روش‌ها و نرم‌افزارهای مختلفی برای تفسیر و تحلیل داده‌های هیدروشیمیایی استفاده شده است. مهمترین نرم‌افزارهای کاربردی مورد استفاده شامل Arc GIS برای تهیه نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه، AQQA جهت رسم نمودار پایپر و استیف، PHREEQC برای محاسبه شاخص اشباع کانی‌ها و نرم‌افزار Excel 2013 برای رسم نمودارهای توزیع عناصر و پارامترهای کیفی می‌باشد. همچنین در این پژوهش به منظور تفسیر مجموعه داده‌ها و ارزیابی منشا احتمالی عناصر و توجیه رفتار ژئوشیمیایی آن‌ها در منابع آب زیرزمینی سازند سخت ریولیتی مهاباد، روش‌های آماری چند متغیره شامل محاسبه ضریب همبستگی و آنالیز خوشه‌ای سلسله مراتبی با استفاده از نرم‌افزار SPSS 20 به کار گرفته شدند.

#### - ضریب همبستگی پیرسون

از ضریب همبستگی برای تعیین منشا احتمالی عناصر، بررسی روابط بین عناصر و همچنین ارزیابی تاثیر پارامترهای محیطی بر کیفیت منابع آب استفاده می‌شود. ضریب همبستگی در محدوده‌ی بین +۱ تا -۱ تغییر می‌کند. علامت مثبت بیانگر همبستگی مثبت و علامت منفی نشان‌دهنده همبستگی منفی بین دو متغیر می‌باشد.

#### - تحلیل خوشه‌ای

هدف از کاربرد آنالیز خوشه‌ای نظم بخشیدن به داده‌های مختلف گروه‌هایی است که درجه ارتباط بین آن‌ها حداقل می‌باشد. برای تهیه نمودار درختی که نمایانگر ساختار درونی متغیرها می‌باشد، از روش اتصال متوسط (Average Linkage) بین خوشه‌ها استفاده شده است. خوشه‌های مختلف در هر نمودار درختی نشانگر ویژگی یا منشأ مشترک عناصر می‌باشد. در این مطالعه از روش تحلیل خوشه‌ای HCA (Hierarchical Cluster Analysis) در نرم‌افزار SPSS استفاده گردید.

جدول ۳-۴- غلظت فلزات سنگین منابع آب موجود در سنگ‌های ریولیتی منطقه مهاباد (شرکت زرآرما، ۱۳۹۵)

Elements	Samples											Unit	DL	Method
	۴	۷	۸	۱۱	۱۳	۱۴	۱۵	۱۷	۲۰	۲۱	۲۲			
<b>Ag</b>	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	ppb	۰	ICP-MS
<b>Al</b>	۰/۰۴	۰/۰۸	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۹۳	۰/۰۵	۰/۱۳	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۰۴	ppm	۰/۰۱	ICP-MS
<b>As</b>	۱/۱۰	۰/۶۰	<۰/۵۰	۱/۳۰	۳/۳۰	۱/۶۰	۲/۱۰	۱/۸۰	۱/۲۰	۱/۸۰	۳/۷۰	ppb	۰/۵۰	ICP-MS
<b>Ba</b>	۱۰۵	۱۹۹/۶۰	۱۸۴/۶۰	۶۶/۷۰	۲۴۴/۳۰	۱۷۹/۸۰	۲۳۱/۱۰	۳۷۱/۵۰	۲۵۱/۱۰	۲۲۷/۴۰	۲۷۷/۷۰	ppb	۱	ICP-MS
<b>Be</b>	<۰/۲۰	<۰/۲۰	<۰/۲۰	<۰/۲۰	<۰/۲۰	<۰/۲۰	<۰/۲۰	<۰/۲۰	<۰/۲۰	<۰/۲۰	<۰/۲۰	ppb	۰/۲۰	ICP-MS
<b>Bi</b>	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	۰/۲۰	۰/۱۰	۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	ppb	۰/۱۰	ICP-MS
<b>Cd</b>	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	۰/۲۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	ppb	۰/۱۰	ICP-MS
<b>Ce</b>	<۰/۵۰	<۰/۵۰	۱/۴۰	<۰/۵۰	<۰/۵۰	۲/۳۰	<۰/۵۰	<۰/۵۰	<۰/۵۰	<۰/۵۰	<۰/۵۰	ppb	۰/۵۰	ICP-MS
<b>Co</b>	۱/۴۰	۱/۵۰	۱/۴۰	۱/۵۰	۱/۲۰	۲/۳۰	۱/۲۰	۱/۴۰	۱/۳۰	۱/۵۰	۱/۵۰	ppb	۱	ICP-MS
<b>Cr</b>	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	ppb	۱	ICP-MS
<b>Cs</b>	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	ppb	۰/۱۰	ICP-MS
<b>Cu</b>	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	۱/۱۰	ppb	۱	ICP-MS
<b>Dy</b>	۱/۳۰	۱/۳۰	۱/۴۰	۱/۳۰	۱/۳۰	۱/۴۰	۱/۳۰	۱/۳۰	۱/۳۰	۱/۳۰	۱/۳۰	ppb	۰/۱۰	ICP-MS
<b>Eu</b>	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۵۰	ppb	۰/۱۰	ICP-MS
<b>Fe</b>	۰/۰۱	۰/۰۴	<۰/۰۱	۰/۰۱	<۰/۰۱	۰/۹۴	۰/۰۳	۰/۰۹	۰/۰۵	<۰/۰۱	۰/۰۱	ppm	۰/۰۱	ICP-MS
<b>Gd</b>	<۰/۰۵	<۰/۰۵	۰/۲۰	<۰/۰۵	<۰/۰۵	۰/۲۰	۰/۱۰	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	ppb	۰/۱۰	ICP-MS
<b>In</b>	<۰/۵۰	<۰/۵۰	<۰/۵۰	<۰/۵۰	<۰/۵۰	<۰/۵۰	<۰/۵۰	<۰/۵۰	<۰/۵۰	<۰/۵۰	<۰/۵۰	ppb	۰/۵۰	ICP-MS

جدول ۳-۴- ادامه

Elements	Samples											Unit	DL	Method
	۴	۷	۸	۱۱	۱۳	۱۴	۱۵	۱۷	۲۰	۲۱	۲۲			
<b>La</b>	<۰/۵۰	<۰/۵۰	۰/۵۰	<۰/۵۰	<۰/۵۰	۰/۷۰	<۰/۵۰	<۰/۵۰	<۰/۵۰	<۰/۵۰	<۰/۵۰	ppb	۰/۵۰	ICP-MS
<b>Li</b>	۲/۵۰	۱/۷۰	۱/۸۰	۴	<۱	۲/۸۰	۳/۱۰	۷/۱۰	۳۷/۳۰	۳۶/۳۰	۱۲/۳۰	ppb	۱	ICP-MS
<b>Lu</b>	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	ppb	۰/۱۰	ICP-MS
<b>Mn</b>	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	۰/۲۴	<۰/۰۱	۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	ppm	۰/۰۱	ICP-MS
<b>Mo</b>	۰/۵۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	۰/۳۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	۰/۳۰	۱/۳۰	۰/۴۰	۰/۳۰	۱/۳۰	ppb	۰/۱۰	ICP-MS
<b>Nb</b>	۲/۶۰	۱/۶۰	۳/۴۰	۱/۳۰	۱/۳۰	۱/۹۰	۱/۷۰	۱/۲۰	۲/۱۰	۲/۳۰	۱/۱۰	ppb	۰/۱۰	ICP-MS
<b>Nd</b>	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۹۰	<۰/۵۰	<۰/۵۰	۱/۵۰	<۰/۵۰	<۰/۵۰	۰/۵۰	<۰/۵۰	<۰/۵۰	ppb	۰/۵۰	ICP-MS
<b>Ni</b>	۸/۲۰	۸/۲۰	۸/۸۰	۱۴/۴۰	۹	۱۶/۴۰	۸/۵۰	۹/۳۰	۹/۴۰	۱۱/۵۰	۱۳	ppb	۱	ICP-MS
<b>P</b>	<۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	<۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۹	۰/۰۱	<۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	ppm	۰/۰۱	ICP-MS
<b>Pb</b>	۳۳/۱۰	۴۳/۸۰	۶۷/۵۰	۶۹/۲۰	۱۴۳/۹۰	۲۳۵/۸۰	۱۰۸/۴۰	۵۳/۶۰	۳۱/۱۰	۴۹/۸۰	۸۰/۶۰	ppb	۱	ICP-MS
<b>Pr</b>	<۰/۱۰	<۰/۱۰	۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	۰/۳۰	۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	ppb	۰/۱۰	ICP-MS
<b>Rb</b>	<۱	۱	۱/۶۰	۱/۱۰	۱/۱۰	۱/۳۰	۱/۳۰	<۱	<۱	<۱	<۱	ppb	۱	ICP-MS
<b>S</b>	۷/۶۶	۲/۹۲	۳/۲۷	۷/۳۲	۳/۱۹	۸/۱۴	۴/۲۴	۴/۷۸	۹/۰۵	۱۵/۰۶	۵/۷۷	ppm	۰/۰۵	ICP-MS
<b>Sb</b>	۳	۲/۲۰	۱/۸۰	۲/۳۰	۲/۸۰	۲/۹۰	۴/۲۰	۲/۸۰	۳/۲۰	۳/۲۰	۳/۳۰	ppb	۰/۱۰	ICP-MS
<b>Sc</b>	۵/۱۰	۳/۷۰	۳/۵۰	۳/۴۰	۳/۳۰	۳/۶۰	۴/۲۰	۴/۶۰	۴/۱۰	۴/۶۰	۴/۳۰	ppb	۱	ICP-MS
<b>Se</b>	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	۰/۵۰	<۰/۱۰	ppb	۰/۱۰	ICP-MS

جدول ۳-۴- ادامه

Elements	Samples											Unit	DL	Method
	۴	۷	۸	۱۱	۱۳	۱۴	۱۵	۱۷	۲۰	۲۱	۲۲			
<b>Si</b>	۹/۴۵	۷/۲۵	۸/۶۲	۷/۳۴	۷/۵۵	۱۰/۳۴	۹/۸۵	۱۳/۰۹	۱۱/۲۰	۱۱/۷۵	۱۱/۲۹	ppm	۰/۰۱	ICP-MS
<b>Sm</b>	<۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۲۰	<۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۳۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	<۰/۱۰	ppb	۰/۱۰	ICP-MS
<b>Sn</b>	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	ppb	۰/۱۰	ICP-MS
<b>Sr</b>	۰/۵۶	۰/۱۹	۰/۳۸	۰/۴۷	۰/۲۵	۰/۲۶	۰/۵۵	۰/۸۵	۰/۹۶	۱/۱۰	۰/۷۹	ppm	۰/۰۱	ICP-MS
<b>Ta</b>	۱۶/۵۰	۱۶	۱۶/۹۰	۱۶/۴۰	۱۶/۶۰	۱۴/۸۰	۱۴/۵۰	۱۴/۴۰	۱۴/۶۰	۲۷/۷۰	۱۶/۱۰	ppb	۰/۱۰	ICP-MS
<b>Tb</b>	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	Ppb	۰/۱۰	ICP-MS
<b>Te</b>	۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	۰/۱۰	<۰/۱۰	۰/۳۰	۰/۱۰	۰/۱۰	<۰/۱۰	۰/۱۰	ppb	۰/۱۰	ICP-MS
<b>Th</b>	۶/۲۰	۶/۲۰	۶/۲۰	۶/۲۰	۶/۲۰	۶/۲۰	۷/۲۰	۶/۷۰	۶/۵۰	۶/۴۰	۶/۳۰	ppb	۰/۱۰	ICP-MS
<b>Ti</b>	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	ppm	۰/۰۱	ICP-MS
<b>Tl</b>	۰/۶۰	۰/۶۰	۰/۶۰	۰/۷۰	۰/۷۰	۰/۶۰	۰/۹۰	۰/۷۰	۰/۷۰	۰/۷۰	۰/۷۰	ppb	۰/۱۰	ICP-MS
<b>U</b>	۱	<۱	<۱	۱/۳۰	<۱	<۱	<۱	۱/۴۰	۱/۹۰	۲/۹۰	۲/۴۰	ppb	۱	ICP-MS
<b>V</b>	۱	۱/۶۰	۱/۱۰	۲/۹۰	۱/۴۰	۴	۲/۶۰	۶/۶۰	۲/۳۰	۳/۲۰	۱۰	ppb	۱	ICP-MS
<b>W</b>	۳/۷۰	۳/۶۰	۳/۸۰	۴/۶۰	۴/۹۰	۵/۴۰	۶/۷۰	۶/۶۰	۶/۸۰	۴/۴۰	۴/۶۰	ppb	۱	ICP-MS
<b>Y</b>	<۰/۱۰	<۰/۱۰	۰/۵۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	۰/۹۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	۰/۵۰	۰/۳۰	<۰/۱۰	ppb	۰/۱۰	ICP-MS
<b>Yb</b>	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	ppb	۰/۱۰	ICP-MS
<b>Zn</b>	۳۶/۲۰	۲۹/۴۰	۳۶/۹۰	۶۸/۵۰	۴۴/۲۰	۴۶/۶۰	۳۶/۲۰	۳۷/۴۰	۳۳/۶۰	۵۱/۲۰	۵۵/۹۰	ppb	۱	ICP-MS



## فصل چهارم:

### ارزیابی خصوصیات هیدروشیمیایی منابع آب زیرزمینی در ریولیت مهاباد

#### ۴-۱- مقدمه

در این فصل به توضیح و تفسیر نتایج بدست آمده از بررسی‌های انجام شده، پرداخته می‌شود. در ابتدا خصوصیات هیدروشیمیایی منابع آب موجود در منطقه شامل تغییرات زمانی و مکانی اجزاء مختلف آب با استفاده از داده‌های مربوط به فصل تر و خشک مورد بررسی قرار می‌گیرند. در ادامه نتایج آنالیزها با استفاده از نمودارهای ترکیبی و گرافیکی بررسی شده، تیپ و مکانیسم‌های حاکم بر کیفیت آب زیرزمینی شناسایی می‌گردد. در پایان غلظت فلزات سنگین موجود در منابع آب منطقه مورد مطالعه بررسی شده و میزان آلودگی و قابلیت شرب آب‌های ریولیتی منطقه توسط شاخص‌های آلودگی تعیین می‌شود.

#### ۴-۲- ویژگی‌های هیدروشیمیایی منابع آب موجود در ریولیت مهاباد

میانگین پارامترهای اندازه‌گیری شده در منابع آب زیرزمینی موجود در سنگ‌های ریولیتی منطقه مهاباد طی دو مرحله نمونه‌برداری در فصل تر و خشک در جدول (۴-۱) ارائه شده‌اند. اطلاعات مربوط به منابع آبی موجود در آبخوان‌های ریولیتی سایر نقاط دنیا نیز به منظور مقایسه با منابع موجود در ریولیت مهاباد ذکر شده است. بررسی آنیون‌ها و کاتیون‌ها در جدول (۴-۱) نشان می‌دهد تکه مقدار آنیون‌های بی‌کربنات و کلر و کاتیون‌های کلسیم و منیزیم در منابع آبی موجود در ریولیت مهاباد در مقایسه با منابع ریولیتی نقاط دیگر جهان بالاتر می‌باشد. مقدار آنیون سولفات و کاتیون‌های سدیم و پتاسیم تقریباً مشابه با منابع آبی موجود

در سایر پهنه‌های ریولیتی ذکر شده می‌باشد. آنیون بی‌کربنات و کاتیون کلسیم در مقایسه با سایر یون‌های دیگر افزایش بیشتری نسبت به سایر منابع موجود در پهنه‌های ریولیتی نشان می‌دهند. مقطع تیپ سازند مهاباد (ریولیت‌های مهاباد) در شمال روستای لاجین (شکل ۱-۶) شامل ریولیت همراه با شیل میکایی سبز تیره با میان لایه‌های آهک می‌باشد. از طرفی ریولیت‌های مهاباد S-Type بوده و منشاء رسوبی دارند و حاصل ذوب بخشی سنگ‌های رسوبی پوسته می‌باشند (شهبازی، ۱۳۷۸). بررسی مقاطع میکروسکوپی سنگ‌های ریولیتی منطقه مهاباد نیز پرشدگی درزه‌ها و شکستگی‌های سنگ توسط کانی‌های رسوبی و رگه‌های کلسیت را نشان می‌دهد. به علاوه در جنوب منطقه مورد مطالعه در بالادست ریولیت‌ها، سازندهای بایندر و سلطانیه وجود دارند که احتمال دارد آب تغذیه‌شونده از داخل این سازندها عبور و بر ترکیب شیمیایی منابع آب ریولیتی پایین دست اثرگذار باشد. لذا با توجه به مطالب ذکر شده، افزایش غلظت آنیون بی‌کربنات و کاتیون کلسیم در منابع آب زیرزمینی موجود در ریولیت‌های مهاباد در مقایسه با سایر منابع آبی در پهنه‌های ریولیتی دنیا (جدول ۴-۱) قابل توجه می‌باشد.

میانگین هدایت الکتریکی (EC) آب‌های ریولیتی منطقه مهاباد ۴۳۵/۷۱ میکروموهس بر سانتی‌متر می‌باشد که با توجه به میانگین TDS آب‌ها، رابطه EC-TDS در منطقه به صورت زیر می‌باشد:

$$TDS = 0.78 EC$$

در این رابطه مقدار EC بر حسب میکروزیمنس یا میکروموهس بر سانتی‌متر و مقدار TDS بر حسب میلی‌گرم بر لیتر می‌باشد.

مقدار میانگین pH آب‌های ریولیتی مهاباد ۷/۶۷ می‌باشد که تقریباً مشابه سایر منابع ریولیتی دنیا می‌باشد (جدول ۴-۱).

میانگین جزء مولکولی سیلیس (SiO<sub>2</sub>) نیز در آب‌های ریولیتی منطقه مهاباد ۱۸/۳۶ میلی‌گرم بر لیتر می‌باشد که در مقایسه با منابع ریولیتی در سایر نقاط دنیا مقدار کمتری را نشان می‌دهد. دلیل اصلی کم بودن سیلیس محلول در منابع آبی موجود در ریولیت مهاباد احتمالاً ناشی از فقیر بودن ریولیت مهاباد از فلدسپارها (آلبیت) بوده که هوازگی آنها به عنوان یکی از عوامل اصلی تولید SiO<sub>2</sub> در آب شناخته می‌شود.

لازم به ذکر است کانی بیوتیت فقط در بعضی از نمونه‌های سنگی برداشت شده از ریولیت مهاباد مشاهده شده است و تقریباً وجود ندارد (شهبازی، ۱۳۷۸). مقیاس جهانی سیلیس در آب‌های موجود در سازندهای سخت طبق نظر فریز و چری (Freez & Cherry, 1979) بین ۳۰-۱۰ میلی‌گرم بر لیتر با میانگین ۱۷ میلی‌گرم در لیتر می‌باشد.

جدول ۴-۱- میانگین داده‌های هیدروشیمیایی ریولیت مهاباد و مقایسه آن با منابع موجود در ریولیت‌های سایر نقاط دنیا (یون‌ها، سیلیس و TDS بر حسب میلی‌گرم بر لیتر، هدایت الکتریکی بر حسب میکروموس بر سانتی‌متر)

ID	۱*	۲	۳	۴	۵	۶
Temp	۱۵/۴۹	۱۴/۴	-	-	-	-
pH	۷/۶۷	۷/۶	۶/۷	۶/۹	۷/۲	۷/۹
EC	۴۳۵/۷۱	۲۱۷	۱۶۷	۱۳۰	۸۰	۳۱۹
TDS	۳۴۴/۱۸	۲۳۴	۲۲۲	۱۴۸	۱۲۰	۳۰۲
Na	۱۴/۳۵	۲۰	۴۰	۶/۸	۱۱	۶۲
K	۱/۳۰	۵/۲		۰/۶	۱/۲	۲
Mg	۱۱/۵۲	۵/۸	۱/۱	۲/۲	۱/۴	۱
Ca	۵۶/۹۸	۱۴	۶/۵	۱۲	۴/۴	۸
HCO <sub>3</sub>	۲۲۲/۸	۱۱۲	۷۷	۸۰	۴۲	۱۳۱
Cl	۲۳/۳۸	۴	۱۷	۲	۲	۱۶
SO <sub>4</sub>	۱۴/۱۶	۷/۷	۱۵	.۱	۱/۹	۲۲
SiO <sub>2</sub>	۱۸/۳۶	۶۲	۱۰۳	۳۹	۵۵	۵۲

\*1. Mahabad, Iran, 2. Oregon Well, USA(White et al. , 1963), 3. Rio San Antonio Spring, USA(USGS, 1947), 4. Mebane Well, USA(J. E. Whitney and J. A. Shaughnessy, 1955), 5. Sandoval Spring, New Mexico(J. D. Honerkam and J.D.Weeks, 1954), 6. Spring, Nevada(R. A. Wilson, 1956)

#### ۴-۲-۱- بررسی تغییرات مکانی پارامترهای فیزیکوشیمیایی در منابع آبی ریولیتی

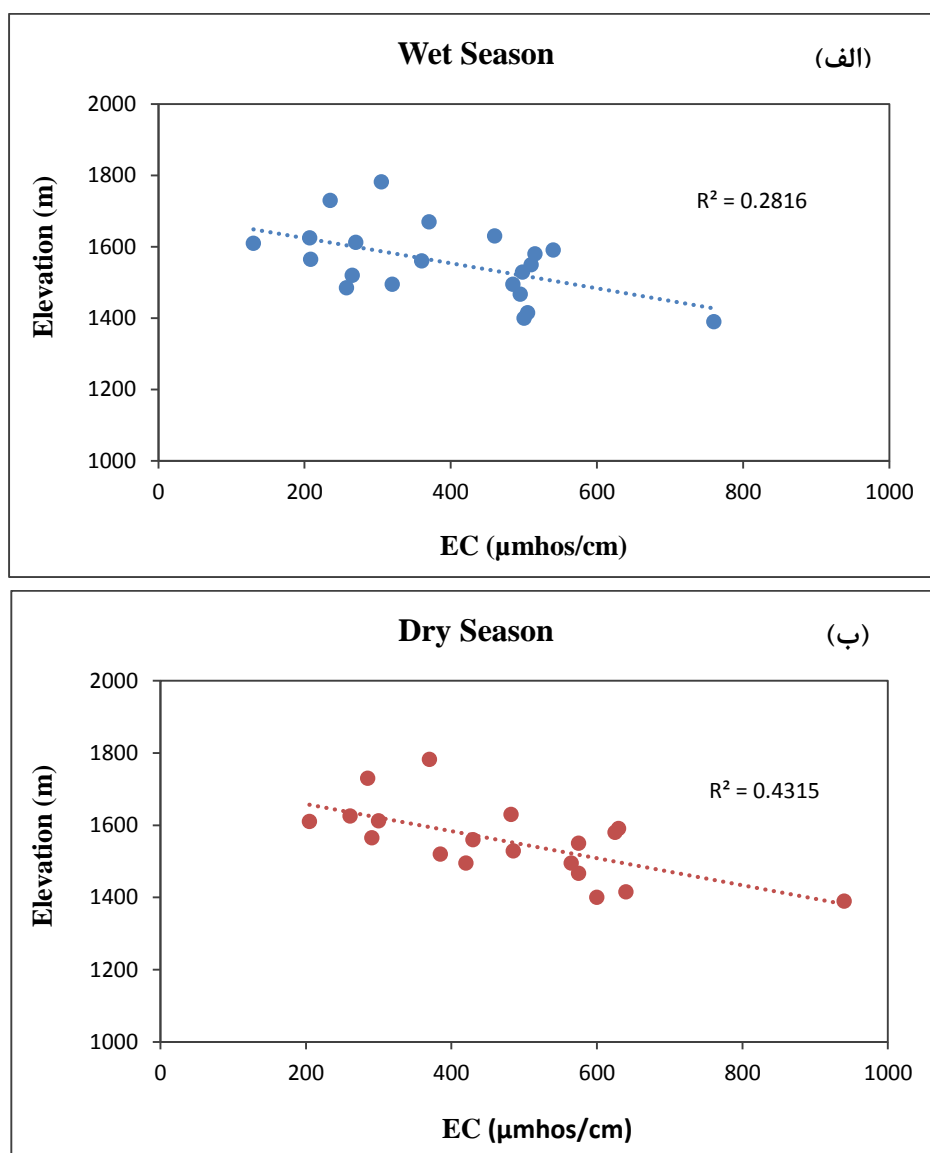
در این بخش تغییرات یون‌ها، سیلیس و پارامترهایی نظیر هدایت الکتریکی و دمای منابع آب در طول مسیر جریان مورد بررسی قرار می‌گیرند. جهت بررسی تغییرات مکانی دما و هدایت الکتریکی منابع آب ریولیتی،

مقادیر این پارامترها در برابر ارتفاع رسم گردیده‌اند. همچنین مقادیر یون‌ها و جزء مولکولی سیلیس نیز در مقابل نمایه TDS جهت بررسی تغییرات مکانی ترسیم شده‌اند، که تغییرات مذکور در ذیل مورد تجزیه و تحلیل قرار می‌گیرند.

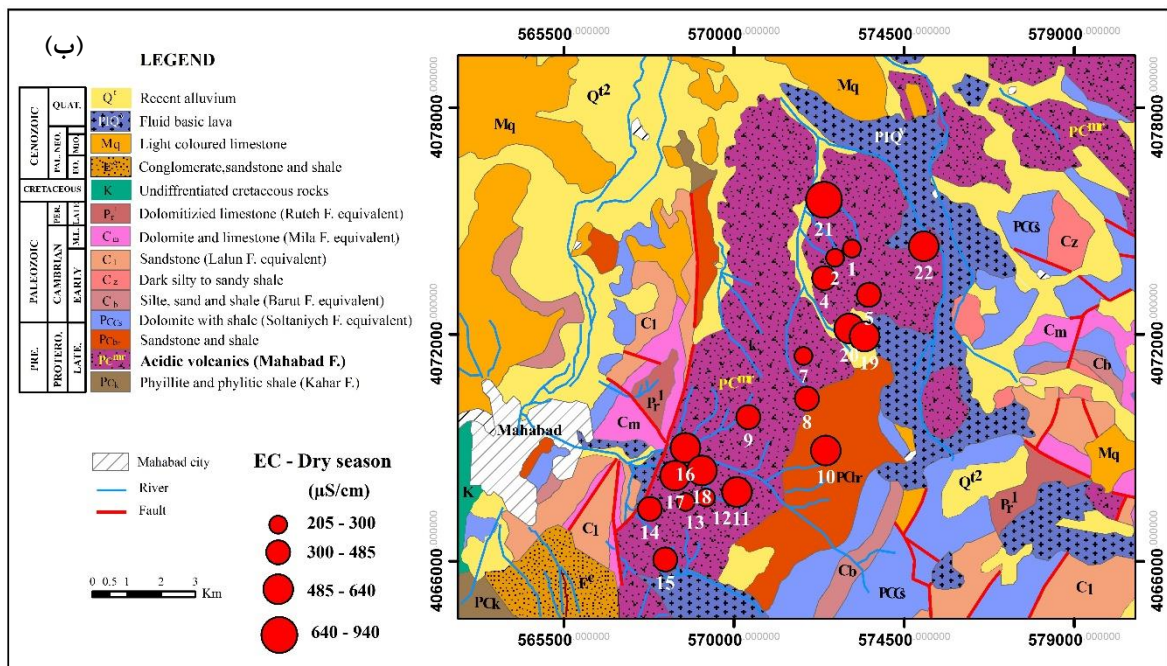
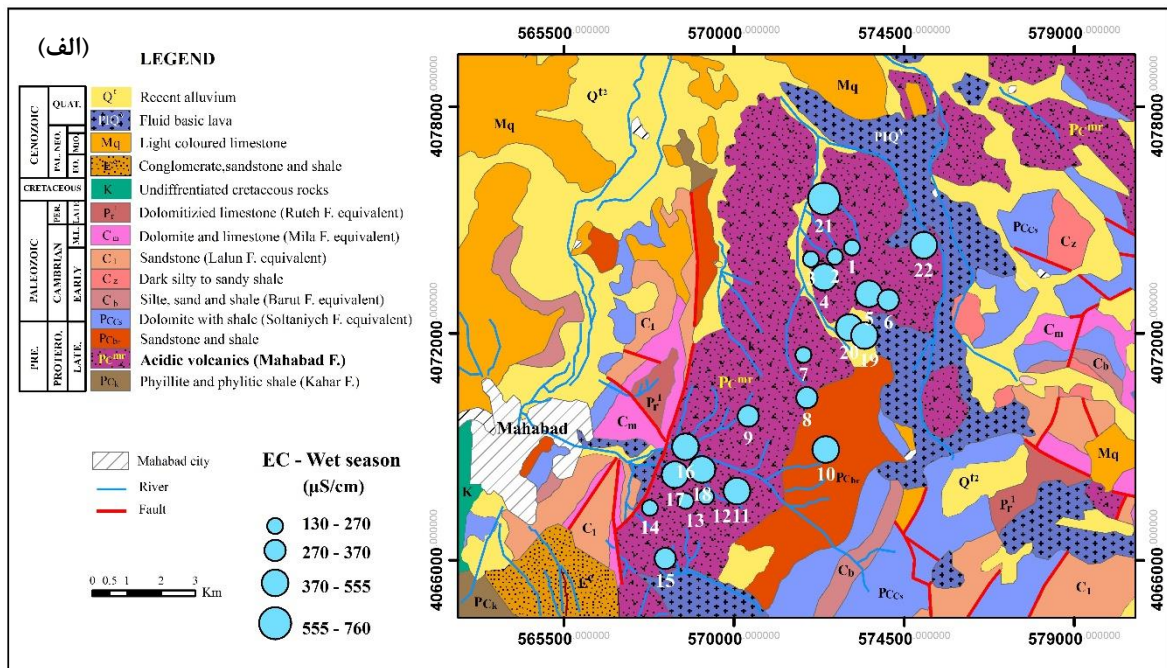
#### ۴-۲-۱-۱- تغییرات مکانی دما و هدایت الکتریکی

تغییرات هدایت الکتریکی نسبت به ارتفاع منابع آب ریولیتی در شکل (۴-۱) ارائه شده است. محدوده تغییرات EC از ارتفاعات به سمت خروجی منطقه در فصل تر (شکل ۴-۱، الف) بین ۱۳۰ تا ۵۴۰ میکرو زیمنس بر سانتی‌متر و در فصل خشک (شکل ۴-۱، ب) بین ۲۰۵ تا ۶۴۰ میکرو زیمنس بر سانتی‌متر می‌باشد. با کاهش ارتفاع مقدار هدایت الکتریکی منابع آب افزایش می‌یابد که در رابطه با افزایش طول مسیر جریان، زمان ماندگاری و همچنین در دسترس قرار گرفتن مواد قابل حل بیشتر در طول مسیر می‌باشد. هدایت الکتریکی نمونه شماره ۲۱ در هر دو فصل تر و خشک نسبت به دیگر منابع آب متفاوت و مقدار آن بیشتر می‌باشد که با توجه به ارتفاع کم و حداکثر طول جریان آن نسبت به منابع دیگر قابل توجیه می‌باشد. مقادیر هدایت الکتریکی نسبت به ارتفاع در تمامی نمونه‌ها یکنواخت نبوده و از روند کلی تبعیت نمی‌کند، که می‌تواند در رابطه با ناهمگنی و ناهمسانی آبخوان ریولیتی باشد. در آبخوان ریولیتی حرکت آب در شکستگی‌های سنگ سبب عدم پیوستگی خصوصیات شیمیایی و فیزیکی منابع آب می‌شود. شیب تغییرات هدایت الکتریکی در برابر ارتفاع منابع آبی در فصل خشک بیشتر از فصل تر بوده و از همبستگی بالاتری ( $R^2 = 0.43$ ) برخوردار می‌باشد. این موضوع با توجه به کاهش نرخ جریان در توده ریولیتی که با کاهش دبی منابع آبی نیز همراه می‌باشد، قابل توجیه است. پراکندگی هدایت الکتریکی منابع آب موجود در سنگ‌های ریولیتی منطقه مهاباد در طول دوره فصل تر و خشک در شکل (۴-۲) ارائه شده است. در مجموع نمونه‌های واقع در بخش‌های پایین‌تر (پایین دست) در هر دو فصل تر و خشک (نمونه‌های ۱۶ تا ۲۱) هدایت الکتریکی بالاتری دارند. به دلیل تنوع لیتولوژی در اطراف توده ریولیتی مورد بررسی، تعدادی از نقاط قرا گرفته در بالادست (نظیر نمونه‌های ۱۰، ۱۱ و ۲۲) نیز هدایت الکتریکی بالایی نشان می‌دهند که این موضوع می‌تواند ناشی از تاثیر سازندهای قرا گرفته در بالادست مانند سازند سلطانیه بر کیفیت آنها باشد.

شکل (۳-۴) تغییرات دمایی منابع آب ریولیتی را نسبت به ارتفاع نشان می‌دهد. دمای منابع آب ریولیتی در فصل تر (شکل ۳-۴، الف) از ارتفاعات به سمت خروجی منطقه از ۹/۶ تا ۱۶/۸ درجه سانتی‌گراد در حال تغییر می‌باشد. حداکثر درجه حرارت منابع آب در فصل خشک (شکل ۳-۴، ب) حدود ۲۰ درجه سانتی‌گراد و حداقل آن ۱۶/۲ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. با توجه به شکل ملاحظه می‌شود که درجه حرارت آب‌های ریولیتی از ارتفاعات زیاد (منطقه تغذیه) به سمت ارتفاعات کم (منطقه تخلیه) افزایش می‌یابد.



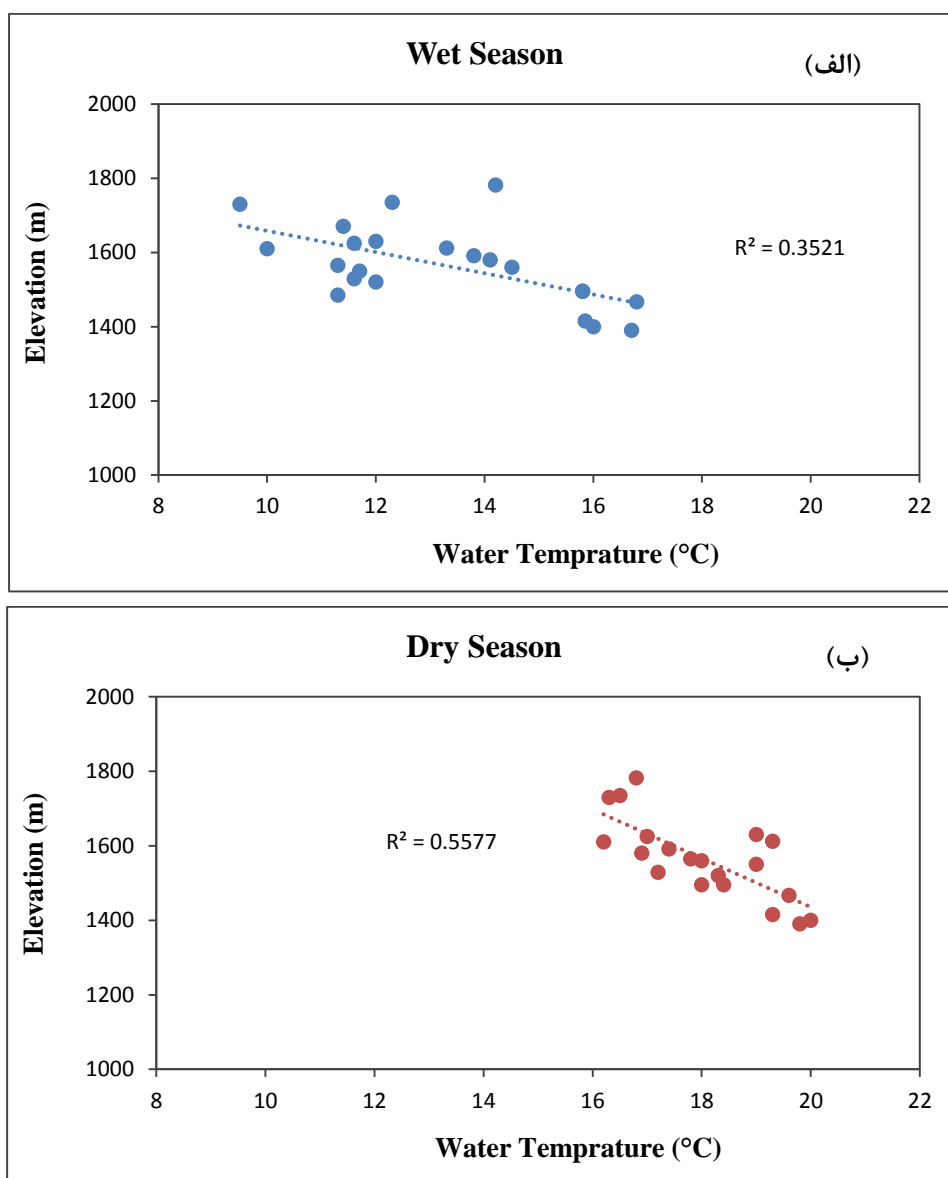
شکل ۳-۴-۱- تغییرات هدایت الکتریکی منابع آب ریولیتی مهاباد در برابر ارتفاع آنها طی فصل تر (الف) و خشک (ب)



شکل ۴-۲- پراکندگی هدایت الکتریکی (EC) در طول فصول تر (الف) و خشک (ب) در منابع آب زیرزمینی

موجود در سنگ‌های ریولیتی مهباد

با توجه به شکل (۳-۴) با کاهش ارتفاع، دمای منابع آب به دلیل دور شدن از منابع تغذیه و برقراری تعادل با محیط سنگ افزایش می‌یابد. افزایش درجه حرارت منابع آب در فصل خشک می‌تواند در رابطه با عمق کم آبخوان ریولیتی و سطحی بودن آن باشد که باعث تبادل حرارتی منابع آبی با دمای محیط می‌شود. افزایش شیب تغییرات دمایی نسبت به ارتفاع منابع آبی در فصل خشک در مقایسه با فصل تر احتمالاً مرتبط با کاهش سرعت جریان آب زیرزمینی در توده ریولیتی در فصل خشک می‌باشد.

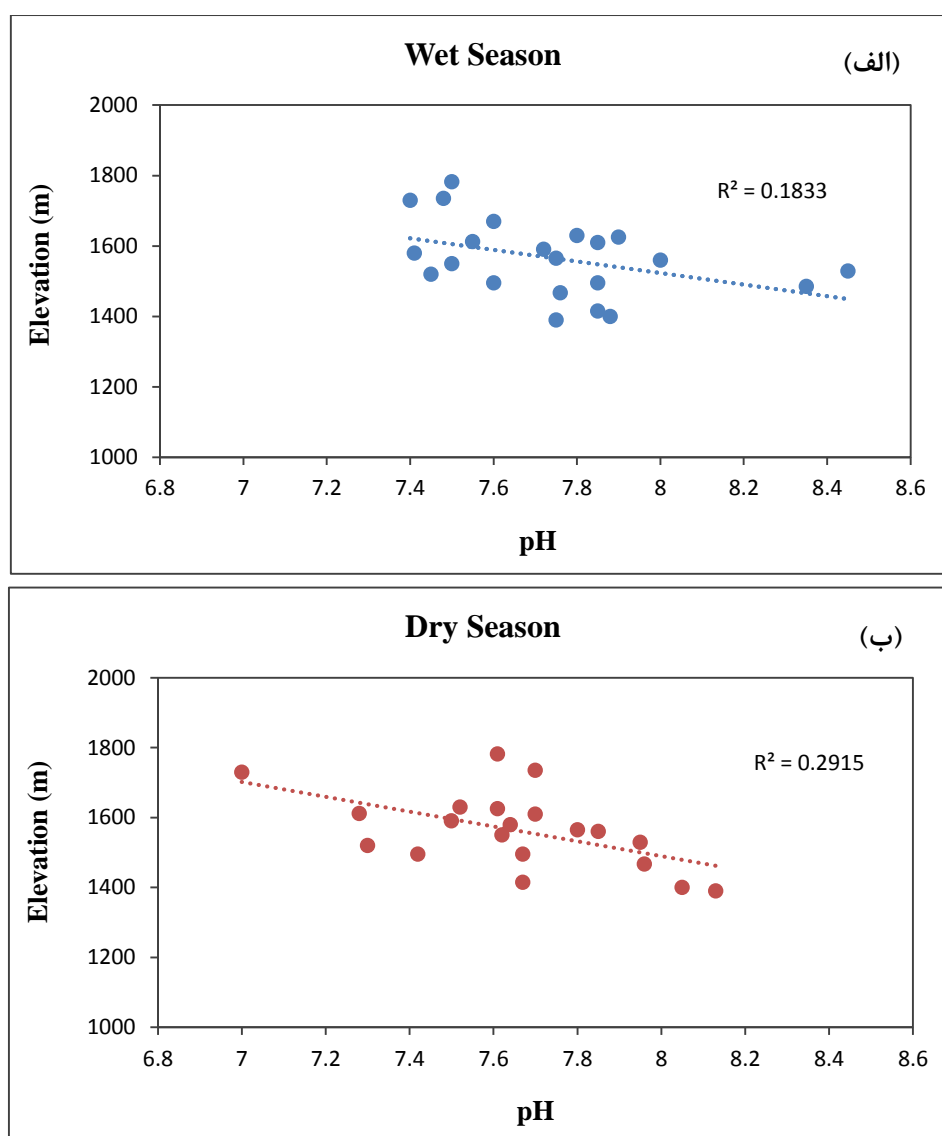


شکل ۳-۴- تغییرات دمایی منابع آب موجود در سنگ‌های ریولیتی مهاباد نسبت به ارتفاع طی فصل تر (الف) و خشک (ب)



#### ۴-۱-۲-۲- تغییرات مکانی pH

میزان pH منابع آب زیرزمینی موجود در سنگ‌های ریولیتی مهباد طی هر دو فصل تر و خشک از ارتفاعات به سمت خروجی منطقه افزایش می‌یابد. محدوده تغییرات pH منابع آب در فصل تر (شکل ۴-۴، الف) بین ۷/۴-۸/۴۵ و در فصل خشک (شکل ۴-۴، ب) بین ۷-۸/۰۵ می‌باشد. افزایش pH با کاهش ارتفاع در منابع آبی ناشی از پیشرفت واکنش‌های هوازگی و انحلال می‌باشد. از این منظر همبستگی بالاتر تغییرات pH و ارتفاع در فصل خشک و شیب بیشتر رابطه آنها قابل توجه می‌باشد.



شکل ۴-۴- تغییرات مکانی pH منابع آب موجود در سنگ‌های ریولیتی مهباد طی فصل تر (الف) و خشک (ب)



#### ۴-۲-۱-۳- تغییرات مکانی آنیون‌ها و کاتیون‌ها

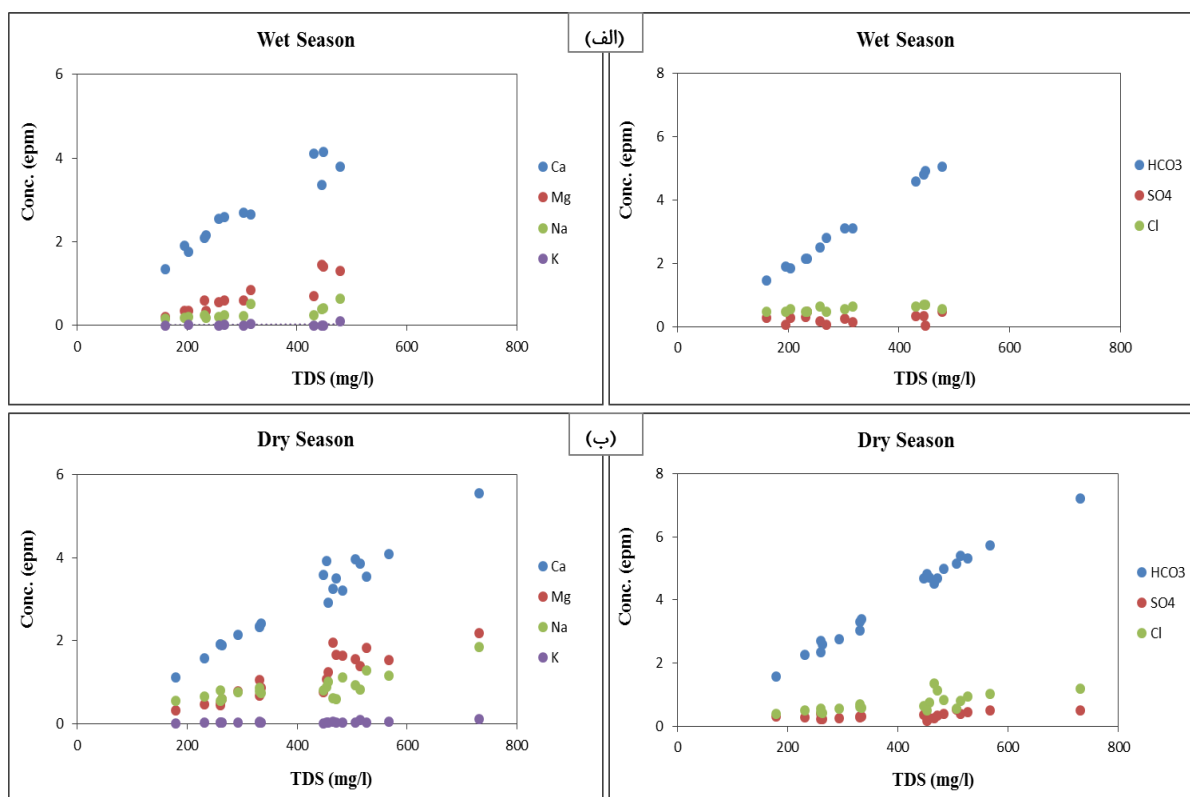
با افزایش طول مسیر جریان مقدار کل جامدات محلول (TDS) به دلیل افزایش محتوای یونی و مولکولی آب‌ها افزایش می‌یابد. بنابراین از TDS می‌توان به عنوان معیاری از تغییرات مکانی منابع در طول مسیر جریان استفاده نمود. از اینرو جهت بررسی تغییرات مکانی یون‌ها در طول مسیر جریان از پارامتر TDS استفاده می‌شود.

شکل (۴-۵) تغییرات مکانی آنیون‌ها و کاتیون‌ها در طول مسیر جریان را طی دو فصل تر و خشک نشان می‌دهد. بررسی آنیون‌ها در هر دو فصل تر و خشک نشان می‌دهد که مقدار آنیون بی‌کربنات در فصل خشک بیشتر از فصل تر و مقدار آن در این دوره از حدود  $1/5$  میلی‌اکی‌والان در لیتر در ابتدای مسیر جریان به حدود  $7$  میلی‌اکی‌والان در لیتر در انتهای مسیر جریان افزایش می‌یابد. محدوده تغییرات آنیون‌های کلر و سولفات نیز در فصل تر (شکل ۴-۵، الف) بین  $0.48$  تا  $0.71$  میلی‌اکی‌والان در لیتر و در فصل خشک (شکل ۴-۵، ب) از  $0.4$  تا  $1/2$  میلی‌اکی‌والان در لیتر می‌باشد. مقدار آنیون بی‌کربنات در هر دو فصل تر و خشک بیشتر از کلر و سولفات و شیب خط تغییرات آن نیز زیادتر می‌باشد که می‌تواند در رابطه با فراوانی و در دسترس بودن منابع تولیدکننده آنیون بی‌کربنات در سنگ‌های ریولیتی مهاباد (هوازدگی فلدسپارها و انحلال کلسیت) در مقایسه با آنیون‌های کلر و سولفات باشد.

غلظت کاتیون کلسیم در فصل تر (شکل ۴-۵، الف) از  $1/35$  تا  $4/15$  میلی‌اکی‌والان در لیتر و در فصل خشک (شکل ۴-۵، ب) از  $1/12$  تا  $4/07$  میلی‌اکی‌والان در لیتر با افزایش طول مسیر جریان افزایش می‌یابد. شیب خط روند تغییرات کاتیون کلسیم تقریباً شبیه آنیون بی‌کربنات می‌باشد.

تغییرات کاتیون‌های سدیم و منیزیم در هر دو فصل تر و خشک شبیه هم بوده و غلظت آن‌ها با افزایش طول مسیر جریان زیاد می‌شود. شیب خط روند تغییرات سدیم و منیزیم از ابتدا تا انتهای مسیر جریان یکسان نیست و از TDS حدود  $440$  میلی‌گرم در لیتر به بعد شیب تغییر می‌کند. افزایش در شیب تغییرات سدیم و منیزیم می‌تواند در رابطه با پدیده تبادل کاتیونی باشد.

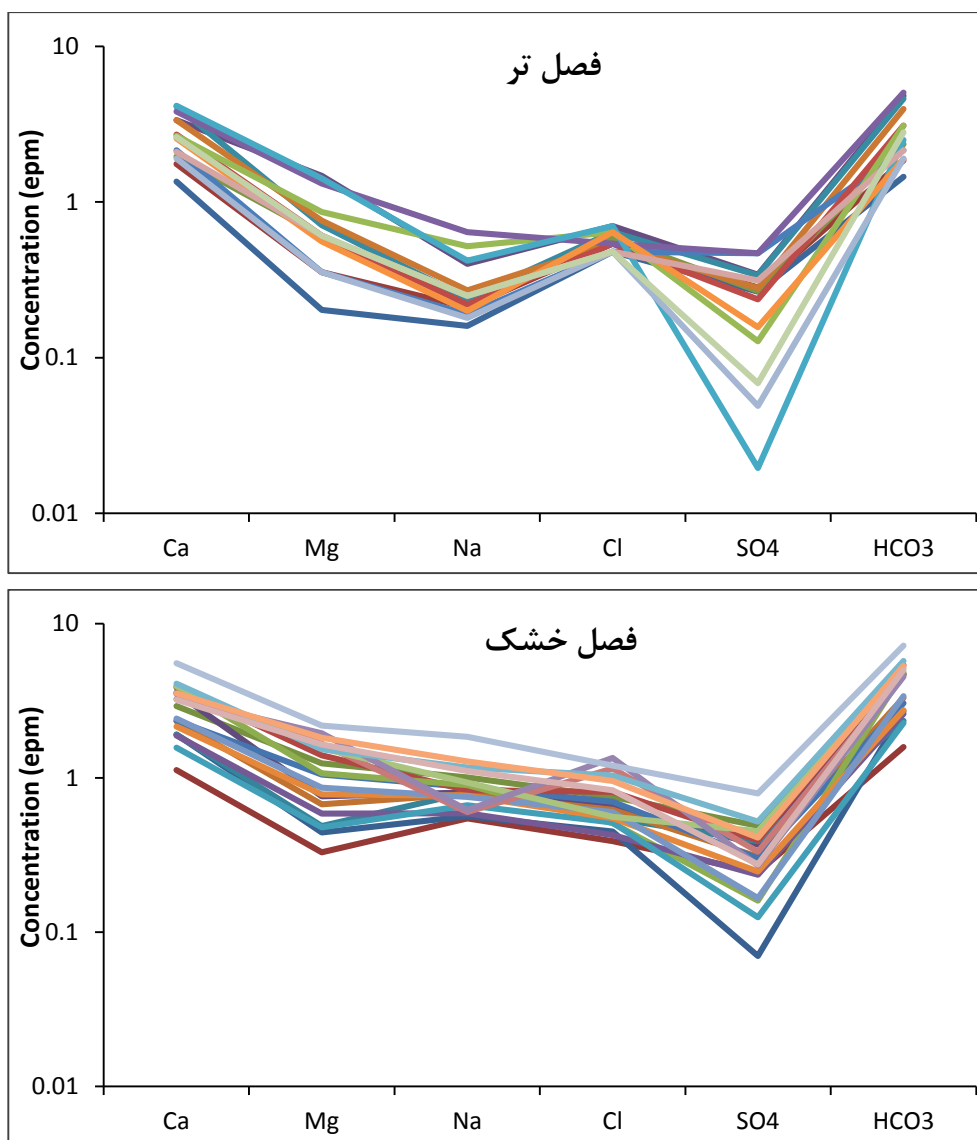
مقدار کاتیون پتاسیم نیز با افزایش طول مسیر جریان افزایش می‌یابد ولی مقدار آن کم می‌باشد. در حالت کلی مقدار و شیب تغییرات غلظت آنیون‌ها و کاتیون‌ها در فصل خشک بیشتر از فصل تر می‌باشد.



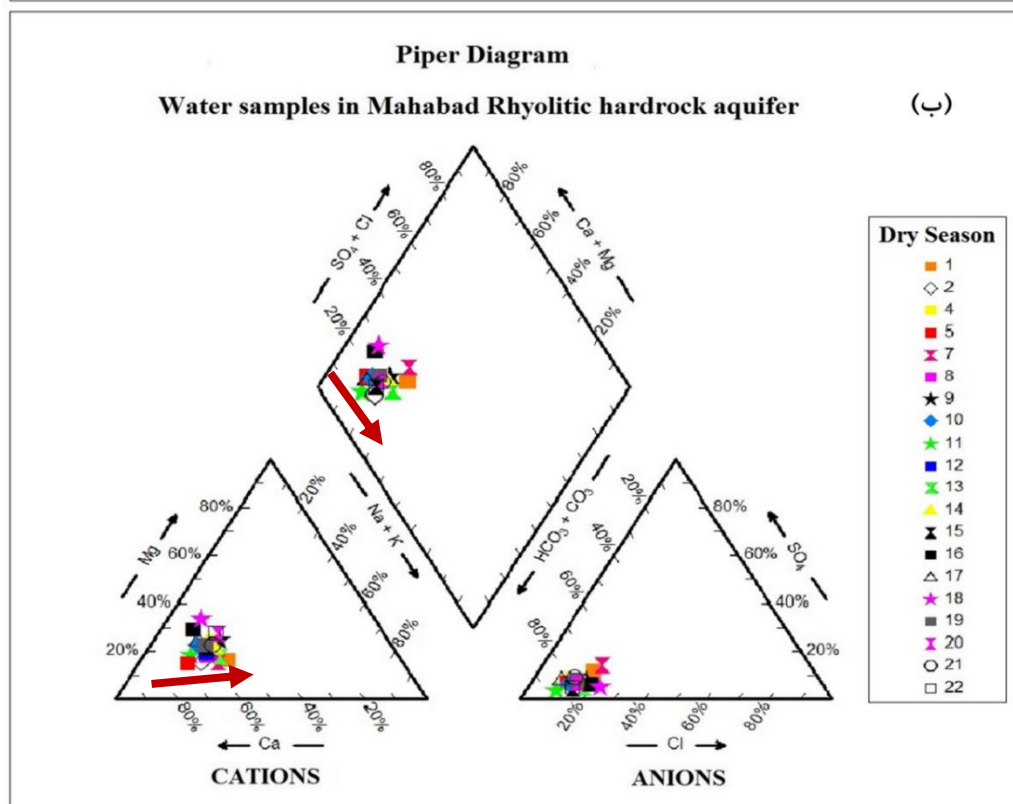
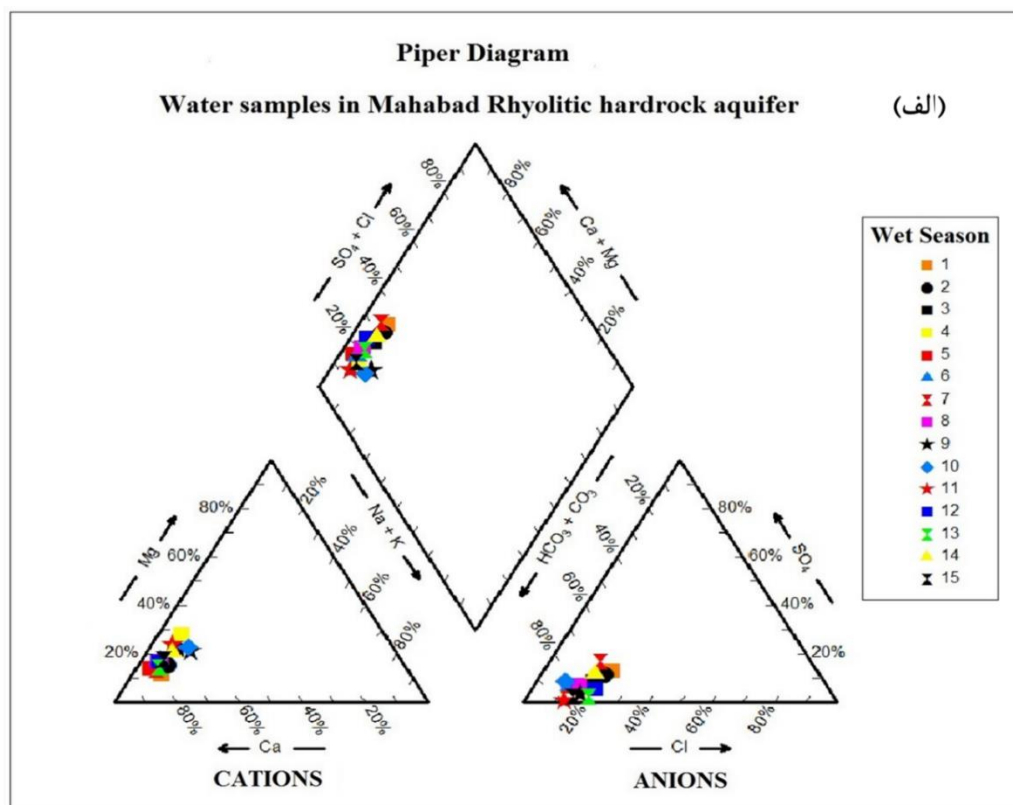
شکل ۴-۵- تغییرات مکانی آنیون‌ها و کاتیون‌ها در منابع موجود در ریولیت‌های مهاباد طی فصل تر (الف) و خشک (ب)

شکل (۴-۶) نمودار شولر نمونه‌ها را در فصل تر و خشک نشان می‌دهد. در محور افقی نمودار یون‌های اصلی و در محور عمودی غلظت آنها بر حسب میلی اکی‌والان در لیتر قرار دارد. با توجه به لگاریتمی بودن محور عمودی، اگر خطی که غلظت دو یون را به هم متصل می‌کند موازی با خط مشابه در نمونه دیگر باشد، نشان‌دهنده منشأ یکسان نمونه‌های آب می‌باشد (Todd & Mays, 2005). با توجه به این شکل تمامی نمونه‌ها از منشأ یکسان برخوردار می‌باشند، به غیر از نمونه‌های ۱۶ و ۱۸ که در نتیجه تاثیر سازند سلطانیه روند متفاوتی دارند. پراکندگی بیشتر نمونه‌ها در فصل تر در مقایسه با فصل خشک می‌تواند مرتبط با افزایش نرخ و مسیره‌های جریان باشد که قبلا اثرات آن در سایر پارامترهای فیزیکوشیمیایی نیز بررسی گردید. جهت بررسی تغییرات یون‌ها و هم‌چنین تغییرات تیپ منابع آب در طول مسیر جریان از دیاگرام پایپر استفاده شده است. شکل (۴-۷) نمودار پایپر منابع آب موجود در سنگ‌های ریولیتی منطقه مهاباد را طی دو فصل تر و خشک نشان می‌دهد.

با توجه به شکل، تیپ غالب منابع آب موجود در ریولیت‌ها در هر دو فصل تر و خشک بی‌کربناته-کلسیک می‌باشد. محتوای آنیونی منابع آب طی دو فصل تغییرات چندانی نمی‌کند، ولی به لحاظ محتوای کاتیونی مقدار کلسیم در فصل خشک کاهش و در عوض مقدار منیزیم و پتاسیم افزایش می‌یابد. تیپ آب از  $\text{Ca-HCO}_3$  در فصل تر به  $\text{Ca-Na-HCO}_3$  در فصل خشک در حال تغییر می‌باشد. این تغییرات در محتوای کاتیونی نمونه‌ها احتمالاً مرتبط با پدیده تبادل کاتیونی بوده که در ادامه بحث خواهد شد.



شکل ۴-۶- دیاگرام شولر مربوط به منابع آب ریولیتی منطقه مهاباد طی فصل تر (الف) و خشک (ب)

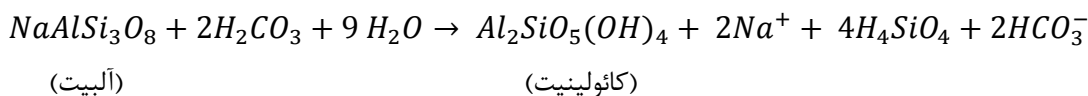


شکل ۴-۷- دیاگرام پایپر مربوط به منابع موجود در سنگ‌های ریولیتی مهباد طی فصل تر (الف) و خشک (ب)

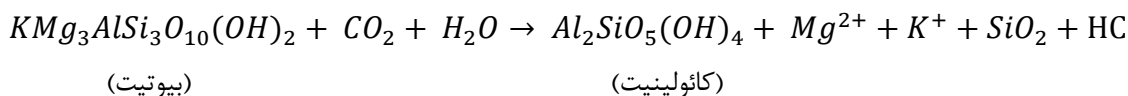
#### ۴-۱-۲-۴- تغییرات مکانی جزء مولکولی سیلیس (SiO<sub>2</sub>)

شکل (۴-۸) تغییرات جزء مولکولی سیلیس را نسبت به کل مواد جامد محلول (TDS) در سنگ‌های ریولیتی منطقه طی دو فصل تر و خشک نشان می‌دهد. مقدار سیلیس از ۹ تا ۲۰/۸ میلی‌گرم بر لیتر در فصل تر (شکل ۴-۸، الف) و ۱۵/۵۱ تا ۲۹/۸ میلی‌گرم بر لیتر در فصل خشک (شکل ۴-۸، ب) در حال تغییر می‌باشد. مقدار و شیب تغییرات سیلیس در فصل خشک بیشتر از فصل تر می‌باشد. هوازگی فلدسپارهای موجود در ریولیت مهاباد نظیر آلبیت از عوامل مهم تولید کننده سیلیس می‌باشند (رابطه ۴-۱). همچنین بیوتیت نیز نقش اساسی در میزان سیلیس محلول آب زیرزمینی دارد (رابطه ۴-۲)، لیکن لازم به ذکر است که در ریولیت مهاباد کانی بیوتیت فقط در بعضی از نمونه‌ها دیده شده است (شهبازی، ۱۳۷۸).

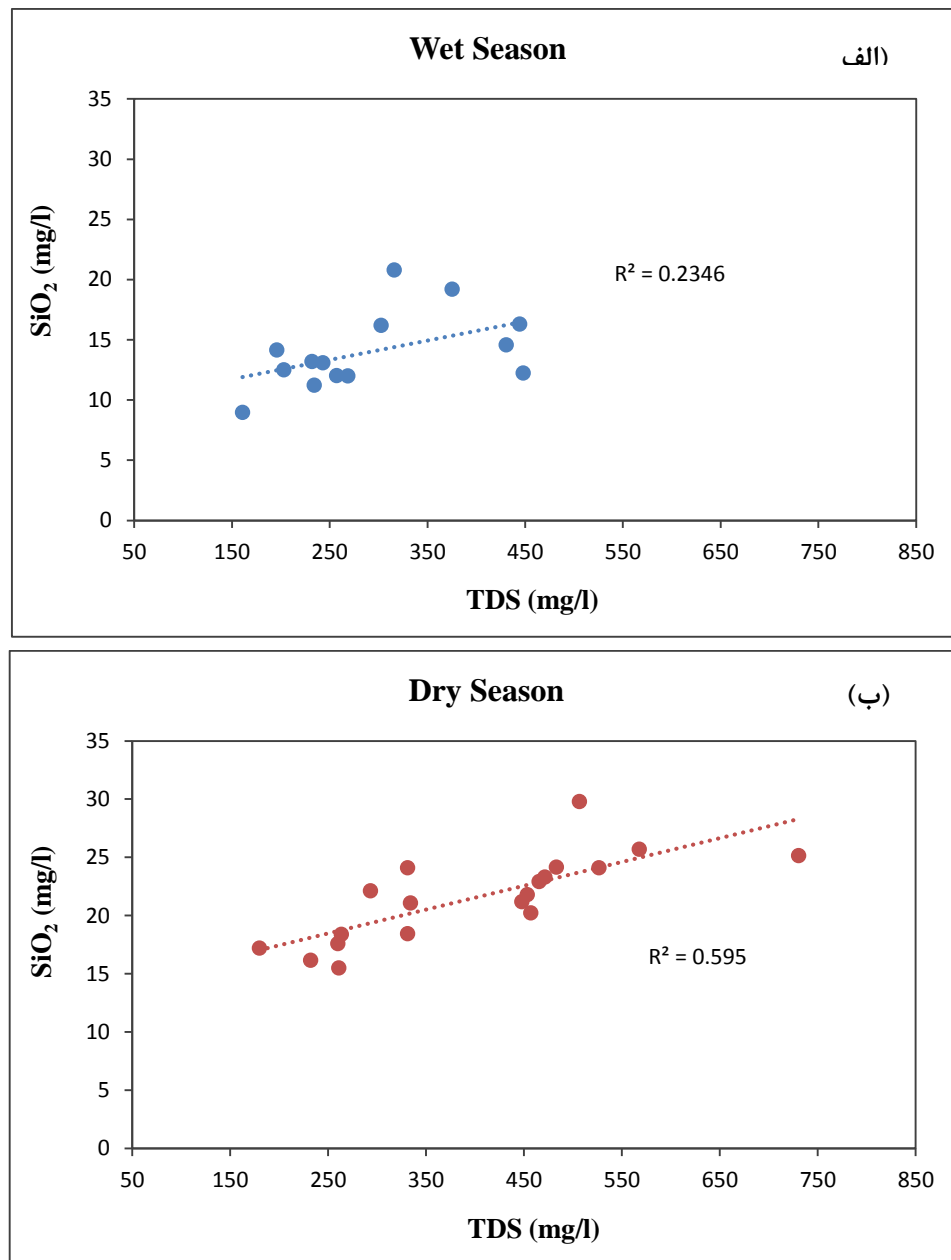
رابطه (۴-۱) :



رابطه (۴-۲) :

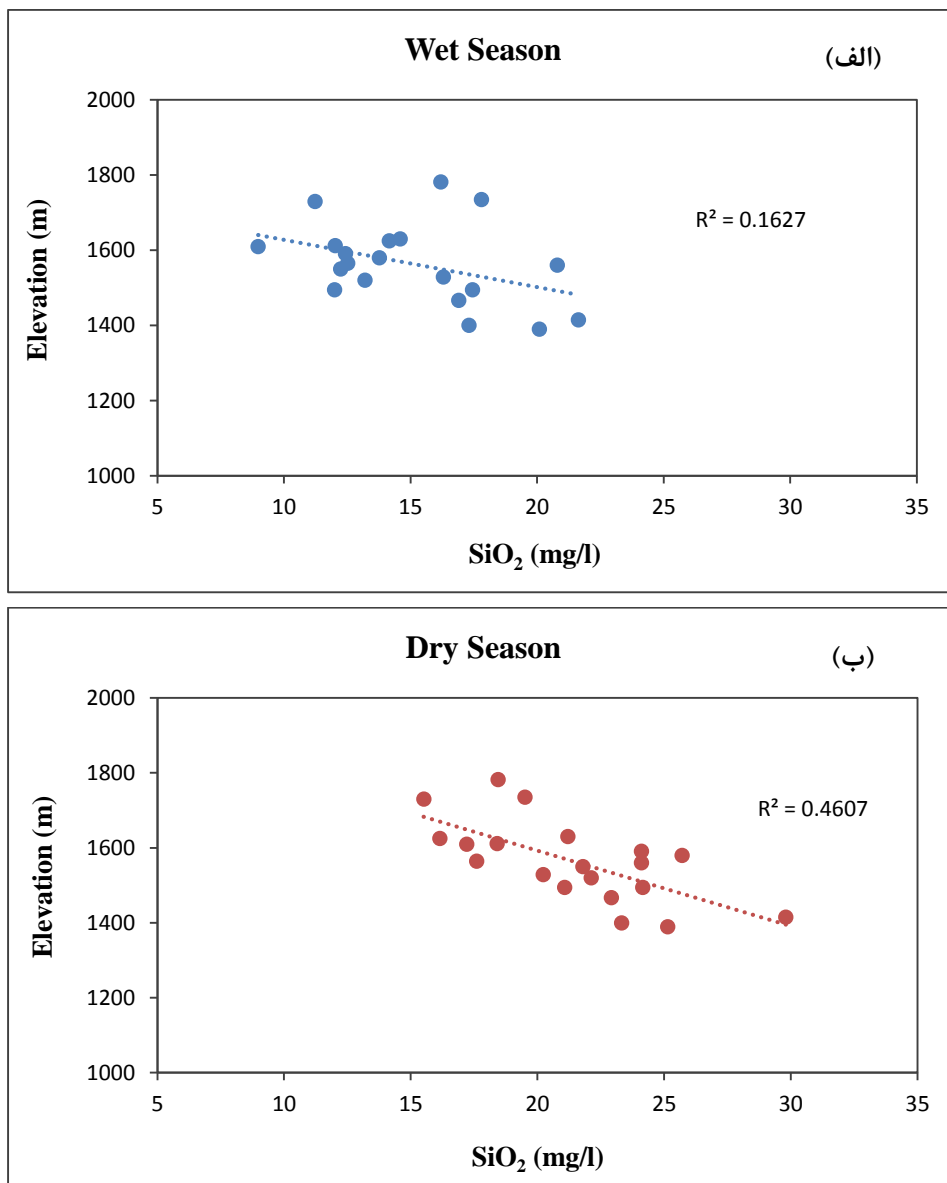


تغییرات سیلیس (SiO<sub>2</sub>) نسبت به ارتفاع منابع آب موجود در سنگ‌های ریولیتی طی دو فصل تر و خشک (شکل ۴-۹) نشان می‌دهد که با کاهش ارتفاع منابع آب ریولیتی، مقدار سیلیس افزایش می‌یابد. این موضوع مرتبط با پیشرفت واکنش‌های هوازگی در طول مسیر جریان آب زیرزمینی می‌باشد که سبب ورود یونها و جزء مولکولی سیلیس (SiO<sub>2</sub>) به آب می‌باشد. شیب تغییرات غلظت سیلیس نسبت به ارتفاع در فصل خشک بیشتر از فصل تر می‌باشد، که با توجه به کاهش نرخ و سرعت جریان و بنابراین افزایش زمان ماندگاری آب در تماس با کانی‌ها در فصل خشک، توجیه‌پذیر است.



شکل ۴-۸- تغییرات مکانی سیلیس در طول مسیر جریان طی فصل تر (الف) و خشک (ب)

در منابع آبی موجود در سنگ‌های ریولیتی مهاباد



شکل ۴-۹- تغییرات سیلیس نسبت به ارتفاع در طول دوره فصل تر (الف) و خشک (ب)

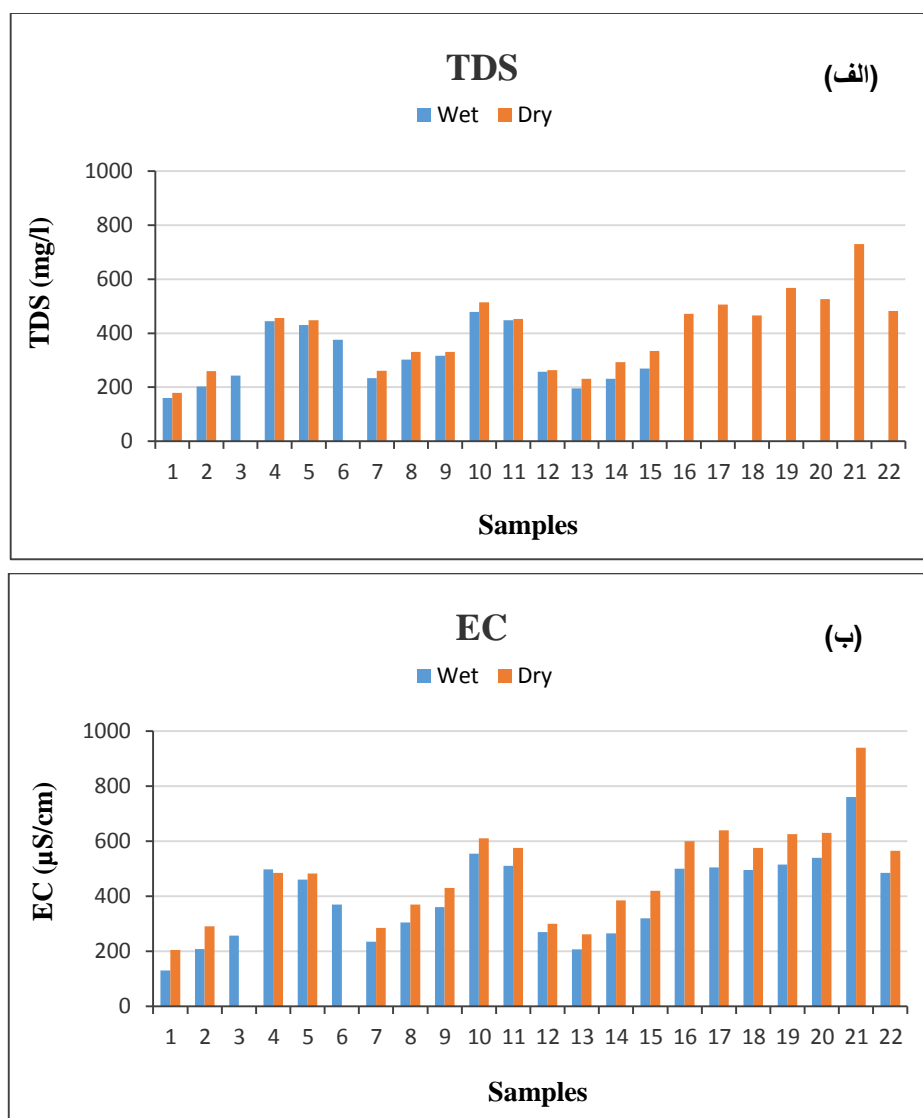
در منابع آبی موجود در سنگ‌های ریولیتی مهاباد

#### ۴-۲-۲- بررسی تغییرات زمانی پارامترهای فیزیکوشیمیایی در منابع آبی ریولیتی

نظر به نمونه‌برداری از منابع آبی موجود در سنگ‌های ریولیتی مهاباد طی دو فصل تر (فروردین ۹۴) و خشک (شهریور ۹۴) سری زمانی تغییرات پارامترهای مختلف ترسیم و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت.

#### ۴-۲-۱- تغییرات زمانی TDS و EC

شکل (۴-۱۰) تغییرات زمانی TDS و EC را در فصل تر و خشک نشان می‌دهد. با توجه به شکل روند تغییرات TDS و EC مشابه و مقدار هر دو در فصل خشک افزایش می‌یابد. میانگین EC در فصل تر ۳۹۰/۲ بوده که به ۴۷۷ میکروزیمنس بر سانتی‌متر در فصل خشک افزایش می‌یابد. افزایش بیشتر مقدار EC در نمونه‌های ۱۶ تا ۲۲ در فصل خشک نسبت به تر مرتبط به قرار گرفتن آنها در انتهای مسیر جریان و بنابراین افزایش زمان ماندگاری آب در تماس با کانی‌ها و رسوبات می‌باشد.

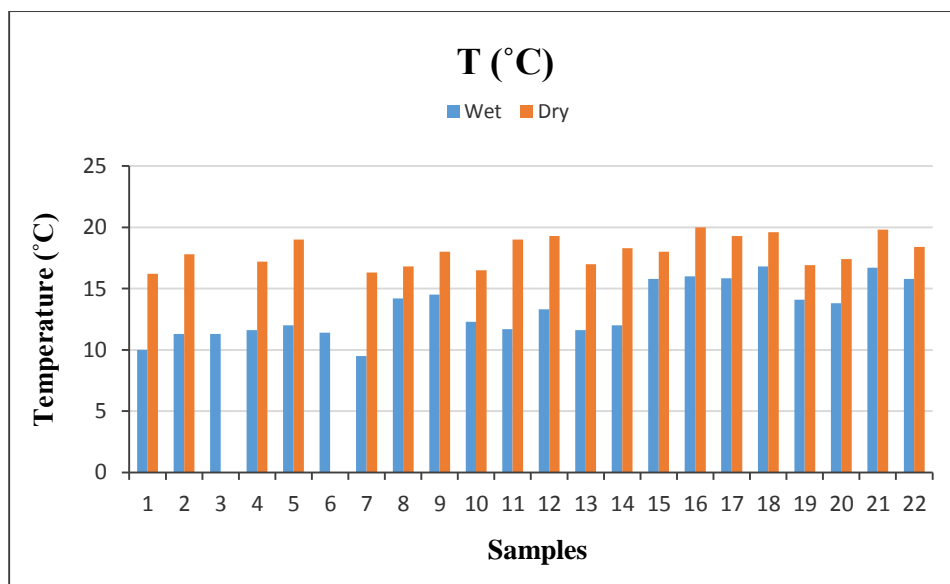


شکل ۴-۱۰- تغییرات زمانی TDS و EC در منابع آب زیرزمینی موجود در سنگ‌های ریولیتی مهاباد

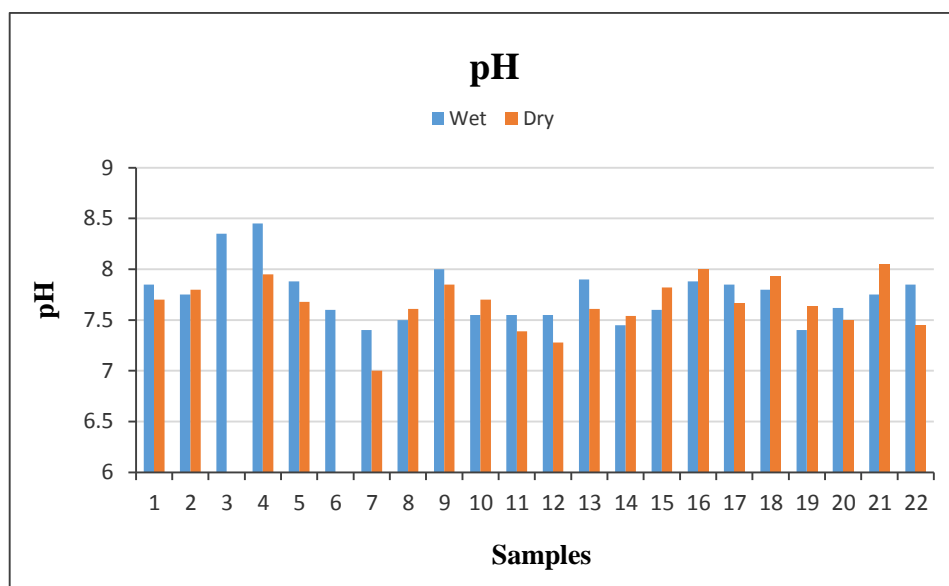


#### ۴-۲-۲-۲- تغییرات زمانی دما و pH

تغییرات زمانی درجه حرارت منابع آب موجود در سنگ‌های ریولیتی مهاباد در شکل (۴-۱۱) نشان داده شده است. میانگین درجه حرارت نمونه‌های آب از ۱۲/۱۶ درجه سانتی‌گراد در فصل گرما در فصل تر به حدود ۱۸ درجه سانتی‌گراد در فصل خشک می‌رسد. دمای محیط در فصل خشک (شهریور) نسبت به فصل تر (فروردین) افزایش داشته است. از آنجایی که درجه حرارت تمام نمونه‌های آب در فصل خشک افزایش یافته است، می‌توان نتیجه گرفت که دمای آب تا اندازه زیادی تحت تاثیر دمای محیط می‌باشد. همانطور که قبلاً نیز اشاره شد تغییرات درجه حرارت منابع آب زیرزمینی متناسب با دمای محیط نشان می‌دهد که آبخوان ریولیتی مهاباد کم عمق و سطحی بوده و منابع آب موجود در آبخوان ریولیتی با محیط تبادل حرارتی دارند. شکل (۴-۱۲) سری زمانی تغییرات pH را نشان می‌دهد. میانگین pH در فصل تر ۷/۷۵ بوده که به ۷/۶۴ در فصل خشک کاهش یافته است. پیشرفت واکنش‌های هوازدگی مطابق روابط (۴-۱ و ۴-۲) سبب مصرف دی‌اکسید کربن موجود در آب شده و بنابراین افزایش pH آب را در پی دارد. از سوی دیگر واکنش‌هایی نظیر انحلال کلسیت سبب افزایش pH و ترسیب آن سبب کاهش pH می‌گردد. به نظر می‌رسد انجام مجموعه‌ای از واکنش‌های مورد اشاره تعدیل pH منابع به حدود ۷/۵ را در پی داشته است.



شکل ۴-۱۱- تغییرات زمانی درجه حرارت منابع آب موجود در سنگ‌های ریولیتی مهاباد



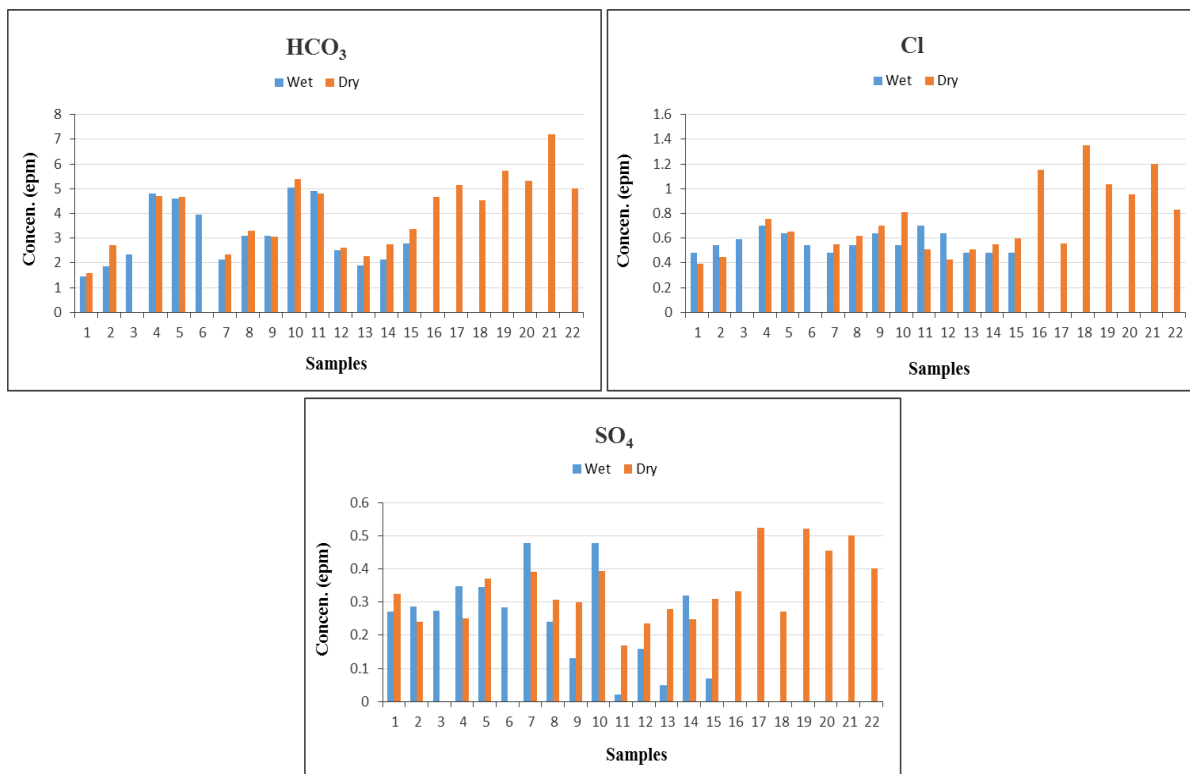
شکل ۴-۱۲- تغییرات زمانی pH منابع آب موجود در سنگ‌های ریولیتی مهاباد

#### ۴-۲-۳- تغییرات زمانی غلظت آنیون‌ها و کاتیون‌ها

بیشترین مقادیر یون‌ها طی هر دو فصل تر و خشک، مربوط به آنیون بی‌کربنات و کاتیون کلسیم می‌باشد. طبق نظر گوستافون و کرسنی (Gustafon & Krasny, 1994) فراوان‌ترین یون‌های موجود در آبخوان‌های سازندهای سخت را دو یون مذکور تشکیل می‌دهند. غلظت آنیون‌ها در منابع آب زیرزمینی موجود در ریولیت مهاباد در طول دوره نمونه‌برداری (شکل ۴-۱۳) نشان می‌دهد که در اغلب نمونه‌ها مقادیر در فصل خشک نسبت به فصل تر افزایش داشته است. متوسط غلظت آنیون‌های بی‌کربنات، کلر و سولفات در فصل تر به ترتیب برابر ۱۸۹/۸، ۲۰/۱ و ۱۲/۰۱ میلی‌گرم در لیتر بوده که به حدود ۲۴۷/۶۳، ۲۵/۹۱ و ۱۵/۷۷ میلی‌گرم بر لیتر در فصل خشک افزایش یافته است. با توجه به کاهش دبی منابع آب در فصل خشک، تغلیظ و افزایش پارامترهای مذکور محتمل می‌باشد. با توجه به اینکه نمونه‌های ۱۶ تا ۲۲ همگی در انتهای مسیر جریان می‌باشند، در مقایسه با نمونه‌های ۱ تا ۱۵ که در ارتفاعات بالاتر از مسیر جریان واقع شده‌اند دارای محتوای آنیونی بیشتری می‌باشند.

آنیون بی‌کربنات از انحلال رسوبات کربناته موجود در درز و شکاف‌های ریولیت نظیر کلسیت، دولومیت و هم‌چنین هوازدگی کانی‌های فلدسپار و بیوتیت حاصل می‌شود. بخش عمده بی‌کربنات ناشی از انحلال گاز کربنیک موجود در منطقه غیر اشباع آبخوان می‌باشد.

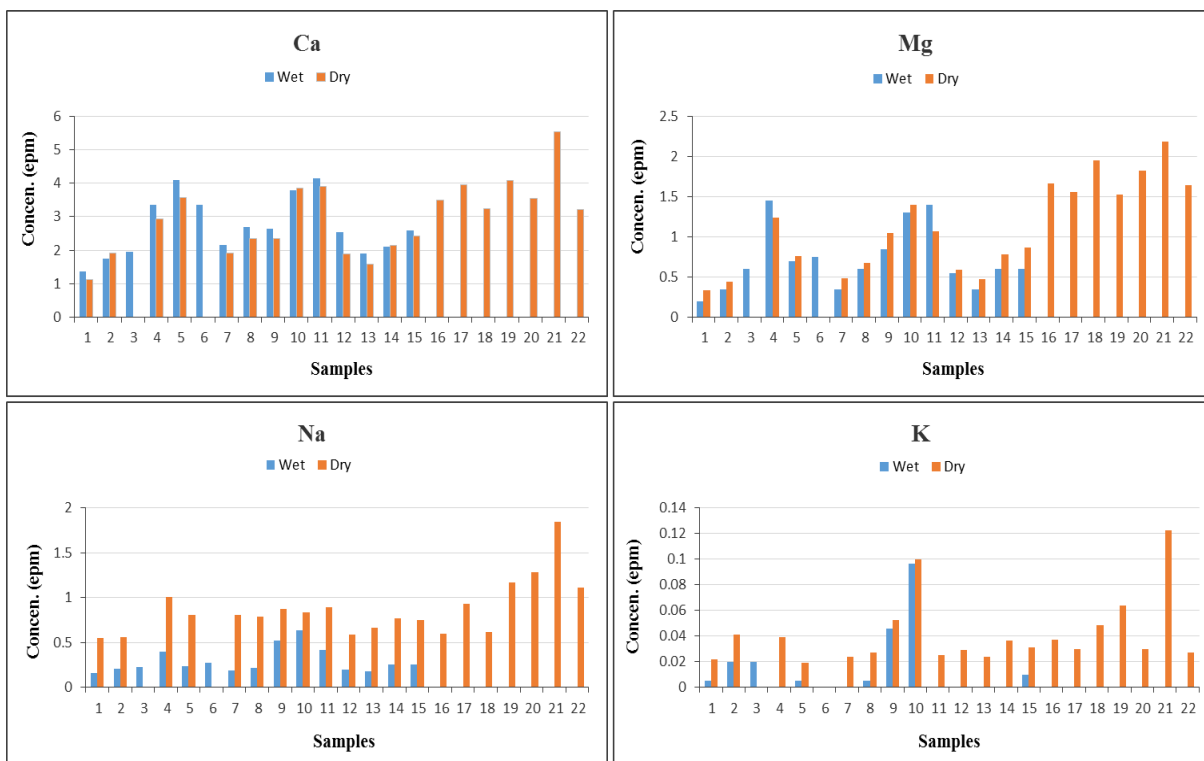
آنیون‌های کلر و سولفات منبع مشخصی در سنگ‌های ریولیتی ندارند. هیچ کدام از کانیهای موجود در سنگ ریولیت نمی‌تواند ضمن انحلال، مقدار قابل توجهی از این دو یون را وارد آب نماید. البته در صورت حضور مقدار کافی کانی سولفیدی مانند پیریت، امکان تبدیل سولفید به سولفات از طریق اکسید شدن وجود دارد. هر چند بر اساس مطالعات کانی‌شناسی (شهبازی، ۱۳۷۸) و مشاهدات صحرائی، کانی‌های سولفیدی در ریولیت مهاباد مشاهده نشده است. بنابراین منشا احتمالی کلرید و سولفات، انحلال نمک‌های کلریدی و سولفاته موجود در درز و شکاف‌های سنگ می‌باشد. انحلال فضولات حیوانی در مسیر آب نیز می‌تواند باعث ورود کلر و سولفات به آب شوند.



شکل ۴-۱۳- غلظت آنیون‌ها در منابع آب زیرزمینی موجود در ریولیت مهاباد طی فصل تر و خشک

بررسی غلظت کاتیون‌ها در فصل‌های تر و خشک نمونه‌برداری (شکل ۴-۱۴) نشان می‌دهد که یون کلسیم کاتیون غالب در هر دو فصل تر و خشک می‌باشد و بعد از آن به ترتیب کاتیون‌های منیزیم، سدیم و پتاسیم فراوان می‌باشند. با توجه به تغییرات غلظت کاتیون‌ها طی فصل تر و خشک (شکل ۴-۱۴)، مقدار کاتیون‌های منیزیم، سدیم و پتاسیم در فصل خشک افزایش پیدا کرده است. بیشترین افزایش محتوای کاتیونی مربوط به یون سدیم بوده، به طوریکه از فصل تر به فصل خشک تقریباً دو برابر افزایش پیدا کرده است. این در حالی است که مقدار کاتیون کلسیم نمونه‌ها طی فصل خشک کاهش پیدا کرده است که احتمالاً می‌تواند در رابطه با پدیده تبادل کاتیونی باشد.

کاتیون کلسیم عمدتاً از انحلال رسوبات موجود در درز و شکاف سنگ (عمدتاً کلسیت)، میان لایه‌های آهک موجود در سازند ریولیتی مهاباد و به مقدار کمتر از هوازدگی کانیهای موجود در سنگ ریولیتی نظیر فلوریت و آپاتیت و اپیدوت وارد آب شده است. کاتیون منیزیم از انحلال رسوبات موجود در درز و شکاف‌های ریولیت، هوازدگی منیزیت و تاثیر احتمالی سازند دولومیتی سلطانیه حاصل شده است.

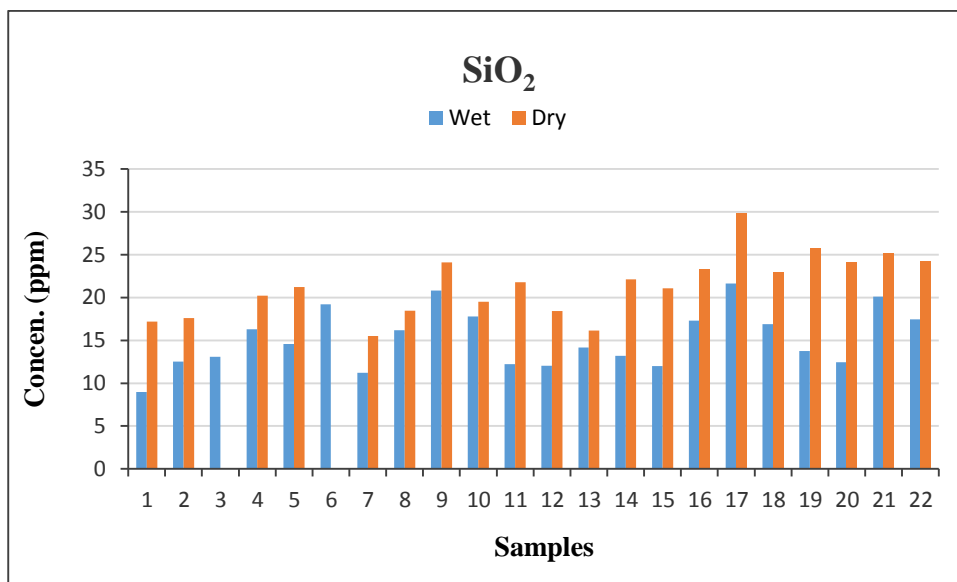


شکل ۴-۱۴- غلظت کاتیون‌ها در منابع آب زیرزمینی موجود در سنگ‌های ریولیتی مهاباد طی فصل تر و خشک

کانی بیوتیت در مقاطع میکروسکوپی دیده نشده و در جدول کانی‌های نورم سنگ‌های ریولیتی منطقه مهاباد نیز گزارش نشده است (شهبازی، ۱۳۷۸). کاتیون پتاسیم محصول هوازدگی فلدسپار پتاسیم (ارتوز) می‌باشد که به طور میانگین ۳۵ درصد وزنی نورم سنگ ریولیتی را تشکیل می‌دهد. کاتیون سدیم محصول هوازدگی پلاژیوکلازها (آلبیت) و انحلال نمک‌های موجود در درز و شکاف‌ها می‌باشد. درصد وزنی کانی آلبیت در سنگ ریولیت مهاباد کم می‌باشد.

#### ۴-۲-۲-۴- تغییرات زمانی سیلیس (SiO<sub>2</sub>)

جزء مولکولی سیلیس که یکی از مشخصات منابع آب موجود در سازندهای سخت می‌باشد، به طور میانگین از حدود ۱۴/۲۸ میلی‌گرم بر لیتر در فصل تر به حدود ۲۱/۴۲ میلی‌گرم بر لیتر در فصل خشک می‌رسد (میانگین ۱۸/۳۶ میلی‌گرم در لیتر برای کل نمونه‌ها طی دو مرحله نمونه‌برداری). این مقادیر با میزان سیلیس گزارش شده در سنگ‌های سخت نواحی دیگر جهان (Langmuir, 1997) منطبق است. تغییرات زمانی جزء ملکولی سیلیس در تمامی نمونه‌ها برای هر دو فصل تر و خشک در شکل (۴-۱۵) آورده شده است. با توجه به شکل، مقدار سیلیس در فصل خشک برای تمامی نمونه‌ها افزایش نشان می‌دهد که می‌تواند در رابطه با زمان ماندگاری زیاد و انحلال کانی‌های سیلیکاته در آب باشد.

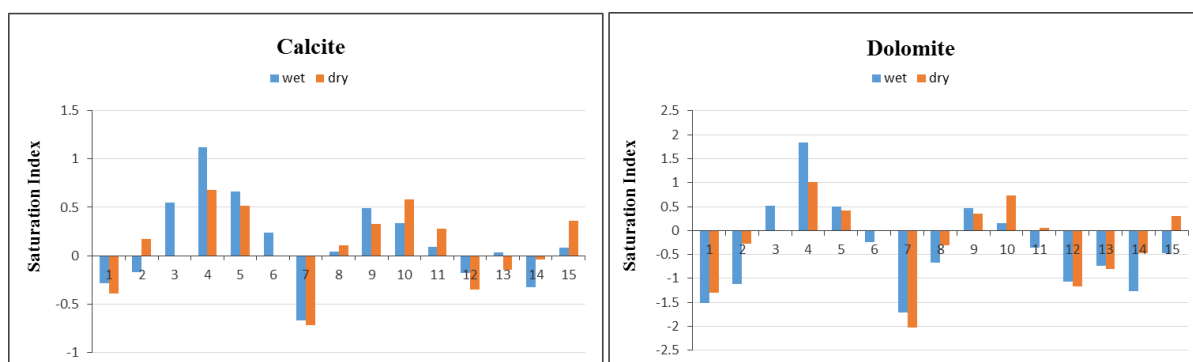


شکل ۴-۱۵- تغییرات زمانی یون سیلیس طی فصل‌های تر و خشک در منابع آب زیرزمینی موجود در ریولیت‌های مهاباد

عمده سیلیس محلول در آب از هوازدگی و انحلال کانی‌های سیلیکاته نظیر فلدسپارها و مقدار کمتری نیز از هوازدگی کانی‌هایی از قبیل فلدسپار پتاسیم، کوارتز، کائولینیت و کلریت حاصل می‌شود.

#### ۴-۲-۲-۵- سری زمانی شاخص اشباع

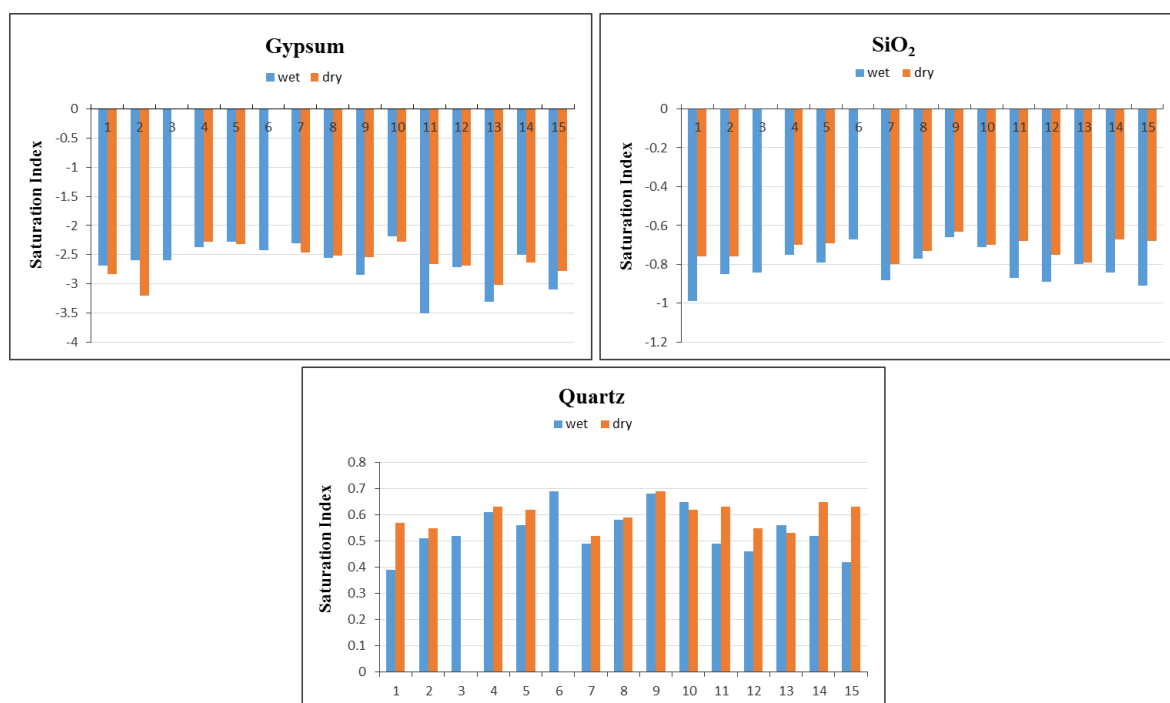
شکل (۴-۱۶) تغییرات زمانی شاخص اشباع منابع آب ریولیتی مهاباد را نسبت به کلسیت و دولومیت نشان می‌دهد. تغییرات زمانی اندیس اشباع نسبت به کانی کلسیت و دولومیت اندک و روند تغییرات این دو کانی تقریباً مشابه می‌باشد. منابع آب موجود در سنگ‌های ریولیتی منطقه مهاباد عمدتاً نسبت به کلسیت اشباع تا فوق اشباع می‌باشند که با توجه به هوازدگی کانی‌های سیلیکاته موجود در سنگ‌های ریولیتی منطقه مهاباد و انحلال میان لایه‌های آهکی موجود در آن‌ها قابل توجیه می‌باشد. نمونه‌های ۱، ۷، ۱۲ و ۱۳ نسبت به کلسیت تحت اشباع می‌باشند. این نمونه‌ها در بالادست (ارتفاعات منطقه) و ابتدای مسیر جریان قرار دارند. همچنین منابع آب ریولیتی منطقه نسبت به کانی دولومیت عمدتاً تحت اشباع می‌باشند. کاهش مقدار یون کلسیم در تمامی نمونه‌ها طی فصل خشک (شکل ۴-۱۴)، می‌تواند در ارتباط با ترسیب کانی کلسیت (با توجه به اشباع بودن منابع آب زیرزمینی نسبت به این کانی) و یا تبادل کاتیونی باشد. اگر کاهش مقدار یون کلسیم در رابطه با ترسیب کانی کلسیت باشد می‌بایست مقدار یون بی‌کربنات نیز طی فصل خشک کاهش یابد. با توجه به افزایش مقادیر بی‌کربنات طی فصل خشک (شکل ۴-۱۳) و افزایش مقدار کاتیون سدیم، به احتمال زیاد کاهش مقدار یون کلسیم در رابطه با پدیده تبادل کاتیونی می‌باشد.



شکل ۴-۱۶- تغییرات زمانی شاخص اشباع در طول دوره نمونه‌برداری از منابع موجود در سنگ‌های ریولیتی مهاباد

طی فرایند تبادل کاتیونی، کلسیم از آب زیرزمینی جایگزین سدیم بر روی موقعیت‌های تبادلی (کانی‌های رسی) شده و سدیم وارد آب می‌گردد. این پدیده سبب افزایش غلظت سدیم و کاهش غلظت کلسیم در منابع آب زیرزمینی می‌شود.

اندیس اشباع نسبت به کانی‌های ژپس، کوارتز و سیلیس نیز که در شکل (۴-۱۷) آورده شده است، نشان می‌دهد، شاخص اشباع در طول دوره نمونه‌برداری نسبت به ژپس و سیلیس منفی و نسبت به کوارتز مثبت می‌باشد. اندیس اشباع مثبت نسبت به کوارتز بیانگر عدم حلالیت کوارتز و عدم تاثیر آن در مقدار سیلیس موجود در آب می‌باشد. طبق نظر فریز و چری (Freeze & Cherry, 1979) شکل آمورف سیلیس به جای کوارتز، حلالیت  $\text{SiO}_2$  را در آب کنترل می‌کند.

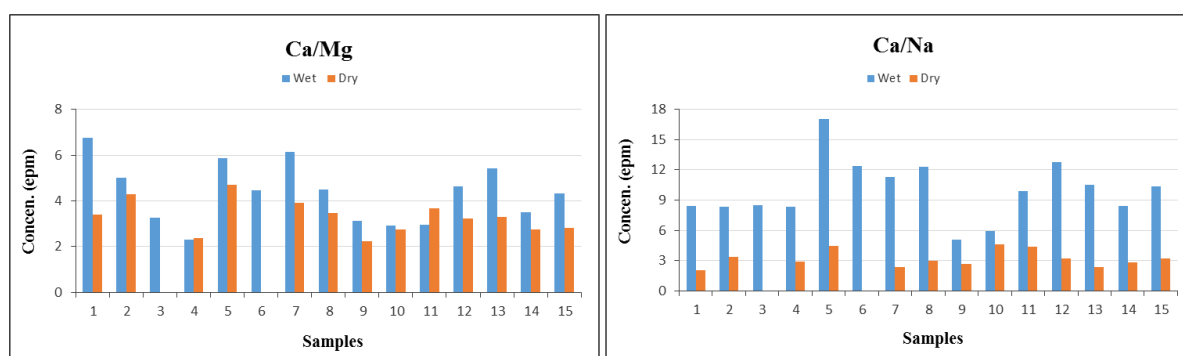


شکل ۴-۱۷- تغییرات زمانی شاخص اشباع در منابع آب زیرزمینی موجود در سنگ‌های ریولیتی مهاباد

#### ۴-۲-۲-۶- سری زمانی نسبت‌های کاتیونی

شکل (۴-۱۸) تغییرات زمانی نسبت  $\text{Ca}/\text{Mg}$  و  $\text{Ca}/\text{Na}$  را نشان می‌دهد. مقادیر نسبت‌های مذکور در تمامی نمونه‌ها در فصل خشک در مقایسه با فصل تر کاهش یافته است. این روند کاهشی در نسبت  $\text{Ca}/\text{Na}$  بیشتر

از نسبت Ca/Mg می‌باشد. همانطور که قبلاً نیز بیان شد، کاهش مقدار کلسیم و افزایش سدیم در منابع آب زیرزمینی در فصل خشک می‌تواند در رابطه با جایگزینی سدیم توسط کلسیم در موقعیت‌های تبدالی باشد که در نتیجه آن سدیم به داخل آب آزاد می‌شود.



شکل ۴-۱۸- تغییرات زمانی نسبت‌های یونی در منابع آب زیرزمینی موجود در سنگ‌های ریولیتی مهاباد

#### ۴-۲-۳- مقایسه نسبت‌های کاتیونی در سنگ‌های ریولیتی و منابع آب زیرزمینی

میانگین نسبت‌های کاتیونی در سنگ‌های ریولیتی منطقه مهاباد به کمک نتایج آنالیز ژئوشیمیایی این سنگ‌ها (شهبازی، ۱۳۷۸) محاسبه شده است. میانگین نسبت‌های کاتیونی در آب‌های خروجی از ریولیت مهاباد نیز محاسبه شده که در جدول (۲-۴) ارائه شده است. میانگین نسبت‌های کاتیونی در آب‌های زیرزمینی موجود، به مراتب بیشتر از سنگ‌های ریولیتی می‌باشد. پتانسیل انحلال و سرعت هوازگی کانی‌های در بردارنده‌ی این کاتیون‌ها از جمله دلایل این اختلاف می‌باشد. کلسیم و منیزیم طبق اطلاعات کانی‌شناسی سنگ‌های ریولیتی منطقه مهاباد (شهبازی، ۱۳۷۸) در کانی‌های کلسیت، فلوریت، آپاتیت و منیزیت حضور دارند. که از توانایی و پتانسیل انحلال‌پذیری خوبی برخوردار هستند. در حالی که سدیم و پتاسیم در کانی‌هایی از قبیل پلاژیوکلاز سدیک و ارتوکلاز حضور دارند که از پتانسیل انحلال و هوازگی کمتری برخوردار می‌باشند.

به غیر از سرعت هوازگی و پتانسیل انحلال کانی‌ها، تبادل کاتیونی نیز می‌تواند در ظهور کاتیون‌های مختلف در آب نقش داشته باشد. متوسط pH آب‌های ریولیتی منطقه مهاباد بیشتر از ۷ بوده و مناسب جهت فرآیند تبادل کاتیونی می‌باشد. همچنین مواد کلئیدی تبادل کننده نظیر رس‌ها، اکسیدها و مواد آلی ناشی از



فعالیت‌های زیستی و کشاورزی شرایط تبادل کاتیونی را مهیا می‌کنند. در سنگ‌های ریولیتی مهاباد طبق اطلاعات کانی‌شناسی (شهبازی، ۱۳۷۸) درصد قابل توجهی از کانی پتاسیک (ارتوکلاز) وجود دارد، ولی به دلیل مقاومت زیاد این کانی در برابر هوازدگی مقدار پتاسیم در آبهای ریولیتی منطقه پایین می‌باشد. همچنین کاتیون پتاسیم علاوه بر جذب بر روی کانی‌های رسی می‌تواند مورد مصرف گیاه قرار گیرد. در نتیجه نسبت کاتیون‌های دیگر به کاتیون پتاسیم بالا بدست می‌آید (جدول ۴-۲).

در مجموع عوامل اشاره شده سبب افزایش مقادیر کلسیم و منیزیم و کاهش سدیم و پتاسیم می‌گردند. این موضوع افزایش نسبت‌های کاتیونی Ca و Mg به Na و K در آبهای زیرزمینی ریولیتی در مقایسه با مقادیر این نسبتها در سنگهای ریولیتی را در پی دارد.

جدول ۴-۲- میانگین نسبت‌های وزنی کاتیونی در سنگ‌ها و آب‌های ریولیتی منطقه مهاباد

Ion Ratios	Ca/Mg	Ca/Na	Ca/K	Mg/Na	Mg/K	Na/K
Rhyolitic Rocks	۲/۸۱	۰/۵۰	۰/۰۵	۰/۱۷	۰/۰۱	۰/۱۱
Rhyolitic Waters	۳/۴۴	۴/۸۷	۹۰/۴۴	۱/۴۱	۲۶/۲۵	۱۸/۵۷

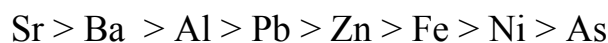
### ۴-۳- ارزیابی غلظت فلزات سنگین در منابع آبی ریولیتی

فلزات سنگین به طور طبیعی در سطوح مختلف زمین و آب‌ها وجود دارند که با توجه به داشتن خصوصیات از جمله ثبات شیمیایی، تجزیه‌پذیری ضعیف و قدرت تجمع‌پذیری در بدن، یکی از معضلات جدی سلامتی در دنیای امروزه به حساب می‌آیند (Bhaskar et al, 2010). منشا آلودگی آب به فلزات سنگین از طریق طبیعی (هوازدگی و فرسایش سنگ‌ها) و انسانزاد (فعالیت‌های کشاورزی، صنعتی و معدن‌کاری) می‌باشد که کیفیت آب برای مصارف آشامیدنی، کشاورزی و صنعتی را کاهش می‌دهد (Okieimen, 2011). فلزاتی مانند سرب، کادمیوم، جیوه، نقره، آلومینیوم، باریم و آرسنیک در هر غلظتی حتی ناچیز، زیان‌آور بوده و در دراز مدت اثرات نامطلوبی به دنبال خواهد داشت (Kalantari et al, 2011). قابلیت انحلال‌پذیری فلزات سنگین در آب غالباً توسط pH آب، شرایط احیایی (Huange et al, 2007) و دمای آب کنترل می‌شود، به طوری

که قابلیت تحرک و انحلال پذیری فلزات سنگین تحت شرایط اسیدی و اکسیدان افزایش می یابد (Jahanshahi and Zare, 2014). در این بخش به ارزیابی فلزات سنگین موجود در نمونه های آب سازند سخت ریولیتی مهاباد پرداخته شده است. سپس غلظت فلزات سنگین با استانداردهای جهانی آب شرب (WHO, 2013; EPA, 2013)، مقایسه شده اند. جهت پی بردن به درجه آلودگی منابع آب ریولیتی به فلزات سنگین از شاخص های فلزی MI و HPI استفاده و مقدار آنها مشخص گردید. از روش های آماری مانند همبستگی پیرسون و آنالیز خوشه ای نیز جهت تعیین منشا احتمالی فلزات سنگین استفاده شده است.

#### ۴-۳-۱- فلزات سنگین مورد بررسی در منابع آب زیرزمینی سازند سخت ریولیتی مهاباد

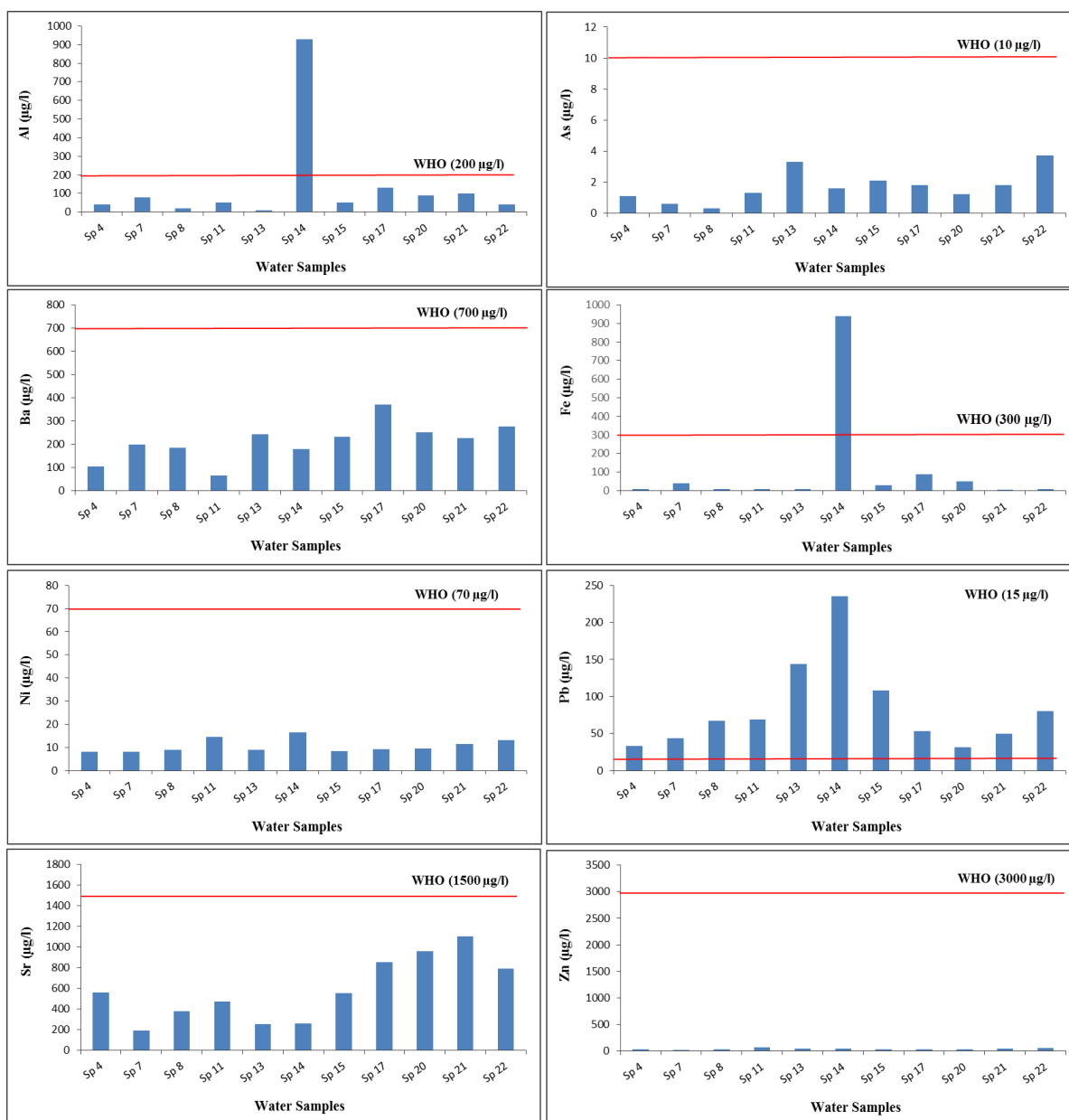
در این مطالعه به منظور بررسی غلظت فلزات سنگین در آب های ریولیتی منطقه مهاباد، تعداد ۱۱ نمونه آب شامل ۸ نمونه از چشمه ها و ۳ نمونه از چاه های نمونه برداری شده در شهریور ماه ۱۳۹۴ انتخاب و جهت تعیین غلظت فلزات سنگین توسط دستگاه ICP-MS به آزمایشگاه تجزیه آب شرکت زرآما ارسال گردید. از بین فلزات سنگین اندازه گیری شده (جدول ۳-۴) غلظت ۸ عنصر Al, As, Ba, Fe, Ni, Pb, Sr و Zn بیشتر از بقیه عناصر می باشد که روند تغییرات غلظت و منشأ احتمالی آنها با جزئیات بیشتری مورد بررسی قرار گرفته است. غلظت این عناصر و همچنین مقادیر استاندارد سازمان بهداشت جهانی (WHO, 2013) و سازمان حفاظت محیط زیست آمریکا (EPA, 2013) برای مصارف شرب در جدول (۳-۴) آورده شده است. شکل (۴-۱۹) تغییرات غلظت فلزات سنگین منابع آب زیرزمینی موجود در ریولیت های مهاباد و مقایسه آن با حد مجاز استاندارد سازمان بهداشت جهانی (WHO, 2013) را نشان می دهد. مطابق شکل غلظت سرب در تمامی نمونه ها بیشتر از حد مجاز استاندارد سازمان بهداشت جهانی می باشد. به استثنای نمونه ۱۴ که غلظت Al و Fe آن بیشتر از حد مجاز استاندارد می باشد، بقیه منابع آب ریولیتی موجود در منطقه غلظت فلزات Al, As, Ba, Fe, Ni, Sr و Zn در آنها کمتر از استاندارد WHO می باشد. روند تغییر غلظت عناصر سنگین موجود در منابع آب ریولیتی منطقه به صورت زیر می باشد:



فصل چهارم: ارزیابی خصوصیات هیدروشیمیایی منابع آب زیرزمینی در ریولیت مهاباد

جدول ۴-۳- غلظت (ppb) فلزات سنگین انتخابی آب‌های ریولیتی منطقه مهاباد و مقایسه با استاندارد سازمان بهداشت جهانی (WHO, 2013) و سازمان حفاظت محیط زیست آمریکا (EPA, 2013)

Al	As	Ba	Fe	Ni	Pb	Sr	Zn	شماره نمونه
۴۰	۱/۱	۱۰۵	۱۰	۸/۲	۳۳/۱	۵۶۰	۳۶/۲	۴
۸۰	۱/۶	۱۹۹/۶	۴۰	۸/۲	۴۳/۸	۱۹۰	۲۹/۴	۷
۲۰	۱/۳	۱۸۴/۶	۸	۸/۸	۶۷/۵	۳۸۰	۳۶/۹	۸
۵۰	۱/۳	۶۶/۷	۱۰	۱۴/۴	۶۹/۲	۴۷۰	۶۸/۵	۱۱
۱۰	۳/۳	۲۴۴/۳	۹	۹	۱۴۳/۹	۲۵۰	۴۴/۲	۱۳
۹۳۰	۱/۶	۱۷۹/۸	۹۴۰	۱۶/۴	۲۳۵/۸	۲۶۰	۴۶/۶	۱۴
۵۰	۲/۱	۲۳۱/۱	۳۰	۸/۵	۱۰۸/۴	۵۵۰	۳۶/۲	۱۵
۱۳۰	۱/۸	۳۷۱/۵	۹۰	۹/۳	۵۳/۶	۸۵۰	۳۷/۴	۱۷
۹۰	۱/۲	۲۵۱/۱	۵۰	۹/۴	۳۱/۱	۹۶۰	۳۳/۶	۲۰
۱۰۰	۱/۸	۲۲۷/۴	۶	۱۱/۵	۴۹/۸	۱۱۰۰	۵۱/۲	۲۱
۴۰	۳/۷	۲۷۷/۷	۱۰	۱۳	۸۰/۶	۷۹۰	۵۵/۹	۲۲
۹۳۰	۳/۷	۳۷۱/۵	۹۴۰	۱۶/۴	۲۳۵/۸	۱۱۰۰	۶۸/۵	حداکثر غلظت
۱۰	۱/۳	۶۶/۷	۶	۸/۲	۳۱/۱	۱۹۰	۲۹/۴	حداقل غلظت
۱۴۰	۱/۷۰	۲۱۲/۶۱	۱۰۹/۴	۱۰/۶	۸۳/۳۴	۵۷۸/۲	۴۳/۳	میانگین مقادیر
۲۰۰	۱۰	۷۰۰	۳۰۰	۷۰	۱۰	۱۵۰۰	۳۰۰۰	استاندارد WHO
۲۰۰	۱۰	۲۰۰۰	۳۰۰	۷۰	۱۵	۱۵۰۰	۵۰۰۰	استاندارد EPA
۱۰	۱/۵	۱	۱۰	۱	۱	۱۰	۱	حد آشکارسازی دستگاه
ppb	ppb	ppb	ppb	ppb	ppb	ppb	ppb	



شکل ۴-۱۹- غلظت فلزات سنگین در منابع آب ریولیتی منطقه مهاباد و مقایسه آن با حد مجاز

سازمان بهداشت جهانی (WHO, 2013)

غلظت آلومینیوم در نمونه‌های برداشت شده از منابع آب موجود در ریولیت‌های منطقه از حداقل ۱۰ میکروگرم بر لیتر تا حداکثر ۹۳۰ میکروگرم بر لیتر متغیر بوده و میانگین آن ۱۴۰ میکروگرم بر لیتر می‌باشد. بیشترین و کمترین مقدار غلظت آلومینیوم در منابع آب ریولیتی منطقه به ترتیب در نمونه‌های

۱۳ و ۱۴ می‌باشد. منشأ آلومینیوم موجود در منابع آبی ریولیت‌های منطقه می‌تواند در رابطه با هوازدگی کانی‌های موجود در سنگ عمدتاً آلومینوسیلیکات‌ها یا آزادسازی از سطح کانی‌های رسی باشد. در آب‌های ریولیتی منطقه مهاباد بیشترین غلظت آهن مربوط به نمونه ۱۴ با ۹۴۰ میکروگرم بر لیتر و کمترین مقدار آن مربوط به نمونه ۲۱ با ۶ میکروگرم بر لیتر می‌باشد. میانگین غلظت آهن در منابع آبی منطقه ۱۰۹/۴ میکروگرم بر لیتر می‌باشد. منشأ آهن در منابع آب موجود در ریولیت‌های منطقه می‌تواند از هوازدگی کانی‌های در بردارنده‌ی آهن و اکسیدهای آهن موجود در درز و شکاف سنگ‌های ریولیتی باشد. غلظت عنصر نیکل در نمونه‌های برداشتی از منابع آب موجود در ریولیت‌های مهاباد بین ۸/۲ تا ۱۶/۴ متغیر بوده و میانگین آن ۱۰/۶ میکروگرم بر لیتر تغییر می‌باشد. حداکثر غلظت نیکل در نمونه‌های برداشتی منطقه مربوط به نمونه ۱۴ و حداقل آن مربوط به نمونه ۷ می‌باشد. نیکل در منطقه مورد مطالعه منشأ انسانزاد ندارد و حضور آن در آب‌های زیرزمینی در رابطه با زمین‌شناسی منطقه و به احتمال زیاد شیل‌های همراه با ریولیت می‌باشد.

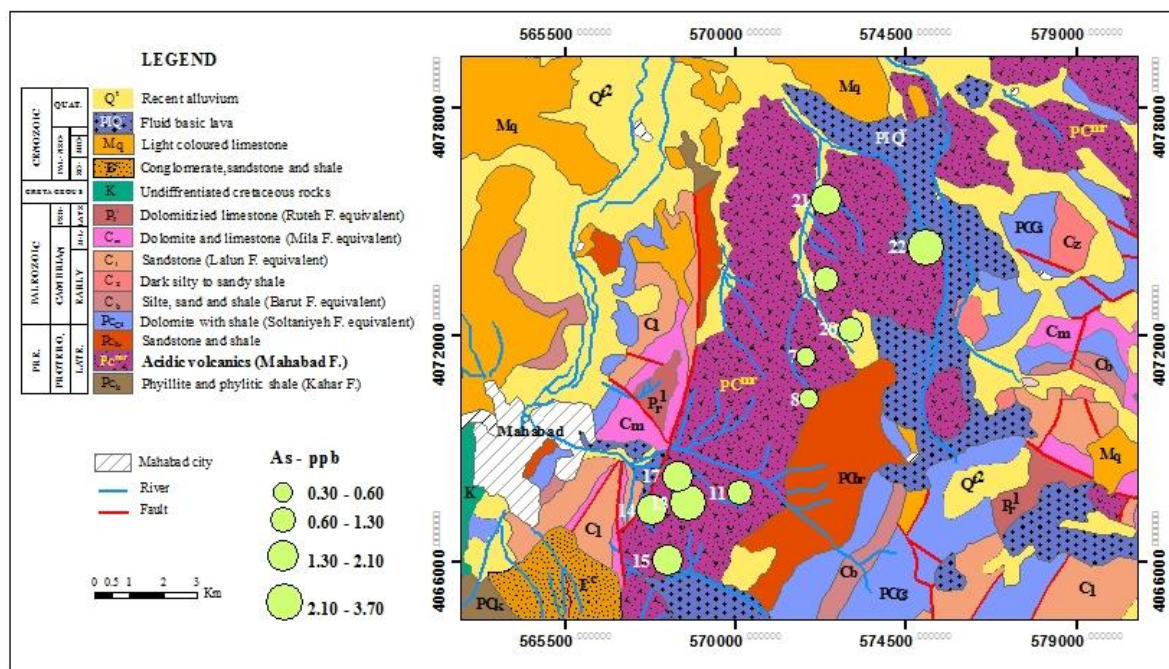
در منطقه مورد مطالعه حداکثر غلظت Zn در منابع آب موجود در سنگ‌های ریولیتی در نمونه ۱۱ با ۶۸/۵ میکروگرم بر لیتر و حداقل غلظت آن در نمونه ۷ با ۲۹/۴ میکروگرم بر لیتر می‌باشد. میانگین غلظت روی در منابع آب موجود در ریولیت‌های منطقه ۴۳/۳ میکروگرم بر لیتر می‌باشد. غلظت روی در آب‌های ریولیتی منطقه مورد مطالعه کم و می‌تواند در رابطه با زمین‌شناسی منطقه باشد. با توجه به تغییرات واضح فلزات سنگین آرسنیک، باریم، سرب و استرانسیوم، این فلزات با جزئیات بیشتری در ادامه مورد بررسی قرار می‌گیرند:

#### ۴-۳-۲- آرسنیک (As)

آرسنیک یک عنصر سمی غیر ضروری می‌باشد که به طور وسیع در طبیعت موجود می‌باشد. انحلال‌پذیری و قابلیت تحرک آرسنیک عمدتاً تابع شرایط اکسیداسیون-احیا و pH آب است به طوری که بالاترین غلظت آرسنیک تحت شرایط اکسیدان و pH بالا می‌باشد (Rango et al, 2013). آرسنیک در آب زیرزمینی ممکن

است از منابع انسانزاد یا طبیعی منشأ بگیرد. رایج‌ترین منشأ زمین‌شناسی آرسنیک ناشی از حضور کانی پیریت مخصوصاً آرسنوپیریت می‌باشد (Ehrlich & Newman, 2009). در نمونه‌های برداشت شده از منابع آب موجود در ریولیت‌های منطقه بازه غلظت آرسنیک بین ۳ تا ۳/۷ با میانگین ۱/۷۰ میکروگرم بر لیتر می‌باشد (شکل ۴-۲۰).

بیشترین و کمترین مقدار غلظت آرسنیک در منابع آب ریولیتی منطقه به ترتیب مربوط به نمونه‌های ۲۲ و ۸ می‌باشد. منشأ آرسنیک در منابع آبی موجود در ریولیت‌های منطقه عمدتاً زمین‌شناسی و می‌تواند ناشی از هوازدگی کانی‌های سولفیدی، رسوبات ناشی از سنگ‌های آتشفشانی (WHO, 2011)، آزادسازی از سطح اکسی‌هیدروکسیدهای آهن و کانی‌های رسی باشد (Smedley & Kinniburgh, 2002). بیشترین غلظت مجاز غلظت آرسنیک در آب شرب ۱۰ میکروگرم بر لیتر تعیین شده است (WHO, 2013) که بر این اساس تمامی نمونه‌های آب برداشت شده از منابع آب موجود در ریولیت‌های منطقه در محدوده‌ی مجاز برای مصرف شرب می‌باشند.



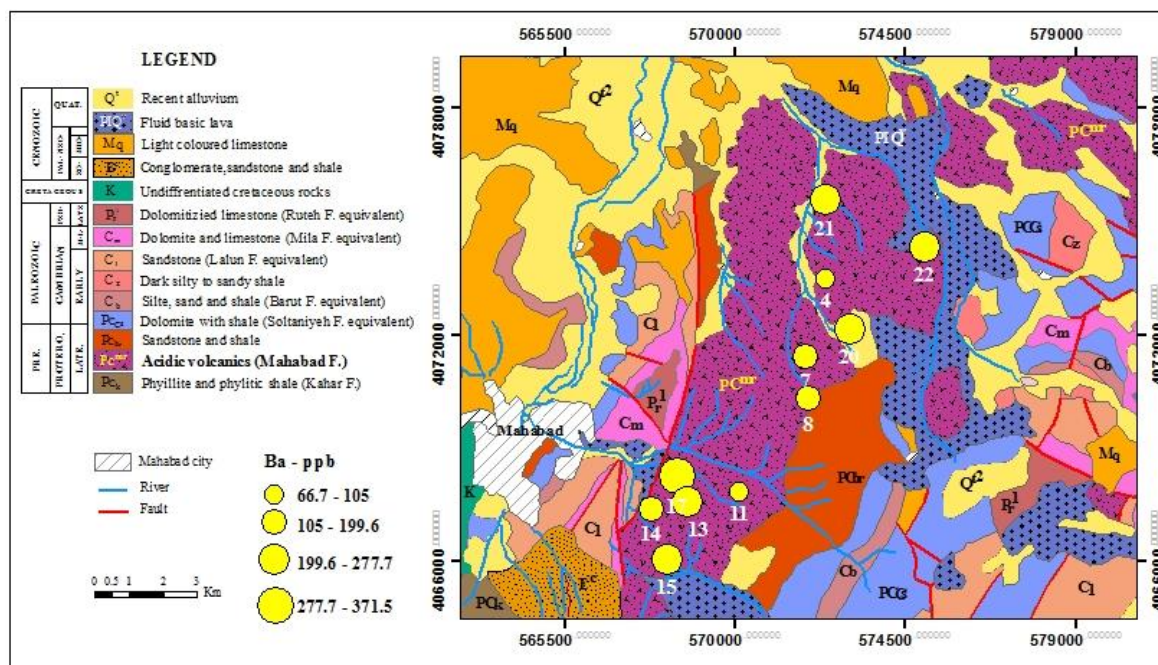
شکل ۴-۲۰- تغییرات غلظت آرسنیک در منابع آب زیرزمینی موجود در ریولیت‌های مهاباد



### ۴-۳-۳- باریم (Ba)

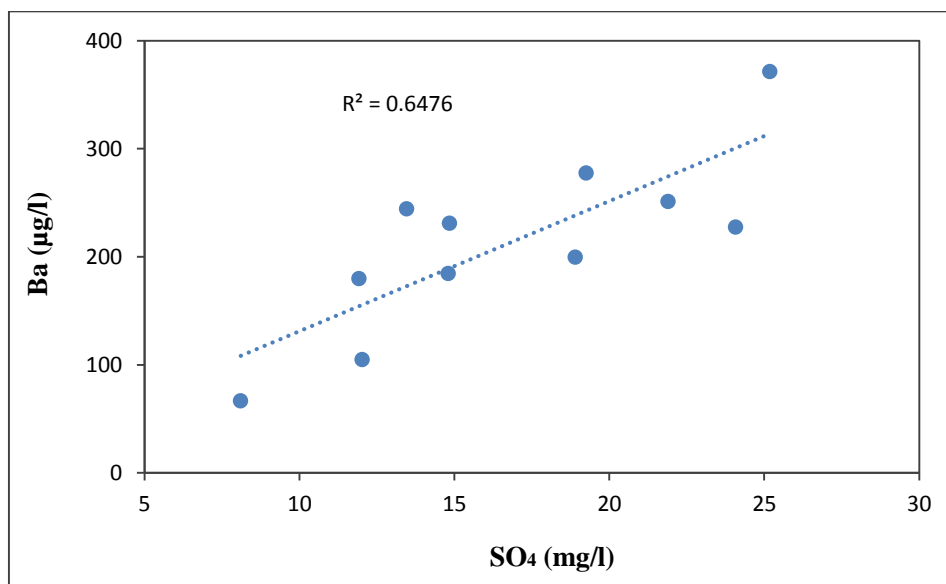
سازمان بهداشت جهانی حد مجاز باریم در آب زیرزمینی را ۷۰۰ میکروگرم بر لیتر معرفی کرده است (WHO, 2013). تغییرات غلظت باریم در منابع آبی موجود در ریولیت‌های مهباد در شکل (۴-۲۱) نشان داده شده است. در منطقه مورد مطالعه میانگین غلظت باریم ۲۱۲/۶۱ میکروگرم بر لیتر می‌باشد. نمونه ۱۷ با ۳۷۱/۵ میکروگرم بر لیتر بیشترین و نمونه ۱۱ با ۶۶/۷ میکروگرم بر لیتر کمترین غلظت را نشان می‌دهد. تمامی نمونه‌های آب برداشتی از منابع آب ریولیتی غلظتی پایین‌تر از حداکثر غلظت مجاز داشته و بنابراین از لحاظ شرب مناسب می‌باشند.

تحرك و قابلیت انحلال باریم نیز مانند دیگر عناصر تابع شرایط اکسیداسیون-احیا و pH آب می‌باشد، به طوری که حلالیت باریم با کاهش pH افزایش می‌یابد (ATSDR, 2007). منشا باریم در طبیعت بیشتر در رابطه با هوازدگی کانی باریت  $BaSO_4$  می‌باشد (Honslow, 1995; Leung & Jiao, 2006). شیل‌ها و کانی‌های رسی در سطح خود غلظت نسبتاً بالایی از باریم جذب می‌کنند (Murray, 1953).



شکل ۴-۲۱- تغییرات غلظت باریم در منابع آب زیرزمینی موجود در ریولیت‌های مهباد

شکل (۴-۲۲) تغییرات غلظت باریم در برابر سولفات منابع آب موجود در سنگ‌های ریولیتی را نشان می‌دهد. مطابق شکل با افزایش غلظت باریم غلظت سولفات منابع آب نیز افزایش یافته است. در منطقه مورد مطالعه تقریباً تمامی معادن باریت داخل ریولیت‌های مهاباد می‌باشد. از طرفی شیل‌های میکایی سبز تیره تا سیاه همراه با ریولیت‌های مهاباد که مجموعاً سازند مهاباد را تشکیل می‌دهند، پتانسیل جذب بالایی برای باریم و دیگر فلزات سنگین دارند. نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های ریولیتی منطقه مهاباد (شهبازی، ۱۳۷۸) نشان می‌دهد که غلظت باریم در سنگ‌های ریولیتی منطقه بالا می‌باشد. بنابراین منشا باریم در منطقه مورد مطالعه می‌تواند در رابطه با کانی باریت و آزادسازی آن از سطح شیل‌های سازند مهاباد باشد.



شکل ۴-۲۲- تغییرات غلظت باریم نسبت به سولفات در منابع آب زیرزمینی موجود در ریولیت‌های مهاباد

#### ۴-۳-۴- سرب (Pb)

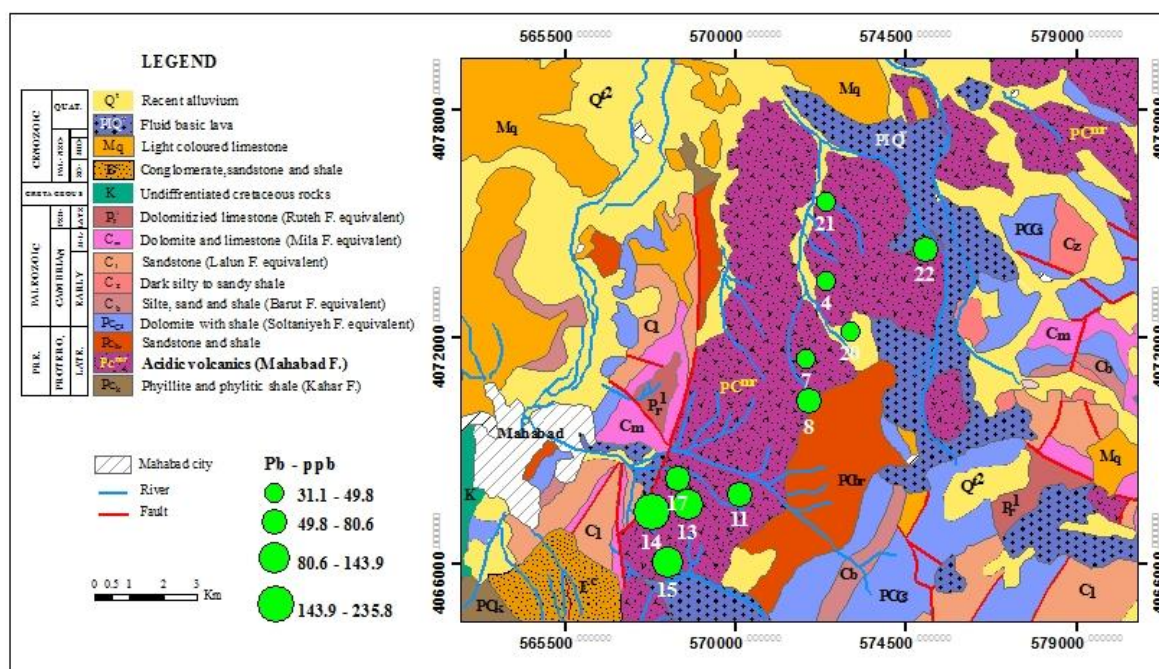
تغییرات غلظت سرب منابع آب موجود در منطقه مورد مطالعه در شکل (۴-۲۳) نشان داده شده است. مطابق شکل بیشترین مقدار عنصر سرب در نمونه ۱۴ با ۲۳۵/۸ میکروگرم بر لیتر و کمترین آن در نمونه ۲۰ با ۳۱/۱ میکروگرم بر لیتر می‌باشد. میانگین غلظت سرب در آب‌های ریولیتی منطقه ۸۳/۳۴ میکروگرم بر لیتر می‌باشد.



حداکثر غلظت مجاز سرب جهت مصارف شرب مطابق استاندارد سازمان بهداشت جهانی (WHO, 2013) ۱۰ میکروگرم بر لیتر و بنا به نظر سازمان حفاظت محیط زیست آمریکا (EPA, 2013) برابر ۱۵ میکروگرم بر لیتر می‌باشد. تمامی نمونه‌های برداشت شده از منابع آب موجود در ریولیت‌های منطقه مهاباد دارای غلظتی به مراتب بیشتر از استانداردهای بین‌المللی می‌باشند. در نتیجه منابع آب ریولیتی منطقه آلوده به عنصر سرب بوده و از نظر آشامیدن نامناسب می‌باشند. غلظت سرب در محیط آبی تابع شرایط pH می‌باشد، به طوری که انحلال‌پذیری فلز سرب در pH‌های پایین بیشتر می‌باشد (Hem, 1976; Harter, 1983). شیل‌ها حاوی غلظت‌های بالایی از فلزات سنگین از جمله سرب هستند که در اثر تغییر شرایط محیطی وارد آب‌های زیرزمینی می‌شوند (Siegel, 2002).

در حالت کلی منشأ طبیعی سرب کانی گالن و سروسیت ( $PbCO_3$ ) می‌باشد (Leung and Jiao, 2006). در رابطه با منشأ انسانزاد سرب نیز می‌توان به سوخت و باتری ماشین‌ها، تاثیرات صنعتی، لوله‌کشی‌های قدیمی، فاضلاب خانگی و رواناب حاصل از کودهای فسفاته اشاره کرد (Sirajudeen et al., 2006). هم‌چنین شیل‌ها و کانی‌های رسی در سطح خود دارای غلظت‌های بالایی از فلزات سنگین به ویژه سرب می‌باشند، به طوری که میزان جذب سرب توسط کانی‌های رسی و شیل‌ها به مراتب بیشتر از دیگر فلزات سنگین می‌باشد. میزان جذب فلزات سنگین روی کانی‌های رسی با مقدار غلظت همان فلزات در آب‌های زیرزمینی رابطه مستقیم دارد (Andrejkovicova et al., 2009). در منابع آب موجود در سنگ‌های ریولیتی منطقه مهاباد احتمال انسانزاد بودن منشا سرب کم می‌باشد، زیرا در اطراف منابع آب مذکور فعالیت‌های صنعتی وجود ندارد. کودهای کشاورزی فسفاته و پساب ناشی از آن‌ها می‌توانند تا حدودی مقداری سرب وارد آب‌های ریولیتی منطقه کنند ولی به نظر نمی‌رسد عامل اصلی غلظت سرب در منابع باشند. ضمن اینکه مقدار فسفر (P) نیز در نمونه‌ها اندک بوده است (جدول ۳-۴). نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های ریولیتی منطقه مهاباد به روش XRF (شهبازی، ۱۳۷۸) نشان می‌دهد در سنگ‌های ریولیتی منطقه غلظت باریم و استرانسیم و هم‌چنین اکسیدهای آهن، پتاسیم و سیلیسیم بالا بوده، ولی در هیچ کدام از نمونه‌های سنگ ریولیت فلز سرب مشاهده نشده است در نتیجه سنگ‌های ریولیتی منطقه مهاباد به احتمال زیاد نمی‌توانند منشأ سرب

موجود در منابع آب باشند. در منطقه مورد مطالعه مقطع تیپ سازند مهاباد که بیشترین ضخامت را در منطقه دارد (کوه قلاهی صارم) دقیقاً در محل نمونه‌های ۱۳، ۱۴، ۱۵ و ۱۷ واقع شده که بیشترین میزان غلظت سرب را در منابع آب زیرزمینی ریولیتی به خود اختصاص می‌دهند. از آنجایی که ریولیت‌های مهاباد به همراه شیل‌های میکایی سبز تیره تا سیاه مجموعاً سازند مهاباد را تشکیل می‌دهند و در زیر آن‌ها نیز شیل‌های فیلیتی سازند کهر قرا گرفته‌اند (شهبازی، ۱۳۷۸)، بنابراین سرب موجود در منابع آب زیرزمینی موجود در ریولیت‌های مهاباد به احتمال زیاد ناشی از سازندهای زمین‌شناسی (شیل‌های میکایی سبز تا سیاه) منطقه می‌باشد.



شکل ۴-۲۳- تغییرات غلظت سرب در منابع آب زیرزمینی موجود در ریولیت‌های مهاباد

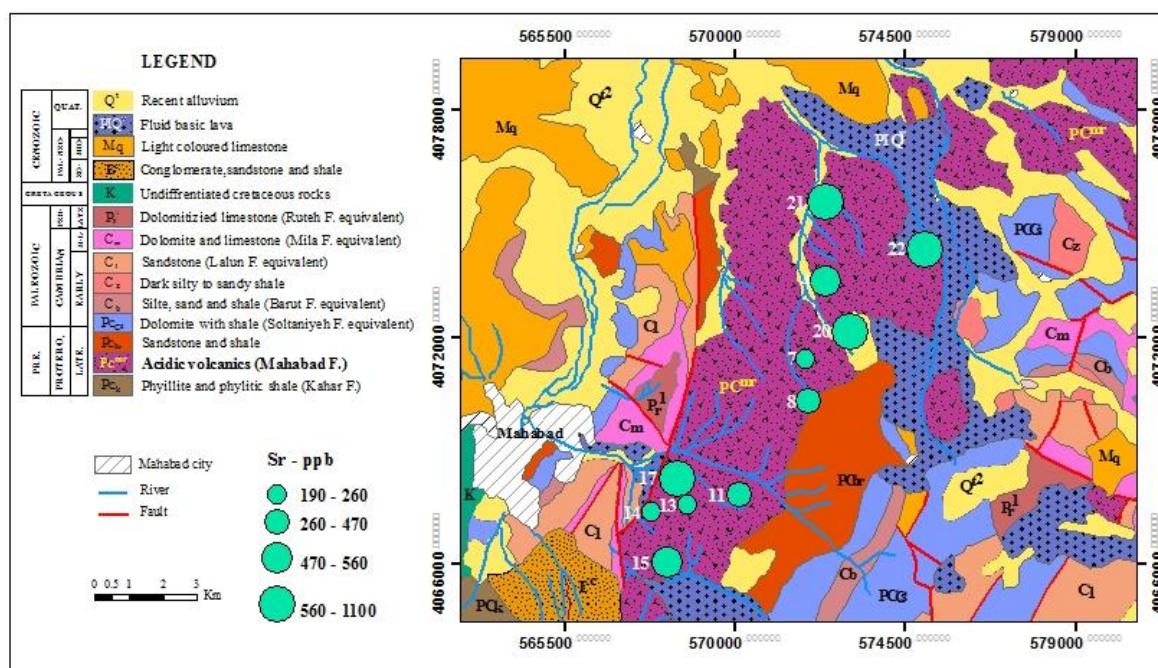
#### ۴-۳-۵- استرانسیوم (Sr)

غلظت استرانسیوم در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۱۹۰ تا ۱۱۰۰ با میانگین ۵۷۸/۲ میکروگرم بر لیتر تغییر می‌کند. شکل (۴-۲۴) تغییرات غلظت استرانسیوم در منابع آب موجود در ریولیت‌های مهاباد را نشان می‌دهد. حداکثر و حداقل غلظت استرانسیوم به ترتیب مربوط به نمونه‌های ۲۱ و ۷ می‌باشد. مطابق

استانداردهای جهانی (WHO, 2013; EPA, 2013) حداکثر غلظت مجاز استرانسیوم برای مصارف شرب ۱۵۰۰ میکروگرم بر لیتر می‌باشد. بنابراین غلظت استرانسیوم در منابع آب ریولیتی منطقه در تمامی نمونه‌ها

پایین تر از حداکثر حد مجاز استانداردهای بین‌المللی می‌باشد.

استرانسیوم در کانی‌های استرانتیانیت ( $\text{SrCO}_3$ )، سلسیت ( $\text{SrSO}_4$ ) و همچنین در آراگونیت‌ها نیز رایج بوده زیرا استرانسیوم جانشین کلسیم می‌شود (Honslow, 1995). استرانسیوم توسط کانی‌های رسی، سیلیکات‌ها و اکسیدهای آهن جذب می‌شود. یکی از راه‌های آزاد شدن استرانسیوم به داخل خاک کودهای فسفاته می‌باشد (ATSDR, 2004). منشا استرانسیوم در منطقه مورد مطالعه می‌تواند در رابطه با آزادسازی آن از سطح کانی‌های رسی و شیل‌ها و همچنین آزادسازی از واحدهای دولومیتی باشد. هدایت الکتریکی منابع آب موجود در ریولیت‌های منطقه عمدتاً ناشی از بی‌کربنات و کلسیم می‌باشد، از آنجایی که استرانسیوم در ساختار کانی‌های کربناته ( $\text{SrCO}_3$ ) حضور و در موقعیت‌های تبدالی نیز جانشین کلسیم می‌شود در نتیجه روی هدایت الکتریکی منابع آب تاثیر گذاشته و همبستگی بالایی با آن دارد.



شکل ۴-۲۴- تغییرات غلظت استرانسیوم در منابع آب زیرزمینی موجود در ریولیت‌های مهاباد

#### ۴-۴- ارزیابی میزان آلودگی منابع آب به فلزات سنگین در ریولیت‌های مهاباد

##### ۴-۴-۱- شاخص فلزی (MI)

برای تعیین شدت آلودگی فلزی در منابع آب زیرزمینی موجود در ریولیت‌های مهاباد از شاخص فلزی (Metal Index) استفاده شده است. شاخص فلزی توسط تاماسی و سینی (Tamasi & Cini, 2003) ارائه شده است و از طریق رابطه (۳-۴) بدست می‌آید. در این رابطه  $C$  غلظت عنصر سنگین مورد نظر در آب،  $i$  شماره عنصر فلزی و  $MAC$  حداکثر غلظت مجاز (Maximum Allowed Concentration) عنصر مورد نظر می‌باشد.

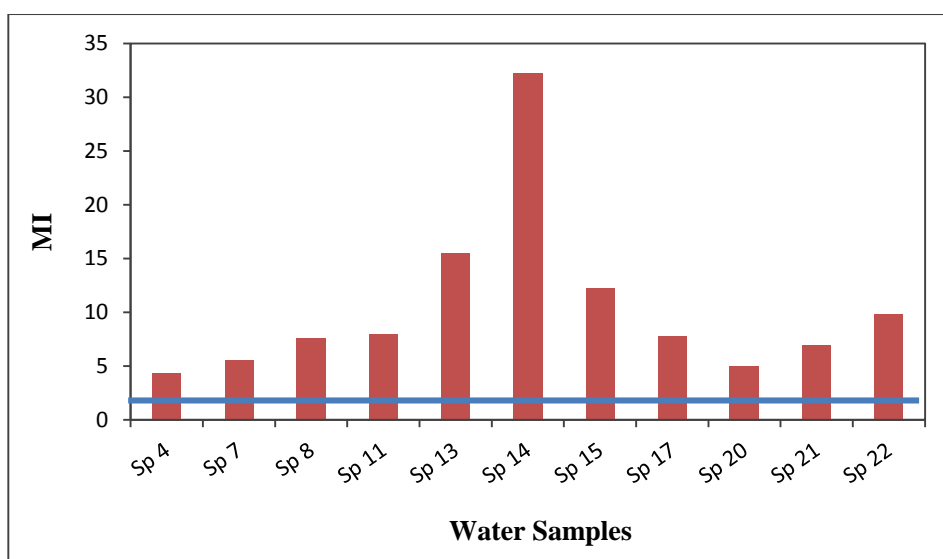
$$MI = \sum_{i=1}^n \frac{C_i}{(MAC)_i} \quad \text{رابطه (۳-۴)}$$

اگر غلظت عنصری از حداکثر حد مجاز آن بیشتر باشد ( $MI > 1$ ) کیفیت آب پایین می‌آید و از نقطه نظر شاخص فلزی آب مورد نظر غیر قابل شرب می‌باشد. در صورتی که  $MI < 1$  باشد غلظت فلز کمتر از حد مجاز آن می‌باشد و قابلیت شرب را دارد. جهت محاسبه شاخص  $MI$  از عناصر Sr, Al, As, Ba, Fe, Ni, و Zn استفاده شده است. برای  $MAC$  نیز از حد مجاز استاندارد سازمان بهداشت جهانی (WHO, 2013) استفاده گردید. مقدار  $MI$  برای تمامی نمونه‌های برداشت از منابع آب ریولیتی منطقه در جدول (۴-۴)، ارائه شده است. همانطور که مشاهده می‌شود میزان  $MI$  در تمامی نمونه‌ها به مراتب بیشتر از یک می‌باشد ( $MI > 1$ ). بنابراین از نظر این شاخص تمامی منابع آب ریولیتی منطقه مورد نظر، جهت شرب مناسب نیستند. بیشترین مقدار  $MI$  مربوط به نمونه ۱۴ و کمترین مقدار آن مربوط به نمونه ۴ از منابع آب ریولیتی می‌باشد.

جدول ۴-۴- مقادیر شاخص فلزی و شاخص آلودگی فلزات سنگین آب‌های ریولیتی منطقه مورد مطالعه

نمونه	۴	۷	۸	۱۱	۱۳	۱۴	۱۵	۱۷	۲۰	۲۱	۲۲
<b>MI</b>	۴/۳۰	۵/۵۱	۷/۵۶	۷/۹۷	۱۵/۴۵	۳۲/۲۰	۱۲/۲۳	۷/۷۳	۴/۹۹	۶/۹۱	۹/۷۹
<b>HPI</b>	۱۵۳/۴	۱۹۹	۳۰۲/۵	۳۱۵/۳	۶۵۵/۳	۱۰۷۱/۵	۴۹۲/۸	۲۴۹/۴	۱۴۶	۲۳۱/۸	۳۷۶/۶

تغییرات مقادیر MI و حد مجاز آن در شکل (۴-۲۵) نشان داده شده است. در منطقه مورد مطالعه در تمامی نمونه‌ها غلظت عناصر Sr, Ni, Fe, Ba, As, Al و Zn کمتر از حد مجاز استاندارد می‌باشد. تنها عنصری که در تمامی نمونه‌های برداشتی از منابع آب ریولیتی غلظتی بالاتر از استاندارد حد مجاز دارد سرب می‌باشد (غلظت Al و Fe فقط در نمونه ۱۴ بالاتر از حد مجاز می‌باشد). بنابراین فلز تعیین کننده در بالا بردن مقادیر شاخص فلزی در تمامی نمونه‌ها عنصر سرب می‌باشد که تمامی نمونه‌ها را غیر قابل شرب نموده است. در نمونه ۱۴ علاوه بر Pb فلزات Al و Fe نیز غلظتی بالاتر از استاندارد مجاز داشته و در بالا بردن مقدار شاخص فلزی (MI) نقش اساسی دارند.



شکل ۴-۲۵- تغییرات شاخص فلزی (MI) در منابع آب زیرزمینی موجود در ریولیت‌های مهاباد

#### ۴-۴-۲- شاخص آلودگی فلزات سنگین (HPI)

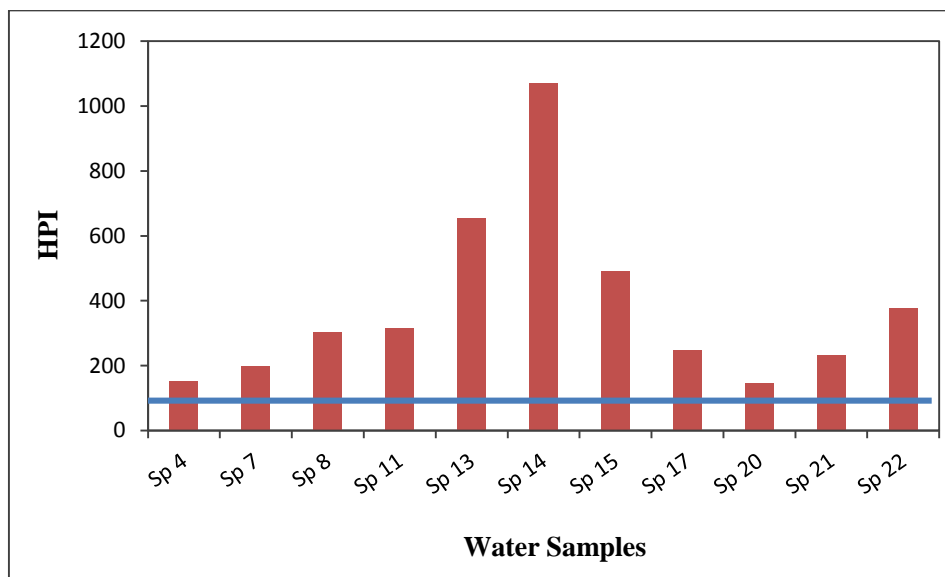
شاخص آلودگی فلزات سنگین (Heavy metal pollution index) برای برآورد آلودگی آب شرب طبق رابطه زیر محاسبه می‌شود (Mohan et al, 1996):

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

Wi وزن پارامتر i ام که به صورت معکوس استاندارد محاسبه می‌شود ( $W_i=1/S_i$ )، n تعداد پارامترهای مورد نظر،  $S_i$  مقدار استاندارد فلز و  $Q_i$  زیر شاخص پارامتر i ام فلزات سنگین می‌باشد که از رابطه زیر محاسبه می‌شود

$$Q_i = \sum_{i=1}^n \frac{|M_i - L_i|}{(S_i - L_i)} \cdot 100 \quad \text{رابطه (۴-۵)}$$

در این رابطه  $L_i$  مقدار ایده‌آل برای فلز و  $M_i$  مقدار غلظت فلز سنگین مورد نظر می‌باشد. مقدار مجاز و بحرانی شاخص آلودگی (HPI) عدد ۱۰۰ می‌باشد (Mohan et al, 1996; Prasad & Bose, 2001). با استفاده از شاخص HPI، میزان آلودگی منابع آب موجود در ریولیت‌های منطقه نسبت به فلزات سنگین Zn و Al, As, Ba, Fe, Ni, Pb, Sr مورد بررسی قرار گرفت. مقادیر شاخص HPI آب‌های ریولیتی منطقه در جدول (۴-۵) آورده شده است. با توجه به جدول، شاخص HPI در تمامی نمونه‌ها بالاتر از حد بحرانی ( $HPI = 100$ ) می‌باشد. در نتیجه آب‌های ریولیتی منطقه از نقطه نظر شاخص HPI آلوده بوده و قابلیت شرب ندارند. در منطقه مورد مطالعه نمونه‌های ۱۳، ۱۴ و ۱۵ بیشترین میزان آلودگی و نمونه ۴ و ۲۰ دارای کمترین مقدار آلودگی می‌باشند (شکل ۴-۲۶).



شکل ۴-۲۶- تغییرات شاخص آلودگی فلزات سنگین (HPI) در منابع آب زیرزمینی موجود در ریولیت‌های مهاباد



#### ۴-۵- بررسی همبستگی پارامترها

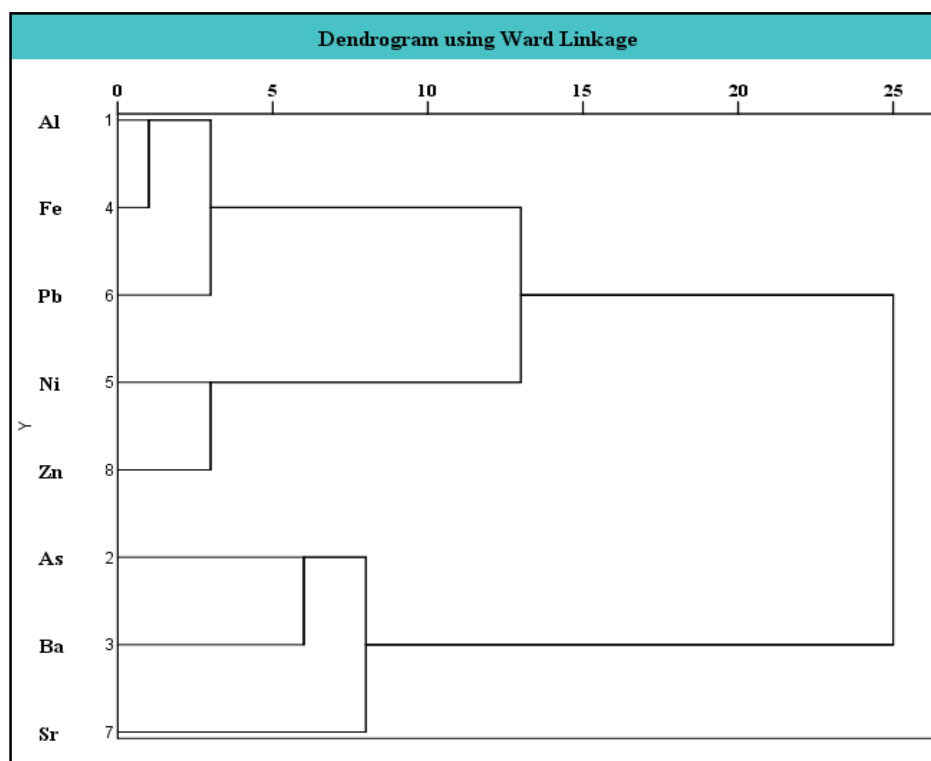
در این مطالعه از روش همبستگی پیرسون برای تعیین رابطه‌ی بین غلظت فلزات سنگین و هم‌چنین ارزیابی تاثیر پارامترهای محیطی بر کیفیت آب استفاده گردید. همبستگی بین متغیرهای اندازه‌گیری شده در این مطالعه، در جدول (۴-۵) آورده شده است. با توجه به جدول همبستگی مثبت و معنادار آلومینیوم با سرب ( $r=0.781$ ) و آهن با سرب ( $r=0.841$ ) وجود دارد. همبستگی مثبت و معنادار آهن با سرب به این دلیل می‌باشد که هیدروکسیدها و اکسی هیدروکسیدهای آهن عامل حرکت و انتقال عنصر سرب به داخل آب می‌باشند. عنصر باریم با آهن، نیکل، سرب و روی همبستگی منفی دارد که نشان از منشأ متفاوت آن دارد. باریم در منطقه مورد مطالعه احتمالاً ناشی از کانی باریت ( $BaSO_4$ ) موجود در ریولیت‌ها می‌باشد. از آنجایی که استرانسیوم همبستگی مثبت و بالایی با EC دارد ( $r=0.916$ )، احتمالاً ناشی از میان لایه‌های آهک و کلسیت‌های پرکننده درز و شکاف سنگ‌های ریولیتی می‌باشد. همبستگی معناداری بین فلزات سنگین و pH وجود ندارد، زیرا فلزات سنگین در pH پایین انحلال و قابلیت تحرک دارند (Berkowitz et al, 2007).

جدول ۴-۵- مقادیر ضریب همبستگی پیرسون منابع آب موجود در ریولیت‌های مهاباد

	Al	As	Ba	Fe	Ni	Pb	Sr	Zn	EC	pH
Al	۱									
As	-۰.۰۶۳	۱								
Ba	-۰.۰۶۶	۰.۴۳۱	۱							
Fe	۰.۹۹۶**	-۰.۰۴۹	-۰.۰۷۲	۱						
Ni	۰.۶۷۵*	۰.۲۲۲	-۰.۲۴۹	۰.۶۵۶*	۱					
Pb	۰.۷۸۱**	۰.۳۳۱	-۰.۰۳۲	۰.۸۱۴**	۰.۵۷۸	۱				
Sr	۰.۲۶۰	۰.۱۷۸	۰.۴۲۴	-۰.۳۲۰	-۰.۰۲۰	-۰.۵۰۴	۱			
Zn	۰.۰۷۰	۰.۳۹۴	-۰.۳۳۱	۰.۰۵۲	۰.۷۵۹**	۰.۲۰۲	۰.۱۲۴	۱		
EC	-۰.۱۶۳	۰.۰۳۷	-۰.۱۵۰	-۰.۲۴۰	۰.۱۸۷	-۰.۴۶۸	۰.۹۱۶**	۰.۳۴۷	۱	
pH	-۰.۰۶۴	۰.۱۴۶	۰.۰۴۷	-۰.۰۸۷	-۰.۱۲۰	-۰.۰۳۲	۰.۵۰۰	۰.۰۲۹	۰.۴۶۳	۱

#### ۴-۶- روش تحلیل خوشه‌ای

به منظور تعیین منشأ فلزات سنگین از روش آماری آنالیز خوشه‌ای (Cluster Analysis) استفاده و نتایج آن در شکل (۴-۲۷) نشان داده شده است. در این روش فلزات سنگین گروه‌بندی شده‌اند که پارامترهای متعلق به خوشه‌های یکسان به احتمال زیاد از یک منبع مشترک منشأ گرفته‌اند (Prassana et al, 2012). با توجه به شکل عناصر در دو خوشه اصلی گروه‌بندی شده‌اند. عناصر سرب، آهن و آلومینیوم در یک خوشه قرار گرفته‌اند. در منطقه مورد نظر آهن جدا از اینکه به صورت هماتیت درز و شکاف‌ها را پر می‌کند در سطح کانی‌های رسی نیز وجود دارد، از طرفی سرب نیز در سطح کانی‌های رسی و شیل‌ها بالا می‌باشد. در نتیجه شیل‌ها منشأ احتمالی آهن و سرب می‌باشند. حضور آلومینیوم با آهن و سرب در یک خوشه نیز به دلیل فراوانی Al در ساختار کانی‌های رسی می‌باشد. استرانسیم و باریوم نیز در یک خوشه قرار می‌گیرند که به دلیل تشابه شعاع یونی، احتمال جانشینی آنها در موقعیت‌های تبادلی وجود دارد.



شکل ۴-۲۷- خوشه‌بندی سلسله مراتبی برای متغیرهای اندازه‌گیری شده منابع آب ریولیت‌های مهاباد



## فصل پنجم: نتیجه‌گیری و پیشنهادها

در این فصل نتایج حاصل از بررسی‌های هیدروشیمیایی منابع آب موجود در سازند سخت ریولیتی مه‌آباد شامل بررسی تغییرات مکانی و زمانی پارامترهای هیدروشیمیایی و همچنین غلظت فلزات سنگین ارائه می‌گردد. در پایان به منظور بهبود مطالعات آینده سخت پیشنهاداتی ارائه می‌گردد.

### ۵-۱- نتیجه‌گیری

۱- بررسی هیدروشیمیایی منابع آب زیرزمینی موجود در سنگ‌های ریولیتی مه‌آباد نشان می‌دهد که مقدار میانگین کل جامدات محلول (TDS) و هدایت الکتریکی (EC) آب‌های ریولیتی منطقه مورد نظر در مقایسه با سنگ‌های ریولیتی دیگر نقاط دنیا مقدار بیشتری را نشان می‌دهد. در بین آنیون‌ها و کاتیون‌های موجود بیکربنات و کلسیم بیشترین اختلاف را با منابع مشابه در پهنه‌های ریولیتی دنیا دارند که می‌تواند در رابطه با لیتولوژی سازند مه‌آباد و میان لایه‌های آهک موجود در آن باشد.

۲- میانگین جزء مولکولی سیلیس در آب‌های ریولیتی منطقه مه‌آباد ۱۸/۳۶ میلی‌گرم بر لیتر می‌باشد که مشابه با میانگین غلظت سیلیس در سازندهای سخت دنیا (۱۷ میلی‌گرم بر لیتر) می‌باشد این مقدار، از میانگین غلظت سیلیس در سنگ‌های ریولیتی دیگر نقاط دنیا پایین‌تر می‌باشد که دلیل آن می‌تواند ناشی از مقدار کم فلدسپارها (آلبیت) و بیوتیت در سنگ‌های ریولیتی منطقه مه‌آباد باشد.

۳- تغییرات مکانی هدایت الکتریکی و دمای آب‌های زیرزمینی ریولیتی منطقه در طول مسیر جریان نشان می‌دهد که مقدار هدایت الکتریکی و دما از ارتفاعات (منطقه تغذیه) به سمت نقاط کم ارتفاع (منطقه تخلیه)

افزایش می‌یابد. افزایش هدایت الکتریکی منابع آب در انتهای مسیر جریان و مناطق تخلیه به دلیل زمان ماندگاری بیشتر، افزایش طول مسیر جریان و در دسترس قرار گرفتن مواد قابل حل بیشتر می‌باشد.

۴- غلظت آنیون‌ها و کاتیون‌ها در طول مسیر جریان و همراه با افزایش TDS منابع آب افزایش می‌یابد. هم‌چنین غلظت یون سیلیس از ارتفاعات به سمت محل‌های کم ارتفاع‌تر افزایش می‌یابد، که در رابطه با پیشرفت واکنش‌های هوازدگی می‌باشد.

۵- بررسی غلظت آنیون‌ها و کاتیون‌ها در فصل تر (فروردین ۹۴) و خشک (شهریور ۹۴) نشان می‌دهد که در هر دو دوره نمونه‌برداری آنیون و کاتیون غالب به ترتیب بیکربنات و کلسیم می‌باشد. غلظت کلسیم در اکثر منابع آب ریولیتی منطقه در فصل خشک کم شده است که می‌تواند در رابطه با پدیده تبادل کاتیونی باشد. مقدار اندک پتاسیم در منابع آب زیرزمینی به دلیل مقاومت زیاد در برابر هوازدگی و هم‌چنین جذب توسط جامعه زیستی پایین می‌باشد. روند تغییرات هدایت الکتریکی و TDS منابع آب موحد در سنگ‌های ریولیتی منطقه مهاباد مشابه و مقدار آن‌ها در فصل خشک بیشتر از فصل تر می‌باشد.

۶- مطابق دیاگرام پایپر، تیپ منابع آب موجود در سنگ‌های ریولیتی منطقه مهاباد در ارتفاعات بیکربناته-کلسیک ( $\text{Ca-HCO}_3$ ) می‌باشد. محتوای آنیونی منابع آب طی دو دوره نمونه‌برداری تغییرات چندانی نمی‌کند، ولی در فصل خشک مقدار کلسیم کاهش و در عوض مقدار منیزیم و سدیم افزایش می‌یابد. تیپ آب از  $\text{Ca-HCO}_3$  در فصل تر به  $\text{Ca-Na-HCO}_3$  در فصل خشک در حال تغییر می‌باشد.

۷- منابع آب موجود در سنگ‌های ریولیتی منطقه مهاباد عمدتاً نسبت به کلسیت اشباع تا فوق اشباع می‌باشند که می‌تواند ناشی از محیط تشکیل سنگ‌های ریولیتی منطقه مهاباد و میان لایه‌های آهکی موجود در آن‌ها باشد. هم‌چنین آب‌های ریولیتی منطقه نسبت به دولومیت تحت اشباع می‌باشند. کانی کوارتز به میزان بالایی در سنگ‌های ریولیتی منطقه وجود دارد (۵۰-۴۰ درصد وزنی) ولی از آنجایی که شاخص اشباع نمونه‌های آب ریولیتی نسبت به کوارتز مثبت می‌باشد، در نتیجه کانی کوارتز نقشی در مقدار سیلیس محلول منابع آب ندارد. در عوض شکل آمورف سیلیس به جای کوارتز، حلالیت  $\text{SiO}_2$  را در آب کنترل می‌کند.

۸- میانگین نسبت‌های کاتیونی در آب‌های ریولیتی منطقه به مراتب بیشتر از سنگ‌های ریولیتی می‌باشد. پتانسیل انحلال و سرعت هوازگی کانی‌های در بردارنده‌ی این کاتیون‌ها از جمله دلایل این اختلاف می‌باشد. نسبت کلسیم به منیزیم و سدیم در فصل خشک کاهش می‌یابد که می‌تواند در ارتباط با پدیده تبادل کاتیونی باشد.

۹- بررسی غلظت فلزات سنگین منابع آب موجود در سنگ‌های ریولیتی مهاباد نشان داد که غلظت تمامی فلزات اندازه‌گیری شده به غیر از فلز سرب (pb) پایین‌تر از حد مجاز استاندارد سازمان بهداشت جهانی (WHO, 2013) و سازمان حفاظت محیط زیست امریکا (EPA, 2013) می‌باشد. از بین فلزات اندازه‌گیری شده تغییرات As, Ba, Sr و pb قابل توجه می‌باشد. با توجه به وجود باریت در سنگ‌های ریولیتی منطقه مهاباد و وجود همبستگی بین سولفات با باریم احتمالاً منشأ باریم در رابطه با انحلال باریت باشد. غلظت سرب در تمامی نمونه‌ها بالاتر از حد استاندارد آب آشامیدنی بوده که منشأ احتمالی آن شیل‌های میکایی سبز تیره موجود در سازند مهاباد می‌باشد.

## ۵-۲- پیشنهادها

به منظور بهبود مطالعات آینده پیشنهادهای زیر ارائه می‌گردد:

- ۱- به منظور شناخت جامع سازند ریولیتی مهاباد انجام مطالعات کمی و کیفی در یک منطقه وسیع‌تر در راستای تعیین نقش واحدهای لیتولوژیکی سازند مهاباد در کیفیت منابع آب زیرزمینی پیشنهاد می‌شود.
- ۲- با توجه به استفاده از منابع آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه برای مصارف مختلف پیشنهاد می‌گردد راهکارهای حذف سرب از منابع آب زیرزمینی بررسی گردد.
- ۳- با توجه به تغییرات زمانی کیفیت آب زیرزمینی پیشنهاد می‌گردد تغییرات زمانی غلظت فلزات سنگین بررسی گردد.

## منابع مورد استفاده

- آقائاتی ع. (۱۳۸۳). "زمین شناسی ایران"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- اشتوکلین، ی. (۱۳۵۹). زیر تقسیمات اصلی تکتونیکی در ایران.
- افتخارنژاد، ج. (۱۳۵۹). واحدهای ساختمانی و گسترش حوزه های رسوبی ایران.
- جعفری، ه. (۱۳۸۲). بررسی تکامل هیدروشیمیایی منابع آب سازند سخت شیرکوه یزد پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شیراز.
- خالقی، ف. و مؤید، م. (۱۳۸۸). استفاده از بررسی های مورفولوژیکی و ژئوفیزیکی به عنوان راهبرد اصلی پی جویی و اکتشاف آب زیرزمینی در سازندهای سخت آتشفشانی-رسوبی مستعد، مطالعه موردی منطقه هوراند (شمال آذربایجان شرقی)، نخستین کنفرانس سراسری آب های زیرزمینی. درویش زاده، ع. (۱۳۷۰). زمین شناسی ایران.
- زارعی، م.، زارع، م. و ریسی، ع. (۱۳۸۴). برآورد ضریب تراوایی معادل سازندهای سخت درز و شکافدار با استفاده از مدل شبیه سازی شبکه شکستگی های توده سنگ، نهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- سامانی، ن.، رحیم پور، ن. و پسندی، م. (۱۳۸۴). ارزیابی هیدروژئولوژیکی آبخوان سازند سخت مس سرچشمه.
- شهبازی، ج. (۱۳۷۸). بررسی پترولوژیکی، ژئوشیمیایی و پتروفابریکی سنگ های ریولیتی و گرانیتوئیدی قدیمی مهباد - بوکان، پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه تهران، بخش علوم زمین.
- صالحی آذر، م. (۱۳۹۱). بررسی کیفی منابع آب زیرزمینی آبخوان دشت مهباد. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز.
- علیزاده (۱۳۸۹) علیزاده ا. (۱۳۸۹). "اصول هیدرولوژی کاربردی"، جلد اول، چاپ سی و یکم، انتشارات دانشگاه امام رضا، مشهد.
- مکاری منشادی، م. و مهدوی، ل. (۱۳۹۳). بررسی هیدروژئولوژیکی آبخوان های درز و شکافی در سازند سخت شرق دریاچه ارومیه، هجدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران.
- وطن خواه اردکانی، م. (۱۳۸۰) هیدروژئولوژی و هیدروشیمی چشمه های انتخابی منطقه تکاب، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین.

حسامی، م.ر. (۱۳۸۰). بررسی هیدروژئوشیمیایی و هیدروژئولوژیکی منابع آبی سازندهای سخت آذرین و دگرگونی در منطقه کوه سفید بوانات، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شیراز.  
محمدزاده، ط.، واعظی، ع.ر. و جعفری، ه. (۱۳۹۳). بررسی هیدروژئوشیمیایی منابع آب زیرزمینی سازند سخت حوضه صائین استان اردبیل. هجدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران.

- Abdul Jameel, A., Sirajudeen, J., & Abdul Vahith, R. (2012). Studies on heavy metal pollution of ground water sources between Tamilnadu and Pondicherry, India. *Advances in Applied Science Research*, 3(1), 424-429.
- Agency for Toxic Substances and Disease Registry (ATSDR). (2004). Toxicological Profile for Strontium.
- Al-Ahmadi, M. E. (2013). Groundwater quality assessment in Wadi Fayd, Western Saudi Arabia. *Arabian Journal of Geosciences*, 6(1), 247-258.
- Alwathaf, Y., Mansouri, B. E., Gasmi, E. H. E., Tammal, M., Chao, J., & Kili, M. (2013). Hydro-chemical analysis of groundwater in sana'a basin Yemen. *International Water Technology Journal*, 3(2), 100-122.
- Andrejkovicova, S., Pentrak, M., & Komadel, P. (2010). Sorption of heavy metal cations on rhyolitic and andesitic bentonites from Central Slovakia. *Geologica Carpathica*, 61(2), 163-171.
- Apaydin, A. (2010). Relation of tectonic structure to groundwater flow in the Beypazari region, NW Anatolia, Turkey. *Hydrogeology journal*, 18(6), 1343-1356.
- ATSDR, U. (2007). Toxicological Profile for lead. *US Department of Health and Human Services*, 1, 582.
- Bakari, A. (2014). Hydrochemical assessment of groundwater quality in the Chad Basin around Maiduguri, Nigeria. *Journal of Geology and Mining Research* 6 (1).
- Bhaskar, C. V., Kumar, K., & Nagendrappa, G. (2010). Assessment of heavy metals in water samples of certain locations situated around Tumkur, Karnataka, India. *Journal of Chemistry*, 7(2), 349-352.
- Connell, D. W., & Miller, G. J. (1984). *Chemistry and ecotoxicology of pollution* (Vol. 65). John Wiley & Sons.
- Davis, S. N. (1964). Silica in streams and ground water. *American Journal of Science*, 262(7), 870-891.
- Davis, S. N., & Dewiest, R. J. M. (1966). *Hydrogeology* John Wiley and Sons. *New York*, 463.
- Defo, C. 33, 5, 'S4', 1718, 'Heavy metal pollution of groundwaters of the Ntem watershed in Yaoundé-Cameroon (West Africa)'.  
Ehrlich, L., & Newman, D. K. (2009). *Geomicrobiology*, 5th. CRC Press, Taylor & Francis Group, New York. Gomez-Villalba, B., Calvo, C., Vilchez, R., Gonzalez-Lopez, J. and Rodelas, B. (2006) *TGGE analysis of the diversity of ammonia-oxidizing and*

- denitrifying bacteria in submerged filter biofilms for the treatment of urban wastewater, Appl. Microbiol. Biotechnol*, 72, 393-400.
- Elhag, A. B., & Elzien, S. M. (2013). Structures controls on groundwater occurrence and flow in crystalline bedrocks: a case study of the El Obeid area, Western Sudan. *Global Advanced Research Journal of Environmental Science and Toxicology (ISSN: 2315-5140) Vol, 2(2)*, 037-046.
- El-Sayed, M. H., & Shawky, H. A. (2012). Impact of hydrochemical processes on groundwater quality, Wadi Feiran, South Sinai, Egypt. *Aust J Basic Appl Sci*, 6(3), 638-654.
- Federico, C., Aiuppa, A., Favara, R., Gurrieri, S., & Valenza, M. (2004). Geochemical monitoring of groundwaters (1998–2001) at Vesuvius volcano (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 133(1), 81-104.
- Frankovská, J., Andrejkovičová, S., & Janotka, I. (2010). Effect of NaCl on hydraulic properties of bentonite and bentonite-palygorskite mixture. *Geosynth Int*, 17(4), 250-259.
- Freeze, R. A., & Cherry, J. A. (1979). *Groundwater* (No. 629.1 F7).
- Gastmans, D., Chang, H. K., & Hutcheon, I. (2010). Groundwater geochemical evolution in the northern portion of the Guarani Aquifer System (Brazil) and its relationship to diagenetic features. *Applied Geochemistry*, 25(1), 16-33.
- Goldich, S. S. (1938). A study in rock-weathering. *The Journal of Geology*, 17-58.
- Gustafson, G. U. N. N. A. R., & Krásný, J. (1994). Crystalline rock aquifers: their occurrence, use and importance. *Applied Hydrogeology*, 2(2), 64-75.
- Harter, R. D. (1983). Effect of soil pH on adsorption of lead, copper, zinc, and nickel. *Soil Science Society of America Journal*, 47(1), 47-51.
- Hem, J. D. (1985). *Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water* (Vol. 2254). Department of the Interior, US Geological Survey.
- Henriksen, H., & Braathen, A. (2006). Effects of fracture lineaments and in-situ rock stresses on groundwater flow in hard rocks: a case study from Sunnfjord, western Norway. *Hydrogeology journal*, 14(4), 444-461.
- Hounslow, A. (1995). *Water quality data: analysis and interpretation*. CRC press.
- Huang, Li. J., Zeng, G. H., Maqsood, G., & Huang, Y. (2007). An integrated fuzzy-stochastic modeling approach for risk assessment of groundwater contamination. *Journal of Environmental Management*, 82(2), 173-188.
- Huang, S. S., Liao, Q. L., Hua, M., Wu, X. M., Bi, K. S., Yan, C. Y., ... & Zhang, X. Y. (2007). Survey of heavy metal pollution and assessment of agricultural soil in Yangzhong district, Jiangsu Province, China. *Chemosphere*, 67(11), 2148-2155.
- Jahanshahi, R., & Zare, M. (2015). Assessment of heavy metals pollution in groundwater of Golgohar iron ore mine area, Iran. *Environmental Earth Sciences*, 74(1), 505-520.
- Jordan, J. L. (2013). *Aquifer parameter estimation from aquifer tests and specific-capacity data in Cedar Valley and the Cedar Pass area, Utah County, Utah* (Vol. 146). Utah Geological Survey.

- Kalantari, N., Sajadi, Z., Makundi, M., Keshvarzi, M. (2012). Chemical properties of soil and groundwater in Asalooie alluvial plain with emphasis on heavy metals.
- Karen H. (2005). Rare Earth Elements in Groundwater Flow Systems. Springer. Printed in the Netherlands, 187-222.
- Kontis, E. E., & Gaganis, P. (2012). Hydrochemical characteristics and groundwater quality in the island of Lesbos, Greece. *Global Nest Journal*, 14(4), 422-430.
- Kumar, P. S., Elango, L., & James, E. J. (2014). Assessment of hydrochemistry and groundwater quality in the coastal area of South Chennai, India. *Arabian Journal of Geosciences*, 7(7), 2641-2653.
- Kumar, T. J. R., Balasubramanian, A., Kumar, R. S., Dushiyanthan, C., Thiruneelakandan, B., Suresh, R., ... & Davidraju, D. (2014). Assessment of groundwater potential based on aquifer properties of hard rock terrain in the Chittar–Uppodai watershed, Tamil Nadu, India. *Applied Water Science*, 1-8.
- Kumari, B., Mukherjee, S., & Singh, N. (2015). Groundwater Quality Assessment in hard rock terrain of part of Ranchi district, Jharkhand, India: An integrated approach. *International Journal of Environmental Sciences*, 5(4), 754.
- Langmuir, D. (1997). Aqueous Environmental Geochemistry Prentice-Hall Inc. *Upper Saddle River, NJ*.
- Larsson, I. (1984). *Ground water in hard rocks*. Unesco.
- Lerner, D. N., Issar, A. S., & Simmers, I. (1990). *Groundwater recharge: a guide to understanding and estimating natural recharge* (Vol. 8, pp. 1-345). Hannover: Heise.
- Leung, C. M., & Jiao, J. J. (2006). Heavy metal and trace element distributions in groundwater in natural slopes and highly urbanized spaces in Mid-Levels area, Hong Kong. *Water Research*, 40(4), 753-767.
- Littleton, I. (1984). *Groundwater in hard rock*.
- Littleton, R. T., & Crosthwaite, E. G. (1957). *Ground-water Geology of the Bruneau-Grand View Area, Owyhee County, Idaho*. US Government Printing Office.
- Maréchal, J. C., Wyns, R., Lachassagne, P., & Subrahmanyam, K. (2004). Vertical anisotropy of hydraulic conductivity in the fissured layer of hard-rock aquifers due to the geological structure of weathering profiles. *Journal of the Geological Society of India*, 63(5), 545-550.
- Mast, M. A., Drever, J. I., & Baron, J. (1990). Chemical weathering in the Loch Vale watershed, Rocky Mountain National Park, Colorado. *Water Resources Research*, 26(12), 2971-2978.
- Mather, J. O. H. N., Saether, O. M., & Caritat, P. D. (1997). Relationship between rock, soil and groundwater compositions. In *Geochemical Processes, Weathering and Groundwater Recharge in Catchments* (pp. 305-328). AA Balkema Apatity, Russia.
- Matthes, G., & Harvey, J. C. (1982). *The Properties of Water*.
- 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), 283-289.

- Nyende, M. G., & Van Tonder, G. (2014). A Comparative Hydrogeochemical Study of Granitic Fractured and Alluvial Channel Aquifer Systems. *Global Journal of Science Frontier Research*, 14(2).
- Obiefuna, G. I., & Sheriff, A. (2011). Assessment of shallow ground water quality of Pindiga Gombe Area, Yola Area, NE, Nigeria for irrigation and domestic purposes. *Research Journal of Environmental and Earth Sciences*, 3(2), 131-141.
- Olofsson, B. (1993). Flow of groundwater from soil to crystalline rock-A review. In *IAH Congress on Hydrogeology of Hard Rocks*, ISBN (pp. 82-7385).
- Page, R. W., Anttila, P. W., Johnson, K. L., & Pierce, M. J. (1984). *Ground-water conditions and well yields in fractured rocks, southwestern Nevada County, California* (No. 83-4262). US Geological Survey,.
- Panagopoulos, G., Giannouloupoulos, P., & Panagiotaras, D. (2011). Groundwater hydrochemistry of the volcanic aquifers of Limnos Island, Greece. In *Advances in the Research of Aquatic Environment* (pp. 471-478). Springer Berlin Heidelberg.
- Pradhan, B., Mansor, S., Pirasteh, S., & Buchroithner, M. F. (2011). Landslide hazard and risk analyses at a landslide prone catchment area using statistical based geospatial model. *International Journal of Remote Sensing*, 32(14), 4075-4087.
- Pradhan, B., & Pirasteh, S. (2011). Hydro-Chemical analysis of the ground water of the basaltic catchments: Upper Bhatsai Region, Maharastra. *Open Hydrology Journal*, 5, 51-57.
- Prasad, B., & Bose, J. (2001). Evaluation of the heavy metal pollution index for surface and spring water near a limestone mining area of the lower Himalayas. *Environmental Geology*, 41(1-2), 183-188.
- Rango, T., Bianchini, G., Beccaluva, L., & Tassinari, R. (2010). Geochemistry and water quality assessment of central Main Ethiopian Rift natural waters with emphasis on source and occurrence of fluoride and arsenic. *Journal of African Earth Sciences*, 57(5), 479-491.
- Rango, T., Vengosh, A., Dwyer, G., & Bianchini, G. (2013). Mobilization of arsenic and other naturally occurring contaminants in groundwater of the Main Ethiopian Rift aquifers. *Water research*, 47(15), 5801-5818.
- Romic, M., & Romic, D. (2003). Heavy metals distribution in agricultural topsoils in urban area. *Environmental geology*, 43(7), 795-805.
- Santos, A., Alonso, E., Callejon, M., & Jiménez, J. C. (2002). Distribution of Zn, Cd, Pb and Cu metals in groundwater of the Guadiamar river basin. *Water, air, and soil pollution*, 134(1-4), 273-283.
- Shivshankar, S., Pawar, R. S., & Panaskar, D. B. (2012). Comparative study of groundwater from basaltic and granitic aquifers of Dharmabad Taluka of Nanded District, Maharashtra. *Adv Appl Sci Res*, 3(4), 2005-2014.
- Siebielec, G., & Chaney, R. L. (2006). Manganese Fertilizer Requirement to Prevent Manganese Deficiency When Liming to Remediate Ni-Phytotoxic Soils. *Communications in soil science and plant analysis*, 37(1-2), 163-179.



- Siegel, E. R. (2002). *Environmental Geochemistry of Potentially Toxic Metals* (pp. 1-218). Springer.
- Singaraja, C., Chidambaram, S., Srinivasamoorthy, K., Anandhan, P., & Selvam, S. (2015). A study on assessment of credible sources of heavy metal pollution vulnerability in groundwater of Thoothukudi districts, Tamilnadu, India. *Water Quality, Exposure and Health*, 7(4), 459-467.
- Singhal, B. B. S., & Gupta, R. P. (2010). *Applied hydrogeology of fractured rocks*. Springer Science & Business Media.
- Smedley, P. L., & Kinniburgh, D. G. (2002). A review of the source, behaviour and distribution of arsenic in natural waters. *Applied geochemistry*, 17(5), 517-568.
- Streltsova, T. D. (1976). Analysis of aquifer-aquitard flow. *Water Resources Research*, 12(3), 415-422.
- Tamasi, G., & Cini, R. (2004). Heavy metals in drinking waters from Mount Amiata (Tuscany, Italy). Possible risks from arsenic for public health in the Province of Siena. *Science of the Total Environment*, 327(1), 41-51.
- Tessema, A., & Nzotta, U. Multi-data intergration approach in groundwater resource potential mapping: A case study from the north west province, south Africa.
- Todd, D. K., & Larry, W. (2005). *Mays, groundwater hydrology*. John Wiley & Son, Inc., New Jersey, 3.
- US EPA. (2013). *Edition of the Drinking Water Standards and Health Advisories*.
- Uhl, V. W. (1987). A global view of the hydrogeology of crystalline rock. World water Conf. Kenya. Vol. 1.
- White, A. F., Bullen, T. D., Schulz, M. S., Blum, A. E., Huntington, T. G., & Peters, N. E. (2001). Differential rates of feldspar weathering in granitic regoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(6), 847-869.
- Wirmvem, M. J., Ohba, T., Fantong, W. Y., Ayonghe, S. N., Suila, J. Y., Asaah, A. N. E., ... & Hell, J. V. (2013). Hydrochemistry of shallow groundwater and surface water in the Ndop plain, North West Cameroon. *African Journal of Environmental Science and Technology*, 7(6), 518-530.
- World Health Organization, & UNICEF. (1993). *Progress on sanitation and drinking-water*. World Health Organization.
- World Health Organization, & UNICEF. (2013). *Progress on sanitation and drinking-water*. World Health Organization.
- Wuana, R. A., & Okieimen, F. E. (2011). Heavy metals in contaminated soils: a review of sources, chemistry, risks and best available strategies for remediation. *Isrn Ecology*, 2011.

## **Abstract**

Water resources existing in igneous and metamorphic hardrocks, due to the relatively low supply and discharge them less than other calcareous water and alluvial interest. However, hardrocks in dry areas and also in areas that are lacking in major aquifers, are important. In this research, Mahabad rhyolitic hardrock Infracambrian old which is located at 20 km East, was selected to study its hydrochemical groundwater resources. During the two-stage sampling of water resources in Mahabad rhyolitic 15 water samples and 22 water samples in September of 2015 taken in April and the main ions and silica molecular components were measured. The concentration of heavy metals (aluminum, iron, arsenic, barium, nickel, lead, strontium and zinc) in 11 samples was determined in the August 2015. According to the results mean molecular component silica in the rhyolitic groundwater resources in Mahabad 18/36 mg per liter respectively. Spatial variation of physicochemical parameters of water resources in Mahabad rhyolites increasing amounts of EC, pH, SiO<sub>2</sub> and temperature of water resources in the area along the flow path from the highlands to the output shows. The main spatial variation of ions, especially sodium and magnesium cations significant increase in the flow of the show. type of groundwater changed from Ca-HCO<sub>3</sub> in the wet season to the Ca-Na-HCO<sub>3</sub> in dry season. This probably is the relationship with cation exchange and minerals dissolution. Time changes physicochemical parameters of rhyolitic water resources as well as increasing amounts of EC, SiO<sub>2</sub>, ion content and temperature of the water resources of the wet season to the dry season shows. The results of the analysis of heavy metals also suggests that the concentration of heavy metals other than lead (pb) lower than the standard World Health Organization (WHO) respectively. High concentrations of lead (pb) with an average of 34/83 micrograms per liter, possibly due to shale formations in Mahabad rhyolite. Barium (Ba) with sulfate (SO<sub>4</sub>) positive correlation, and most likely is the result of the dissolution of the mineral barite.

**Keywords:** Hydrogeochemistry, silica, heavy metals, lead, rhyolite, Mahabad



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

## **Hydrogeochemistry of the Hard rocks in the East of Mahabad**

**By: Samrand Kurdehlachin**

**Supervisor:**  
**Dr. Hadi Jafari**

**February 2017**