



شرکت سهامی آب منطقه‌ای سیستان و بلوچستان

گزارش نهایی

بررسی آلودگی و منشاء عناصر سنگین و آرسنیک در منابع آب زیرزمینی کمر بند آتشفشانی تفتان- بزمان و ارائه شبکه پایش

مجری: معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه خوارزمی

پژوهشگران:

دکتر عطا شاکری

دکتر میثم رستگاری مهر

دکتر محمد نخعی

اسفند ماه ۱۴۰۱

الحمد لله رب العالمين

پیشگفتار و سپاسگزاری

پیرو تصویب پروپوزال طرح پژوهشی " بررسی آلودگی و منشاء عناصر سنگین و آرسنیک در منابع آب زیرزمینی کمر بند آتشفشانی تفتان- بزمان و ارائه شبکه پایش " و ابلاغ قرارداد آن در تاریخ ۱۴۰۱/۳/۲۵، اطلاعات اولیه از محدوده مطالعاتی جمع آوری و نقشه تعیین نقاط نمونه برداری طراحی شد. سپس با هماهنگی صورت گرفته با کارفرمای محترم (شرکت آب منطقه ای استان سیستان و بلوچستان) ، نمونه برداری از آب زیرزمینی (چشمه، چاه و قنات) دو محدوده بزمان و تفتان براساس روش های استاندارد صورت گرفت. با توجه به اهمیت کیفیت آب آبیاری بر آلودگی گیاهان کشت شده، در محدوده تفتان تعدادی نمونه خاک و گیاه نیز مازاد بر موضوع طرح جمع آوری و آنالیز شد.

در گزارش نهایی حاضر که تقدیم کارفرمای محترم شده است تلاش شده است که براساس نقطه نظرات مشاور و ناظر محترم طرح تمام موارد خواسته شده، لحاظ شود. نتایج بصورت کاربردی همراه با نقشه پایش و پیشنهادات نیز در انتهای گزارش ارائه شده است.

در پایان، از جناب آقای دکتر محمدامین خندان بارانی مدیر عامل محترم شرکت آب منطقه ای سیستان و بلوچستان و اعضای محترم کمیته تحقیقات شرکت که همکاری های لازم در تمام مدت انجام مراحل پروژه را با تیم پژوهشی داشته اند تشکر و قدردانی می شود.

چکیده

با توجه به اهمیت مناطق زمین گرمایی از نظر زمین شناسی زیست محیطی، زمین شناسی پزشکی و انرژی، مطالعه هیدروژئوشیمی و ژئوشیمی چشمه های گرمایی و منابع آب سطحی و زیرزمینی محدوده مناطق آتشفشانی در سال های اخیر مورد توجه محققین قرار گرفته است. آتشفشان های فعال و نیمه فعال در مناطق زمین گرمایی قادر به انتشار آلاینده های خطرناک متعدد در فازهای جامد، گاز و مایع هستند. کمر بند آتشفشانی تفتان و بزمان، یکی از ۵ منطقه مهم زمین گرمایی ایران است که در استان سیستان و بلوچستان واقع شده است. با توجه به به وسعت قابل توجه کمر بند آتشفشانی تفتان- بزمان در استان سیستان و بلوچستان و قرار داشتن چندین آبخوان مهم و مراکز مهم جمعیتی در طول این کمر بند و نیاز به تامین آب شرب و کشاورزی از آب زیرزمینی و چشمه های مهم، بررسی آلودگی و منشاء عناصر بالقوه سمناک و ارائه شبکه پایش برای عناصر بالقوه سمناک و ارزیابی ریسک سلامت استفاده از آب در شرب و کشاورزی در دستور کار قرار گرفت. برای این منظور در مجموع ۵۶ نمونه آب زیرزمینی (۳۶ چاه یا قنات در محدوده آتشفشان تفتان و ۲۰ چاه یا قنات در محدوده آتشفشان بزمان) و ۱۷ چشمه سرد و گرم (۵ چشمه در محدوده تفتان و ۱۲ چشمه در محدوده بزمان) جمع آوری شد. همچنین ۱۳ نمونه خاک و ۱۴ نمونه از محصولات زراعی در منطقه خاش نیز نمونه بردار شد. آنالیز نمونه های آب برای بررسی یون های اصلی، عناصر بالقوه سمناک و ایزوتوپ های گوگرد، اکسیژن و دوتریم، و آنالیز نمونه های خاک و گیاه برای ارزیابی فلزات سنگین انجام شد.

بر اساس نتایج بررسی هیدروژیوشیمی نمونه های آب در نمودار پایپر، نمودارهای گیبس، نمودار دو متغیره Ca/Na در مقابل Mg/Na ، Ca/Na در مقابل HCO_3/Na ، نمودار کلسیم در مقابل استرانسیم، دیاگرام عناصر پایستار (conservative) B/Cl در مقابل Br/Cl و بررسی شاخص اشباع یونی با استفاده از نرم افزار PHREEQC Interactive 2.17. 4799 تاثیر پذیری آب های زیرزمینی در هر دو محدوده، از چشمه های هیدروترمال علاوه بر نقش هوازدگی و انحلال سنگ ها اثبات می شود. چشمه های گوگردی موجود در منطقه تفتان و اثرگذاری آنها بر آبخوان خاش، علاوه بر کاهش pH در بسیاری از نمونه های آب موجب غالب بودن تیپ سولفات-کلروره در این محدوده شده است در حالی که در محدوده آتشفشان بزمان سولفات به مراتب غلظت کمتری دارد.

آرسنیک مهمترین آلاینده عنصری آب در هر دو منطقه تعیین گردید. وجود دو گونه آرسنیت و آرسنات در آب های زیرزمینی آبخوان خاش تداخل این آب ها را با آب های هیدروترمالی عمیق منطقه تفتان، تأیید می کند. از طرفی تبادل یونی نیز می تواند باعث افزایش غلظت این عنصر در آبخوان شود زیرا در محیط های آبی، As تبادل پذیر رسوب با محلول رویی که حاوی غلظت بالایی از کاتیون های Na^+ ، K^+ ، Ca^{2+} و Mg^{2+} است تبادل یونی برقرار می کند و وارد محلول می شود و در آب هایی که مقدار HCO_3^- بالا است آرسنیک متصل به فازهای مختلف به راحتی وارد آب می شود. برخلاف منطقه تفتان، گونه غالب آرسنیک در آب زیرزمینی منطقه بزمان آرسنات است. همچنین همبستگی بالای آرسنیک با بیکربنات در چشمه های هیدروترمال منطقه بزمان نشان داد که حمل این عنصر از عمق به سطح بیشتر تحت تاثیر تشکیل کمپلکس با کربنات ها است. بررسی شاخص های کیفی آب زیرزمینی بیانگر کیفیت بسیار پایین تر آب زیرزمینی منطقه در محدوده تفتان نسبت به بزمان است. در حقیقت در بزمان عمده مشکل کیفی آب مربوط به غلظت آرسنیک بوده و آب زیرزمینی این منطقه از نظر پارامترهای یونی مشکل کمتری نسبت به تفتان دارد. با این حال شاخص خطر سلامت در هر دو محدوده برای آرسنیک مقادیر بالایی نشان داده و مصرف شرب آب چاه ها برای مصرف کنندگان مشکلاتی را ایجاد خواهد کرد.

به طور کلی غلظت یون های اصلی و عناصر جزئی آبخوان های مجاور آتشفشان تفتان، بویژه خاش تحت تاثیر اضافه شدن یونها و عناصر از منابع هیدروترمال است که در عمق این چرخش اتفاق می افتد و از طریق گسل ها و شکستگی های عمیق وارد آبخوان می شوند و در ادامه خاک و گیاهان تحت تاثیر قرار می گیرند. در بزمان نیز عدم همبستگی آرسنیک و آهن در نمونه های آب بیانگر نقش اندک اکسیدهای آهن در جذب سطحی و خارج کردن آرسنیک محلول در منطقه است. با این وجود، اختلاط آبهای هیدروترمال با آب زیرزمینی یک منشا مهم آرسنیک در منطقه محسوب می شود. تغییرات غلظت پایین چشمه های بزمان نشان می دهد که در طی صعود آب به سطح زمین با گذر از سنگ های با جنس مختلف، فرآیندهای هیدروژئوشیمیایی مانند اختلاط با آب های زیرزمینی یا تبخیر و انحلال باعث این تغییرات کم در ترکیب آب چشمه های گرمابی شده است. در چشمه های آب گرم منطقه بزمان برخلاف تفتان، هوازدگی سیلیکات ها اهمیت زیادی در شیمی آب دارد.

شاخص های زمین شیمیایی شامل شاخص زمین انباشت (Igeo)، ضریب غنی شدگی (EF)، فاکتور آلودگی (CF) و شاخص پتانسیل خطر بوم شناختی (RI) برای تعیین میزان آلودگی خاک استفاده گردید. همچنین از روش تحلیل مؤلفه اصلی جهت منشأیابی آلودگی آب های زیرزمینی و خاک، و از ضریب انتقال (TF) جهت اندازه گیری میزان انتقال آلودگی فلزات از خاک به گیاه استفاده گردید. از بررسی نتایج تحلیل آماری در کلیه شاخص ها در نمونه های خاک و گیاه می توان گفت آرسنیک بیشترین حجم آلودگی را در منطقه دارد. ارزیابی شاخص ریسک سلامت در گیاه نیز نشان داد که بیشترین مقدار خطر در انسان ها و دام مربوط به عنصر آرسنیک است و خطر ریسک سلامت در کودکان برای تمامی عناصر بیشتر از بزرگسالان است و در گوسفند این شاخص بیشتر از مقادیر آن در گاو می باشد.

با توجه به شرایط موجود و نتایج حاصل از این مطالعه، از جمله اقدامات مدیریتی موثر در منطقه می توان به لزوم مدیریت صحیح کف شکنی چاه ها و اضافه برداشت از آب زیرزمینی به منظور جلوگیری یا کاهش رها سازی عناصر بالقوه سمناک در آبخوان اشاره نمود. همچنین به نظر می رسد تامین منابع آب (به ویژه آب شرب) مردم منطقه از منابع برون حوضه ای از نظر اجتماعی و سلامت مقرون به صرفه تر است. همزمان پاکسازی آلودگی عناصر بالقوه سمناک به ویژه آرسنیک در منابع آب زیرزمینی هردو منطقه تفتان و بزمان می تواند به منظور رساندن غلظت این عنصر به محدوده استاندارد در دستور کار قرار گیرد. با توجه به هزینه های لازم برای پاکسازی، پیشنهاد می شود روش های برون چاهی برای این منظور مورد استفاده قرار گیرد. همچنین می توان با شناسایی گیاهان بومی دارای قابلیت انباشت زیاد برای آرسنیک، برنامه پاکسازی این عنصر از خاک را نیز اجرا کرد. در نهایت براساس نتایج به دست آمده، تعداد ۱۰ ایستگاه نمونه برداری آب در محدوده تفتان و تعداد ۶ ایستگاه در منطقه بزمان به عنوان ایستگاه های ثابت پایش ماهیانه غلظت آرسنیک و یون های اصلی تعیین گردید.

کلیدواژه ها: آرسنیک؛ آب زیرزمینی؛ چشمه های هیدروترمال؛ بزمان؛ تفتان؛ کیفیت آب

فهرست مطالب

فصل اول (کلیات)

۱-۱- مقدمه	۱۳
۱-۲- مدل مفهومی سیستم های زمین گرمایی	۱۴
۱-۳- طبقه بندی سیستم های زمین گرمایی	۱۷
۱-۳-۱- تقسیم بندی RYBACH & MUFFLER	۱۷
۱-۳-۱-۱- سیستم های همرفتی (Convective)	۱۷
۱-۳-۱-۲- سیستم های انتقالی (conductive)	۱۸
۱-۳-۱-۲- تقسیم بندی KUHN	۱۸
۱-۳-۱-۲-۱- سیستم های Static – Conductive	۲۰
۱-۳-۱-۲-۲- سیستم های Dynamic – Convective	۲۱
۱-۳-۱-۳- تقسیم بندی GUPTA & ROY	۳۴
۱-۴- آلودگی زیست محیطی مناطق زمین گرمایی	۳۸
۱-۵- فلزات سنگین	۳۹
۱-۵-۱- آرسنیک (AS)	۴۰
۱-۵-۲- آنتیموان (SB)	۴۴
۱-۵-۳- سرب (PB)	۴۵
۱-۵-۴- روی (ZN)	۴۷
۱-۵-۵- سلنیم (SE)	۴۹
۱-۵-۶- کادمیم (CD)	۵۱
۱-۶- استاندارد های کیفی آب	۵۳
۱-۷- مناطق زمین گرمایی تفتان و بزمان	۵۷
۱-۸- ضرورت، بیان مسئله و اهداف مطالعه	۶۰

فصل دوم (ویژگی های منطقه مورد مطالعه)

۲-۱- موقعیت جغرافیایی و راه های ارتباطی	۶۶
۲-۱-۱- منطقه بزمان	۶۶
۲-۱-۲- منطقه خاش (تفتان)	۶۷
۲-۲- زمین شناسی منطقه مطالعاتی	۶۸

۶۹.....	۲-۲-۱- زمین شناسی منطقه بزمان
۷۱.....	۲-۲-۱-۱- زمین شناسی ناحیه‌های بزمان
۷۴.....	۲-۲-۱-۲- سنگ نگاری
۷۴.....	۲-۲-۱-۱- سنگ‌نگاری واحدهای نئوژن
۷۵.....	۲-۲-۱-۲- سنگ‌نگاری واحدهای کواترنری
۷۶.....	۲-۲-۳- تکتونیک منطقه
۷۹.....	۲-۲-۲- زمین شناسی ناحیه‌های تفتان
۷۹.....	۲-۲-۱- واحد افیولیتی
۸۰.....	۲-۲-۲- واحدهای کرتاسه پسین
۸۰.....	۲-۲-۳- واحدهای ائوسن
۸۱.....	۲-۲-۴- واحدهای الیگوسن
۸۱.....	۲-۲-۵- واحدهای نئوژن
۸۲.....	۲-۲-۵- واحدهای کواترنری
۸۳.....	۲-۲-۳- زمین شناسی منطقه‌ای تفتان
۸۴.....	۲-۲-۴- ماگماتیسم مکران
۹۱.....	۲-۳- هواشناسی و هیدرولوژی منطقه تفتان
۹۱.....	۲-۳-۱- بارندگی
۹۳.....	۲-۳-۲- تبخیر
۹۴.....	۲-۳-۳- دما
۹۶.....	۲-۳-۴- آب‌های سطحی
۹۷.....	۲-۳-۵- هیدرژئولوژی
۹۸.....	۲-۴- هواشناسی و هیدرولوژی منطقه بزمان
۹۸.....	۲-۴-۱- هواشناسی بزمان
۹۹.....	۲-۴-۲- مهمترین چشمه‌های پرآب منطقه
۹۹.....	۲-۴-۱- چشمه آب گرم بزمان
۹۹.....	۲-۴-۲- چشمه آب گرم مکسان

فصل سوم (مواد و روش‌ها)

۱۰۲.....	۳-۱- مقدمه
۱۰۲.....	۳-۲- نمونه برداری
۱۱۲.....	۳-۳- تجزیه و تحلیل داده‌ها
۱۱۲.....	۳-۳-۱- روشهای تحلیل داده‌های آب
۱۱۲.....	۳-۳-۱-۱- تعیین تیپ و رخساره نمونه‌های آب با استفاده از نمودار پایپر

۱۱۳.....	۲-۱-۳-۳- نمودار گیبس
۱۱۳.....	۲-۳-۳- ارزیابی کیفیت آب با مصارف مختلف (شرب و کشاورزی).....
۱۱۶.....	۲-۳-۳- شاخص کیفی آب (WQI).....
۱۱۷.....	۱-۲-۳-۳- شاخص کیفی آب (WQI) با روش وزن دهی Arithmetic.....
۱۱۸.....	۳-۳-۳- ارزیابی خطر سلامتی فلزات در نمونه‌های آب
۱۲۰.....	۵-۳-۳- روشهای آماری
۱۲۱.....	۶-۳-۳- روشهای تحلیل دادهها در خاک و گیاه
۱۲۱.....	۱-۶-۳-۳- ضریب انتقال (TF) از خاک به گیاه
۱۲۲.....	۲-۶-۳-۳- ارزیابی ریسک سلامت HI
۱۲۳.....	۳-۶-۳-۳- شاخص پتانسیل خطر بومشناختی (RI):
۱۲۴.....	۴-۶-۳-۳- ضریب غنیشدگی
۱۲۵.....	۵-۶-۳-۳- شاخص زمین انباشت
۱۲۶.....	۶-۶-۳-۳- فاکتور آلودگی (Cf)

فصل چهارم (نتایج و بحث)

۱۲۸.....	۱-۴- نتایج مربوط به نمونه‌های آب زیرزمینی تفتان
۱۲۸.....	۱-۱-۴- پارامترهای فیزیکوشیمیایی و یونهای اصلی
۱۳۲.....	۲-۱-۴- بررسی هیدروشیمی و هیدروژئوشیمی نمونه‌های آب
۱۴۶.....	۳-۱-۴- ترکیب ایزوتوپها در آب زیرزمینی منطقه تفتان
۱۴۹.....	۴-۱-۴- بررسی غلظت عناصر سنگین و بالقوه سمناک در نمونه‌های آب منطقه تفتان
۱۵۰.....	۱-۴-۱-۴- آرسنیک
۱۵۲.....	۲-۴-۱-۴- برم
۱۵۳.....	۳-۴-۱-۴- بور
۱۵۵.....	۴-۴-۱-۴- کادمیم
۱۵۷.....	۵-۴-۱-۴- فلئور
۱۵۹.....	۶-۴-۱-۴- آهن
۱۶۱.....	۷-۴-۱-۴- منگنز
۱۶۳.....	۸-۴-۱-۴- سرب
۱۶۵.....	۹-۴-۱-۴- آنتیموان
۱۶۶.....	۵-۱-۴- بررسی شاخص اشباع یونی نمونه‌های آب منطقه تفتان
۱۷۱.....	۶-۱-۴- ارزیابی کیفیت آب زیر زمینی منطقه تفتان (خاش)
۱۷۱.....	۱-۶-۱-۴- سختی کل
۱۷۲.....	۲-۶-۱-۴- درصد سدیم و خطر منیزیم
۱۷۴.....	۳-۶-۱-۴- نسبت جذب سدیم (SAR)
۱۷۶.....	۴-۶-۱-۴- شاخصهای کیفیت آب منطقه تفتان

۱۷۹.....	۷-۱-۴- نسبت خطر (HQ) و شاخص خطر (HI).....
۱۸۰.....	۸-۱-۴- تحلیل مولفه اصلی (PCA):
۱۸۱.....	۹-۱-۴- هیدروشیمی چشمه های دامنه قله تفتان.....
۱۸۳.....	۱-۹-۱-۴- تیپ آب
۱۸۵.....	۲-۹-۱-۴- هدایت الکتریکی
۱۸۵.....	۳-۹-۱-۴- جامد محلول کل
۱۸۵.....	۴-۹-۱-۴- pH
۱۸۶.....	۵-۹-۱-۴- بررسی کاتیون ها و آنیون های اصلی چشمه های دامنه تفتان.....
۱۸۷.....	۶-۹-۱-۴- کیفیت چشمه ها از لحاظ شرب
۱۸۸.....	۷-۹-۱-۴- کیفیت آبیاری چشمه های دامنه تفتان.....
۱۹۰.....	۸-۹-۱-۴- شاخص اشباع یونی در چشمه های تفتان
۱۹۱.....	۹-۹-۱-۴- آنالیز ایزوتوپی نمونه های آب منطقه.....
۱۹۳.....	۱۰-۹-۱-۴- غلظت آرسنیک در چشمه های تفتان.....
۱۹۵.....	۲-۴- نتایج مربوط به نمونه های خاک
۱۹۵.....	۱-۲-۴- بررسی پارامترهای فیزیکوشیمیایی و غلظت عنصری خاک
۱۹۷.....	۲-۲-۴- ضریب غنی شدگی (EF).....
۲۰۰.....	۳-۲-۴- فاکتور آلودگی (CF).....
۲۰۲.....	۴-۲-۴- پتانسیل خطر بوم شناختی (RI).....
۲۰۳.....	۵-۲-۴- تحلیل مؤلفه اصلی (PCA)
۲۰۶.....	۶-۲-۴- همبستگی عناصر در دو محیط آب و خاک.....
۲۰۷.....	۳-۴- نتایج مربوط به نمونه های گیاه
۲۰۷.....	۱-۳-۴- غلظت عناصر بالقوه سمناک در گیاه
۲۰۸.....	۲-۳-۴- ضریب انتقال از خاک به گیاه (TF)
۲۱۰.....	۳-۳-۴- شاخص ریسک سلامت (HRI)
۲۱۰.....	۱-۳-۳-۴- شاخص ریسک سلامت (HRI) برای مصرف جو.....
۲۱۱.....	۲-۳-۳-۴- شاخص ریسک سلامت (HRI) برای مصرف یونجه توسط دام (گاو و گوسفند)
۲۱۲.....	۴-۴- نتایج مربوط به آب زیرزمینی منطقه بزمان
۲۱۲.....	۱-۴-۴- پارامترهای فیزیکوشیمیایی و یونهای اصلی.....
۲۱۷.....	۲-۴-۴- بررسی هیدروشیمی و هیدروژئوشیمی نمونه های آب منطقه بزمان.....
۲۲۴.....	۳-۴-۴- غلظت عناصر سنگین و بالقوه سمناک در نمونه های آب منطقه بزمان
۲۲۵.....	۱-۳-۴-۴- آرسنیک
۲۲۷.....	۲-۳-۴-۴- مس
۲۲۹.....	۳-۳-۴-۴- آهن
۲۳۱.....	۴-۳-۴-۴- مولیبدن

۲۳۲.....	۴-۳-۵- نیکل
۲۳۴.....	۴-۳-۶- سرب
۲۳۶.....	۴-۳-۷- آنتیموان
۲۳۷.....	۴-۳-۸- وانادیم
۲۳۹.....	۴-۴-۴- تحلیل مولفه اصلی
۲۴۰.....	۴-۴-۵- ارزیابی کیفیت آب زیر زمینی منطقه بزمان
۲۴۰.....	۴-۴-۱- سختی کل
۲۴۱.....	۴-۴-۲- درصد سدیم و خطر منیزیم
۲۴۲.....	۴-۴-۳- نسبت جذب سدیم (SAR)
۲۴۴.....	۴-۴-۵- شاخصهای کیفیت آب منطقه بزمان
۲۴۷.....	۴-۴-۵- نسبت خطر (HQ) و شاخص خطر (HI):
۲۴۸.....	۴-۴-۶- نتایج مربوط به نمونه‌های آب چشمه‌های منطقه بزمان
۲۴۸.....	۴-۴-۱- هیدروشیمی چشمه‌های منطقه بزمان
۲۵۱.....	۴-۴-۲- تیپ و رخساره نمونه‌های آب
۲۵۵.....	۴-۴-۳- تکامل ژئوشیمیایی آب‌های منطقه
۲۵۸.....	۴-۴-۴- تفسیر ترمودینامیکی تعامل آب و سنگ
۲۶۱.....	۴-۴-۵- تبادل یونی
۲۶۲.....	۴-۴-۶- عناصر کمیاب
۲۶۷.....	۴-۴-۷- زمیندماسنجی
۲۶۷.....	۴-۴-۱- زمیندماسنجی‌های شیمیایی
۲۷۴.....	۴-۴-۸- ترکیب ایزوتوپ‌ها در چشمه‌ها آب گرم
۲۷۴.....	۴-۴-۱-۸- ایزوتوپ‌های پایدار در آب
۲۷۵.....	۴-۴-۲-۸- ایزوتوپ‌های گوگرد
۲۷۶.....	۴-۴-۹- شاخص اشباع
۲۷۸.....	۴-۴-۱۰- ژئوشیمی آرسنیک در چشمه‌های منطقه بزمان

فصل پنجم (نتیجه گیری و پیشنهادات)

۲۸۷.....	۵-۱- نتیجه گیری
۲۹۳.....	۵-۲- پیشنهادات و راهکارهای مدیریتی
۲۹۸.....	منابع

فصل اول

کلیات

در دهه‌های اخیر، بسیاری از کشورها تحقیقات گسترده‌ای بر روی مناطق زمین‌گرمایی انجام داده‌اند. هدف بسیاری از این تحقیقات تعیین منشأ آب‌های زمین‌گرمایی (چشمه‌ها و آب‌های زیرزمینی)، فرآیندهای هیدروژئوشیمیایی و تأثیرات زیست محیطی آب‌های زمین‌گرمایی بر بوم سامانه‌های اطراف است. در این تحقیقات شاخص‌های هیدروژئوشیمیایی مانند نسبت‌های یون‌های اصلی و عناصر جزئی، برای مطالعه منشأ آب‌ها و بررسی اختلاط آب چشمه‌ها با سیالات زمین‌گرمایی عمقی استفاده شده است. با تجزیه و تحلیل داده‌های فیزیکوشیمیایی منابع آب سیستم‌های زمین‌گرمایی، می‌توان به عوامل زیر دسترسی پیدا کرد (Han et al., 2010):

- ۱- ماهیت عناصر ساختاری که در این سیستم‌ها نقش عمده ایفا می‌کنند.
 - ۲- توصیف فرآیندهای واکنش آب-سنگ منابع آب‌های زمین‌گرمایی که به صورت جریان آب‌های گرم و سرد از لایه‌های مختلف سنگی عبور کرده‌اند.
 - ۳- تکامل ژئوشیمیایی منابع آب زمین‌گرمایی تحت شرایط جریان‌های مختلف.
 - ۴- بررسی غلظت عناصر بالقوه سمناک در منابع آب سطحی و زیرزمینی اطراف مناطق زمین‌گرمایی.
- آتشفشان‌های فعال و نیمه فعال در مناطق زمین‌گرمایی قادر به انتشار آلاینده‌های خطرناک متعدد در فازهای جامد (خاکسترهای دودخانی)، مایع (سیالات گرم و سرد غنی از عناصر سمناک) و گاز (گازهای دودخانی مانند دی اکسید کربن و دی اکسید گوگرد و گازهای رادیو اکتیو مانند رادون) هستند. در فاز مایع، آب‌های آتشفشانی مناطق زمین‌گرمایی می‌توانند حاوی غلظت‌های کشنده عناصر بالقوه سمناک باشند، بطوریکه قرار گرفتن در معرض طولانی مدت غلظت‌های پایین‌تر این عناصر نیز دارای عوارض قابل توجهی در سیستم‌های زیست‌شناختی است (Amaral and Radrigues, 2011). از این رو با توجه به اهمیت مناطق زمین‌گرمایی، هیدروژئوشیمی و

ژئوشیمی زیست محیطی چشمه‌های گرمابی و منابع آب محدوده مناطق ولکانیکی در سال‌های اخیر به شدت مورد توجه قرار گرفته است. منطقه مورد مطالعه در این تحقیق منابع آب زیرزمینی اطراف میدان‌های زمین گرمایی تفتان و بزمان شامل چاه‌های بهره‌برداری و چشمه‌های طبیعی سرد و گرم در محدوده خاش و بزمان می باشد. وجود و گسترش زون‌های دگرسانی و سازندهای آتشفشانی در این منطقه احتمال آلودگی آب‌های زیرزمینی را با برخی عناصر بالقوه سمناک از جمله آرسنیک، کروم، مولیبدن، نیکل، سرب و روی افزایش داده است. از طرفی اسیدی شدن منابع آب زیرزمینی خود مشکلاتی را در کیفیت منابع آب زیرزمینی و مسائل بهره برداری بوجود آورده است و باعث شده تا هزینه های سنگینی برای تعویض منصوبات چاه‌ها به دولت (طرح های آبرسانی) و مردم تحمیل نماید. در این تحقیق نظر به اهمیت مناطق آتشفشانی، ژئوشیمی چشمه‌های گرم و سرد تفتان و بزمان همراه با منابع آب زیرزمینی به منظور ارزیابی شرایط هیدروشیمیایی و آلودگی منابع آب به فلزات سنگین مورد پژوهش قرار خواهد گرفت تا در نهایت ضمن ارزیابی ریسک سلامت، برنامه پایش منابع آب منطقه تهیه گردد.

۱-۲- مدل مفهومی سیستم‌های زمین گرمایی

سیستم‌های زمین گرمایی که میزبان منابع بالقوه (برای تامین انرژی از حرارت درون زمین) هستند، میادین زمین گرمایی نیز نامیده می شوند. این میادین در سراسر جهان در مناطقی با گرا دیان زمین گرمایی نرمال و یا بیشتر، و بویژه در مناطق اطراف حواشی صفحات تکتونیکی که در آن گرا دیان زمین گرمایی ممکن است بطور قابل توجهی بالاتر از مقدار متوسط باشد، دیده می شوند (Kuhn, 2004). براساس نظریه تکتونیک صفحه‌ای، سنگ‌کره که بر روی سست‌کره قرار دارد، از ۸ یا ۹ صفحه اصلی تشکیل شده که هر صفحه اصلی، خود از چندین صفحه کوچکتر تشکیل شده است. صفحات سنگ‌کره نسبت به هم ثابت نیستند بلکه دائماً در حال حرکت هستند و این حرکات، پدیده‌های مختلف تکتونیکی را به وجود می‌آورند. لبه‌های صفحات سنگ‌کره

مکان عمده تغییرات پوسته‌ای، زلزله‌ها، و جریان‌های حرارت بالا و مرتبط با آتشفشان‌ها و مناطق زمین‌گرمایی هستند. رابطه آشکاری بین جریان‌های حرارت بالا و آتشفشان‌های فعال مناطق گسترش کف اقیانوس‌ها وجود دارد (Rybach and Muffler, 1981). سیستم‌های زمین‌گرمایی در محیط‌های مختلف زمین‌شناسی دیده می‌شوند. این سیستم‌ها را می‌توان به عنوان سیستم‌های گردش افقی و عمودی آب، در دما و فشارهای مختلف، در پوسته بالایی زمین شرح داد. سیستم‌های زمین‌گرمایی، گرما را از منبع گرما به جایی که حرارت کم است (که معمولاً سطح آزاد می‌باشد) انتقال می‌دهند (Kuhn, 2004). شرایط لازم برای ایجاد و تشکیل یک سیستم زمین‌گرمایی عبارتند از:

۱- یک منبع بزرگ حرارتی

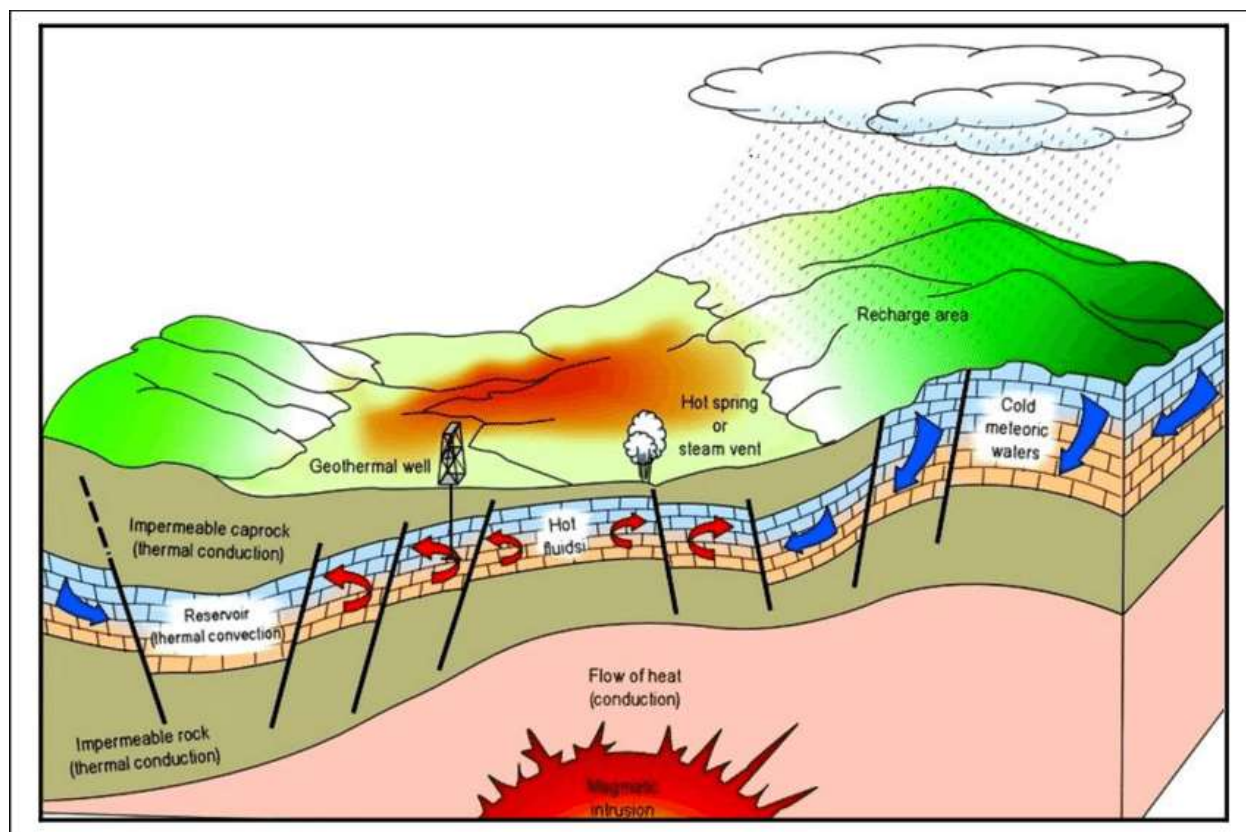
۲- مخزنی که این حرارت در آن انباشته شود (سنگ مخزن با نفوذپذیری بالا).

۳- سدی که حرارت انباشته شده را نگه دارد (سنگ پوشش با نفوذپذیری کم).

در صورت وجود شرایط زمین‌شناسی مناسب، سیستم‌های زمین‌گرمایی متنوعی می‌توانند تشکیل شوند. در نتیجه، تمامی مناطق زمین‌گرمایی با یکدیگر متفاوت هستند (Gupta and Roy, 2007). سیالات انتقال‌دهنده گرما در سنگ‌های نفوذپذیر مخزن، در گردش هستند. سیال زمین‌گرمای آب است، که در اکثر موارد آب‌های جوی (باران، آب دریاچه‌ها و رودها)، در فازهای مایع یا بخار (بسته به دما و فشار) متمرکز می‌شوند (شکل ۱-۱). گسل‌ها و شکستگی‌ها نفوذپذیری لازم را برای گردش سیالات موجود در سیستم‌های زمین‌گرمایی فراهم می‌کنند. فرایند غالب تولید ماگما، ذوب بخشی استنوسفر روی بلوک فرورو در مناطق فرورانش است که به خاطر آزاد شدن آب در زیر آن است. این آب می‌تواند از طریق آب‌های موجود در خلل و فرج رسوبات فرورو و یا واکنش‌های دگرگونی تامین شود (Rybach and Muffler, 1981). سیستم‌های زمین‌گرمایی پویا^۱ از گرمای درونی زمین (گرمای ماگمایی) معمولاً در عمق چند کیلومتری، جایی که آب‌های زیر زمینی عمیق در حرکت

^۱ Dynamic Geothermal Systems

هستند منشأ می گیرند. این آب ها بیشتر منشأ جوی دارند، اما در برخی سیستم های دریایی عمیق، آب فسیلی یا سایر آب های شور ممکن است، حضور داشته باشند. سیستم های نزدیک ساحل ممکن است با هردو آب جوی و آب دریا تغذیه شوند. این امکان وجود دارد که منبع ماگمایی گرما، برخی آبها یا ترکیبات محلول مانند HCl، CO_2 و SO_2 را به سیال اضافه کند، که بدلیل رقیق شدگی و واکنش در طول جریان همرفتی رو به بالا، اثبات آن بسیار دشوار است.



شکل ۱-۱- ساختار شماتیک از تغذیه منابع زمین گرمایی توسط آب های جوی

۱-۳- طبقه بندی سیستم های زمین گرمایی

در این بخش سه تقسیم بندی شرح داده خواهد شد.

۱-۳-۱- تقسیم بندی Rybach & Muffler

Rybach & Muffler در سال ۱۹۸۱ با توجه به یکسری ویژگی ها مانند رژیم های انتقال حرارت، طبیعت زمین شناسی و... این سیستم ها را به ۲ گروه عمده تقسیم بندی کرده اند.

۱-۳-۱-۱- سیستم های همرفتی (Convective)

این سیستم ها خود به دو گروه تقسیم می شوند:

الف) سیستم های هیدروترمال: این سیستم ها در محیط هایی با نفوذپذیری و تخلخل بالا که با نفوذی های سیلیسی جوان مرتبط هستند دیده می شوند. سیستم های هیدروترمال با چرخش طبیعی سیالات شناخته می شوند. بنابراین بخش عمده گرما از طریق چرخش سیالات انتقال داده می شود. مخازن با تخلخل و نفوذپذیری بالا در عمق کمتر از ۳ کیلومتر قرار گرفته اند. منشا گرما در این سیستم ها توده های نفوذی جوان هستند که در محیط های زمین شناسی خاص رخ می دهند مانند پشته های گسترش، ورقه های همگرا، ریف ت های قاره ای و آنومالی های مذاب درون صفحه ای.

سیستم های هیدروترمال به دو گروه بخار غالب و مایع غالب تقسیم می شوند.

ب) سیستم های چرخشی: این سیستم ها در محیط های با نفوذپذیری و تخلخل کم بوجود می آیند. در این مناطق جریان های حرارتی بالا تا متوسط وجود دارد. سیستم های چرخشی در مناطقی اتفاق می افتند که در آنها توده های آذرین جوان وجود ندارد و بدلیل وجود چرخش آب های جوی در رژیم های انتقالی و جریان های حرارتی محلی

این سیستم‌ها بوجود می‌آیند. شرط لازم برای ایجاد چنین سیستم‌هایی وجود گسل، درزه و شکاف در سنگ‌ها می‌باشد تا نفوذپذیری کافی برای چرخش آب فراهم شود. این سیستم‌ها بطور کلی با تخلخل و نفوذپذیری اولیه کم شناخته می‌شوند و در نزدیکی سیستم‌های شکستگی و گسل‌ها یافت می‌شوند و زمان باقی ماندن آب‌های گرم در این سیستم‌ها ۱۰۰ تا ۱۰۰۰ سال است.

۱-۳-۲- سیستم‌های انتقالی (conductive)

این سیستم‌ها توسط رژیم‌های حرارتی شناخته می‌شوند که فقط بوسیله انتقال بوجود آمده‌اند. در این سیستم‌ها یا سیال انتقال‌دهنده حرارت نیز وجود دارد (مانند لایه‌های آب‌دار عمیق در حوضه‌های رسوبی) و یا بطور مصنوعی تامین می‌شود (مانند سنگ داغ خشک).

سیستم‌های انتقالی به دو گروه تقسیم می‌شوند:

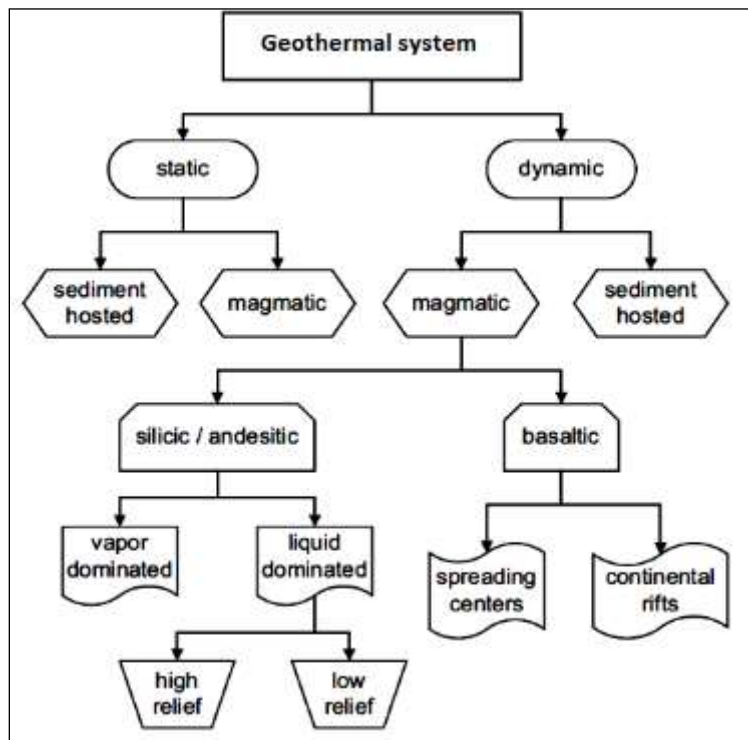
الف) آبخوان‌های دما پایین- آنتالپی پایین که در سکانس‌های رسوبی با تخلخل و نفوذپذیری بالا دیده می‌شود. سیستم‌های زمین‌گرمایی تحت فشار زمین نیز در این رده قرار می‌گیرد.

ب) سیستم سنگ داغ خشک که در محیط‌هایی قرار دارند که دمای بالا و نفوذپذیری کم دارند.

۱-۳-۲- تقسیم بندی Kuhn

طبقه‌بندی سیستم‌های زمین‌گرمایی توسط نیکلسون در سال ۱۹۹۳ انجام شد، که براساس اینکه، سیستم‌ها بخار غالب هستند یا مایع غالب، دما بالا هستند یا دما پایین، سنگ میزبان آن‌ها رسوبی است یا آتشفشانی، تقسیم شده‌اند. در حالیکه Pirajno در سال ۱۹۹۲ سیستم‌های گرمایی را با توجه به کانسارهایی که بوجود می‌آورند، تقسیم بندی کرده است و Heiken در سال ۱۹۸۲ با توجه به محیط‌های زمین‌شناسی این سیستم‌ها را

تقسیم بندی کرده است. Kuhn در سال ۲۰۰۴ با توجه به تقسیم بندی نیکلسون، Pirajno و Heikend طبقه-بندی ترکیبی زیر را ارائه داده است (شکل ۲-۱).



شکل ۲-۱- طبقه بندی سیستم های زمین گرمایی (Kuhn, 2004)

در این تقسیم بندی، سیستم های زمین گرمایی ابتدا براساس شرایط هیدرولیکی طبقه بندی شده اند. منابع زمین گرمایی در مرحله اول به سیستم های دینامیک (سیال، در نتیجه جریان همرفتی گرما در گردش است) و سیستم های استاتیک (بدون حرکت سیال و در نتیجه هدایت، گرما منتقل می شود) تقسیم شده اند. سیستم های استاتیک و همچنین سیستم های دینامیک به زیرشاخه ای از سیستم هایی با سنگ میزبان رسوبی (دما پایین) و ماگمایی (دما بالا) تقسیم شده اند. با توجه به اهمیت سیستم های زمین گرمایی دینامیک ماگمایی برای منابع

زمین گرمایی و کانسارهای هیدروترمال این دسته براساس نوع سنگ های ماگمایی به انواع سیلیسی/آندزیتی و بازالتی تقسیم شده اند. سیستم های بازالتی در پشته های میان اقیانوسی و ریفتهای درون قاره ای مشاهده می شوند. سیستم های سیلیسی/آندزیتی به انواع بخار غالب و مایع غالب تقسیم شده اند. و در نهایت نوع مایع غالب به انواع ارتفاع کم و مرتفع تقسیم می شود. در زیر انواع سیستم موجود در این تقسیم بندی شرح داده می شود:

۱-۲-۳-۱- سیستم های Static – Conductive

میانگین جریان گرمای هدایتی در نزدیکی سطح زمین تقریباً 70 mWm^{-2} اندازه گیری شده است. منبع اصلی گرما در پوسته (منبع گرمای کم عمق) واپاشی ایزوتوپ های پرتوزا با نیمه عمر طولانی از قبیل اورانیوم (^{235}U)، ^{238}U ، توریم (^{232}Th)، پتاسیم (^{40}K) است.

الف- سیستم های ماگمایی

سیستم های ماگمایی استاتیک معمولاً در ارتباط با نفوذی های گرانیتهی کم عمق یا عمیق هستند، این ماگماها در اعماقی بین چند کیلومتر تا بیش از ۱۰ کیلومتر متبلور می شوند (Kuhn, 2004).

ب- سیستم های با سنگ میزبان رسوبی

سیستم های استاتیکی هستند که در حوضه های رسوبی عمیق یافت می شوند. سیالات از آب های محبوس درون سکناس های ضخیم رسوبی مشتق می شوند. این آب ها در نتیجه جریان انتقالی گرما، در عمق ۲-۴ کیلومتری به دمای حدود ۷۰-۱۵۰ درجه سانتیگراد می رسند. سیالات زمین گرمایی در سیستم های با سنگ میزبان رسوبی معمولاً سیالات دما پایین نامیده می شوند. به همین دلیل اغلب برای استفاده مستقیم مناسب هستند نه برای تولید برق. این سیالات آب های کلریدی بسیار شور یا شورابه ها هستند. در حوضه های رسوبی عمیق ممکن است سفره های آبی وجود داشته باشند که در اعماق مختلف و در لایه هایی با تخلخل و نفوذپذیری بالا قرار دارند. اگر

سفره‌های آب از نوع تحت فشار باشند پس از نفوذ چاه به سفره‌ها، آب‌های زمین‌گرمایی آزادانه به سطح زمین می‌رسند. به عنوان مثال برخی سیستم‌های دما پایین در شمال و شرق اروپا، روسیه و استرالیا واقع شده‌اند (Kuhn, 2004).

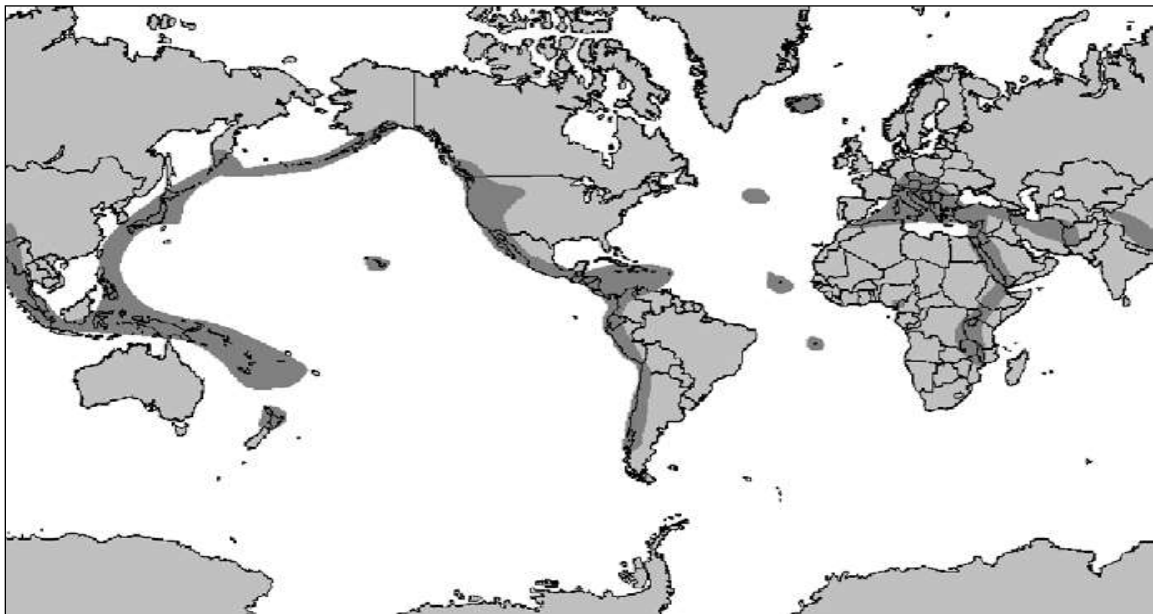
۱-۳-۲-۲- سیستم‌های Dynamic – Convective

توده‌های نفوذی ماگمایی که منجر به انتقال گرمای همرفتی بوسیله چرخش آب‌های زمین‌گرمایی می‌شوند، منبع بسیاری از سیستم‌های هیدروترمال دما بالای زمین ($< 150^{\circ}\text{C}$) هستند. با این حال تعداد معدودی سیستم دما بالا در مناطقی که ارتباطی با آتشفشان‌ها ندارند، رخ می‌دهند. این سیستم‌های خاص، بدلیل گردش آب‌های جوی در اعماق ایجاد می‌شوند. در سیستم‌های داینامیک، حرارت توسط گردش سیال منتقل می‌شود.

۱-۳-۲-۲-۱- سیستم‌های ماگمایی (دما بالا)

سیستم‌های ماگمایی دما بالا، گرا دیان زمین‌گرمایی چندین برابر بیشتر از متوسط گرا دیان زمین‌گرمایی پوسته زمین دارند. موقعیت این میادین زمین‌گرمایی همواره توسط عوامل تکتونیکی تعیین می‌شود. این سیستم‌ها معمولاً در مناطق گسل خورده، گرابن‌ها و یا ریف‌ها و در کالدرهای فرو ریخته یافت می‌شوند. عمق این مخازن حدود ۱-۳ کیلومتر است. در اطراف حاشیه فعال پلیت‌ها (شکل ۱-۳) از قبیل مناطق فرورانش (مانند حاشیه اقیانوس آرام)، گسترش پشته‌های میان اقیانوسی (مانند اطلس)، مناطق ریف (شرق آفریقا) و درون کمربندهای کوهزایی (مدیترانه، هیمالیا) دیده می‌شوند. سیستم‌های دما بالا اغلب منشأ ولکانیکی دارند و گرما بوسیله توده‌های نفوذی تولید می‌شود. سیستم‌های زمین‌گرمایی دما بالا معمولاً در دامنه‌های آتشفشان‌های جوان ایجاد می‌شوند. با توجه به اینکه توده‌های نفوذی یک موتور حرارتی قوی تولید می‌کنند، سلول‌های همرفتی سیالات شکل می‌گیرد، که

این سیالات توسط آب‌های جوی تامین می‌شوند. این محیط بطور تپیک در کنسارهای اپی ترمال یا پورفیری شناخته شده هستند و دگرسانی‌های آن‌ها عبارتند از: پتاسیک، فلیک، آرژلیک و پروپیلیتیک (که همه آن‌ها شرح داده خواهد شد). مدت زمان فعالیت این سیستم‌ها ممکن است 10^5 تا 10^6 سال باشد (Kuhn, 2004). سیستم‌های ماگمایی به دو دسته سیلیسی-آندزیتی و بازالتی تقسیم می‌شوند.



شکل ۱-۳- گرم‌ترین مناطق زمین گرمایی شناخته شده در جهان (خاکستری تیره) (برگرفته از Kuhn, 2004).

۱- سیستم‌های سیلیسی/آندزیتی

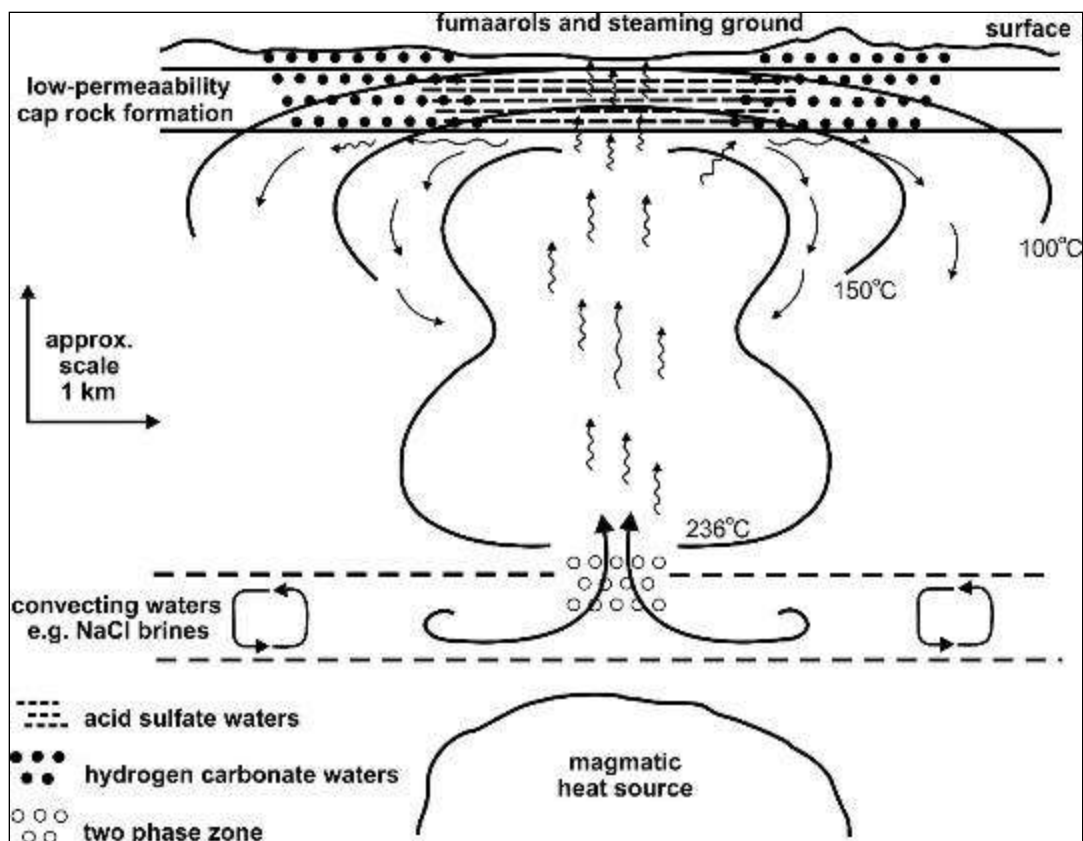
Ellis و Henley در سال ۱۹۸۳ چهار محیط اصلی را برای سیستم‌های سیلیسی/آندزیتی در بیشتر حالات، ممکن دانسته‌اند. از این‌رو، نواحی ماگمایی سیلیسی یا آندزیتی به ۴ گروه تقسیم می‌شوند: آتشفشان‌های سیلیسی، استراتاولکانوآندزیتی، آتشفشان‌های مرتفع و جزایر آتشفشانی.

همه انواع سیستم‌های ذکر شده توسط مناطقی که در میادین زمین گرمایی جوشش رخ داده است تشخیص داده می‌شوند. این جوشش‌ها ممکن است در نتیجه کانسارهای اپی ترمال باشد، مخصوصاً طلا و همچنین سایر فلزات گرانبها (Kuhn, 2004).

این سیستم‌ها به دو گروه تقسیم می‌شوند:

الف) سیستم بخار غالب

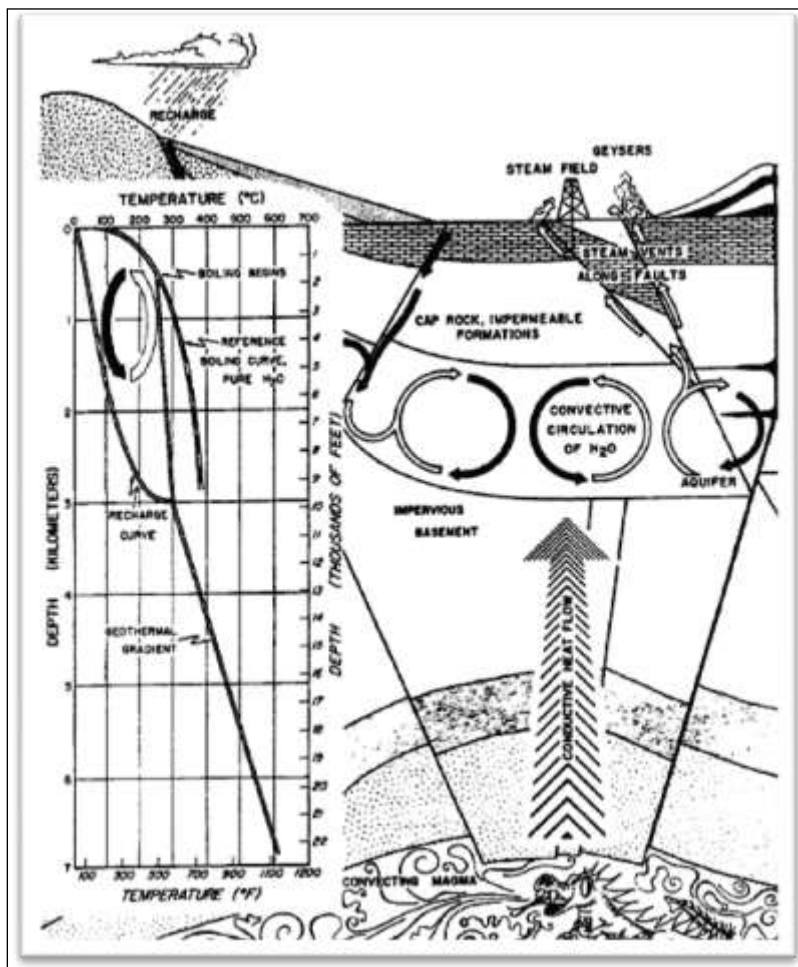
بیشتر مناطق زمین گرمایی دارای آب با فشار بالا و دمای بالای ۱۰۰ درجه سانتیگراد می‌باشند. هنگامی که این آب به سطح زمین می‌رسد فشار آن به مقدار زیادی کاهش می‌یابد، در نتیجه به مقدار زیادی بخار آب و ترکیبی از بخار اشباع و آب تولید می‌شود. نسبت بخار به آب از یک محل به محل دیگر متفاوت است. هنگامی که بخار به همراه آب تولید می‌شود میادین بخار تر داغ ایجاد می‌شود (مانند ریک جاویک ایسلند) و اگر بدون آب باشند میادین بخار خشک (مانند لاردلو ایتالیا) بوجود می‌آیند (Gupta & Roy, 2007). شکل ۱-۵ یک سیستم بخار غالب را نمایش می‌دهد. فومورول‌ها و بخارهای زمین و آب‌های اسیدی سولفاته چشمه‌های گرم در سطح زمین مشاهده می‌شوند. مخزن از بخار تشکیل شده است و فرض می‌شود توسط شوره‌ها و یا آب‌های جوشان در اعماق تغذیه می‌شوند. مخازن بخار غالب درجه حرارت نسبتاً ثابتی را در عمق نشان می‌دهند در حدود ۲۳۶ درجه سانتیگراد که دمای حداکثر آنتالپی بخار اشباع است. این سیستم، یک سیستم همرفتی است، بدلیل اینکه بخار به سمت بالا حرکت می‌کند و در بالای مخزن در طول سنگ‌های نفوذ ناپذیر، جریان بخار افقی می‌شود. این بخارها در سطح سرد می‌شوند و سرانجام متراکم شده و به بخش‌های عمیق مخزن برمی‌گردند. گازهای کمتر محلول، باقیمانده و در فازهای بخار متمرکز می‌شوند. ویژگی شیمیایی این بخارها با جریان روبه بالا، جریان افقی و تراکم تغییر می‌کند. اکسیداسیون سولفید هیدروژن در بخارها و سپس جذب آن توسط آب‌های زمین گرمایی، آب‌های اسیدی سولفاته تولید می‌کند. درحالی‌که تراکم دی اکسید کربن منجر به تشکیل آب‌های کربنات هیدروژن می‌شود (شکل ۱-۴).



شکل ۱-۴- مدل مفهومی از سیستم زمین گرمایی بخار غالب (برگرفته از Kuhn, 2004)

برای تشکیل این رده از منابع زمین گرمایی به منبع تامین آب، منبع حرارت، پوشش مناسب و سنگ مخزن مناسب نیاز است. بیشتر توده های ماگمایی که منشا این گروه هستند وابسته به فعالیت های آتشفشانی میوسن تا کواترنری می باشند. اختلاف دما بین پایین و بالای سنگ مخزن زیاد است. منشا ۹۰ درصد از آب های موجود در این رده آب های جوی هستند. سنگ پوشش نفوذ ناپذیر یا با نفوذپذیری کم بر روی سنگ مخزن قرار دارد و از فرار سیالات مخزن به سمت سطح زمین جلوگیری می کند. بر روی سنگ مخزن می توان آثار دگرسانی گرمایی را مشاهده کرد. همانطور که در شکل ۱-۵ مشاهده می شود آب مخزن با لایه نفوذ ناپذیر زیرین که توسط توده های نفوذی داغ شده است در تماس بوده و گرم شده است و سپس از طریق درزه ها و شکستگی ها به سطح زمین می رسد (Gupta & Roy, 2007).

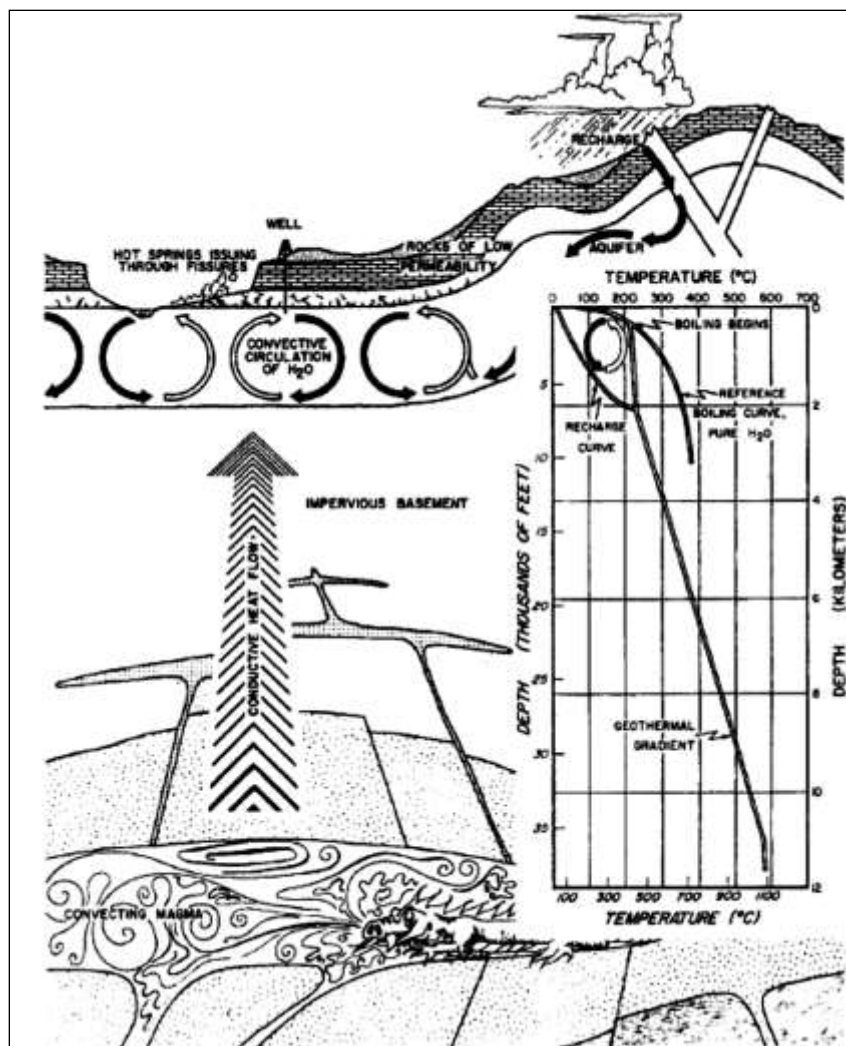
سیستم های بخار غالب کمتر از سیستم های مایع غالب رایج هستند و فقط سه سیستم بخار غالب تاکنون شناخته شده اند: Geysers در کالیفرنیا، Larderello در ایتالیا و Kawah Kamojang در اندونزی (Kuhn, 2004).



شکل ۱-۵- مدل مفهومی از سیستم های زمین گرمایی بخار غالب (بر گرفته از Gupta & Roy, 2007)

ب) سیستم‌های مایع غالب

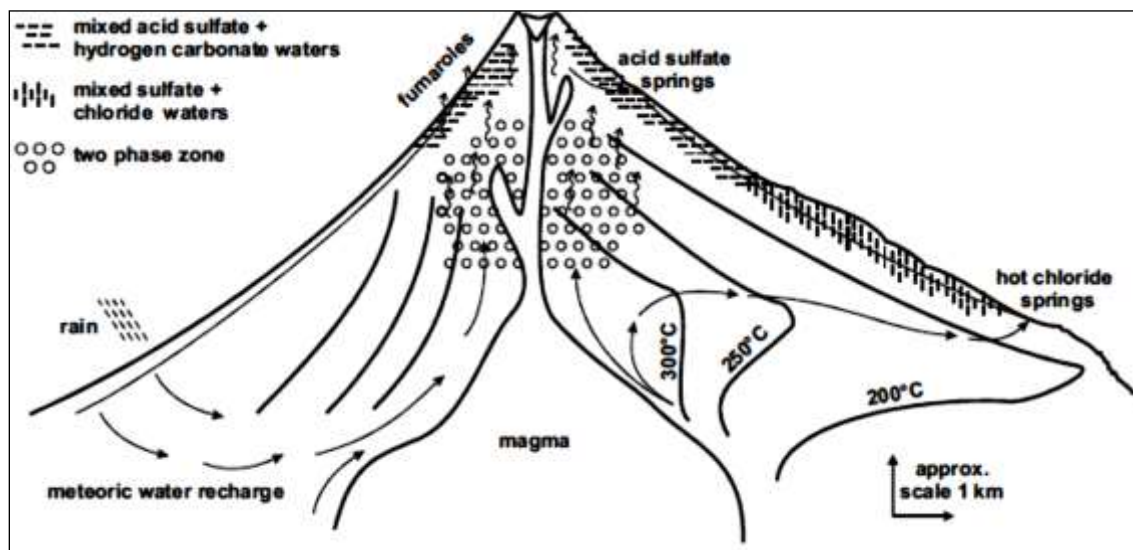
در این سیستم‌ها جریان‌های همرفتی آب، گرما را از اعماق به سطح می‌آورند. دمای آب در سنگ مخزن آن حدود ۶۰-۱۰۰ درجه سانتیگراد است و مخزن در عمق ۱۵۰۰ تا ۳۰۰۰ متری زمین قرار دارد. تفاوت این رده با رده بخار غالب این است که در این نوع، ذخائر با آب مایع شناخته می‌شوند که در فشار تقریباً ثابتی بوده و فاز مایع خود را حفظ کرده است. شکل ۱-۶ بطور شماتیک یک میدان مایع غالب به همراه منحنی تغییرات نقطه جوش آب خالص با عمق را نشان می‌دهد. همانطور که در شکل دیده می‌شود هنگامی که سنگ پوشی وجود ندارد، دمای آب در قسمت‌های بالایی مخزن و در فشار اتمسفر از نقطه جوش فراتر نرفته است و با سیستم‌های همرفتی بالا می‌آید و با آب‌های سرد زیرزمینی مخلوط می‌شود (Gupta & Roy, 2007).



شکل ۱-۶- مدل مفهومی از سیستم‌های زمین‌گرمایی مایع غالب (برگرفته از Gupta & Roy, 2007)

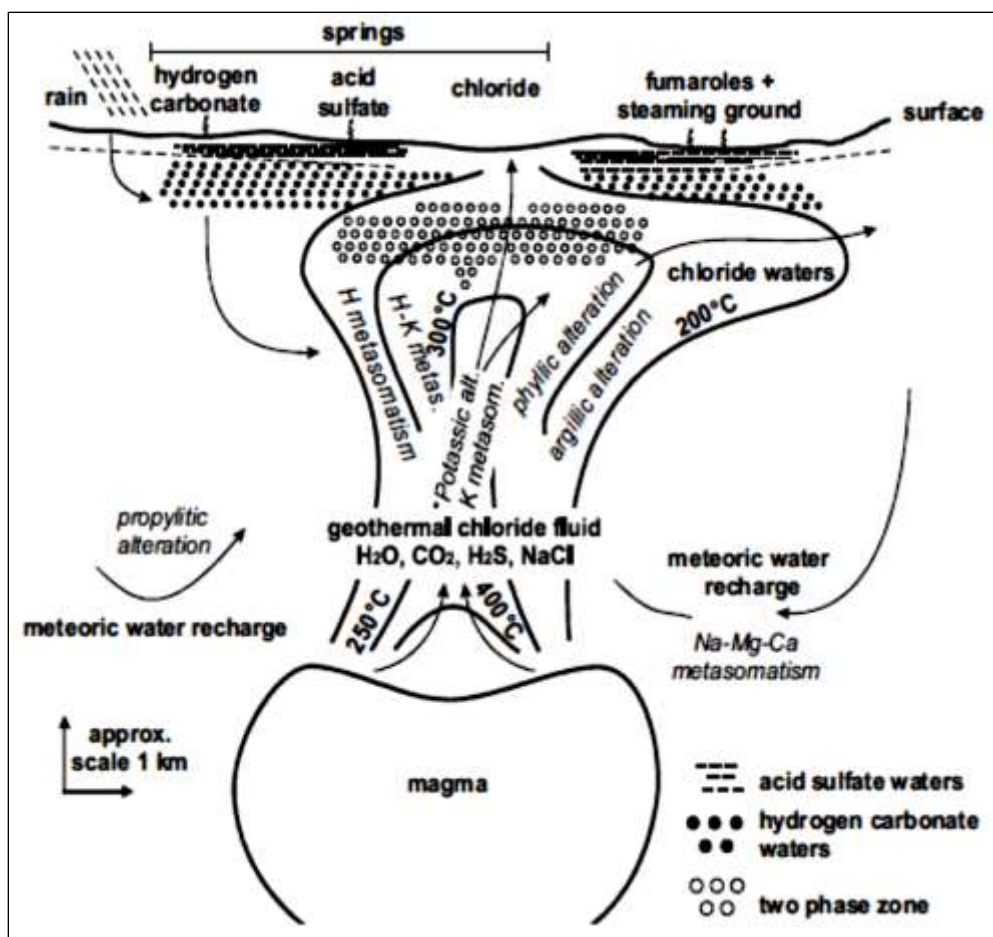
سیستم‌های مایع غالب به دوزیرگروه کم ارتفاع و مرتع تقسیم می‌شوند. سیستم‌های زمین‌گرمایی مایع غالب در زمین‌های مرتفع با سنگ میزبان آتشفشانی آندزیتی (شکل ۱-۷) و در زمین‌های کم ارتفاع با سنگ میزبان آتشفشانی سیلیسی (شکل ۱-۸) همراه هستند. سرد شدن سیال بوسیله انتقال و مخلوط شدن با آب‌های زیرزمینی صورت می‌گیرد. در محیط‌های کم ارتفاع ($< 250 \text{ m}$) در نزدیک سطح زمین، جریان‌های افقی می‌توانند به گستردگی چندین کیلومتر باشند. در زمین‌های مرتفع ($> 1000 \text{ m}$) این جریان‌ها ۱۵-۱۰ کیلومتر طول دارند.

زمین های مرتفع معمولاً در جزایر قوسی با آتشفشان های آندزیتی هستند. بخشی از جریان های رو به بالا در این سیستم ها با فومورول ها و بخار داغ نشان داده می شوند که بوسیله منطقه دوفاز تغذیه می شوند و چشمه ها از لایه های متراکم تغذیه می شوند (شکل ۷-۱).



شکل ۷-۱- مدل مفهومی از سیستم های مایع غالب در زمین های مرتفع با سنگ میزبان آتشفشانی آندزیتی (Kuhn, 2004)

شیب توپوگرافی مانع از رسیدن سیالات کلریدی به سطح زمین می شود، در نتیجه جریان های افقی بزرگ، اغلب بیش از ۱۰ کیلومتر است. بیش از این فاصله سیالات کلریدی می توانند با آب های زیرزمینی رقیق شوند و یا با آب های سولفات مخلوط شوند. آب های سولفات اسیدی، کلریدی و یا مخلوط شده می توانند همچنین در دامنه های کم شیب بصورت چشمه های داغ پدیدار شوند و یا از طریق شکستگی خارج شوند. به عنوان مثال این سیستم ها در اندونزی، تایوان، ژاپن و فیلیپین وجود دارند.



شکل ۸-۱- مدل مفهومی از سیستم‌های مایع غالب در زمین‌های کم ارتفاع با سنگ میزبان آتشفشانی سیلیسی (برگرفته

از: Kuhn, 2004)

سیستم‌های کم ارتفاع معمولاً بوسیله تغذیه با آب‌های جوی و فراورده‌های گرم مشخص می‌شوند. در این سیستم‌ها، از ماگما، یک ستون همرفتی از آب‌های کلریدی با pH نزدیک به خنثی تولید می‌شود که به صورت چشمه در سطح ظاهر می‌شوند (شکل ۸-۱).

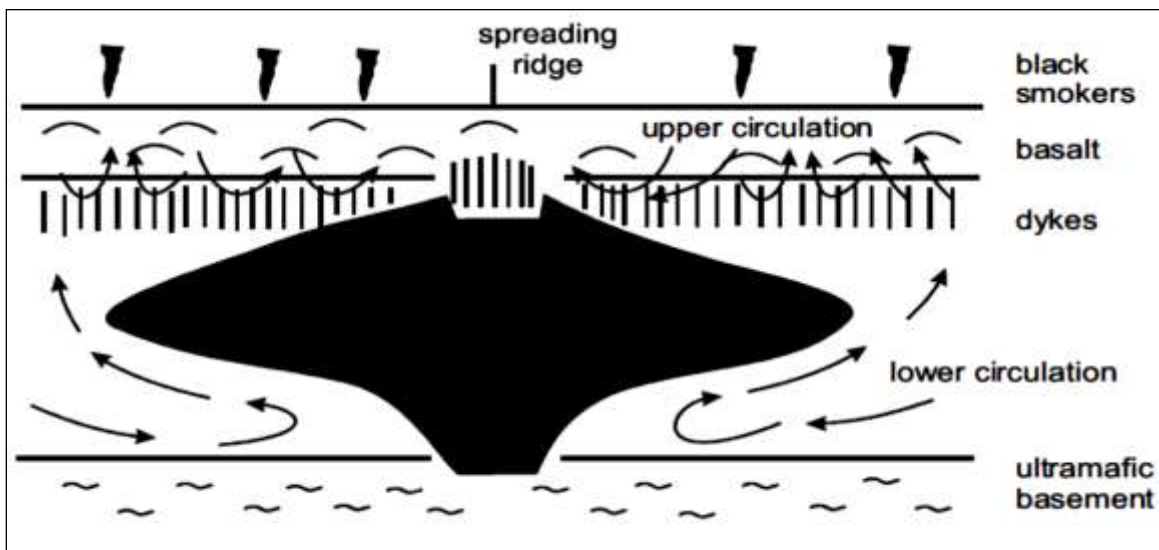
جریان‌های افقی ممکن است به دلیل توپوگرافی ملایم به اندازه زمین‌های مرتفع گسترده نباشد. منطقه دوفاز و بخار معمولاً به اندازه سیستم‌های مرتفع ضخیم نیستند. از اکسیداسیون گاز سولفید هیدروژن در بخار به همراه

متراکم شدن یا اختلاط بخار با آب زیرزمینی، آب‌های اسیدی سولفاته تشکیل می‌شود. از تراکم دی اکسیدکربن که کمتر از سولفید هیدروژن محلول است، آب‌های غنی از کربنات هیدروژن تشکیل می‌شود که اغلب در حاشیه میادین زمین‌گرمایی یافت می‌شوند. از آنجا که ارتفاع این سیستم‌ها کم است چشمه‌های کلریدی، سولفاته، آب‌های کربنات هیدروژن و همچنین فومورول‌ها و بخارها اغلب نزدیک به هم رخ می‌دهند. این سیستم‌ها در نیوزلند، آمریکا، در شرق آفریقا و ایسلند یافت می‌شوند.

۲- سیستم‌های بازالتی

الف) مراکز گسترش

فعالیت‌های گرمایی در پشته‌های میان اقیانوسی در کف دریا در یک مقیاس بزرگ افقی رخ می‌دهد. سلول‌های همرفتی در نتیجه نفوذ آب دریا در اعماق بین ۱۰-۵ کیلومتری ایجاد می‌شود. جریان در شکاف‌ها رخ می‌دهد. تیلور در سال ۱۹۸۳ مدل چرخش آب دریا در پوسته اقیانوسی (مربوط به نقشه برداری افیولیت‌های Samail در عمان) را ارائه داده است که بطور کلی برای سیستم‌های هیدروترمال استفاده می‌شود. این مدل در شکل ۱-۹ آورده شده است. سیستم پیشنهادی شامل دوطرح چرخش است. چرخش بالایی در بالای اتاق ماگمایی در منطقه‌ای که دایک-ها و بازالت‌های بالشی وجود دارند، قرار گرفته است. سیستم چرخش پایینی در زیر اتاق ماگمایی و بالای سنگ‌های اولترامافیک قرار دارد. حرکت سیالات زمین‌گرمایی در داخل آب دریا به سمت بالا و تخلیه شدن آن‌ها در رگه‌ها برای تشکیل کانسارها بسیار اهمیت دارد. این سیالات هیدروترمال، Plume نامیده می‌شوند. Plume‌ها سیالات هیدروترمال رقیق شده‌ای هستند که به سمت بالا حرکت می‌کنند و در رگه‌ها، سولفیدها را تولید می‌کنند. این نهشته‌ها شامل سولفات‌ها (انیدریت و باریت)، تالک، کلسیت، پیروتیت، اسفالریت، کالکوپریت و گالن هستند (Kuhn, 2004).



شکل ۹-۱- مدل مفهومی از سیستم‌های بازالتی در پشته‌های میان اقیانوسی (برگرفته از Kuhn, 2004)

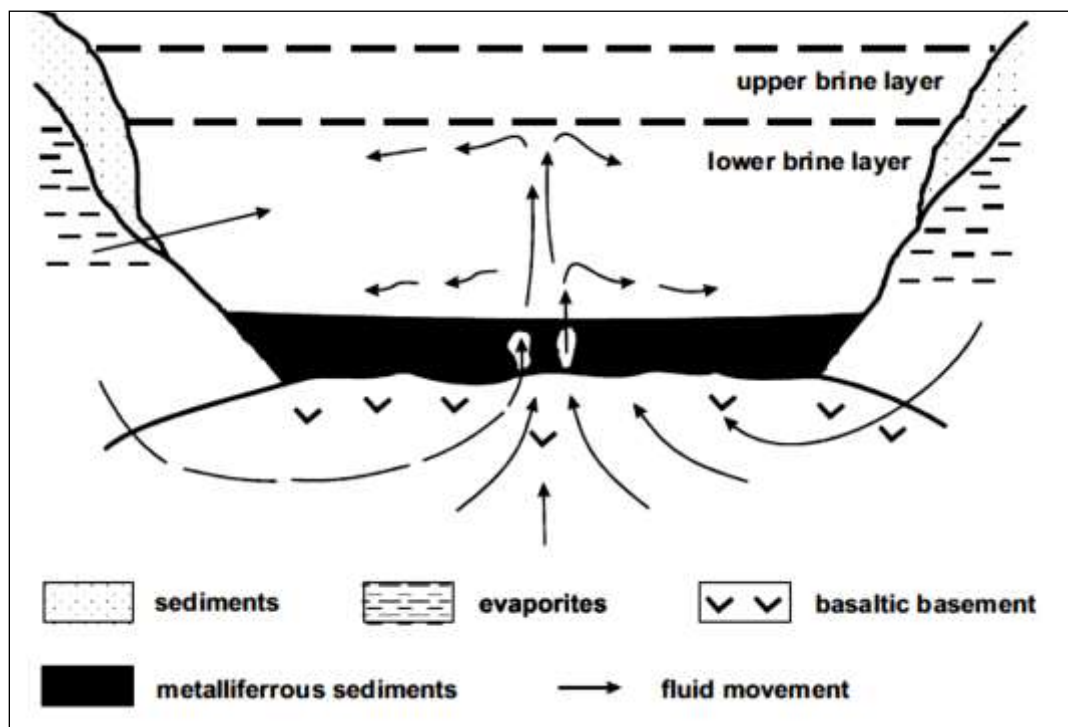
ب) ریف‌های قاره‌ای

تکامل ژئودینامیک حوضه‌های ریف منجر به فعالیت سیالات هیدروترمال و سپس صعودشان در طول گسل‌های فعال شده است. مطالعه ریف‌های اخیر (دریای سرخ، ریف شرق آفریقا) تاکید می‌کند که کانسارهای با سنگ میزبان رسوبی ممکن است تحت تاثیر سیالات هیدروترمال در ریف‌های قاره‌ای تشکیل شوند. سیستم‌های هیدروترمال و کانسنگ‌های همراه آنها طی واکنش‌های زنجیر واری از اوایل دیاژنز تا فرایند دگرگونی مشخص می‌شوند. انواع کانسارها با توجه به ریف‌های قدیمی عبارتند از:

۱- کانسار فلزات با سنگ میزبان رسوبی استراتیفرم (مانند شورابه‌های دریای سرخ و ریف شرق آفریقا)

۲- کانسارهای استراتاباند با سنگ میزبان کربناته (مانند کانسارهای MVT)

در طول تدفین و فشردگی دیاژنز، مقادیر قابل توجهی آب از رسوبات آزاد می شود. ترکیب این آب ها به ترکیب رسوبات حوضه بستگی دارد. با افزایش عمق، آب این سازندها از آنیون ها و کاتیون ها غنی می شود، در نتیجه، شوری آب افزایش می یابد. بعلاوه این شورابه ها ممکن است بوسیله منبع گرمای قرار گرفته در عمق، گرم شوند. سیالات در طول آبخوان و در امتداد گسل های حوضه مهاجرت می کنند و در نهایت در زیر سرپوش های نفوذ ناپذیر به دام می افتند. در داخل ریفت دریای سرخ، شورابه های گرم ذخائر استراتاباند و استراتیفرم را تشکیل می دهند. استخرهای شورابه با توجه به چگالی طبقه بندی شده اند. لایه پایینی شورابه بسیار شور است و در تماس با رسوبات فلزدار است و درجه حرارت آن کمی بالاتر از لایه بالایی شورابه است (شکل ۱-۱۰).

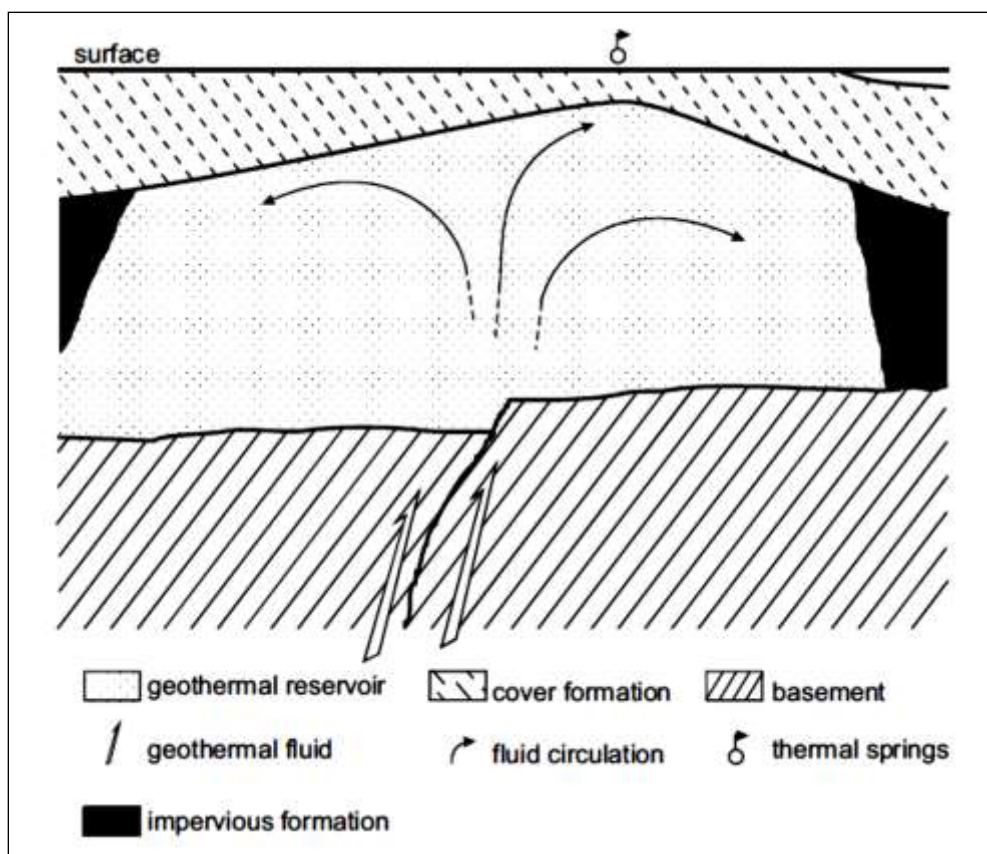


شکل ۱-۱۰- مدلی شماتیک از طبقه بندی استخرهای شورابه در ریفت دریای سرخ (برگرفته از Kuhn, 2004)

شوری بالای سیالات هیدروترمال در نتیجه منشا گرفتن از آب دریا است و بعلاوه در نتیجه عبور از سازندهای تبخیری حوضه ریفت است. این آب‌ها توسط جریان گرمایی محلی گرم می‌شوند و فلزات را از سنگ‌های بازالتی شسته و حمل می‌کنند. سپس در بستر دریا تخلیه می‌شوند و سولفیدها و سولفات‌ها و فلزات سیلیکات‌ها را ته‌نشین می‌کنند.

۱-۳-۲-۲- سیستم‌های با سنگ میزبان رسوبی - دما پایین

سیستم‌های حرارت پایین می‌توانند در انواع مختلف محیط‌های زمین‌شناسی با سنگ میزبان رسوبی رخ دهند. گردش سیالات عمیق در طول گسل‌ها یا لایه‌های نفوذ پذیر چین خورده (شکل ۱-۱۱)، بالا آمدگی تکتونیکی سنگ‌های داغ از عمق، و حرارت باقیمانده در توده نفوذی می‌تواند میادین دما پایین را بوجود آورند. این سیستم‌ها در سرتاسر اروپا، آسیا، و درحاشیه برخی مناطق آتشفشانی ترشیاری در اقیانوس آرام یافت می‌شوند. سیالات سیستم‌های دما پایین معمولاً آب‌های رقیق هستند و بصورت چشمه‌های گرم با دمای حدود ۳۰ تا ۶۵ درجه سانتیگراد، تخلیه می‌شوند (شکل ۱-۱۱)، ترکیب آب‌های زمین‌گرمایی به ترکیب سنگ رسوبی میزبان بستگی دارد (Kuhn, 2004).



شکل ۱-۱۱- مدل چرخش آب زیرزمینی در سیستم‌های دما پایین دینامیک (برگرفته از Kuhn, 2004)

۱-۳-۳- تقسیم بندی Gupta & Roy

Gupta & Roy در سال ۲۰۰۷ سیستم های زمین گرمایی را به ۵ گروه تقسیم بندی کرده‌اند:

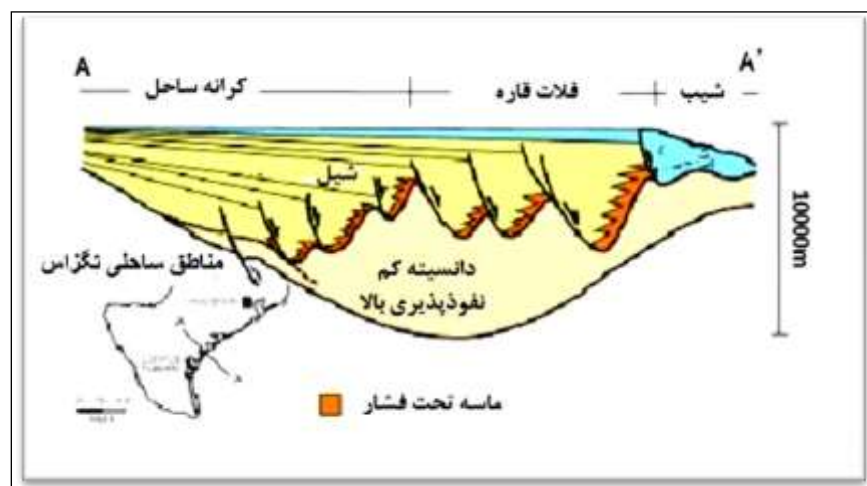
۱- منابع آب غالب (شرح در بالا)

۲- منابع بخار غالب (شرح در بالا)

۳- مناطق زمین گرمایی تحت فشار زمین

این نوع از منابع زمین گرمایی در حوضه هایی که در آن سنگ های نفوذپذیر حاوی سیال، در اعماق زیاد قرار دارند، تشکیل می شوند. از آب شور (brine) تشکیل یافته‌اند و از نظر شرایط کلی به درجه اشباع رسیده‌اند و در

رسوبات اعماق زمین به صورت محبوس وجود دارند. این سیالات گرم به شدت بوسیله سنگ های نفوذ ناپذیر اطراف محدود شده اند و فشاری بیش از فشار هیدروستاتیک دارند (شکل ۱-۱۲). سیستم های زمین گرمایی تحت فشار زمین برای اولین بار در لایه های رسوبی خلیج مکزیک با عمق ۸-۶ کیلومتر و فشار بیش از MP 130 و دمای ۱۵۰-۱۸۰ درجه سانتیگراد، شناسایی شد. چنین سیستم هایی معمولاً در حوضه هایی شکل می گیرند که سریع با رسوبات پر شده اند.



شکل ۱-۱۲- تصویری شماتیک از سیستم های زمین گرمایی تحت فشار زمین

۴- سیستم سنگ داغ خشک

در سیستم سنگ داغ خشک یا HDRها انرژی زمین گرمایی در سنگ هایی که نفوذپذیری کمی دارند و در عمق کمی از پوسته قرار گرفته اند، ذخیره می شوند و هیچ سیالی برای ذخیره سازی یا انتقال انرژی در آن وجود ندارد. از نظر زمین شناسی توده های آذرین نفوذی جوان در پوسته زمین که در اعماق کمی جای گرفته اند، در پوسته

قاره‌ای چنین مناطقی را بوجود می‌آورند. با توجه به منابع انرژی، این منابع در سه ناحیه مختلف قابل پی‌جویی هستند:

الف- مناطقی با فعالیت آتشفشانی جوان

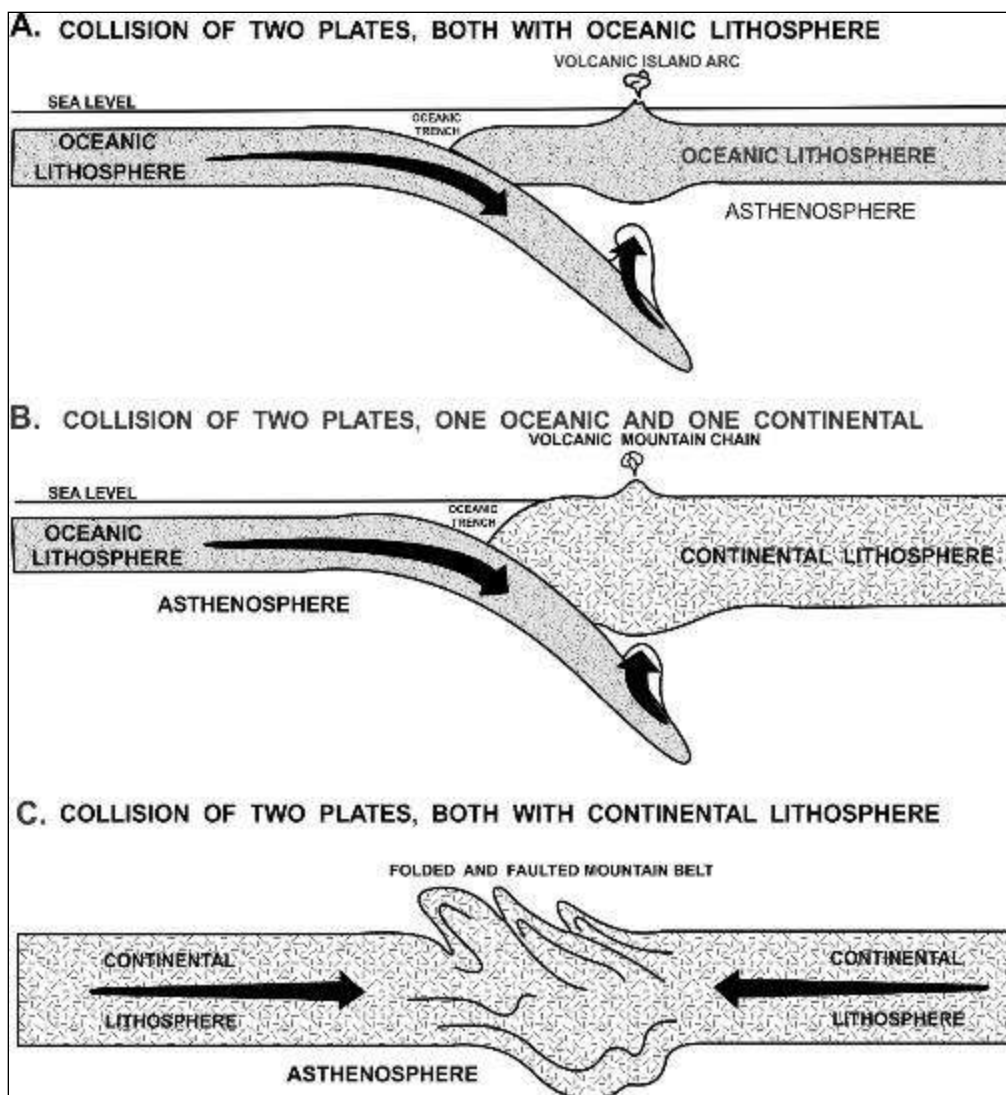
ب- مناطقی با جریان حرارتی دما بالا

ج- منابع حرارت رادیومتری که در پوسته جای گرفته اند (مانند توده های نفوذی گرانیته)

این مخازن در عمق حدود ۱۰ کیلومتری از سطح زمین قراردارند. این ذخائر تخلخل و نفوذپذیری کمی دارند. دراین سیستم ها سیال انتقال دهنده گرما، بطورمصنوعی تامین می‌شود. آب از طریق یک چاه به درون مخزن فرستاده می‌شود و از طریق چاه دیگر آب و بخار خارج می‌شود.

۵-ماگما

این منابع که به نام گدازه ها می‌شناسیم در واقع ایده آل ترین حالت ممکن برای منابع زمین گرمایی بوده که درجه حرارت آن بین ۶۰۰ تا ۱۴۰۰ درجه سانتی گراد است. ماگما سبکتر از سنگ‌های اطراف است بنابراین به سمت بالا حرکت می‌کند در نهایت یا در تماس با سنگ‌های سرد ، سردشده منجمد می‌شود ویا در اعماق قرار می‌گیرد (به عنوان منبع گرمایی مخازن زمین گرمایی). ماگما منبع نهایی تمام منابع زمین گرمایی در دمای بالا است. مرز صفحات نواحی رایج ترین فوران های آتشفشانی می باشد (شکل ۱-۱۳) استخراج انرژی حرارتی از ماگما در طول ۱۹۸۰ توسط حفاری از دریاچه گدازه در هاوایی مورد آزمایش قرارگرفت، ولی با توجه به درجه حرارت بالای این مخازن و محدودیت های فنی موجود امروزه از این منابع عظیم استفاده نمی‌شود.



شکل ۱-۱۳- تصویر شماتیک مرز پلیت‌ها (محل تشکیل ماگما)

فرایندهای تأثیرگذار بر ترکیب شیمیایی آب‌های هیدروترمال

در اینجا با استفاده از فرایندهای تأثیرگذار بر ترکیب شیمیایی آب‌های هیدروترمال، می‌توان بین واکنش‌هایی که نقش غالب را در سیستم‌های دینامیک (دما بالا) و سیستم‌های با سنگ میزبان رسوبی (دما پایین) در سیستم‌های استاتیک و دینامیک دارند، تمایز قائل شد. هر دو گروه برای درک ساختار منابع زمین گرمایی اهمیت دارند.

الف) سیستم‌های ماگمایی دینامیک (دمابالا)

واکنش آب‌های گرم با سنگ‌ها دگرسانی گرمایی نامیده می‌شود. دگرسانی گرمایی تغییرات کانی شناسی، شیمیایی و بافت را شامل می‌شود. درحقیقت واکنش‌های دگرسانی به شرایط خاصی از دما و فشار بستگی دارند. فرایندهای فیزیکی و شیمیایی تحت تاثیر ترکیبی از هردو آب جوی (پایین روبه سمت مخزن) و آب زمین گرمایی (بالا رو به سمت سطح) هستند. فرایندهای شیمیایی عمده، انحلال و رسوب کانی‌ها می‌باشد، در حالیکه فرایند فیزیکی غالب، پدیده جوشش است.

اجزا اصلی آب‌های گرم می‌تواند از گروه‌های محلول یا غیر واکنشی (مانند Cl, B, Br و ...) و یا اجزا تشکیل دهنده سنگ‌ها (مانند SiO₂, Na, K, Ca, Mg و ...) مشتق شده باشند.

واکنش‌هایی که در اینجا بیان می‌شوند تابع دما، فشار، شوری و ترکیب سنگ میزبان سیستم‌های زمین گرمایی هستند.

هر ترکیب مشخص، نشان دهنده ترکیبی از تاثیر اجزای سازنده سیال اولیه، انحلال اولیه کانی‌ها و ته نشینی ثانویه کانی‌ها در اثر تغییر دما، فشار، کاهش بخار، رقیق شدگی، و اختلاط سیالات با منشا‌های مختلف است. واکنش‌ها به این ترتیب آغاز می‌شوند:

(۱) انحلال ایزوشیمیایی اجزای سنگ در تماس با سیال صعود کننده

(۲) تعادل سیال با پایداری ترمودینامیکی مجموعه دگرسانی، در نتیجه تبلور دوباره سنگ اولیه در دما و فشار معین.

۴-۱- آلودگی زیست محیطی مناطق زمین گرمایی

مناطق زمین گرمایی بویژه به دلیل وجود موتور حرارتی قوی (اتاق ماگمایی) و فعالیت های گرمایی مناطقی به میزان بیشتری عناصر فرار و بالقوه سمناک به آب های منطقه رهاسازی می کنند (Lopez et al., 2012). افزایش دمای آب های جوی در عمق باعث افزایش قدرت انحلال این آب ها می شود، و اختلاط آب های زمین گرمایی با آبخوان ها و آب های زیرزمینی کم عمق باعث آلودگی منابع آب (از جمله آرسنیک و فلزات سنگین) مناطق آتشفشانی می شود (Birkle and Bundschuh, 2007 a,b). بسیاری از مطالعات تاثیرات زیست محیطی آب های زمین گرمایی بر بوم سامانه های اطراف را نیز مورد بررسی قرار داده اند. به طور کلی، غلظت بالای عناصر بالقوه سمناک در محیط های طبیعی یا مربوط به فعالیت های آتشفشانی و سیستم های زمین گرمایی است، یا مربوط به فرآیندهای انحلال و واکنش آب-سنگ است که تحت شرایط ژئوشیمیایی خاص منجر به تحرک این عناصر در آب می شود (Angelone et al., 2009; Gomez et al., 2006). در برخی موارد سیالات زمین گرمایی آلوده با رسیدن به سطح زمین ممکن است به دلیل نبودن منابع آب کافی، برای مصارف کشاورزی استفاده شوند که باعث افزایش آلودگی خاک و همچنین محصولات کشاورزی شوند و همچنین ممکن است باعث آلودگی رودخانه ها یا دریاچه های اطراف شوند و یا ممکن است مجدداً به درون زمین نفوذ کرده و باعث آلودگی آب های زیرزمینی شوند (Cumbal et al., 2009; Lopez et al., 2009). با توجه به اهمیت مناطق زمین گرمایی، هیدروژئوشیمی و ژئوشیمی زیست محیطی و زمین دماسنجی چشمه های گرمایی و منابع آب محدوده مناطق آتشفشانی در نقاط مختلف جهان مورد بررسی قرار گرفته اند. مهمترین آلودگی آبخوان های مجاور مناطق زمین گرمایی فلزات سنگین و شبه فلزاتی مانند آرسنیک است که در ادامه مهمترین آنها مورد بررسی قرار گرفته اند.

۱-۵- فلزات سنگین

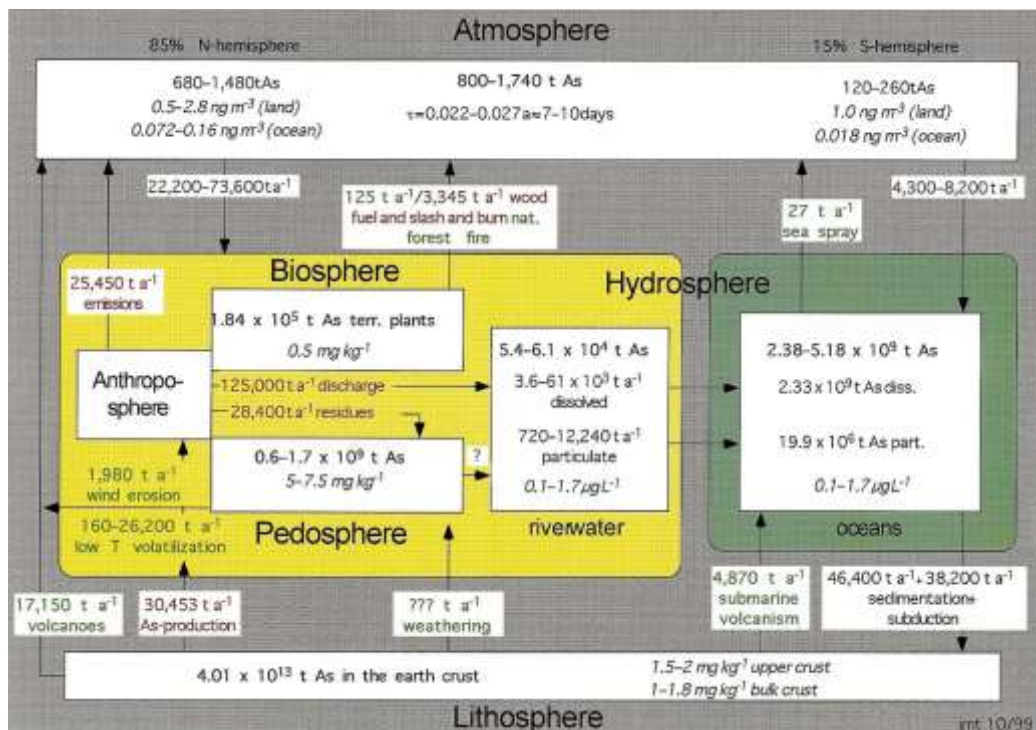
فلزات سنگین بر اساس کاربرد های متداول به صورت زیر تعریف شده اند:

۱- تعریف بر اساس وزن مخصوص (بالاتر از 4g/cm^3)، ۲- تعریف بر اساس وزن اتمی (وزن اتمی نسبی

بالتر از سدیم)، ۳- تعریف بر اساس عدد اتمی (بزرگتر از کلسیم)، ۴- تعریف بر اساس خواص شیمیایی (خواص لیتوفیلی و کالکوفیلی)، ۵- تعریف بر اساس سمیت (عناصری که در صنعت به طور معمول استفاده شده و برای حیوانات و انسان و فرایندهای هوازی و بی هوازی سمی می باشند. در این تحقیق عنصر آرسنیک با توجه به اثر سمیت خود در گروه فلزات سنگین در نظر گرفته شده است. در ادامه توضیح مختصری در ارتباط با برخی عناصر مهم ارائه می شود.

۱-۵-۱- آرسنیک (As)

آرسنیک به طور وسیعی در طبیعت گسترده شده و مقدار آن در پوسته زمین بین ۵/ تا ۲/۵ میلی گرم بر کیلوگرم می رسد و در رس های آرژیلیکی تا ۱۳ میلی گرم بر کیلوگرم می رسد. پیریت غنی از آرسنیک به طور معمول در سازندهای رسوبی غنی از مواد آلی خصوصاً شیل، زغال سنگ و تورب نهشته شده است (Kabata- pendias and Mukherjee, 2007). در شکل ۱-۱۴ چرخه آرسنیک در طبیعت را مشاهده می کنید (Matschullat, 2000).



شکل ۱-۱۴- چرخه جهانی آرسنیک در طبیعت

ترکیبات مختلف آرسنیک در آب‌های طبیعی به صورت سه ظرفیتی، پنج ظرفیتی و ترکیبات متیله یافت می‌شود. به طور کلی آرسنیک در تمامی محیط‌های آبگین تحت شرایط اکسیداسیون به صورت آرسنات ($\text{H}_n\text{AsO}_4^{n-3}$) و تحت شرایط احیایی به صورت آرسنیت ($\text{H}_n\text{AsO}_3^{n-3}$) یافت می‌شود. بر طبق مطالعات انجام شده مشخص شده که As^{3+} در محیط‌های آبگین تحرک و سمیت بیشتری نسبت به As^{5+} برای موجودات زنده دارد. در آب‌های سطحی آرسنیک با فیتوپلانکتون و فسفات واکنش می‌دهد و As^{5+} را به As^{3+} ، متیل آرسنات و دی متیل آرسنات تبدیل می‌کند (Kabata-pendias and Mukherjee, 2007).

جدول ۱-۱ - غلظت ($\mu\text{g/l}$) و شار (t/years) آرسنیک در هیدروسفر

Medium	Concentration/flux
Stream water, dissolved	0.1-1.7
Stream water, particulate ^b	5
Ground water (Gw), world	0.1-230
Gw, background	0.5-0.9
Gw, S-Norway	0.2
Gw Germany	
Sandstone aquifers	2.5 (0.5-11.2)
Palaeozoic sediments	0.8 (0.5-25)
Acidified Gw	0.28 (< 0.05-35)
All aquifer types	< 0.5-1
Gw, west Bengal	190-740
Seepage from waste disp.	3-30
Sea water, dissolved	$1.5-1.7 \mu\text{g l}^{-1}$
Sea water, particulate	13 ng l - 1
Retention time in the sea	$3.2-6.3 \times 10^4$ years
River input into seas	$5.4-9 \times 10^4 \text{ t year}^{-1}$
Submarine volcanism	$4.9 \times 10^3 \text{ t year}^{-1}$

Eh و pH دو عمل مهم کنترل کننده گونه آرسنیک در آب های زیرزمینی می باشند. در pH پایین و Eh کم تحرک آرسنیک به شدت تحت شرایط احیایی کاهش می یابد. در محیط های آبگین باکتری های بی هوازی مثل پروکاریوت ها و یوکاریوت ها آرسنیک غیر آلی بیومتیله شده را به اسید دی متیل آرسنیک [DMAA, (CH₃)₂AsO(OH)] و اسید مونومتیل آرسنیک [MMA, CH₃AsO(OH)₂] می کاهد. سمیت شکل های متیله شده آرسنیک کمتر است و شکل های فرار آن تحت شرایط اکسیداسیون پایدار نیستند. بیومتیله شدن باعث احیا شدن مواد آلی و تبدیل As^{5+} به As^{3+} می شود که متحرک تر است. وجود هیدروکسید های آهن و منگنز و همچنین مواد آلی اثرات بزرگی بر رفتار آرسنیک در تمامی محیط های آبی دارد. چندین روش پاکسازی برای خروج آرسنیک از آب ها پیشنهاد شده است که عبارتند از: ۱. انعقاد (coagulation). ۲. آلومینیوم اکسید یا اکسید های آهن ۳. تبادل یونی (ion exchange). ۴. روش اسمزی معکوس

(Reverse Osmosis) ۵. اکسایش زیستی و نازیستی (biotic-abiotic oxidation) ۶. سدهای واکنشی توده ای و خاک های اکسیدی (Kabata-pendias and Mukherjee, 2007).

ترکیبات آرسنیک به صورت گسترده در محیط پراکنده شده اند. آرسنیت به عنوان محصول جانبی ذوب مس، سرب و نیکل تولید می شود. ترکیبات دی متیل آرسنیک اغلب در محیط های آبی به وفور یافت می شود و عمدتاً در بدن ماهی ها تجمع می یابد. تقریباً تمام ترکیبات آرسنیک موجود در غذاهای دریایی، به صورت آرسنیک آلی است که از نمک های غیر آلی آرسنیک سمیت کمتری دارند (Kabata-pendias and Mukherjee, 2007).

ترکیبات سه ظرفیتی و پنج ظرفیتی آرسنیک اثرات سمیت مشابهی دارند ولی در بدن موجودات زنده تحرک و سمیت بیشتری ایجاد می کنند. در هر حال گونه As^{3+} و ترکیبات غیر آلی آن نسبت به As^{5+} و ترکیبات آلی سمیت بیشتری دارد. اخیراً مهمترین مسئله آرسنیک افزایش غلظت آن در آب های زیرزمینی و آب های آشامیدنی است که در تحقیقات به دست آمده و در چندین کشور مثل شیلی، آرژانتین، تایوان، بنگلادش و هند مشاهده شده است. در بنگلادش ۵۰ میلیون نفر در معرض خطر به خاطر وجود آرسنیک در آب های آشامیدنی هستند. طبق گزارش WHO مقدار ۱ میلی گرم در لیتر آرسنیک غیر آلی عوارض پوستی را در کمتر از یک سال نمایان می کند. سمیت آرسنیک در غذا و آب آشامیدنی باعث چندین خطر سلامتی می شود که عبارتند از: جهش زایی، سرطان زایی و ناقص الخلقه زایی و چندین اثر دیگر مثل بیماری های عصبی، بیماری های قلبی عروقی، بی نظمی های تنفسی، افزایش فشار خون، دیابت شیرین و شاخی شدن پوست یا افزایش لایه شاخی پوست (Keratoses) می شود (Kabata-pendias and Mukherjee, 2007). سمیت آرسنیک معمولاً در یک دوره ۲-۶ ساله قابل ملاحظه است و بستگی به غلظت آن در آب های آشامیدنی و رژیم غذایی دارد. همچنین آرسنیک باعث مسمومیت مزمن، سبب بروز ضعف عمومی در عضلات، کاهش اشتها، تهوع، التهاب غشاهای مخاطی چشم و بینی و حنجره و ضایعات پوستی می گردد (اسماعیلی ساری، ۱۳۸۱). مسمومیت شدید با آرسنیک، سیستم اعصاب مرکزی را در بر می گیرد و باعث حالت اغما می شود. مصرف حدود ۷۰ تا ۱۸۰ میلی گرم آرسنیک باعث

مرگ می شود (WHO, 1974).

سازمان های EPA و WHO حداکثر غلظت مجاز آرسنیک را 10 ppb تعیین کرده اند.

۱-۵-۲- آنتیموان (Sb)

آنتیموان عنصری با عدد اتمی ۵۱ است که خاصیت کالکوفیلی از خود نشان می دهد و به آسانی با سولفید ها واکنش می دهد. و عمدتاً به حالت های اکسیداسیون $3+$ و $5+$ یافت می شود. مقدار آن در سنگ های آذرین 0.1 تا 0.9 میلی گرم بر کیلوگرم و در سنگ های رسوبی مقدار آن افزایش می یابد و به 2 میلی گرم بر کیلوگرم می رسد. کانی های معمولی آنتیموان شامل stibnite (Sb_2S_3) و valentinite (Sb_2O_3) هستند. آنتیموان جانشین آرسنیک در چندین کانی می شود اگرچه تفاوت هایی هم در شعاع یونی دارند. همچنین کانی های معمولی دیگر شامل pyrargyrite (Ag_2SbS_3) و bourmite ($PbCuSbS_3$) می باشد. همچنین شکل های به آسانی انحلالپذیر کمپلکس های گوگردی مثل SbS_2^{2-} و SbS_4^{3-} که بستگی به pH دارد. آنتیموان همراه با بیش از 100 کانی Sb دار همراه می باشد. در بیشتر محیط های آبی آنتیموان در دو حالت اکسیداسیون رخ می دهد و رفتار آن با Eh تغییر می کند. ناپایداری ترمودینامیکی Sb^{3+} در آب های دریایی، آب های زیرزمینی و آب باران مشاهده شده است و همچنین بر اساس معادلات ترمودینامیکی مشخص شده است که مقدار Sb^{5+} بیشتر از Sb^{3+} می باشد. آب های محیط های آبدین آلوده شده توسط Sb حاوی 100 میکروگرم بر لیتر از این عنصر می باشند. غلظت آن در چشمه های آب گرم و آب های ژئوترمال تا 500 میلی کرم در لیتر نیز می رسد (Kabata-pendias and Mukherjee, 2007).

افزایش غلظت آنتیموان در بسیاری از نواحی جهان مخصوصاً اطراف کوره های ذوب، تاسیسات شیمیایی و معدن کاری و همچنین در نواحی که غنی از کانسنگ های مس، نقره و سرب مشاهده شده است. معمول ترین اثرات سلامتی ناشی از سمیت آنتیموان به صورت زیر ذکر شده است: مشکلات سرطانزایی و جهش زایی، اسهال، بیماری های کلیوی، بیماری های مغزی، دردهای ماهیچه ای، مشکلات گوارشی، کم خونی و بیماری های قلبی.

اکثر افراد جامعه به ندرت در معرض آنتیموان قرار می گیرند اما در نواحی معدن کاری و کوره های ذوب بعضی افراد خصوصا کارگران از طریق پوست و تنفس تحت تاثیر این عنصر قرار می گیرند (Kabata-pendias and Mukherjee, 2007).

سازمان حفاظت محیط زیست آمریکا (EPA) حد مجاز غلظت این عنصر را 0.06 mg/l ، سازمان بهداشت جهانی (WHO) حد مجاز غلظت آنتیموان را 0.2 mg/l تعیین کرده است.

۱-۵-۳- سرب (Pb)

از بین آلاینده های محیط زیست، سرب به عنوان آلاینده پایدار رقیب کمتری دارد و باعث اثرات مخربی بر روی انسان، حیوانات و اکوسیستم می شود. به هر حال این عنصر همچنین یک فلز مفید نیز می باشد. این عنصر در محیط عمدتا به صورت Pb^{2+} رخ می دهد و ترکیبات آن اکثرا در آب ها انحلال ناپذیر هستند. هنوز هم مقادیر بسیار زیادی از سرب که بیشتر PbSO_4 و PbCO_3 هستند وارد محیط می شوند. این فلز در اکوسیستم دوباره تحرک می یابد و باعث اثرات سمیت بر روی گونه های آبی و خشکی می گردد. شیمی سرب در سیستم های آبگین بسیار پیچیده است زیرا این عنصر چندین شکل متفاوت در این سیستم ها دارد. غلظت سرب در آب های سطحی بستگی به pH و مقدار نمک های حل شده در آب دارد اما فاکتورهای موثر دیگر شامل منابع آلاینده، مقدار سرب رسوب، حرارت و مقدار و نوع مواد آلی در وضعیت Pb در آب ها نقش دارند. در آب دریاها سرب عمدتا به شکل های PbCO_3 و PbCl_2 رخ می دهد (Kabata-pendias and Mukherjee, 2007). ترکیبات سرب در محیط های دریایی بر حسب اندازه به صورت کلئید، محلول و جامد یافت می شوند (اسماعیلی ساری، ۱۳۸۱). گونه های آن در آب های سطحی و زیرزمینی عبارتند از: Pb^{2+} , PbOH^+ , PbHCO_3^+ و PbSO_4^0 . در بیشتر محیط های آبگین شکل هایی که تحرک کمی دارند در رسوبات کف ته نشین می شوند. در آب های سطحی که بیشتر به حالت خنثی و قلیایی هستند سرب با شکل هایی که تحرک کمتری دارند همراه می شود.

در مکان هایی که سرعت جریان آب بالا است، سرب وارد رسوب شده و معلق می شود و سپس به عنوان ذرات جامد وارد ستون آب می شود. غلظت سرب در آب رودخانه بستگی به منابع محلی و ژئوشیمی منطقه دارد. در مناطقی که کانی زایی سرب وجود دارد غلظت سرب ده برابر بیش از مناطقی است که کانی زایی سرب وجود ندارد. نزدیک منابع نقطه ای غلظت Pb در آب رودخانه افزایش می یابد. به دلیل کاهش شیب به درون رسوبات وارد می شود که در فرونشستن دراز مدت این فلز به شکل غیر دسترس پذیر انباشته می شود. بنابراین بهترین معرف آلودگی سرب در آب های رودخانه انباشتگی این فلز در رسوبات کف که بخش بزرگی از این فلز نهشته شده است. غلظت زمینه سرب در رسوبات غیر آلوده کف ۳۰-۴۰ mg/kg است. در رودخانه های آلوده خصوصا به وسیله تخلیه صنایع و معادن مقدار سرب به ۷۰۰-۲۶۰۰ mg/kg می رسد (Kabata-pendias and Mukherjee, 2007).

سرب یک عنصر فراوان در بافت های پستانداران است و رنجی در حدود ۰/۲ تا ۴/۸ دارد. کمترین مقدار آن در ماهیچه ها و بیشترین مقدار آن در کلیه ها و کبد وجود دارد. مسیر در معرض قرارگیری سرب از برای افراد بزرگسال از طریق غذا، آب و هوا است. تنفس سرب یکی از راه های اصلی ورود سرب به بدن کارگران صنایع و معادن مختلف است، خصوصا اشخاصی که در معادن و کوره های ذوب سرب و روی کار می کنند بیشتر در معرض این عنصر قرار می گیرند. ورود گرد و غبار و خاک یکی از راه های اصلی در معرض قرارگیری سرب به بدن کودکان است به دلیل اینکه کودکان اغلب دست خود را که به گرد و غبار آلوده است دائما در دهان فرو می کنند. مقدار در آشامش (ورود به بدن) سرب بستگی به چندین فاکتور مثل رفتار کودکان، سن و سال و زیست دسترس پذیری ترکیبات سرب است. سرب در آب های آشامیدنی یک منبع مهم دیگر ورود سرب خصوصا برای کودکان و زنان حامله می باشد. سمیت سرب و اثرات مضر آن در بسیاری از کشور ها شناخته شده است. جذب این عنصر به وسیله انسان تابع ترکیب سرب و نوع رژیم غذایی است. وقتی که در رژیم غذایی مقدار کلسیم و آهن پایین باشد مقدار جذب سرب افزایش می یابد (Kabata-pendias and Mukherjee, 2007). ترکیبات غیرمحلول سرب در سطح زمین جذب رسوبات می شوند. گیاهان آبی نیز سرب را انباشته می کنند.

اکسیداسیون بیوشیمیایی مواد آلی در غلظت بالای ۰/۱ میلی گرم بر لیتر متوقف می شود. آب های زیرزمینی نیز تحت اثرات ترکیبات محلول سرب (کلرید سرب) قرار می گیرند. آب های آ شامیدنی که از لوله های سربی عبور می کنند ممکن است حاوی غلظت بالایی از سرب باشند. در جداره داخلی لوله های سربی با آب های کربناته، رسوب کربنات سرب شکل می گیرد. مقادیر عظیمی از سرب توسط فرایند سوخت وارد جو می شود. تفاوت عمده ای از نظر غلظت بین نواحی شهری و روستایی وجود دارد ترکیبات سرب ممکن است تا مسافت قابل توجهی منتقل شوند که بستگی به سرعت، جهت باد، میزان بارش و رطوبت دارد. بیشتر سرب اتمسفر به طور مستقیم رسوب می کند و یا توسط نزولات خارج می گردد. سرب به ذرات گرد و غبار چسبیده و بر روی پوشش های گیاهی و خاک می نشیند (اسماعیلی ساری، ۱۳۸۱). سرب جذب شده در بدن انسان وارد خون، بافت های نرم و در استخوان ها و دندان ها وارد می شود. بدن انسان نمی تواند کلسیم و سرب را تفکیک کند، بنابراین اکثر مقادیر سرب در استخوان ها و دندان ها ذخیره می شوند، این در حالی است که می تواند بیش از ۹۰٪ سرب جذب شده را انباشته کند. مقادیر بیش از حد سرب چندین اثر بر روی سلامتی دارد که شامل موارد زیر می باشد: (Kabata-pendias and Mukherjee, 2007). ۱- آسیب به سیستم عصبی ۲- مانع از تشکیل هموگلوبین ۳- آسیب کلیوی ۴- آنمی ۵- تضعیف رشد ذهنی کودکان ۶- سرطانزایی و آسیب به DNA ۷- تضعیف سیستم تولید مثل.

مسمومیت حاد ناشی از سرب علائمی مانند سوزش دهان، تشنگی مفرط، تورم دستگاه گوارش همراه با اسهال و استفراغ، فلج و اختلالات فکری را نشان می دهد.

سازمان حفاظت محیط زیست آمریکا (EPA) حداکثر غلظت مجاز سرب را ۰/۰۱۵ میلی گرم بر لیتر و سازمان بهداشت جهانی (WHO) این مقدار را ۰/۰۱ میلی گرم بر لیتر تعیین کرده اند.

۱-۵-۴- روی (Zn)

روی در سنگهای آذرین به طور کاملاً یکنواخت توزیع شده است، در حالی که در سنگهای رسوبی در رسوبات

آرژیلیکی تمرکز دارد. این عنصر در طی فرایندهای هوازدگی بسیار متحرک است و ترکیبات بسیار انحلال پذیر آن به آسانی به وسیله واکنش با کربنات ها ته نشین می شوند و یا بواسیله کانی ها و ترکیبات آلی، خصوصاً توسط آنیون های سولفوری جذب می شوند. معمولترین ترکیبات روی، کلرید روی $ZnCl_2$ ، اکسید روی ZnO ، سولفات روی $ZnSO_4$ و سولفید روی ZnS هستند. این بدین معنی است که این فلز پتانسیل تشکیل ترکیبات متعددی را با گروههای آلی و غیر آلی دارد. بیشتر کانی های روی حاوی بیش از ۵۰٪ از این فلز می باشند. در دریاچه ها، رودخانه ها و مصب ها، روی بواسیله هیدروکسیدها، کانی های رسی و دیگر مواد رسوبی پیوند برقرار می کند. این عنصر در سیستم های آبی حالت دو ظرفیتی و گونه شیمیایی آن Zn^{2+} است. گونه های متعدد روی در pH های مختلف به صورت زیر است: در pH ۴ تا ۷ روی در آب های شیرین به صورت یون آبی وجود دارد و در pH برابر با ۷ گونه غالب یون آزاد (0.98%) و $ZnSO_4$ (0.2%) است. در pH ۹ گونه غالب یون مونوهیدروکسید روی (0.78%) و $ZnCO_3$ (0.16%) و 0.6% نیز به صورت یون آزاد یافت می شود. روی از منابع متعددی شامل، زهاب معادن، پسماندهای صنعتی و شهری، رواناب شهری و به مقدار زیادی توسط فرسایش خاکهای حاوی روی وارد آب ها می شود. به دلیل قوانین سخت گیر در سالهای اخیر تخلیه روی از واحدهای تصفیه پساب های صنعتی به شدت کاهش یافته است. روی در رسوبات کف به آسانی تجمع می یابد (Kabata-pendias and Mukherjee, 2007).

مقدار نسبتاً بالای روی سمی است و علاوه بر آن و کمبود آن نیز اثراتی را در پی دارد. جدی ترین علائم کمبود روی موارد زیر را در پی دارد: افزایش عفونت، اسهال، کم شدن عملکرد سیستم ایمنی بدن، کمبود و ریزش مو، به تأخیر افتادن بلوغ جنسی و استخوانی و اختلالات ذهنی. ورود یا تنفس مقدار بیش از حد روی، خصوصاً به شکل ترکیبات غیر آلی می تواند برای اشخاص مضر باشد که باعث ریزش مو، تب و مشکلات رژیم می شود. بیماری کوتاه مدت metal fume fever در کارگرانی که در معرض تنفس زیاد ذرات روی قرار دارند بوجود می آید که باعث سردرد، تب، عرق بیش از حد و ضعف می شود. سمیت روی باعث تند مزاجی، سفتی عضلانی، کاهش اشتها و لرزش می شود (Kabata-pendias and Mukherjee, 2007). افزایش میزان روی در

بدن منجر به کاهش جذب مس در بدن می شود و همچنین روی در مقابل کادمیم که یک عنصر سمی است به عنوان عامل بازدارنده عمل می کند (اسماعیلی ساری، ۱۳۸۱).

سازمان های EPA و WHO حداکثر غلظت مجاز روی را ۵ میلی گرم بر لیتر تعیین کرده است. لازم به ذکر است که EPA این عنصر را جزء استانداردهای ثانویه خود قرار داده است.

۱-۵-۵- سلنیم (Se)

غلظت سلنیم در پوسته زمین بین ۰/۵ تا ۰/۵ میلی گرم بر کیلوگرم است. این عنصر به مقدار کمی در سنگهای آذرین میفیک انباشته شده است، اما به ندرت به بیش از ۰/۱ میلی گرم بر کیلوگرم می رسد. در سنگهای رسوبی سلنیم همراه با جزء رسی یافت می شود بنابراین این عنصر در رسوبات آرژیلیکی بسیار بیش تر از ماسه سنگها و سنگهای آهکی یافت می شود (۰/۳ تا ۰/۶ mg/kg). سلنیم در سنگهای دوره کرتاسه غنی شده است که از گازها و غبارهای آتشفشانی بر روی دریاهای دوران کرتاسه فرود آمده اند. به هر حال بعضی از سنگهای رسوبی که در دوره های غیر آتشفشانی تشکیل شده اند نیز از سلنیم غنی شده اند. سلنیم آلوتروفیک است و به سه شکل یافت می شود: ۱- فلزی هگزاگونال ۲- کریستال مونوکلینیک قرمز رنگ ۳- شکلهای آمورف قرمز، سیاه و کلوئیدی که خواص آن بستگی به اشکال آن دارد. سلنیم معمولاً به حالت ۴ ظرفیتی یافت می شود و ظرفیت ۲- حالت غالب ترکیبات آلی سلنیم است. به دلیل رفتار کریستالوشیمیایی نزدیک به هم S و Se، ژئوشیمی سلنیم مشابه با بیشتر ترکیبات گوگرد است. سلنیم عنصری در بیشتر شرایط نزدیک سطحی پایدارتر است. این عنصر خواص ژئوشیمیایی متفاوت کالکوفیل و سیدروفیل دارد، که این رفتار پیچیده در فرایندهای ژئوشیمیایی اثر می گذارد و نتیجه آن تغییرات نسبتاً آسان حالت های اکسیداسیون آن است. گونه های معمول آن سلنیت (Se^{4+}) و سلنات (Se^{6+}) در محیط های ژئوشیمیایی ترکیبات پایدارند و بیشتر توسط کانی ها، به ویژه کانی های رسی، اکسیدهای Fe و Mn و هیدروکسیدها جذب می شوند.

افینیت به زیاد Se با ترکیبات و مواد آلی مختلف، در تعداد زیادی از ترکیبات آلی که شبیه ترکیبات آلی گوگرد

هستند نتیجه می شود و به آسانی در بعضی از بیولیت ها (مثل زغالسنگ، نفت خام و شیل های بیتومین دار) انباشته می شوند.

متیله شدن آسان سلنیم که اکثرا به خاطر فرایندهای بیولوژیکی است، باعث تشکیل ترکیبات سلنیم فرار می شود و نقش مهمی در چرخه ژئوشیمیایی این عنصر دارد (Kabata-pendias and Mukherjee, 2007). به طور کلی سلنیم دو اثر کوتاه مدت و بلند مدت بر روی انسان می گذارد. سلنیم یک مغذی ضروری در مقادیر کم است اما غلظت بالای MCL اثرات کوتاه و بلند مدتی را در پی دارد. اثرات کوتاه مدت آن شامل تغییرات در ناخن و مو، اثر بر سیستم عصبی و زود رنجی و خستگی می باشد. اثرات طولانی مدت آن شامل موارد زیر می باشد: ریزش مو و ناخن، آسیب به کلیه ها و بافت های کبد و آسیب به سیستم عصبی و گردش خون (EPA, 2009).

سلنیم از معدود عناصری است که هم کمبود آن باعث بیماری و هم افزایش بیش از حد آن نیز باعث بروز بیماری ها و اثرات مخرب بر روی سلامتی موجودات زنده می گذارد. اثرات سلنیم به دو صورت کمبود و افزایش بیش از در زیر بیان شده اند: اثرات کمبود: ۱- درد و ضعف ماهیچه ۲- التهاب عضلانی ۳- سلولهای قرمز خون ضعیف ۴- از بین رفتن پانکراس ۵- حالت غیر نرمال رنگ پوست ۶- معیوب بودن عضلات قلب (گرفتگی و گشاد شدن) ۷- دراز مدت شدن بیماری ۸- حساسپذیر برای سرطان ۹- بیماری کشان ۱۰- بیماری کاشین بک اثرات سمیت: ۱- آسیب به کلیه و کبد ۲- لخته شدن خون ۳- بافت مردگی قلب و کبد ۴- جراحی پوست ۵- ریزش مو و ناخن ۶- تهوع و استفراغ

غلظتهای سلنیم در طبیعت اکثرا وابسته به زمین شناسی محل است. تقابل متابولیکی بین شکل های آلی و غیر آلی تشخیص داده شده است. سلنیم برای عملکرد چندین آنزیم و پروتئین به ویژه گلوتامین پروکسیداز یک آنزیم که از آسیب های اکسندگی در مقابل پروکسیداز جلوگیری می کند لازم می باشد. بیش از ۱۰۰ آنزیم و پروتئین و ترکیبات دیگر دارای سلنیم می باشند. معمول ترین ترکیبات آلی شامل موارد زیر می باشند: dimethyldiselenide, dimethylselenide (DMSe), selenocysteine (SeCy), selenomethionine (SeMet)

glutathione peroxidase, Se-methylmethionine (SeMM), selenomethyltransferase (SMT), (DMDSe) (GSH-Px) (Kabata-pendias and Mukherjee, 2007).

کمبود سلنیم در حیوانات نیز باعث عوارضی مانند بیماری ماهیچه سفید در بعضی از احشام، بیماری های قلبی در خوک و بیماری های ترشحاتی در ماکیان می شود. اثرات سمیت سلنیم نیز در حیوانات مشاهده شده است که از آنها می توان به کندی و کمبود نیروی ذاتی، کاهش وزن، ریزش مو و عوارضی همچون Hypothermia, cheilitis, xerosis, Dermatitis, Stiffness lameness نام برد. در بعضی از گزارشات نشان می دهد که مقادیر سلنیم بالا منجر به اثر بازدارندگی گسترش سرطان می شود (WHO, 1984).

EPA حداکثر مقدار مجاز سلنیم را 0.05 mg/l و WHO مقدار مجاز را 0.1 mg/l تعیین کرده است.

۱-۵-۶- کادمیم (Cd)

میانگین کادمیم در پوسته زمین 0.1 تا 0.2 میلی گرم بر کیلوگرم است و فراوانی تقریباً یکسانی در سنگهای رسوبی و آذرین دارد. این فلز ندرتاً به شکل خالص در طبیعت وجود دارد. کادمیم و روی ساختار یونی و الکترونگاتیویته مشابهی دارند و هر دو در گروه کالکوفیل می باشند. این عنصر افینیتته شدیدی به گوگرد نسبت به روی دارد و بنابراین در محیطهای اسیدی تحرک بیشتری نسبت به روی دارد. اگرچه کادمیم ظرفیت و شعاع یونی مشابهی با کلسیم دارد اما این عنصر جانشین کلسیم در کانی ها نمی شود. در طی فرایند های هوازدگی ترکیبات ساده کادمیم مثل CdO ، Cd(OH)_2 ، CdCl_2 و CdF_2 به آسانی متحرک می شوند و خصوصاً در فرایند های رسوب گذاری از عنصر روی پیروی می کنند. کادمیم از منابع مختلفی وارد سیستم های آبی می شود که ذوب کانسنگ های غیر آهنی از مهمترین منابع آن می باشد. کادمیم به راحتی در آب دریا متحرک می شود، اما قابلیت انحلال کمتری در سایر آب ها دارد. این عنصر در آب های شیرین به صورت Cd^{2+} ، Cd(OH)^+ و CdCO_3^0 و همچنین به صورت ترکیبات غیر آلی و کمپلکس های آلی وجود دارد. مطالعات مختلف نشان داده است که غلظت کادمیم در آب رودخانه ها بستگی به دبی آن نیز دارد که پارامترهای زیر بر روی رودخانه Rhine به دست

آمده است. - با افزایش دبی مقدار کادمیم کاهش می یابد. - با افزایش جریان و فرسایش مقدار رسوبات آبرفتی آلوده به کادمیم افزایش می یابد (اندازه ذرات مختلف نیز موثر است). وقتی که دبی رودخانه بالا باشد زمان ماندگاری ذرات پایین است. با افزایش سختی آب سمیت کادمیم کاهش می یابد (Kabata-pendias and Mukherjee, 2007).

کادمیم یکی از سمی ترین فلزات برای انسان است و عمدتاً به دلیل توانایی ترکیب با سولفوهِیدریل ها، عملکرد چندین آنزیم گروه SH را به هم میزند و منجر به تغییرات در پروتئین ها می شود. در سال ۱۹۶۰ در کشور ژاپن بیماری ایتای ایتای (Itai-Itai) در اثر آلودگی کادمیم افزایش قابل توجهی یافت که اثرات مخربی را بر روی سلامتی انسان به جای می گذارد. این بیماری در اثر رواناب های باطله های معدنکاری که به شالیزار های برنج داده می شد به وجود آمد که برنج این عنصر را زیست انباشته می کند و در نهایت به مقدار زیادی از طریق این ماده غذایی وارد بدن شده و باعث بروز این بیماری می شود. مقدار بیش از حد کادمیو به ساختار اسکلتی خصوصاً در زنان ساخورده آسیب می رساند. این پدیده باعث بوجود آمدن اطلاعات مهمی در انتقال کادمیم در زنجیره غذایی شده است (Kabata-pendias and Mukherjee, 2007).

اثرات مهم سمیت ناشی از کادمیم در زیر آورده شده اند: ۱- آسیب های کلیوی ۲- افزایش فشار خون ۳- نفخ ۴- تغییرات سرطانزایی خصوصاً کلیه و پروستات ۵- تغییر شکل اسکلتی به دلیل تضعیف متابولیسم کلسیم ۶- تضعیف عملکرد سیستم تولید مثل.

این عنصر بیشتر از طریق تنفس، زنجیره غذایی و آب آشامیدنی وارد بدن می شود. در معرض قرارگیری از طریق تنفس، اندازه ذرات و انحلالپذیری در سیالات بیولوژیکی باعث بوجود آمدن زیانهای بیشتر سمیت می شود (Kabata-pendias and Mukherjee, 2007).

EPA حداکثر غلظ مجاز کادمیم را ۰/۰۰۵ میلی گرم در لیتر و WHO این مقدار را ۰/۰۰۳ میلی گرم در لیتر تعیین کرده است.

۱-۶- استاندارد های کیفی آب

استاندارد کیفیت آب مقرراتی است که بر اساس آن محدودیتهای خاصی برای کیفیت آبی که برای استفاده های مختلف بکار می رود، اعمال می شود. معیارهای کیفیت آب، مقادیر مواد حل شده در آب، معنای سم شناسی و بوم شناختی آنها می باشد.

سازمان محیط زیست ایالات متحده (U.S EPA) استانداردهای آب آشامیدنی را به شرح زیر تعریف نموده است:

۱- حداکثر غلظت آرمانی آلاینده (MCLGs)

۲- حداکثر غلظت آلاینده (MCLs)

سه معیار برای بررسی آلاینده ها با توجه به مقررات این دو استاندارد وجود دارد:

الف) توانایی تجزیه و تشخیص یک آلاینده در آب آشامیدنی

ب) خطر بالقوه برای تندرستی

ج) وجود یا پتانسیل وجود آلاینده در آب آشامیدنی

حداکثر غلظت آرمانی آلاینده MCLGs، از اهداف غیرالزامی است. مقادیر لحاظ شده برای این استاندارد مقادیری است که از اثرات شناخته شده یا منفی پیش بینی شده (با یک مرز اطمینان کافی) جلوگیری می کند. حداکثر غلظت آلاینده MCLs، استانداری اجباری است و باید تا حد امکان نزدیک به MCLGs انتخاب گردد و در عین حال براساس هزینه و فناوری های موجود، امکان بهبود کیفیت آب تا این حد امکان پذیر باشد.

در ارتباط با ترکیبات سرطان زا، MCLGs مربوطه در حد صفر تعیین می گردد. MCLGs برای ترکیبات سمی مزمن بر طبق میزان جذب روزانه قابل قبول می باشد. در این حالت استاندارد کل زمانی که انسان در معرض هوا، غذا و آب آشامیدنی قرار می گردد در نظر گرفته می شود.

خطر ترکیبات سرطان زا برحسب خطر ابتلای بیش از معمول به سرطان در مدت زمان قرار گرفتن آلاینده در

یک سطح تعیین شده بیان می گردد. یک خطر سرطان 10^{-6} به معنای یک مرگ اضافی ناشی از سرطان در یک جمعیت ۱۰۰۰۰۰۰ نفری است. اختصارات توصیفی در زمینه سرطانزایی مواد که در جداول به آن اشاره خواهد شد به شرح زیر است:

H: سرطان زا.

L: احتمال سرطان زایی.

L/N: احتمال سرطان زایی در صورت مصرف بیش از دز مشخص.

S: بر اساس مدارک موجود ریسک سرطان زایی وجود دارد.

I: اطلاعات ارزیابی ریسک سرطانزایی کافی نیست.

N: احتمال سرطان زایی وجود ندارد.

سازمان حفاظت محیط زیست آمریکا (EPA) اختصارات کیفی در زمینه سرطانزایی را نیز به شرح زیر به کار برده است:

A: در انسان سرطان زا است.

B: احتمال سرطان زایی در انسان (B1 مدارک کمی در خصوص سرطانزایی در انسان وجود دارد، B2 مدارک کافی در زمینه سرطانزایی در حیوانات وجود دارد اما در خصوص انسان مدارک کافی نیست)
C: احتمال سرطانزایی اندک در انسان.

D: به عنوان ماده سرطانزا در انسان قابل طبقه بندی نیست.

E: مدارک کافی در زمینه اثبات سرطانزا نبودن در انسان وجود دارد.

فهرست استانداردها به مرور زمان تغییر داده و به روز می شوند. استانداردهای آب آشامیدنی به ویژه برای آب زیرزمینی حائز اهمیت است. جامعه اروپا استانداردهایی برای کیفیت آب تدوین نموده است که برای تمام آب مورد استفاده برای آشامیدن یا فراوری و پخت غذا کاربرد دارد. این استانداردها برای پارامترهای کیفیت آب، عناصری که بطور طبیعی در آب وجود دارند، عناصر سمی، ترکیبات آلی و پارامترهای ریز زیست شناختی ارائه

گردیده اند. استانداردهای جامعه اروپا برای ترکیبات آلی به اندازه USEPA تخصصی نیست. برای مثال یک حد (مشابه با MCLG) به میزان ۱ mg/l برای تمام ترکیبات آلی کلردار به استثنای سموم و PCB ها که واجد یک غلظت مجاز حداکثر به میزان ۰/۱ mg/l به تنهایی و ۰/۵ mg/l بطور کلی می باشند، وجود دارد. حداکثر غلظت و حداکثر غلظت آرمانی آلاینده های غیرآلی مختلف در جول ۱-۲ ارائه شده است.

جدول ۱-۲- حداکثر غلظت و حداکثر غلظت آرمانی آلاینده های غیر آلی در آب شرب (USEPA-2006)

مواد غیر آلی	MCLG mg/l	MCL mg/l	سرطانزایی
Aluminium	0.05	0.2	
Ammonia	-	-	D
Antimony	0.006	0.006	D
Arsenic	zero	0.01	A
Asbestos (fibers/l >10µm length)	7 MFL ⁽¹⁾	7 MFL ⁽¹⁾	A
Barium	2	2	N
Beryllium	0.004	0.004	-
Boron	-	-	I
Bromate	zero	0.01	B2
Cadmium	0.005	0.005	D
Chloride		250	
Chloramine ₃	4 ⁽²⁾	4 ⁽²⁾	
Chlorine	4 ⁽²⁾	4 ⁽²⁾	D
Chlorine dioxide	0.8 ⁽²⁾	0.8 ⁽²⁾	D
Chlorite	0.8	1	D
Chromium (total)	0.1	0.1	D
Copper (at tap)	1.3	TT ⁽³⁾	D
Cyanide	0.2	0.2	D
Fluoride	4	4	-
Iron		0.3	
Lead (at tap)	zero	0.015	B2
Manganese	-	0.05	D
Mercury (inorganic)	0.002	0.002	D
Molybdenum	-	0.100	D
Nickel	-	-	
Nitrate (as N)	10	10	-
Nitrite (as N)	1	1	-
Nitrate + Nitrite (both as N)	10	10	-
Selenium	0.05	0.05	D
Sodium		160	
Sulfate		250-500	
Silver		0.1	D
Strontium			D
Thallium	0.0005	0.002	-
White phosphorous			D
Zinc		5	I

(1) MFL = million fibers per liter.

(2) 1998 Final Rule for Disinfectants and Disinfection By-products: MRDLG=Maximum Residual Disinfection Level Goal; and MRDL=Maximum Residual Disinfection Level.

(3) Copper action level 1.3 mg/L; lead action level 0.015 mg/L.

۷-۱- مناطق زمین گرمایی تفتان و بزمان

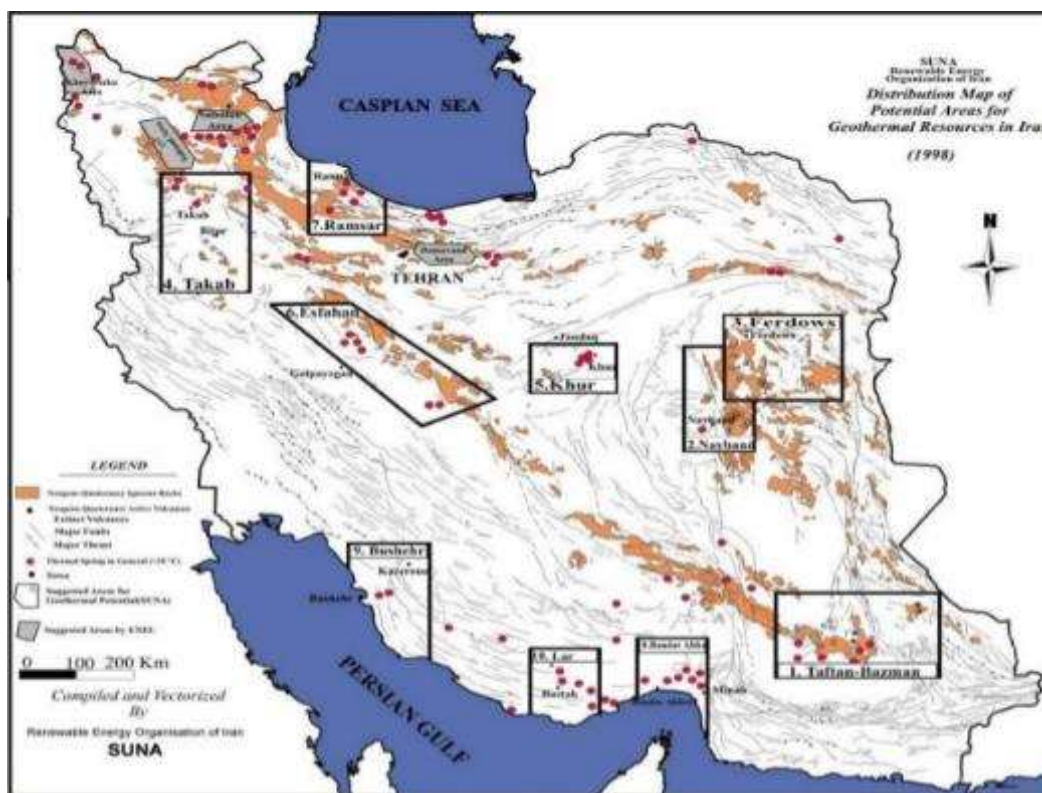
مطالعات بر روی مناطق زمین گرمایی ایران از سال ۱۹۷۵ با همکاری وزارت نیروی ایران و شرکت NELE ایتالیا آغاز شد و تا کنون ۱۸ منطقه امیدبخش زمین گرمایی گزارش شده است (یوسفی و همکاران، ۲۰۰۷) (شکل ۱-۱۵). منطقه آتشفشانی تفتان و بزمان از مناطق مهم زمین گرمایی ایران هستند که شرق استان سیستان و بلوچستان واقع شده اند (نجفی و قبادیان، ۲۰۱۱). خصوصیات مهم منطقه زمین گرمایی تفتان شامل دو قله آتشفشانی به نام های مادرکوه و نرکوه، چشمه های متعدد گرمایی و سرد آسیدی، دودخوان های فعال و غلظت بالای آرسنیک و عناصر بالقوه سمناک در منابع آبی منطقه است (Shakeri et al., 2008). آتشفشان های فعال، نیمه خاموش و خاموش در سراسر دنیا پراکنده شده اند. وجود این آتشفشان ها سیالات زمین گرمایی را بوجود می آورد. در ایران نیز وجود آتشفشان هایی همچون تفتان و بزمان در جنوب شرق ایران، دماوند در شمال و سبلان در شمال غرب ایران و نیز وجود کمر بند های آتشفشانی باعث پیدایش منابع آب های زمین گرمایی در ایران شده است. امروزه چشمه های گرم آبی و معدنی فراوانی در اطراف آتشفشان های به ظاهر خاموش دیده می شود که دارای خصوصیات آب شیمی متفاوتی هستند. دامنه های آتشفشان تفتان و بزمان نیز محل ظهور تعدادی چشمه گرمابی و معدنی با حداکثر دمای سطحی ۴۸ درجه سانتی گراد است. چشمه های گرمابی علاوه بر تولید انرژی زمین گرمایی که در بسیاری از کشورها مورد استفاده قرار می گیرد، می توانند با توجه به ترکیب شیمیایی متنوع به خصوص در مناطق آتشفشانی از دیدگاه زمین شیمی زیست محیطی و استفاده درمانی مورد توجه قرار گیرند. از دیگر کاربردهای مهم آب های زمین گرمایی تعیین دمای سنگ مخزن و به عبارتی زمین دما سنجی می باشد. در ایران با توجه به کمبود منابع آب (خصوصاً در بخش های جنوبی) از این منابع جهت مصارف شرب و کشاورزی مورد استفاده قرار می گیرند. شکل ۱-۱۶ مدل مفهومی سیستم های زمین گرمایی را نشان می دهد.

کوه آتشفشان تفتان در ۴۵ کیلومتری شمال - شمال غرب شهر خاش و در زون ساختاری نهبندان - خاش

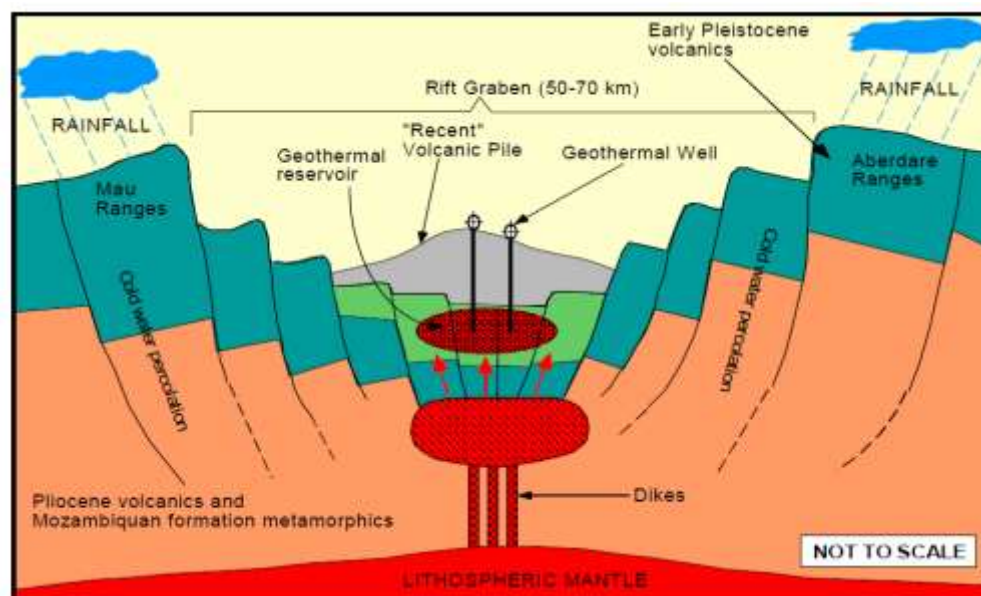
باعرض جغرافیایی ۲۸ درجه و ۳۲ دقیقه تا ۲۸ درجه و ۳۱ دقیقه و طول جغرافیایی ۶۱ درجه و ۵ دقیقه تا ۶۱ درجه و ۱۳ دقیقه قرار دارد. ارتفاع آن از سطح دریا ۴۰۵۰ متر و نسبت به زمین های اطراف ۲۰۰۰ متر است. این کمان آتشفشانی کلاسیمی-قلیایی بوسیله فرورانش پوسته اقیانوسی عمان به زیر بلوک لوت و هلمند در طول حاشیه جنوبی زون مکران تشکیل شده است.

تفتان آتشفشانی چینه ای است که از سنگ های آذرآواری، گدازه های داسیتی، ریولیتی و آندزیتی تشکیل شده است. همچنین از دیدگاه کانی شناختی، کانی های تشکیل دهنده اصلی شامل پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت، کوارتز و پیروکسن می باشد.

منطقه زمین گرمایی بزمان در جنوب شرق ایران دارای حدودا ۱۱ چشمه گرمابی با دمای حداکثر ۴۴ درجه سانتی گراد در ارتفاع کم است. این چشمه ها علاوه بر جنبه توریستی و درمانی، مورد استفاده کشاورزی نیز قرار دارند. علاوه بر این، سفره آب زیرزمینی منطقه بزمان نیز می تواند با توجه به ماهیت منطقه در معرض آلاینده های عنصری و طبیعی مختلف قرار داشته و چاه های بهره برداری در دشت بزمان به آلاینده هایی مانند آرسنیک آلوده باشد.



شکل ۱-۱۵- نقشه مناطق زمین گرمایی ایران



شکل ۱-۱۶- مدل مفهومی از سیستم های زمین گرمایی

۸-۱- ضرورت، بیان مسئله و اهداف مطالعه

در کشورهای در حال توسعه مانند ایران مشکلات زیادی در زمینه آلاینده‌های محیط زیست وجود دارد و آمارهای نگران‌کننده‌ای توسط سازمان‌های ذی‌ربط در این خصوص ارائه شده است. یکی از انواع آلاینده‌های مهم محیط زیست عناصر بالقوه سمی و فلزات سنگین هستند که در دراز مدت اثرات جبران ناپذیری را بر محیط زیست خواهند داشت. به طور طبیعی در مناطق زمین‌گرمایی-آتشفشانی، عناصر بالقوه سمناک دارای منشأ آتشفشانی، واکنش آب-سنگ و یا هر دو هستند. در فاز مایع، آب‌های آتشفشانی مناطق زمین‌گرمایی و چشمه‌های گرمابی می‌توانند حاوی غلظت‌های کشنده عناصر بالقوه سمناک باشند، بطوریکه قرار گرفتن در معرض طولانی مدت غلظت‌های پایین‌تر این عناصر نیز دارای عوارض قابل توجهی در سیستم‌های زیست‌شناختی است (Amaral and Rodrigues, 2011). در این مناطق افزایش دمای آب‌های جوی در عمق باعث افزایش قدرت انحلال این آب‌ها می‌شود. همچنین اختلاط آب‌های زمین‌گرمایی عمیق و سیالات حاوی عناصر بالقوه سمناک با آب‌های زیرزمینی و سطحی باعث آلودگی زیست محیطی منابع آب و رسوب در مناطق زمین‌گرمایی می‌شود (Birkle and Bundschuh., 2007).

تحقیقات صورت گرفته نشان می‌دهد که غلظت بالای عناصر بالقوه سمناک بویژه آرسنیک در محیط‌های طبیعی مربوط به فعالیت‌های آتشفشانی و سیستم‌های زمین‌گرمایی و یا مرتبط با فرآیندهای انحلال و واکنش آب-سنگ است که تحت شرایط ژئوشیمیایی خاص منجر به تحرک این عناصر در آب می‌شود (Bundschuh and Maity, 2015; Angelone et al., 2009). اثرات آب‌های زمین‌گرمایی بر منابع آب‌های شیرین می‌تواند کیفیت این منابع را بطور قابل توجهی کاهش دهد و آن‌ها را برای آشامیدن یا آبیاری کردن نامناسب کند. این سیستم‌های هیدروترمال مشخصه‌های هیدروشیمی متفاوت و خاصی را با مجموعه‌های غنی شده (در مقایسه با آب آشامیدنی)

از عناصر کمیاب (آرسنیک، آنتیموان، بور، فلوراید، لیتیم، جیوه، سلنیوم، تالیم) نشان می‌دهند، که به عنوان آلودکننده‌های مشترک در آب‌های سطحی و زیرزمینی در نظر گرفته می‌شوند (Bundschuh and Maity, 2015; Webster and Nordstrom, 2003).

غنی شدن آرسنیک در آب‌های طبیعی اهمیت زیادی دارد زیرا منابع آب آشامیدنی مهمترین عامل مسمومیت با آرسنیک است. در سال‌های اخیر به آرسنیک سیستم‌های هیدروترمال توجه بیشتر و بیشتری شده است (Wilkie and Hering, 1998; Mosaferi et al., 2003; Christodoulidou et al., 2012). غلظت آرسنیک و برخی دیگر از عناصر جزئی در آب‌های گرم در بیشتر سیستم‌های گرمابی در سراسر جهان معمولاً یک تا سه مرتبه بیشتر از آب‌های سرد زیرزمینی غیر آلوده است (Guo et al., 2017). حضور عناصر بالقوه سمناک بخصوص آرسنیک در منابع آب سطحی و زیرزمینی مناطق زمین‌گرمایی فعال و اثرات زیست‌محیطی آن در کشورهای قرار گرفته بر روی کمر بند آتشفشانی به خوبی شناخته شده است (Shakeri et al., 2015; Wilkie and Hering, 1998; Birkle, 2000). از این رو با توجه به اهمیت مناطق زمین‌گرمایی از نظر زمین‌شناسی زیست‌محیطی، زمین‌شناسی پزشکی و انرژی زمین‌گرمایی، هیدروژئوشیمی و ژئوشیمی زیست‌محیطی چشمه‌های گرمابی و منابع آب محدوده مناطق ولکانیکی در سال‌های اخیر به شدت مورد توجه قرار گرفته است (Valentino and Stanzione, 2004).

آتشفشان تفتان در جنوب شرق ایران نیز همانند سایر آتشفشان‌های نیمه خاموش در مرحله خروج گاز است. خروج مداوم بخار سفید مایل به زرد از دودخان‌ها با فشار و دمای زیاد از منافذ و شکاف‌های متعدد قله تفتان از ویژگی‌های برجسته و نشان‌دهنده فعالیت کنونی این آتشفشان است، که باعث می‌شود ترکیب شیمیایی چشمه‌های دامنه قله تفتان به شدت تحت تأثیر فعالیت دودخان و زون‌های دگرسانی در این منطقه قرار بگیرند. در نتیجه بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آبخوان‌های اطراف این مناطق آتشفشانی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. از طرفی حوضه آبریز تفتان و چشمه‌های واقع شده در دامنه‌های آن تغذیه کننده منابع آب زیرزمینی دشت‌های اطراف هستند که باعث اسیدی شدن و افزایش پتانسیل غلظت عناصر بالقوه سمناک در آبخوان‌های

اطراف شده است. از این رو مطالعه آبخوان‌های دشت خاش از نظر منشأ احتمالی عناصر، ژئوشیمی زیست محیطی و واکنش آب- سنگ همراه با تاثیر بر منابع آب زیرزمینی اطراف و بررسی شاخص ریسک سلامت از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است که در این پژوهش مورد بررسی قرار خواهد گرفت. همچنین منطقه بزمان با وجود چشمه- های آب گرم و سرد متعدد و جنس سنگ‌های منطقه در معرض آلاینده‌های عنصری قرار دارد و در این مطالعه علاوه بر چشمه‌ها، منابع آب زیرزمینی حوضه بزمان و تفتان مورد مطالعه قرار می‌گیرند.

با توجه به اهمیت مناطق زمین گرمایی از نظر زمین‌شناسی زیست محیطی، زمین‌شناسی پزشکی و انرژی زمین گرمایی، مطالعه چشمه‌های گرمابی و منابع آب سطحی و زیر زمینی محدوده مناطق آتشفشانی از نظر هیدروژئوشیمی و آلودگی منابع آب در سال‌های اخیر مورد توجه محققین قرار گرفته است (Valentino and Stanzione, 2004). هدف بسیاری از این تحقیقات تعیین منشأ آب‌های زمین گرمایی، فرآیندهای هیدروژئوشیمیایی و تاثیرات زیست محیطی آب‌های زمین گرمایی بر بوم سامانه‌های اطراف، بویژه آب زیرزمینی بوده است (Planer-Friedrich et al., 2007; Shakeri et al., 2015; Bouchaou et al., 2017; guo et al., 2017). در این تحقیقات منشأ آب‌های گرمابی و اختلاط آنها با منابع آب زیرزمینی، آلودگی عناصر بالقوه سمناک بویژه آرسنیک، آلودگی خاک و زیست‌دسترس پذیری فلزات سنگین همراه با ارزیابی ریسک با استفاده از شاخص‌های هیدروژئوشیمیایی و ژئوشیمیایی مورد بررسی قرار گرفته است (Birkle and Bundschuh, 2007). بررسی‌های صورت گرفته نشان می‌دهد که چندین آبخوان مهم (مانند خاش) در کمربند آتشفشان تفتان- بزمان قرار دارند که تغذیه قسمتی از این آبخوان‌ها مستقیماً توسط حوضه های آبریز تفتان و بزمان باعث تخریب کیفیت آبریز زمینی و افزایش غلظت عناصر بالقوه سمناک در این آبخوان ها شده است. به عنوان نمونه بررسی‌های صورت گرفته توسط شاکری و همکاران (۲۰۱۵) نشان می‌دهد که مقدار هدایت الکتریکی و pH آب زیرزمینی دشت خاش به ترتیب در محدوده ۱۰۲۰ تا ۳۷۹۰ میکروزیمنس بر سانتی متر و ۵/۰۶ تا ۶/۳۶ قرار دارند، که می‌تواند متاثر از فعالیت هیدروترمالی آتشفشان تفتان باشد. بالابودن غلظت سولفات و کلر و برخی عناصر جزئی مانند

آرسنیک و آهن در قسمت‌هایی از آبخوان و اسیدی بودن این آب‌ها به شدت کیفیت آب زیرزمینی دشت خاش را تحت تاثیر قرار داده است (Shakeri et al., 2015). همچنین بررسی های صورت گرفته توسط شاکری و همکاران (۲۰۲۰) در منطقه بزمان نشان دهنده بالا بودن غلظت آرسنیک از حد مجاز استاندارد آب شرب در تمام چشمه های گرمابی این منطقه و حتی یک مورد آب مورد استفاده در مصارف بهداشتی است. استفاده از آب آلوده به آرسنیک و سایر عناصر جزئی حتی در کشاورزی می‌تواند باعث افزایش زیست‌دسترس‌پذیری عناصر بالقوه سمناک در خاک و محصولات زراعی دشت های واقع در حاشیه کمربند آتشفشانی تفتان- بزمان شود.

با توجه به به وسعت قابل توجه کمربند آتشفشانی تفتان- بزمان در استان سیستان و بلوچستان و قرار داشتن چندین آبخوان مهم و مراکز مهم جمعیتی در طول این کمربند و نیاز به تامین آب شرب، کشاورزی و صنعت از آب زیرزمینی و چشمه های مهم، بررسی آلودگی و منشاء عناصر بالقوه سمناک و ارائه شبکه پایش برای عناصر بالقوه سمناک و ارزیابی ریسک سلامت استفاده از آب در شرب و کشاورزی حائز اهمیت می‌باشد، از اینرو اهداف اصلی این پروژه شامل موارد زیر است:

- ❖ ارزیابی شدت آلودگی فلزات سنگین در منابع آب زیرزمینی (دشت های خاش و بزمان) و چشمه های مهم دما پایین و گرمابی.
- ❖ بررسی اختلاط آب های هیدروترمالی با آبخوانهای واقع در کمربند آتشفشانی تفتان-بزمان و تاثیر بر کیفیت آن
- ❖ تعیین منشاء و عوامل موثر در تحرک فلزات سنگین
- ❖ هیدروژئوشیمی و چرخه عناصر بالقوه سمناک در آبخوان های تحت تاثیر سیستم زمین گرمایی با استفاده از دادهای ایزوتوپی
- ❖ تعیین مناطق بحرانی آلودگی و ارزیابی ریسک سلامت
- ❖ ارائه مدل مفهومی

❖ تعیین شبکه پایش

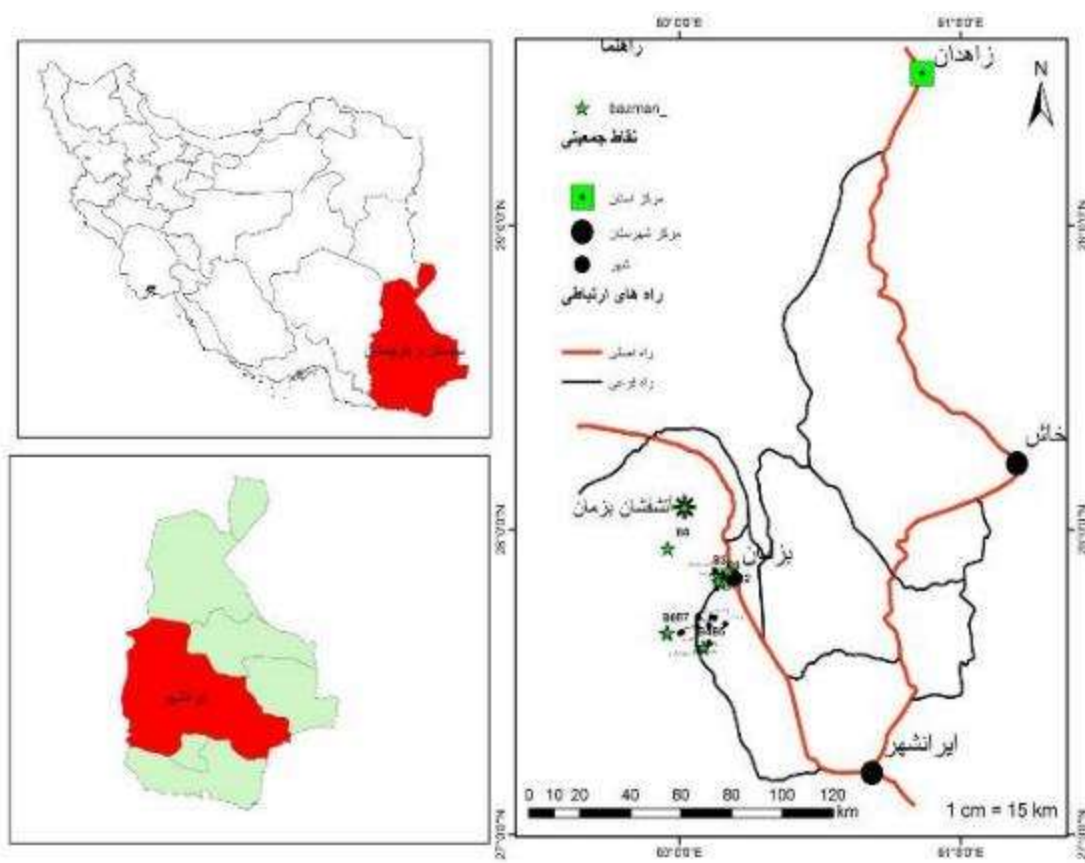
فصل دوم

منطقه مورد مطالعه

۲-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی

۲-۱-۱- منطقه بزمان

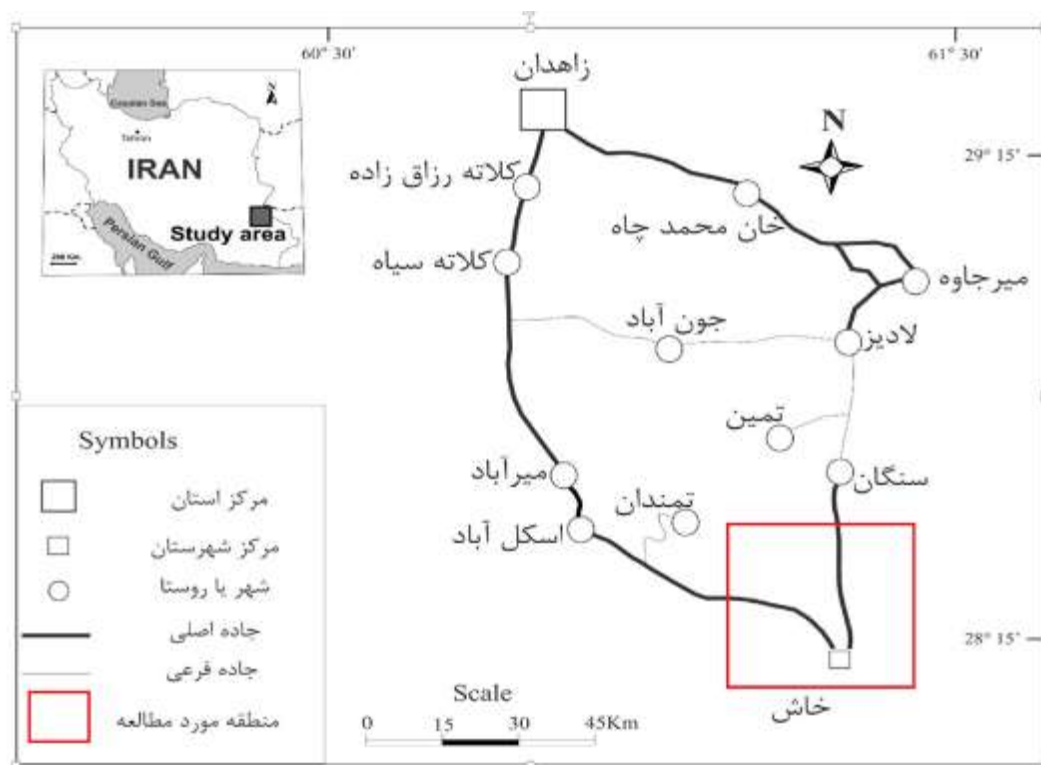
شهرستان ایرانشهر در قسمت مرکزی استان سیستان و بلوچستان واقع شده است. از شمال و شمال شرقی با شهرستان‌های زاهدان و خاش، از جنوب شرق با شهرستان مهرستان، از جنوب با شهرستان نیکشهر و سرباز، از غرب و جنوب غربی با شهرستان دلگان و از شمال غربی با استان کرمان همسایه است. شهرستان ایرانشهر ۱۸۴۷۵ کیلومتر مربع وسعت دارد (مساحت ۳۲۳۰ کیلومتر مربع). فاصله تا مرکز استان ۳۴۵ کیلومتر مربع (تا زاهدان) و فاصله آن تا پایتخت ۱۹۷۵ کیلومتر (تا تهران) می‌باشد. ارتفاع آن از سطح دریا ۵۹۱ متر است.



شکل ۲-۱- موقعیت و راه دسترسی به منطقه بزمان

۲-۱-۲- منطقه خاش (تفتان)

آبخوان خاش در جنوب شرق زاهدان، یکی از آبخوان های مهم استان سیستان و بلوچستان است که تامین کننده آب شرب، کشاورزی و صنعت در محدوده شهرستان خاش است. راه های دسترسی به این آبخوان از طریق جاده آسفالته زاهدان به شهر خاش است (شکل ۲-۲). سفره آب زیرزمینی خاش با روند شمال غربی- جنوب شرقی در میان ارتفاعات اطراف محصور شده است. مشخص ترین این ارتفاعات، تفتان در شمال آبخوان، کوه پنج انگشت در غرب و کوه دهنه در شرق آن است. حد شمالی این آبخوان را دامنه های جنوبی کوه تفتان تشکیل می دهد که در بخش های شمالی، ارتفاعی برابر با ۳۹۴۳ متر ایجاد نموده است. پست ترین بخش این آبخوان انتهای جنوب شرقی آن است که ارتفاعی در حدود ۱۴۴۰ متر از سطح دریا دارد. مهم ترین ارتفاعات شهرستان خاش کوه آتشفشانی تفتان است که با ارتفاع ۴۰۵۰ متر از سطح دریا در ۴۵ کیلومتری شمال- شمال غرب آبخوان خاش و در زون ساختاری نهبندان- خاش با عرض جغرافیایی ۲۸ درجه و ۳۲ دقیقه تا ۲۸ درجه و ۳۱ دقیقه و طول جغرافیایی ۶۱ درجه و ۵ دقیقه تا ۶۱ درجه و ۱۳ دقیقه قرار دارد (Shakeri et al., 2015).



شکل ۲-۲- موقعیت و راههای دسترسی به منطقه تفتان (خاش)

۲-۲- زمین شناسی منطقه مطالعاتی

فعالیت های گسترده آتشفشانی در کمربند تکتونیکی عظیم تیس (محل برخورد دو ابر قاره اورازیا و گندوانا) قرار می گیرند که از کرتاسه تا کواترنری در ایران و کشورهای مجاور ادامه داشته است از جمله می توان آتشفشان های جوان کواترنر مانند آرات در ترکیه، سهند، سبلان، دماوند، بزمان و تفتان در ایران و کوه سلطان در پاکستان را نام برد (بومری، ۱۳۸۴). کمربند آتشفشانی نام برده در ایران به زون های متعددی تقسیم بندی شده است. کوه های آتشفشانی بزمان، تفتان و سلطان خود یک کمان آتشفشانی مستقلی را تحت عنوان کمان آتشفشانی بلوچستان تشکیل می دهند (بومری، ۱۳۸۳). این آتشفشان ها را از فروانش پوسته اقیانوسی عمان به زیر بلوک های لوت و افغان می دانند (Farhoudi and Karig, 1977). منطقه مورد مطالعه در جنوب شرق

ایران، در استان سیستان و بلوچستان و شمال غرب ایرانشهر قرار دارد. این منطقه از نظر موقعیت زون‌های ساختاری در حاشیه جنوبی بلوک لوت، در امتداد نوار ولکانیک-پلوتونیک ارومیه-دختر و در شمال زون فرورانش مکران و فروافتادگی جازموریان واقع شده است.

۲-۲-۱- زمین شناسی منطقه بزمان

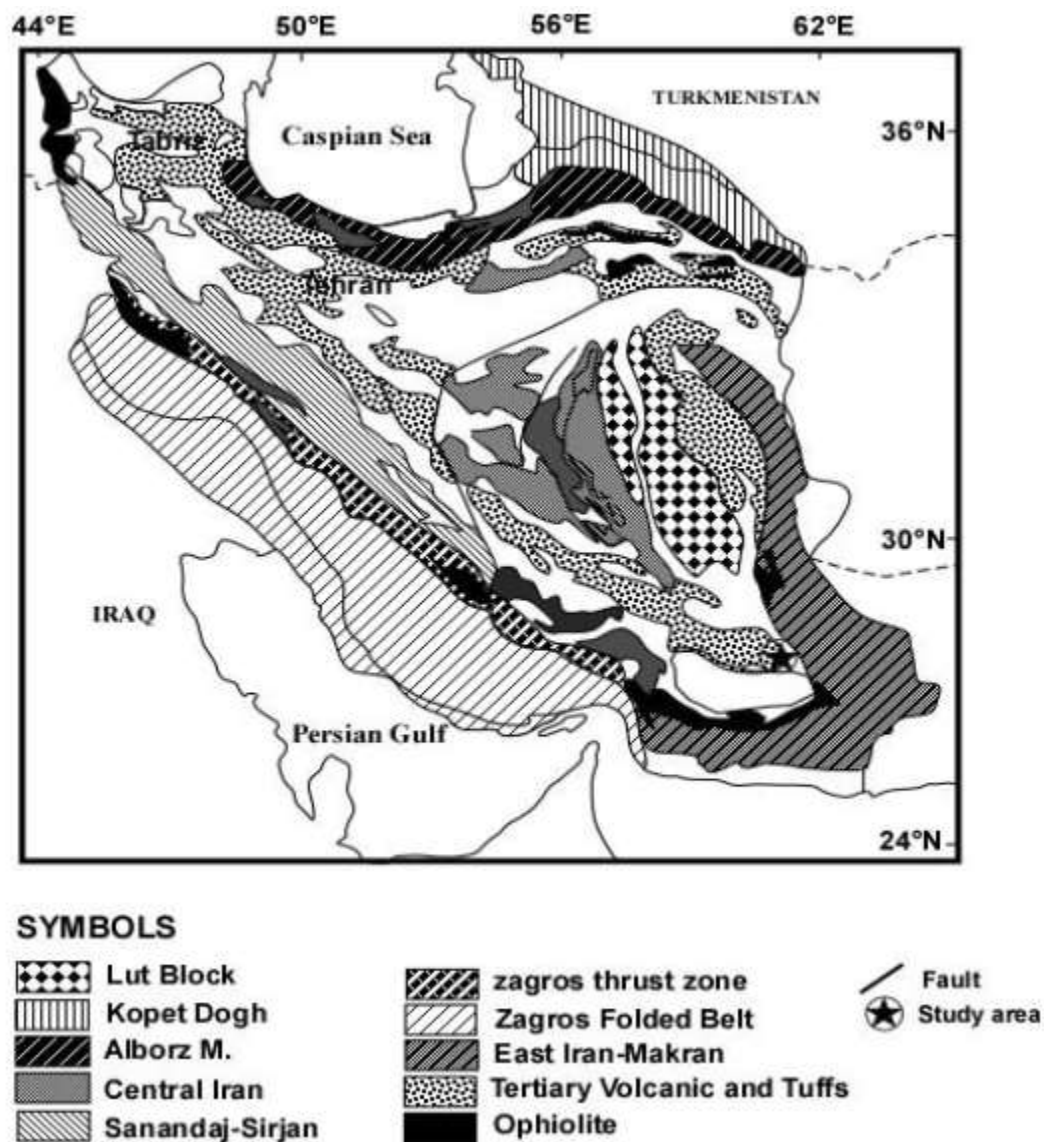
طبق تقسیم‌بندی ساختاری آقنابتی (۱۹۹۸) منطقه بزمان در زون برخوردی سیستان یا فلیش‌های شرق ایران واقع شده است شکل (۱-۲). زون برخوردی سیستان از به هم پیوستن و جوش خوردن دو قطعه بلوک لوت و افغان تشکیل شده است. تاریخچه تشکیل این قطعات و به هم پیوستن آن‌ها را می‌توان به شرح زیر خلاصه کرد (درویش زاده، ۱۳۸۳).

۱- تا اوایل کرتاسه دو قطعه مزبور یک قطعه واحد را تشکیل می‌داده‌اند زیرا هیچ گونه آثاری از رسوبات قبل از کرتاسه در محل زون جوش خورده وجود ندارد.

۲- در کرتاسه میانی در اثر ایجاد ریفت، قطعه واحد مزبور به دو قسمت شرقی (بلوک افغان) و غربی (بلوک لوت) تقسیم شده و در محل جدایش آن‌ها اقیانوس باریکی بوجود آمد (شاخه‌ای از اقیانوس نئوتتیس) که در کف آن پوسته اقیانوسی تشکیل شده است.

۳- در اواخر کرتاسه مجدداً این دو قطعه‌ی قاره‌ای جدا از هم، در نتیجه فاز فشاری مهم این زمان به هم متصل شده‌اند و در نتیجه ارتفاعات شرق ایران به وجود آمد. پوسته اقیانوسی نیز به صورت تیغه مانند در حد بین دو قطعه‌ی مزبور برجا ماند (افیولیت ملانژ).

۴- از فرسایش ارتفاعات مزبور رسوبات فلیشی اواخر کرتاسه در حوضه انباشته شد.



شکل ۲-۳- موقعیت جغرافیایی زون‌های ساختاری ایران (اشتوکلین، ۱۹۶۸).

۵- با ادامه جایگزینی افیولیت‌ها و نفوذ آن‌ها به داخل فلیش‌ها در اواخر کرتاسه دگرگونی ضعیفی (مربوط به فاز کوهزایی لارامین) در فلیش‌ها ایجاد شد.

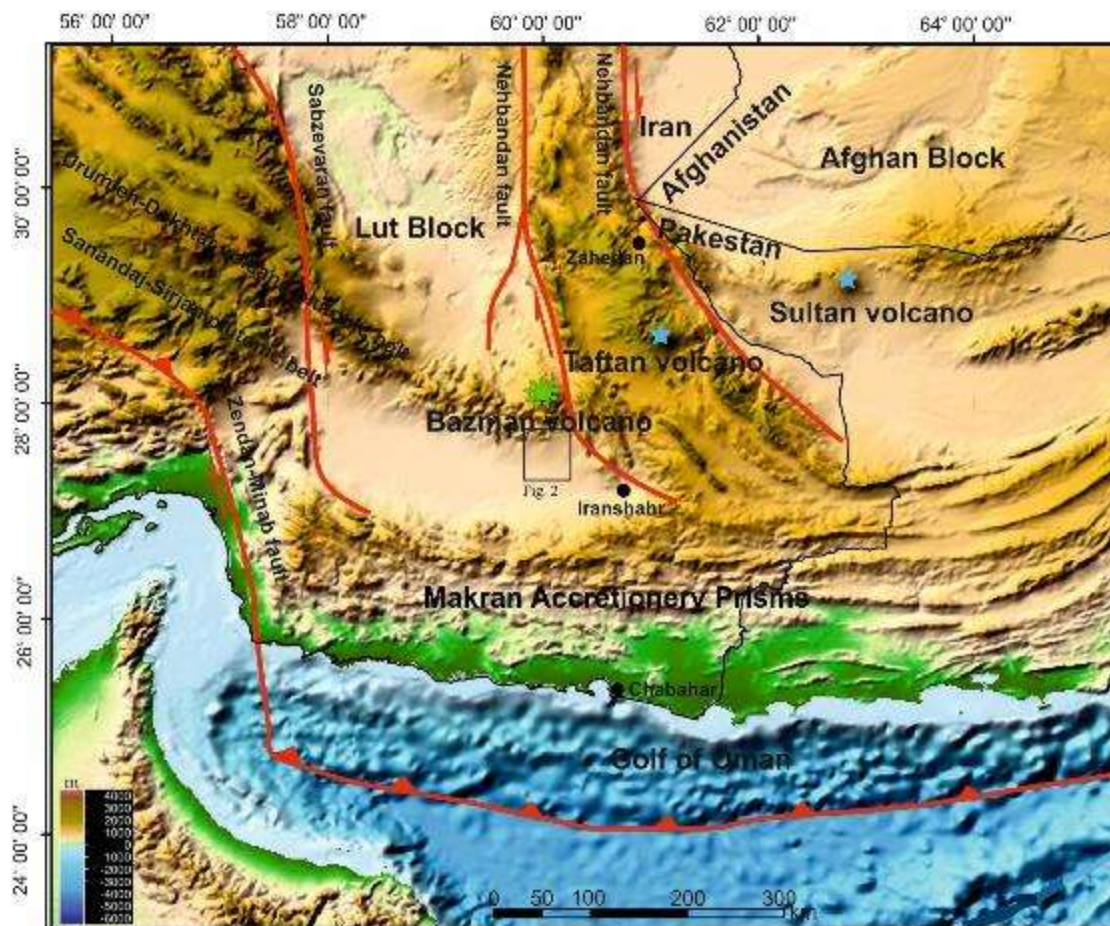
۶- در ائوسن فعالیت‌های ماگمایی و آتشفشانی شروع و تا زمان نئوژن ادامه داشت.

۷- در الیگوسن پایانی- میوسن دو بلوک به یکدیگر فشرده تر شدند که خود سبب چین خوردگی و بالاآمدگی و شکستگی فلیش ها در منطقه شده است.

۸- در اوایل کواترنری آتشفشان بزمان از داخل این فلیش ها سربرآورده است.

۲-۲-۱-۱- زمین شناسی ناحیه‌ای بزمان

آتشفشان بزمان در محدوده کمان ماگمایی مکران- چگای، میان پهنه لوت، حوضه فلیشی مکران و فرونشست جازموریان قرار می‌گیرد. کمان مکران - چگای از بخش جنوب خاوری ایران تا جنوب باختری پاکستان کشیده شده است. این کمان خاوری- باختری ۵۰۰ کیلومتر طول و ۱۵۰ کیلومتر عرض دارد. مرز جنوبی پهنه مکران دارای تحدبی به سوی جنوب است که به یک گودال ناودیسی ژرف به نام دالبد و منطقه فروافتاده جازموریان منتهی می‌شود (شیعیان و همکاران، ۲۰۱۵). قدیمی‌ترین واحدهای سنگی منطقه بزمان واحدهای رسوبی- تخریبی کربونیفر و سازند کربنانی جمال با سن پرمین هستند که توسط توده گرانیته بزمان با سن کرتاسه قطع شده است. واحدهای رسوبی- تخریبی ائوسن و میوسن به گونه کمر بند چین‌خورده گسلیده با روند شمال شمال باختری - جنوب جنوب خاوری در بخش خاوری آتشفشان بزمان رخنمون دارند. در بخش جنوبی آتشفشان، سنگ های آتشفشانی نئوژن و کواترنری گسترش دارند. سنگ‌های آتشفشانی جوان به حالت افقی یا شیب کم روی واحدهای قدیمی‌تر قرار گرفته‌اند (خلقی خسرقی و محمدی‌گل، ۲۰۰۵). آتشفشان بزمان به گونه یک آتشفشان استراتوولکانو است که در زمان کواترنری فوران‌های انفجاری و غیرانفجاری داشته است. مواد و سنگ‌های آتشفشانی بزمان روی واحدهای آتشفشانی نئوژن تشکیل شده‌اند. به این ترتیب و بر پایه مطالعات صحرایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه در دو گروه سنگ‌های آتشفشانی نئوژن و سنگ‌های آتشفشانی کواترنری طبقه‌بندی می‌شوند.



شکل ۲-۴- نقشه تکتونیکی ساده شده بزمان و مناطق مجاور. عکس پس زمینه از ETOPO1
(www.ngdc.noaa.gov/mgg/global) گرفته شده است.

۲-۲-۱-۱-۱- سنگ‌های آتشفشانی نئوژن

واحدهای آتشفشانی نئوژن طیفی از سنگ‌های گدازه‌ای، پیروکلاستیک و نیمه‌ثرف هستند که به گونه چین‌خورده، سالم یا دگرسان در زیر واحدهای آتشفشانی جوان بزمان رخنمون دارند. واحدهای آتشفشانی نئوژن از پایین به بالا شامل (۱) لاپیلی توف تا توف برش‌های صورتی (۲) توف برش به رنگ صورتی، خاکستری و قهوه‌ای (۳) گدازه‌های

آندزیتی با ستبرای ۳۰ تا ۱۰۰ متر (تقریبی) هستند.

۲-۲-۱-۱-۲-۲- توده‌های نیمه ژرف داسیتی

در بخش‌های مرکزی و خاوری آتشفشان بزمان، توده‌های نیمه ژرفی با ترکیب آندزیت - داسیت نمایان است. بر پایه ویژگی‌های صحرایی به نظر می‌رسد توده‌های نیمه‌ژرف در زیر سنگ‌های آتشفشانی کواترنری بزمان رخنمون دارند.

۲-۲-۱-۱-۲-۳- سنگ‌های آتشفشانی کواترنری بزمان

این سنگ‌های آتشفشانی از دهانه اصلی آتشفشان و یا دهانه‌های جانبی آتشفشان فوران کرده‌اند. بیشتر دهانه‌های جانبی آتشفشان در بخش شمالی و شمال خاوری آتشفشان تشکیل شده‌اند. سنگ‌هایی که از دهانه اصلی آتشفشان فوران کرده‌اند در پیرامون آن پراکنده شده و مساحتی بیش از ۳۰۰ کیلومتر مربع را پوشانده است. این واحدهای سنگی از قدیم به جدید شامل ۱) توف و برش‌های آتشفشانی (واحد Qt روی نقشه)، ۲) گدازه آندزیتی پورفیری صورتی- خاکستری رنگ (واحد Qa1)، ۳) گدازه آندزیتی خاکستری تیره تا سبز تیره (واحد Qa2) هستند. مجموعه یادشده توسط افقی از پومیس (واحد Qig) پوشیده شده است که به ویژه رخنمون مناسبی در دامنه های خاوری و جنوبی رأس قله دارد. جوان‌ترین افق‌های آتشفشانی بزمان گدازه‌هایی است که از دهانه‌های جانبی فوران کرده‌اند که روی نقشه آتشفشانی بزمان با عنوان Qa3 نمایش داده شده است. در شمال خاوری قله بزمان دهانه آتشفشانی بزرگی وجود دارد که با عنوان "بزمان بچه" در منطقه معروف است. مجرای اصلی خروج مواد مذاب روی بخش جنوبی دهانه جانبی قرار دارد که از آن بیش از یک میلیون مترمکعب گدازه‌های آندزیتی خارج شده است. بافت گدازه‌های این دهانه جانبی پورفیری و رنگ آن‌ها سرخ - قهوه‌ای است. افزون بر دهانه یادشده در شمال خاوری، در فاصله دورتری، سه دهانه آتشفشانی جانبی از نوع Cinder cone وجود دارد که بیشتر مواد خروجی آن‌ها با ترکیب بازالتی از نوع گدازه و اسکوری است. برخی از این دهانه‌های جانبی در دو مرحله

فعالیت داشته است در مرحله اول مواد آتشفشانی اسکوری از آن خارج شده است و در مرحله دوم گدازه‌های با بافت حفره‌دار از دهانه آن خارج شده است.

۲-۲-۱-۲- سنگ نگاری

بر پایه مطالعات صحرایی سنگ‌های آتشفشانی بزمان در دو گروه سنگ‌های آتشفشانی نئوژن و کواترنری طبقه بندی شده‌اند.

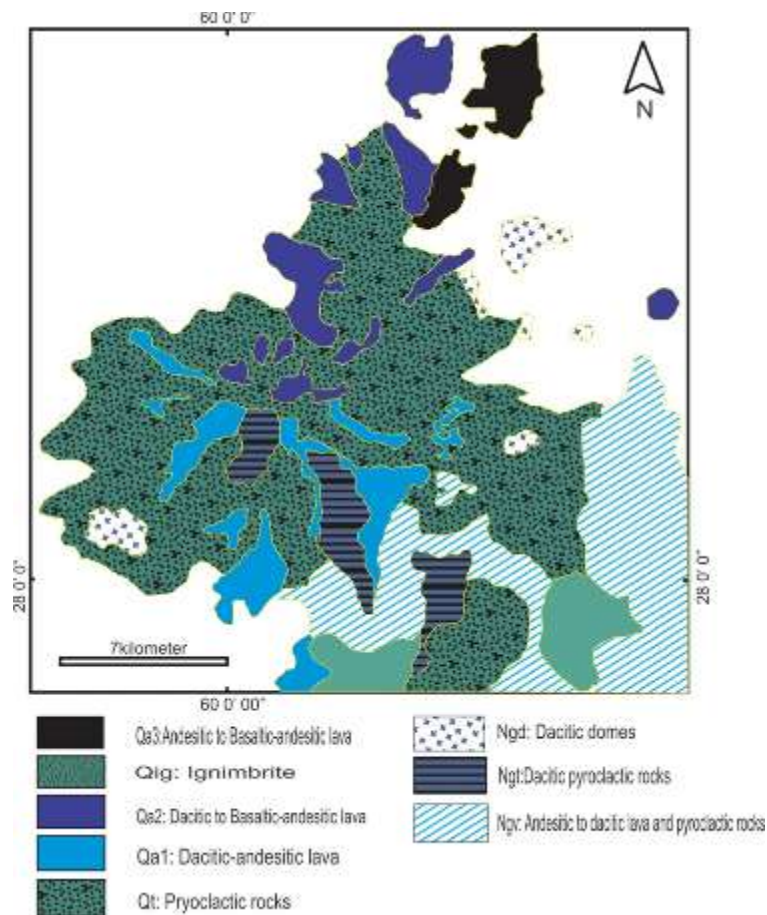
۲-۲-۱-۲- سنگ‌نگاری واحدهای نئوژن

واحدهای آتشفشانی نئوژن شامل گدازه‌های بازالت، آندزیت بازالتی، آندزیت و داسیت است. این سنگ‌ها بافت‌های پورفیریک، میکروپورفیری و تراکیتی دارند. در متن آن‌ها درشت بلورهای پلاژیوکلاز، آمفیبول، پیروکسن، به ندرت کوارتز به گونه شکل‌دار تا نیمه‌شکل وجود دارد. خمیره گدازه‌های نئوژن از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، آمفیبول و شیشه پدید آمده است. میکروولیت‌ها حالت جریان‌ی ضعیفی از خود نشان می‌دهند. کانی‌های کدر، کربنات و اکسیدهای آهن ثانویه نیز در برخی نمونه‌ها دیده می‌شود. توده‌های نیمه ژرف نئوژن در منطقه بزمان ترکیب داسیتی تا آندزیتی دارند. بافت این سنگ‌ها پورفیریک با خمیره میکروولیتیک و میکروگرانولار است. در متن این سنگ‌ها درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، هورنبلند و کوارتز وجود دارد. خمیره شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، هورنبلند و شیشه است. کانی‌های فرعی شامل کانی‌های اپاک و اسفن هستند. کانی‌های ثانویه به صورت اکسیدهای آهن، کربنات در برخی نمونه‌ها دیده می‌شود.

نمونه سنگ‌های مطالعه شده واحد Qt شامل گدازه و توف‌های داسیتی- آندزیتی است. که ویژگی‌های سنگی آن‌ها به شرح زیر است:

گدازه‌های آندزیتی دارای بافت پورفیریک، میکروپورفیریک و تراکیت می‌باشند. در متن این سنگ‌ها درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، هورنبلند و پیروکسن وجود دارد. خمیره این گدازه‌ها از کانی‌های ریز پلاژیوکلاز، کوارتز، هورنبلند و شیشه پدید آمده است. کانی‌های فرعی شامل کانی‌های آپاتیت، کدر و زیرکن به مقدار کم و جزیی در متن سنگ حضور دارند. کانی‌های ثانویه به صورت اکسیدهای آهن و کانی‌های رسی هستند. توف‌های آندزیتی دارای بافت پورفیریک و کلاستیک و سریت می‌باشند. قطعات سالم و شکسته بلورهای پلاژیوکلاز، کوارتز و هورنبلند به همراه شیشه در این سنگ‌ها دیده می‌شود. بر پایه اجزای تشکیل دهنده بیشتر توف‌های بزمان از نوع توف‌های بلورین - سنگی و برخی از آن‌ها سنگی - بلورین - شیشه‌ای هستند. نمونه سنگ‌های مطالعه‌شده از واحدهای Qa1 و Qa2 ترکیب آندزیتی تا داسیتی دارند. بافت این سنگ‌ها پورفیریک با خمیره میکرولیتیک تا شیشه‌ای است. در متن آن‌ها درشت‌بلورهای فراوان پلاژیوکلاز نمایان است. در این سنگ‌ها به مقدار کمتری درشت‌بلورهای هورنبلند، پیروکسن و کوارتز وجود دارد که از نظر اندازه از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز کمتر هستند ترکیب آن‌ها در حد لابرادوریت و آندزین است. خمیره از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و شیشه پدید آمده است. ترکیب گدازه‌های واحد Qa3 در حد آندزیت بازالتی، بازالت آندزیتی و الیوین بازالت است. بافت این گدازه‌ها از نوع پورفیریک و در برخی از سنگ‌ها تراکیتی با خمیره میکرولیتی و شیشه‌ای است. در این سنگ‌ها پیروکسن، پلاژیوکلاز و الیوین به صورت درشت‌بلور در متن سنگ حضور دارند. پیروکسن به‌گونه شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار ۲۰ تا ۶۰ درصد حجمی درشت‌بلورها و الیوین صفر تا ۳۰ درصد حجمی درشت‌بلورها را تشکیل می‌دهد. پلاژیوکلازها در صورت وجود، تا ۲۰ درصد حجمی درشت‌بلورها را تشکیل می‌دهند. خمیره از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، شیشه، پیروکسن و الیوین پدید آمده است. آپاتیت و کانی‌های کدر، کانی‌های فرعی سنگ هستند. اکسیدهای آهن، کانی‌های رسی، سریسیت، اپیدوت

کانی‌های ثانویه می‌باشند.



شکل ۲-۵- نقشه سنگ شناسی منطقه مورد مطالعه (تهیه شده توسط شیعیان و همکاران، ۲۰۱۵)

۲-۱-۲-۲- تکتونیک منطقه

از جنوب به شمال سه ویژگی مهم ژئومورفولوژیکی در حاشیه قاره مکران وجود دارد: (۱) منشأ انباشتی مکران از جنوب شرقی ایران و غرب پاکستان به دلیل فرورائش پوسته اقیانوس عمان در زیر صفحه اوراسیا گسترش می‌یابد (۲) فرورفتگی جازموریان که در جنوب بلوک لوت و شمال منشا انباشت (accretionary prism) مکران واقع شده

است ۳) زون استراتوولکانو با ترکیبات بازآلتی به ریولیتی قوس آتشفشانی که به منطقه فرورانش مکران مربوط است (Farhoudi and Karig, 1977).

جنوب ساحل مکران، یک ناحیه فرورانش شرق-غرب است که از تنگه هرمز در جنوب ایران تا گسل Ornach-Nal در پاکستان تداوم دارد. فرورانش در زیر این منطقه ممکن است در مزوزوئیک پسین و سنوزوئیک تا به امروز رخ داده باشد (Musson, 2009). ترکیبی از اطلاعات زمین‌شناسی، پتروشیمی و زمان‌سنجی برای دیوریت کالک-آلکال‌های بزمان به مجموعه نفوذی گرانیات که در جنوب شرقی ایران واقع شده است، نشان می‌دهد که این مجموعه به آغاز فرورانش پوسته اقیانوسی عمان در زمان کرتاسه پسین مربوط می‌شود (Berberian et al., 1982). نیروی محرکه هر دو صفحه همگرای عربی اوراسیایی و زون فرورانش غرب دریای عمان به زیر کمان مکران، باعث به وجود آمدن دریای سرخ و گسترش پشته‌های مرکزی شهاب (Shebab) شده است (Kukowski et al., 2000). همچنین یکی دیگر از پشته‌های مرکزی در حال گسترش را در Murray شناسایی کردند که نیروی اضافی بخش شمالی را برای فرورانش گوشه شرقی دریای عمان به زیر مکران فراهم می‌کند. Kukowski و همکاران (۲۰۰۰) این منطقه را Ormara microplate نامیده‌اند که به وسیله گسل Sonne به عنوان باقی مانده‌ای از دریای عمان جدا شده است (Musson, 2009). این گسل یک گسل امتداد لغز چپگرد است که بر حرکات متفاوت بین میکروپلیت Ormara انطباق دارد که به وسیله ی گسترش مرکزی پشته‌های Murray به سمت شمال راندگی دارد و دریای عمان که به وسیله پشته‌های شهاب با فاصله‌ای بیشتر به سمت شمال راندگی دارد. (Jackson et al., 1995) نشان داده‌اند که جهت حرکت صفحه در شرق مکران در مقایسه با بخش‌های دیگر ایران که جهتی شمالی شرقی دارند، شمال غربی است. همانطور که توسط (McCall, 2002) اشاره شد این همگرایی‌های شمال غربی می‌توانند مربوط به گسترش پشته‌های Murray در امتداد همین جهت باشند و آن‌ها با امتداد شمال-شمال شرق زون آتشفشان مکران به طول حدوداً ۵۰۰ کیلومتر سازگاراند. داده‌های مربوط به لرزه نگاری نشان می‌دهد که منطقه غرب مکران در ایران دارای فعالیت لرزه‌ای نیست یا فعالیت لرزه‌ای کم دارد، در حالی که به سمت شرق

در پاکستان، خوشه‌های لرزه‌ای وجود دارد (Jackson et al., 1995). تفاوت در حرکت صفحات از غرب به شرق نیز می‌تواند دلیلی بر اینکه چرا شرق مکران لرزه‌های بیشتری از غرب آن دارد، باشد (Musson, 2009). گسل‌های با راستای شمالی-جنوبی سرتاسر مرز بلوک لوت را دربرگرفته‌اند و باعث چین خوردن قوس مکران شده‌اند، همچنین مرزهای بخش‌های مختلف پوسته‌ی اقیانوسی که از جنوب فروانش کرده‌اند را شکل می‌دهند. بخش سنگ کره‌ی مکران شامل دو بلوک لوت در غرب و بلوک هلمند در شرق است که بوسیله زون سیستان از هم جدا شده‌اند. بر اساس نتایج به دست آمده از امواج زمین‌لرزه از سه زمین‌لرزه عمق متوسط اخیر در عمق‌های ۸۰، ۷۲ و ۵۸ کیلومتری در این منطقه، ظریفی پیچیدگی در منبع زلزله ۵۸ کیلومتری که در بخش جنوبی زون سیستان اتفاق افتاد را شناسایی کرد. این ممکن است نشان‌دهنده این باشد که زون سیستان، که در قسمت شرقی کمان مکران قرار دارد ضخامت پوسته آن کمتر باشد و با صفحه فرورو در عمق حدود ۵۸ کیلومتری مواجه شود (Zarifi, 2007).

در مقابل، پوسته قاره‌ای زیر بلوک لوت که در زیر آتشفشان بزمان که در بخش غربی این کمان قرار دارد، فقط ۴۰ کیلومتر ضخامت دارد (Dehghani and Makris, 1984). داده‌های ارائه شده توسط ظریفی (Zarifi, 2007) نشان می‌دهد که پوسته اقیانوسی در غرب مکران ظاهراً با زاویه‌ای حدود ۳۰ درجه به سمت استنوسفر خم می‌شود. در مقابل، در زیر مکران شرقی، پوسته اقیانوسی در ابتدا با زاویه‌ی شیبی در حدود ۸ درجه است که در جایی که به سمت استنوسفر در زیر بلوک هیلمند خم می‌شود به ۲۰ درجه می‌رسد (Engdahl and Villaseñor, 2002). ناهنجاری گرانشی هوای آزاد عمود بر دراز گودال در غرب مکران در مقایسه با شرق بیشتر منفی است، که بدان معنا است که زاویه‌ی شیب صفحه فرورو به زیر صفحه قاره‌ای در غرب نسبت به شرق تندتر است (Zarifi, 2007). تغییر در ناحیه با شیب فروروانش تند در غرب به سمت شرق با فروروانش ملایم‌تر در فاصله‌های بزرگتر از دراز

گودال آتشفشان‌ها در بخش‌های شرقی کمان مکران منعکس شده است.

۲-۲-۲- زمین‌شناسی ناحیه‌ای تفتان

محدوده مطالعاتی تفتان در نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ خاش قرار دارد. واحدهای چینه‌ای در منطقه تفتان شامل رخساره‌های رسوبی کربناته-آتشفشانی با سن مزوزوئیک و مجموعه به شدت تکتونیزه آمیزه رنگین (افیولیت ملانژ) است که حاوی بلوک‌هایی از واحدهایی به سن کرتاسه پسین است. در ائوسن رخساره‌های رسوبی، عمدتاً نهشته‌های تخریبی-کربناته فلیش گونه به همراه سنگ‌های آتشفشانی است که در بخش‌های گوناگون منطقه پراکنده شده‌اند و در پلیوسن شامل نهشته‌های قاره‌ای کنگلومرایی ماسه سنگی و مارن است (شکل ۲-۶). در بخش‌های جنوب غربی منطقه واحدهای نامبرده به طور گسترده توسط سنگ‌های آتشفشانی کوه تفتان پوشانده شده است.

بطور کلی زمین‌شناسی ناحیه‌ای تفتان شامل واحدهای زیر است:

۲-۲-۲-۱- واحد افیولیتی

این واحد به صورت یک کمپلکس عموماً در محدوده تحت پوشش نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ خاش رخنمون دارد. روند گسترش آن شمال شرقی-جنوب غربی است. پیکره اصلی این کمپلکس را سنگ‌های اولترابازیک تشکیل می‌دهند که با سایر اجزای این کمپلکس به شدت در هم آمیخته است. ارتباط رخساره‌ها و واحدها با یکدیگر به صورت گسله است و واحدها به شدت در هم پیچیده‌اند. سنگ‌های آذرین موجود در آمیزه رنگین در این منطقه شامل بلوک‌های گابروبی، هارزبورژیت سرپانتینی شده، هارزبورژیت، سرپانتینیت محدود لایه لایه، آمفیبولیت، گدازه‌های بالشی و اسپلیتی، نهشته‌های رادیولاریتی، بلوک‌های سنگ آهک با سن کرتاسه بالایی و سنگ‌های بازالتی اسپلیتی است.

در داخل زون های گسله و شکستگی های موجود در بعضی از مناطق آمیزه رنگی لیستونیت (Listvenite) تشکیل شده است. اثرات کانی سازی ملاکیت و آزوریت در ارتباط با این واحد در بعضی شکاف ها به صورت آلودگی مشاهده می شود.

۲-۲-۲-۲- واحد های کرتاسه پسین

این واحدها شامل کربنات و شیل هستند که در بخش شمالی منطقه به صورت تیغه ای شکل، با روند تقریباً شرقی- غربی تا شمال غربی- جنوب شرقی گسترش دارند. رخساره کربناته آن عبارتند از آهک پلاژیک بنفش تا خاکستری رنگ به همراه شیل های آهکی که به صورت شیل های مدادی مشخص می شوند. واحد سنگ های آتشفشانی زیر دریایی اسپیلیتی در بخش قاعده ای واحد سنگی آهکی قرار دارد. در بعضی از برونزدها به مجموعه سنگی نامبرده رسوبات فیلیشی اضافه می شود. وجود واحدهای فوق الذکر در منطقه دلیلی بر عمیق بودن حوضه کرتاسه فوقانی در این زمان است. میکروفسیل های موجود در آهک های پلاژیک، سن ما ستریشتین را برای این واحد نشان می دهد.

۲-۲-۲-۳- واحد های ائوسن

شامل نهشته های زیر است:

نهشته های فلیش گونه با رخساره پلیتیک: سنگ های این واحد عمدتاً شامل شیل های پلیتی دگرگون شده است که به وسیله گدازه های بازیک و شیل قرمز همراهی می شوند.

زیر واحدهای عمده آن عبارتند از شیل، مادستون های سبز و زیتونی رنگ، مادستون های دارای لامیناسیون، شیل های بنفش و سبز رنگ، ماسه سنگ های کربناته ریزدانه قرمز رنگ، ساب گریواک و متاگریواک. سن این واحد به ائوسن میانی تعلق دارد.

نهشته های کوارتز آرنایتی و شیلی: این واحد به طور عمده از رخساره های رسوبی تشکیل شده است.

سنگ های این واحد یکنواخت بوده و شامل ماسه سنگ، شیل و مادستون با سن ائوسن میانی است.

نهشته شیل متاپلیتیک: این واحد با یک روند شرقی- غربی در حاشیه شمالی کوه پایه های کوه تفتان قرار گرفته است. سنگ های اصلی تشکیل دهنده این واحد شامل شیل های پلیتی دگرگون شده، افق های نازک کربناته و سنگ های آتشفشانی با ترکیب بازیک و به صورت گدازه های بازالتی است. از دیگر زیر واحدها می توان به ماسه سنگ های قرمز و خاکستری و همچنین سنگ های آتشفشانی با ترکیب داسیت اشاره.

نهشته های آهکی: این نهشته ها از واحدهای ماسه سنگ آهکی و سنگ آهک نازک لایه تا متوسط لایه نومولیت دار و با سن ائوسن میانی- بالایی تشکیل شده است. افق های ماسه سنگی خاکستری تا قرمز روشن و لایه های میکروکنگلومرا نیز در این واحد دیده می شود.

نهشته های فلیشی: سنگ های عمده این واحد عبارتند از ماسه سنگ، شیل و سنگ آهک که به صورت شدیداً چین خورده و تکتونیزه شده قابل مشاهده است.

۲-۲-۴- واحدهای الیگوسن

یک توالی از نهشته های کنگلومرای و ماسه سنگی است که ساختمان ناودیس را در این منطقه تشکیل داده است. لایه های نازک کربناته در افق های ماسه سنگی و کنگلومرای سن الیگوسن را برای این واحد مشخص می کند. مرز پایینی آن با واحدهای تحتانی به صورت ناپیوسته زاویه دار است. در داخل کنگلومرا قطعات آتشفشانی- رسوبی ائوسن مشاهده می شود.

۲-۲-۵- واحدهای نئوژن

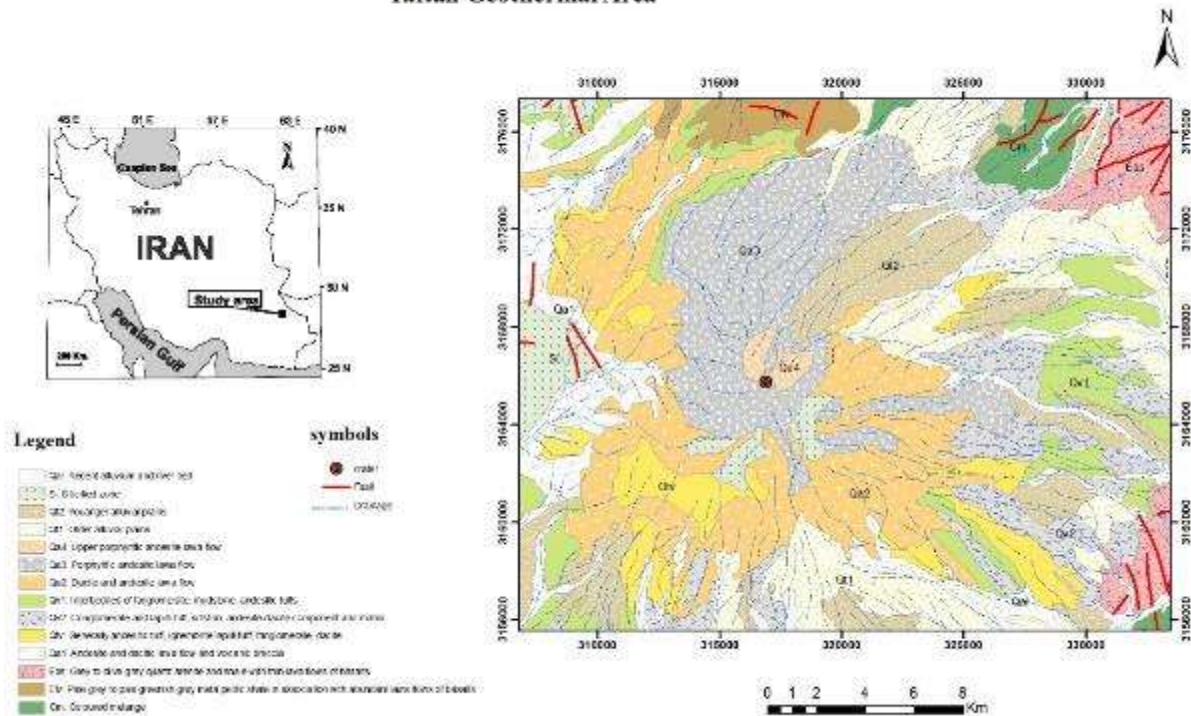
نهشته های نئوژن از دو رخساره قابل تفکیک شامل واحد ماسه سنگی و کنگلومرای تشکیل شده اند.

۲-۲-۵- واحدهای کواترنری

پهنه‌های آبرفتی که به طور عمده شامل رسوبات مخروط افکنه قدیمی، رسوبات مخروط افکنه جدید، واریزه‌ها، رسوبات رسی و سیلتی و رسوبات رودخانه‌ای در سطوح مختلف است. واحدهای اصلی و عمده تشکیل دهنده کواترنری در منطقه، کوه آتشفشان تفتان است که فعالیت آن به صورت گدازه‌های جریان‌ی و سنگ‌های آذرآواری گسترش دارد.

مخروط آتشفشان تفتان: محصولات فعالیت این آتشفشان به صورت سنگ‌های آذرآواری و گدازه‌ای است. گدازه‌های جریان‌ی ترکیب آندزیتی و داسیتی دارند. رخساره آذرآواری ترکیب اسیدی و ایگنمبریتی دارد. واحدهای آذرآواری دارای یک تنوع رخساره‌ای است. سنگ‌های این واحد پیروکلاستیک به صورت توف‌های آندزیتی، لاپیلی توف، فانگلو، ایگنمبریت و گدازه‌های داسیتی است.

Taftan Geothermal Area



شکل ۲-۶- نقشه زمین شناسی منطقه تفتان (مهرپرتو و پادیار، ۱۳۸۲؛ افتخارنژاد، ۱۹۸۴)

۲-۲-۳- زمین شناسی منطقه ای تفتان

مطالعات صحرایی، سنگ شناسی و ژئوشیمیایی انجام شده بر روی نمونه های سنگی مختلف آتشفشان تفتان، ترکیب آندزیتی تا داسیتی همراه با سری ماگمایی نیمه قلیایی را نمایان می سازد (بومری، ۱۳۸۳). بیشتر سنگ های این آتشفشان تنوع کانیایی نداشته و اغلب حاوی پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، هورنبلند و پیروکسن هستند (بومری، ۱۳۸۴). سازندهای سنگی تفتان شامل سه بخش سازندهای پیش، همزمان و پس از فوران است که به شرح زیر تقسیم بندی می شوند (بیابانگرد و مرادیان ۱۳۸۸).

سازندهای پیش از فعالیت آتشفشانی: این سازندها که در اطراف و پی سنگ تفتان با گسترش و ستبرای متفاوت واقع می شوند، بیشتر شامل مجموعه های آمیزه های رنگین، نهشته های فلیشی ائوسن، نهشته های

الیگوسن و نئوزن هستند.

واحدهای سنگی حاصل از فعالیت آتشفشانی تفتان: محصولات آتشفشانی تفتان فراوان و بسیار پیچیده است که در یک نگاه کلی از قدیم به جدید می توان آن ها را به صورت گدازه های بازالتی اطراف تفتان، نهشته های ریز شی، جریانی، خیزابی، مجموعه های نفوذی و آنکلاوها، سایر نهشته ها (نهشته های گوگردی، لاهار، اگلومرا، برش ها، اپی کلاستیک ها و آذرآواری) و نهشته های کانساری تقسیم بندی کرد.

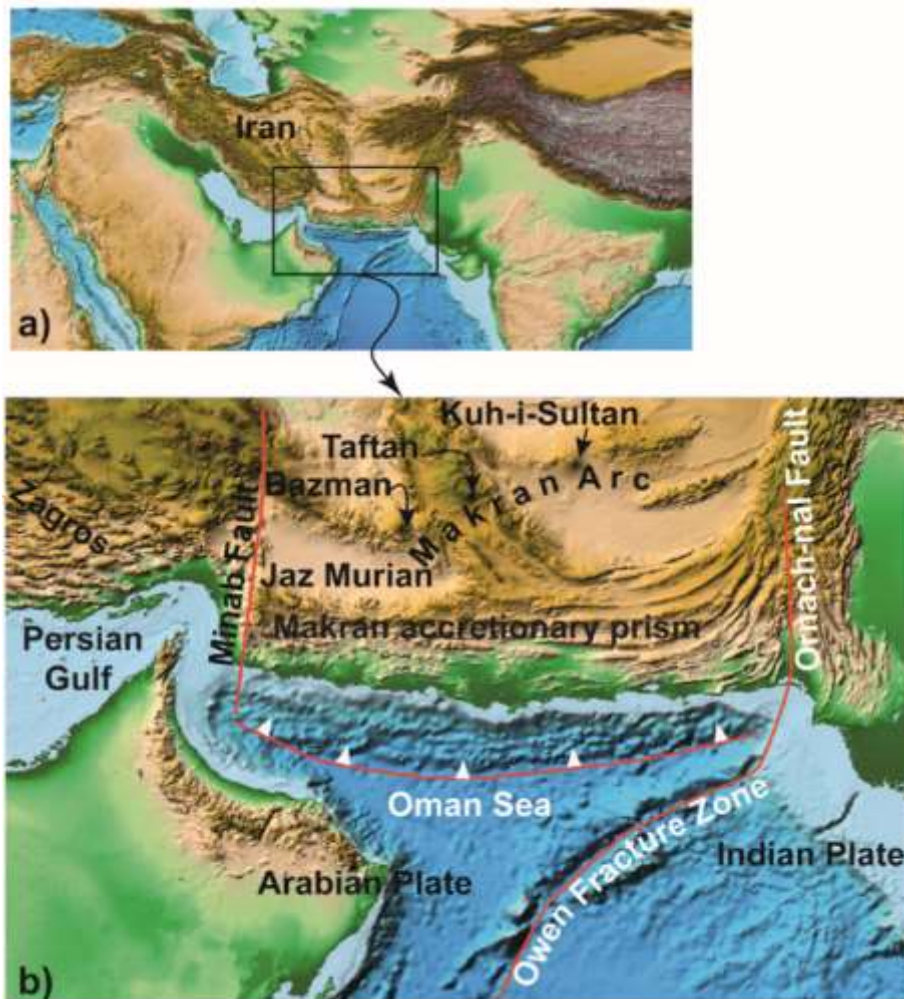
سنگ های پس از فعالیت تفتان: این مجموعه ها بیشتر شامل دگرسانی و جابه جایی های قطعه های آتشفشانی بوده و در ادامه مرتبط با فعالیت های آتشفشانی هستند. زون های دگرسان شده تفتان با گسترش قابل توجه در بیشتر واحدهای آتشفشانی مشاهده می شوند. حجم عمده واحدهای دگرسان شده را توف های اسیدی تا حدواسط تشکیل داده اند. عامل مهم دگرسانی، محلول های گرمابی آتشفشان و تداوم آنها است. دگرسانی نوع آرژیلیک رایج ترین دگرسانی مشاهده شده در منطقه تفتان است.

سنگ های آتشفشان تفتان نسبت به کندریت ها و گوشته اولیه، به شدت از عناصر ناسازگار مانند REE, Th, Sr K, Rb غنی شده اند (بومری و همکاران، ۱۳۸۳). این آتشفشان احتمالاً در یک ساختار تکتونیک فعال حاشیه قاره ای از گوشته غنی شده و با مشارکت مواد پوسته ای تکامل یافته است.

۲-۲-۴- ماگماتیسزم مکران

منطقه مکران در سال های گذشته کانون توجه مطالعات زیادی از جنبه های مختلف علم زمین شناسی بوده است. بطوری که از نظر لرزه شناسی (بایرن و همکاران، ۱۹۹۲)، ژئومورفولوژی و مطالعات سطحی (حقی پور و بورگ، ۲۰۱۴)، تکتونیک (بورگ و همکاران، ۲۰۱۳؛ دولتی و بورگ، ۲۰۱۳)، زمین شناسی ناحیه ای (مک کال، ۲۰۰۲)، سنگ های رسوبی (محمدی و همکاران، ۲۰۱۶)، زیست محیطی (شاگری و همکاران، ۲۰۰۸) و پتروولوژی سنگهای آذرین (پانگ و همکاران، ۲۰۱۴؛ هونزیکر و همکاران، ۲۰۱۵) در سال های گذشته تحقیقات

متعددی بر روی آن انجام شده است.



شکل ۲-۷ (a) موقعیت ایران و زون مکران در نوار کوهزایی آلپ- هیمالیا. (b) موقعیت قوس ماگمایی مکران و مراکز آتشفشانی آن در شمال منشورهای بهم افزوده.

قوس ماگمایی مکران با امتداد تقریبی شرقی- غربی به موازات روند کلی منشورهای بهم افزوده مکران تشکیل شده است (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱). منشورهای بهم افزوده مکران که خود شاهدهی از یک منطقه فرورانشی از زمان کرتاسه تا حال حاضر است، با طول حدود ۱۰۰۰ کیلومتر از جنوب شرق ایران تا جنوب پاکستان ادامه

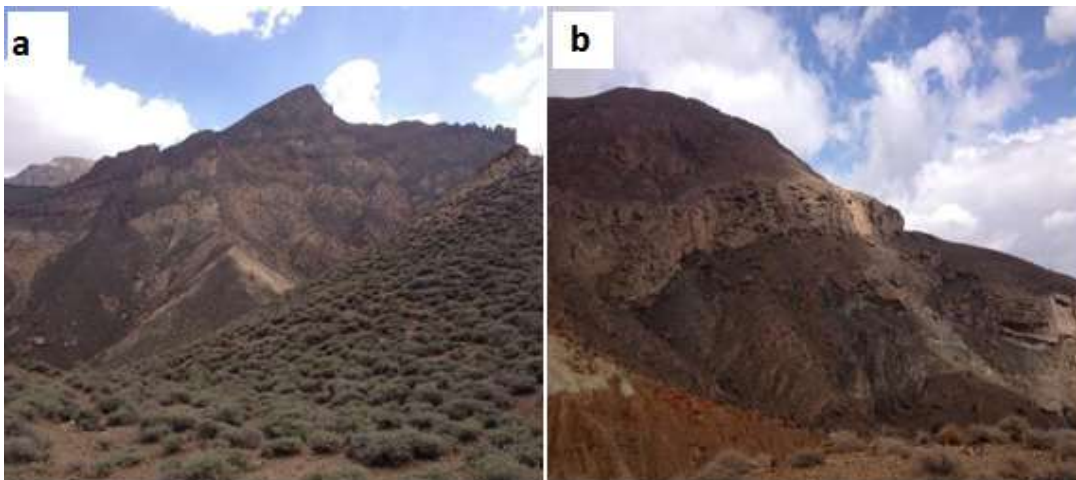
دارد. در امتداد دراز گودال فرورانشی مکران لیتوسفر اقیانوسی دریای عمان که بخشی از پلیت عربی است به زیر حاشیه جنوبی اورازیا فرورانش کرده که این فرایند در حال حاضر نیز ادامه دارد (درکورت و همکاران، ۱۹۸۶؛ مک کال و کید، ۱۹۸۲) (شکل ۲-۷). قوس ماگمایی مکران دربرگیرنده حجم قابل توجهی از سنگ های آذرین خروجی و همچنین برخی توده های نفوذی است. این قوس دربرگیرنده قله های آتشفشانی مهمی از جمله آتشفشان های بزمان و تفتان در ایران و کوه سلطان در پاکستان است. این مراکز آتشفشانی در ارتباط با فرورانش فعال زون مکران ایجاد شده اند (فرهودی و کریگ، ۱۹۷۷؛ پانگ و همکاران، ۲۰۱۴؛ سعادت و استرن، ۲۰۱۱؛ بیابانگرد و مرادیان، ۲۰۰۸).

کوه آتشفشانی تفتان، از نظر موقعیت زون های ساختاری، در محدوده زون جوش خورده سیستان (Sistan suture zone) قرار می گیرد. این کوه آتشفشانی با ارتفاع حدود ۴۰۰۰ متر یکی از مرتفع ترین قله منطقه و نیز ایران است. با توجه به موقعیت کوه تفتان در محدوده زون جوش خورده سیستان، مجموعه سنگ های این زون به عنوان قاعده آتشفشان تفتان محسوب می شوند.

زون جوش خورده سیستان دربرگیرنده محدوده ای با روند شمالی- جنوبی به عرض حدود ۲۰۰ کیلومتر و درازای حدود ۸۰۰ کیلومتر از شمال بیرجند تا زاهدان است. از نظر زمین شناسی، زون جوش خورده سیستان در بین خرده بلوک های قاره ای لوت (در غرب) و افغان (در شرق) است. این زون حاصل بسته شدن شاخه ای از حوضه اقیانوسی نئوتتیس (در بین بلوک های لوت و افغان) است و از آنجا که سنگ های قدیمتر از کرتاسه در این زون یافت نشده تصور می رود که این حوضه اقیانوسی در کرتاسه باز شده است. واحدهای سنگی زون جوش خورده سیستان شامل رخنمون های افیولیتی (پریدوتیت های گواشته ای، اولترامافیک و مافیک های پوسته ای و رسوبات همراه همچون آهک پلاژیک و رادیولاریت های متعلق به بالاترین بخش سکانس پوسته اقیانوسی) دگرگونه های درجات مختلف همچون شیست آبی و اکلوژیت تا دگرگونه های ضعیف و بسیار ضعیف همچون شیست سبز و فیلیت، سنگ های آذرین ولکانیک و پلوتونیک کرتاسه تا کواترنر و نیز واحدهای رسوبی زمان های مختلف است (دلآوری و همکاران، ۲۰۱۴).

در قاعده آتشفشان تفتان مجموعه ای از لیتولوژی های مختلف زون جوش خورده سیستان عمدتاً شامل واحدهای کرتاسه فوقانی تا ائوسن از جنس رخنمون های افیولیتی، رسوبات ماسه سنگی تا شیلی، فلیش، فیلیت و یکسری سنگ های آتشفشانی دیگر قرار گرفته است (آقانباتی، ۱۹۹۴).

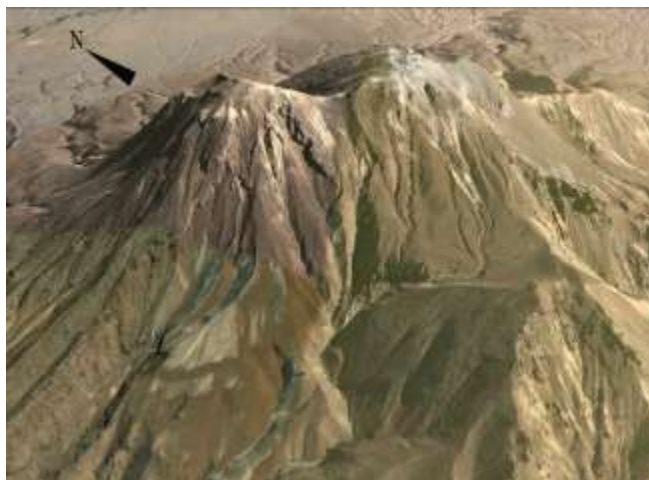
از دیدگاه مطالعات ولکانولوژی، بطور کلی تفتان یک استراتوولکان است. به عبارت دیگر فعالیت آتشفشانی تفتان طی مراحل مختلف صورت گرفته که هم بصورت فعالیت انفجاری و هم بصورت خروج آرام گدازه بوده است. این فعالیت ها بصورت تناوبی از واحدهای آذرآواری و گدازه ای دیده می شود. با توجه به نوع فعالیت این آتشفشان مراحل متعددی از خروج مواد پیروکلاستیک و گدازه در آن ثبت شده است که بصورت تناوبی از واحدهای مختلف قابل مشاهده است (شکل ۲-۸). در قاعده تفتان نهشته های پیروکلاستیک، برش آتشفشانی و ایگنیمبریتی دیده می شود (شکل ۲-۹). سپس بر روی این واحدها، مراحل متعددی از خروج مواد بصورت روانه های گدازه ای وجود دارد که جنس آنها عمدتاً آندزیتی تا داسیتی بوده که اینها نیز بصورت میان لایه با واحدهای مختلف توف، لاپیلی توف و ایگنیمبریتی رخنمون دارند (شکل ۲-۱۰). قله آتشفشانی تفتان در حال حاضر دارای دو دهانه است (شکل ۲-۱۱) که در یکی از دهانه ها فعالیت فومرولی و خروج گازهای گوگردی بصورت فعال مشاهده می شود (شکل ۲-۱۲). با توجه به ضخامت نهشته های تخریبی در دامنه تفتان که به ده ها متر نیز می رسد، و نیز حضور دره های V شکل با دیواره های تند و پر شیب به نظر می رسد که کوه تفتان تحت تأثیر فعالیت های فرسایشی شدید نیز قرار گرفته است. حضور نهشته های پیروکلاستیک (توف، برش پیروکلاستیک و پومیس) که مقاومت چندانی در مقابل فرسایش ندارند قطعاً عامل مهمی در جهت تقویت فرسایش پذیری این سنگ ها بوده است.



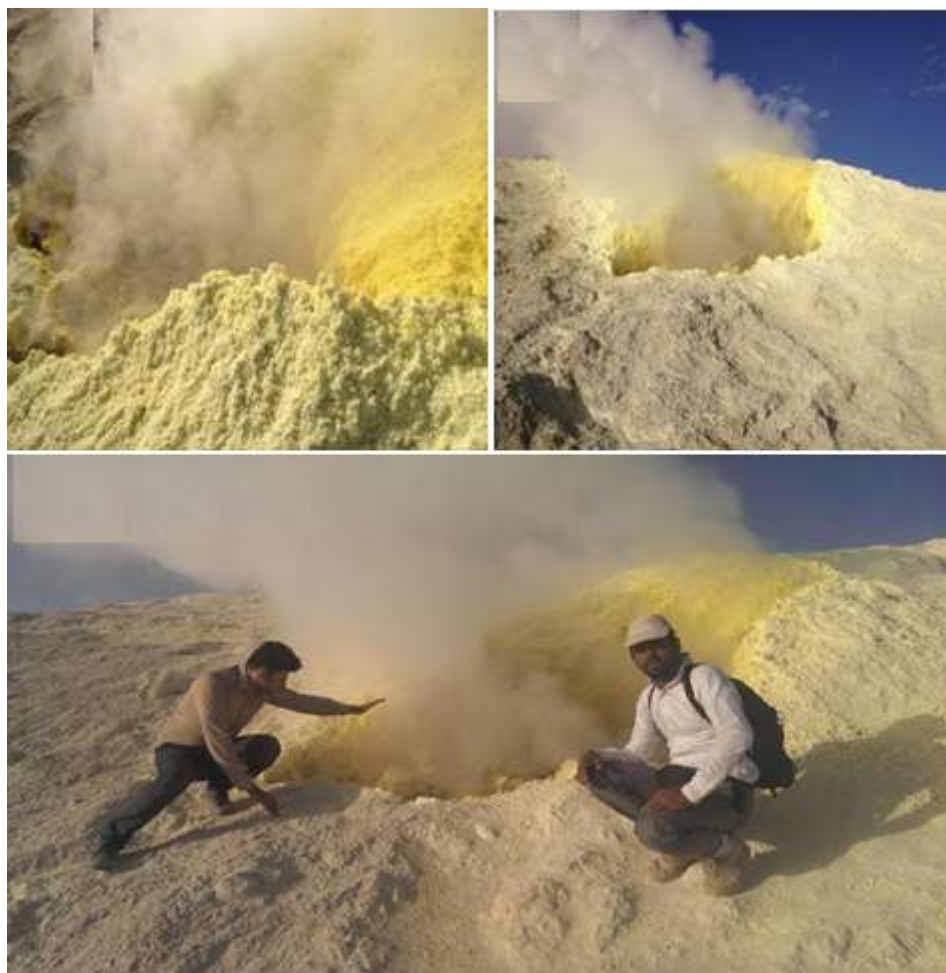
شکل ۲-۸- a) دورنمایی از تناوب واحدهای مختلف روانه ای (تیره رنگ) و پیروکلاستیک (رنگ روشن) که نشان دهنده تناوب مراحل مختلف فعالیت استراتوولکان تفتان است. واحدهای روانه ای نشان دهنده خروج آرام گدازه و واحدهای پیروکلاستیک حاصل فعالیت انفجاری است. b) نمایی نزدیک از چینه بندی واحدهای مختلف لیتولوژیکی در نتیجه مراحل مختلف فوران.



شکل ۲-۹- تصویری از ایگنیمبریت های تفتان که حالت جوش خوردگی و جریان یافتگی (بافت اوتاکسیتی) را نشان می دهند.



شکل ۲-۱۰- دورنمایی از قله آتشفشانی تفتان (برگرفته از تصویر سه بعدی Google Earth). دهانه های تفتان در این تصویر قابل مشاهده است.



شکل ۲-۱۱- فعالیت فومرولی تفتان و خروج گازهای گوگردی از یکی از دهانه های آتشفشان تفتان

از نظر سن ولکانیسم، آتشفشان تفتان در محدوده زمانی نئوژن - کواترنری فعالیت نموده است. پانگ و همکاران (۲۰۱۴) با روش اورانیم-سرب (U-Pb) سن 0.1 ± 3.4 تا 0.1 ± 0.8 میلیون سال را گزارش کرده اند که نشان دهنده فعالیت تفتان در محدوده پلیوسن-کواترنری است. البته بیابانگرد و مرادیان (۲۰۰۸) سن قدیمتر نیز گزارش کرده اند. بر اساس سنجی ایزوتوپی به روش پتاسیم-آرگون که توسط این محققان انجام شده، سن 0.72 ± 6.95 تا 0.3 ± 0.71 میلیون سال بدست آمده است.

همانطور که در ادامه در بحث ژئوشیمی نشان داده می شود تنوع ژئوشیمیایی سنگ های آتشفشانی تفتان چندان قابل توجه نبوده و ترکیب غالب سنگ ها در محدوده حدواسط آندزیت تا داسیت قرار می گیرد. با اینحال بخاطر تغییرات در شرایط فوران و نیز آلتراسیون ثانویه، واحدهای سنگی رنگهای متنوعی در سطح رخمون یا در نمونه دستی نشان می دهند. واکنش سنگ های آتشفشانی با سیالات هیدروترمال در برخی از بخش ها توسعه زیادی داشته و دگرسانی کائولینیتی و آرژیلیتی گسترده ای را نتیجه داده است. این فعالیت ها می تواند با حضور سیالاتی که نسبتاً اسیدی بوده و pH پایین دارند نیز تشدید شود. در کوه تفتان کانه زایی مس بصورت مالاکیت و آزوریت نیز بصورت پراکنده دیده می شود که پدیده معمول در این نوع از آتشفشان ها با توجه به جایگاه تکتونیکی آنهاست.



شکل ۲-۱۲- واحدهای آواری کواترنر در دامنه تفتان که بر اثر فرسایش، حمل و رسوبگذاری مجدد سنگ های آتشفشانی تفتان تشکیل شده است.

۲-۳- هواشناسی و هیدرولوژی منطقه تفتان

در این بخش کلیاتی در خصوص وضعیت و نوع ریزش های جوی در محدوده مطالعاتی، تغییرات دما و نوع اقلیم منطقه بر اساس نزدیکترین ایستگاه هواشناسی بیان می شود و در صورت امکان رژیم ماهانه بارندگی و دما و همچنین مقادیر حدی دما نیز مورد ارزیابی اجمالی قرار می گیرد.

۲-۳-۱- بارندگی

در این محدوده مطالعاتی برای بررسی بارش منطقه از داده های ایستگاه خاش استفاده شده است (جدول ۲-۱). نوع بارش در این ایستگاه، باران و دوره آماری آن از سال ۳۲-۱۳۳۱ تا ۸۵-۱۳۸۴ می باشد.

با توجه به اطلاعات شرح داده شده در جدول فوق در طی دوره آماری، بالاترین میانگین بارندگی ماهانه مربوط به اسفند ماه (۳۴/۰۱ میلی متر) و کمترین میانگین بارندگی ماهانه مربوط به شهریور ماه (۰/۹۲ میلی متر) می باشد.

92

۲-۳-۲- تبخیر

در این محدوده مطالعاتی با توجه به واقع بودن ایستگاه تبخیر سنجی خاش در محدوده برای ارزیابی میزان تبخیر، از داده‌های ایستگاه خاش استفاده شده است. دوره آماری در این ایستگاه از سال ۷۲-۱۳۷۱ تا ۸۵-۱۳۸۴ می‌باشد (جدول ۲-۲).

جدول ۲-۲- اطلاعات تبخیر ایستگاه خاش طی سالهای ۷۲-۱۳۷۱ تا ۸۵-۱۳۸۴

آمار تبخیر ماهانه و سالانه بر حسب میلیمتر												
کد فرم: ۱۹-۴۳												
نام حوضه آبریز:	سراب گزو:	کد حوضه آبریز:										
نام ایستگاه:	خاش (سنوینیک):	کد ایستگاه:										
سال:	مهر:	آبان:	آذر:	دی:	بهمن:	اسفند:	فروردین:	اردیبهشت:	خرداد:	تیر:	مرداد:	شهریور:
۱۳۷۱-۷۲	۴۵۱/۰۰	۱۷۹/۵۰	۵۰۷/۸۰	۸۶/۳۰	۱۷۵/۶۰	۲۲۳/۳۰	۲۹۹/۳۰	۴۲۰/۶۰	۴۶۱/۰۰	۵۰۳/۳۰	۴۶۱/۴۰	۴۵۴۰/۷۰
۱۳۷۲-۷۳	۴۳۹/۴۰	۱۷۸/۰۰	۵۹/۵۰	۸۵/۶۰	۹۹/۷۰	۱۴۷/۶۰	۲۸۷/۸۰	۴۴۵/۹۰	۴۶۱/۸۰	۴۴۷/۷۰	۴۶۴/۴۰	۴۸۶/۰۰
۱۳۷۳-۷۴	۴۵۰/۹۰	۱۷۹/۸۰	۴۴/۹۰	۱۰۴/۴۰	۱۶۸/۳۰	۱۵۴/۳۰	۳۱۵/۰۰	۴۴۵/۳۰	۴۷۶/۷۰	۴۵۴/۷۰	۴۶۸/۰۰	۴۴۵/۰۰
۱۳۷۴-۷۵	۴۷۵/۶۰	۱۶۷/۹۰	۴۵/۳۰	۷۱/۳۰	۴۴/۴۰	۱۲۰/۰۰	۲۵۵/۰۰	۴۴۷/۳۰	۴۷۳/۴۰	۴۴۶/۱۰	۴۴۱/۵۰	۴۷۰/۱۰
۱۳۷۵-۷۶	۴۶۳/۳۰	۱۴۱/۱۰	۱۰۶/۱۰	۹۸/۶۰	۹۵/۰۰	۱۵۱/۳۰	۴۸۶/۰۰	۴۴۷/۹۰	۴۳۸/۵۰	۴۸۱/۷۰	۴۲۶/۹۰	۴۴۱/۱۰
۱۳۷۶-۷۷	۴۱۳/۶۰	۱۲۹/۳۰	۸۱/۶۰	۸۸/۸۰	۹۶/۴۰	۴۹/۷۰	۴۹۲/۸۰	۴۸۳/۳۰	۴۱۵/۰۰	۴۷۵/۶۰	۴۲۴/۴۰	۴۷۰/۸۰
۱۳۷۷-۷۸	۴۶۰/۹۰	۱۶۵/۶۰	۱۴۸/۳۰	۱۲۰/۳۰	۱۵۱/۸۰	۵۰/۴۰	۳۱۷/۵۰	۴۹۸/۶۰	۴۹۸/۹۰	۴۱۷/۹۰	۴۶۶/۳۰	۴۱۷/۵۰
۱۳۷۸-۷۹	۴۵۶/۰۰	۱۷۷/۳۰	۹۸/۲۰	۱۲۴/۷۰	۶۶/۶۰	۷۱۳/۱۰	۷۵۳/۷۰	۴۸۸/۹۰	۴۹۵/۸۰	۴۹۸/۳۰	۴۴۱/۷۰	۴۴۱/۵۰
۱۳۷۹-۸۰	۴۴۷/۲۰	۱۴۰/۴۰	۷۶/۸۰	۱۲۵/۳۰	۱۱۵/۰۰	۲۴۶/۹۰	۴۴۰/۰۰	۴۶۱/۶۰	۴۴۷/۸۰	۴۴۴/۶۰	۴۴۲/۱۰	۴۴۲/۶۰
۱۳۸۰-۸۱	۴۶۵/۴۰	۱۹۰/۱۰	۱۲۶/۸۰	۵۶/۳۰	۱۲۴/۶۰	۱۸۵/۴۰	۴۴۸/۶۰	۴۸۲/۸۰	۴۴۲/۳۰	۴۵۲/۸۰	۴۴۹/۰۰	۴۴۱/۴۰
۱۳۸۱-۸۲	۴۶۱/۲۰	۱۴۴/۹۰	۴۰/۰۰	۱۰۴/۶۰	۱۰۹/۰۰	۱۹۵/۵۰	۴۴۱/۲۰	۴۴۱/۹۰	۴۵۰/۷۰	۴۵۱/۵۰	۴۵۰/۹۰	۴۰۴/۷۰
۱۳۸۲-۸۳	۴۶۴/۹۰	۱۵۵/۴۰	۷۴/۴۰	۹۶/۳۰	۱۴۰/۴۰	۲۷۱/۵۰	۴۷۲/۶۰	۴۴۶/۵۰	۴۷۱/۴۰	۴۹۵/۴۰	۴۶۵/۶۰	۴۴۴/۹۰
۱۳۸۳-۸۴	۴۶۱/۰۰	۱۸۳/۷۰	۱۱۶/۴۰	۹۵/۱۰	۱۱۰/۱۰	۱۶۰/۳۰	۴۰۱/۳۰	۴۵۴/۷۰	۴۸۳/۶۰	۴۷۷/۴۰	۴۶۸/۶۰	۴۶۶/۷۰
۱۳۸۴-۸۵	۴۶۵/۸۰	۱۶۵/۳۰	۱۱۷/۵۰	۸۹/۶۰	۹۲/۳۰	۲۶۵/۳۰	۴۵۸/۵۰	۴۴۰/۷۰	۴۶۱/۹۰	۵۰۳/۹۰	۴۰۷/۰۰	۴۰۷/۰۰
حداکثر	۴۷۵/۶۰	۱۹۰/۱۰	۴۵/۳۰	۱۲۵/۴۰	۱۲۵/۶۰	۲۷۱/۵۰	۴۷۲/۶۰	۴۸۸/۹۰	۴۹۵/۸۰	۵۰۳/۹۰	۵۰۴/۹۰	۴۰۷/۰۰
حداقل	۴۱۳/۶۰	۱۴۱/۱۰	۴۰/۰۰	۵۶/۳۰	۴۴/۴۰	۴۹/۷۰	۴۵۵/۰۰	۴۴۷/۳۰	۴۳۸/۵۰	۴۸۱/۷۰	۴۲۴/۴۰	۴۷۰/۸۰
میانگین	۴۵۵/۴۴	۱۶۴/۴۸	۹۳/۴۶	۹۶/۶۴	۱۰۹/۱۹	۱۷۴/۰۴	۳۱۵/۵۵	۴۱۸/۸۶	۴۴۴/۱۲	۴۶۱/۴۹	۴۵۸/۹۱	۴۵۴/۴۱

همان طور که در جدول فوق مشاهده می شود، در این ایستگاه در طی سال های ۷۲-۱۳۷۱ تا ۸۵-۱۳۸۴ بیشترین مقدار میانگین تبخیر در تیر ماه به مقدار ۴۶۱/۴۹ میلی متر و کمترین مقدار آن حدود ۹۳/۴۶ میلی متر در آذر ماه می‌باشد. به طور کلی حداکثر و حداقل مقدار تبخیر طی این سال ها به ترتیب به ماه های تیر و آذر تعلق دارد.

۲-۳-۳- دما

آمار و اطلاعات میانگین دما بر اساس آمار سالهای ۳۱-۱۳۳۰ تا ۸۵-۱۳۸۴ ایستگاه هواشناسی خاش به طور خلاصه در جدول ۲-۳ آمده است.

در طی سالهای آماری مذکور حداقل متوسط دمای ماهانه در دی ماه سال ۵۲-۱۳۵۱ (حدود ۲/۴۰ درجه سانتیگراد) رخ داده و حداکثر متوسط دمای ماهانه متعلق به تیر ماه سال ۳۸-۱۳۳۷ (حدود ۳۱/۴۰ درجه سانتیگراد) می باشد. در کل دوره آماری بیشترین میانگین دما به تیرماه (۲۹/۵۹ درجه سانتیگراد) و کمترین میانگین دما به دی ماه (۷/۹۳ درجه سانتیگراد) تعلق دارد.

با توجه به میانگین بارش سالانه ایستگاه خاش برابر ۱۴۸/۷۰ میلی متر، میانگین حداقلهای دما در سردترین ماه سال برابر ۵/۱- درجه سانتیگراد و میانگین حداکثرهای دما در گرمترین ماه سال برابر ۴۰/۲۰ درجه سانتیگراد می باشد. اقلیم محدوده خاش بر اساس اقلیم نمای آمبرژه اقلیم خشک سرد تشخیص داده شده است.

جدول ۲-۳- اطلاعات دما از ایستگاه خاش طی سالهای ۳۱-۱۳۳۰ تا ۸۵-۱۳۸۴

آمار درجه حرارت ماهانه ایستگاههای کليما تولوژی بر حسب سانتیگراد

شماره گروه خاش کليما تولوژی													کد حوضه آبریز کد ایستگاه	۵۳۱۲۴۲/۰۰ ۶-۸۵۷۰/۰۰	کد فرم : ۹-۰۰۰-۹۷
سال آبی	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	سالانه		
۱۳۳۱-۳۲	۶۵/۰	۱۴/۵۰	۷/۳۰	۷/۱۰	۱۴/۲۰	۱۴/۲۰	۱۷/۷۰	۲۴/۲۰	۲۷/۸۰	۲۸/۸۰	۲۵/۹۰	۲۱/۸۰	۱۸/۴۹		
۱۳۳۲-۳۳															
۱۳۳۳-۳۴															
۱۳۳۴-۳۵															
۱۳۳۵-۳۶															
۱۳۳۶-۳۷	۱۸/۲۰	۱۴/۸۰	۱۰/۷۰	۷/۱۵	۸/۹۰	۱۵/۲۰	۲۰/۳۰	۲۴/۳۰	۲۸/۲۰	۲۹/۲۰	۲۷/۲۰	۲۴/۱۰	۱۹/۲۴		
۱۳۳۸-۳۹	۲۰/۸۰	۱۶/۸۰	۱۰/۸۰	۸/۱۰	۱۴/۳۰	۱۴/۰۰	۱۸/۱۰	۲۴/۱۰	۲۹/۱۰	۲۹/۸۰	۲۸/۷۰	۲۴/۶۰	۱۸/۸۳		
۱۳۳۹-۴۰	۱۹/۱۵	۱۴/۹۰	۱۴/۸۰	۸/۱۰	۱۴/۲۰	۱۴/۱۰	۱۸/۱۵	۲۴/۷۰	۲۹/۱۵	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۸/۹۶		
۱۳۴۰-۴۱	۱۸/۱۰	۱۴/۹۰	۱۰/۰۰	۸/۱۰	۱۴/۲۰	۱۴/۲۰	۱۸/۳۰	۲۴/۳۰	۲۹/۸۰	۲۹/۲۰	۲۸/۱۰۰	۲۴/۱۰۰	۱۸/۱۵		
۱۳۴۱-۴۲	۱۶/۸۰	۱۴/۸۰	۹/۸۰	۸/۱۵	۱۴/۳۰	۱۴/۲۰	۱۸/۲۰	۲۴/۱۵	۲۹/۱۰	۲۹/۱۵	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۷/۶۸		
۱۳۴۲-۴۳	۲۰/۳۰	۱۴/۹۰	۸/۱۰۰	۸/۹۰	۱۴/۲۰	۱۴/۲۰	۱۸/۷۰	۲۴/۹۰	۲۹/۰۰	۲۹/۸۰	۲۸/۶۰	۲۴/۲۰	۱۸/۴۴		
۱۳۴۳-۴۴															
۱۳۴۴-۴۵															
۱۳۴۵-۴۶	۲۰/۱۰	۱۴/۹۰	۹/۱۵	۸/۲۰	۱۴/۳۰	۱۴/۳۰	۱۸/۳۰	۲۴/۳۰	۲۹/۱۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۸/۴۷		
۱۳۴۶-۴۷	۱۸/۹۰	۱۴/۹۰	۱۰/۰۰	۸/۹۰	۱۴/۲۰	۱۴/۲۰	۱۸/۷۰	۲۴/۳۰	۲۹/۱۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۹/۰۷		
۱۳۴۸-۴۹	۲۰/۷۰	۱۴/۸۰	۱۱/۰۰	۸/۱۰	۱۴/۳۰	۱۴/۳۰	۱۸/۷۰	۲۴/۲۰	۲۹/۲۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۹/۱۵		
۱۳۴۹-۵۰	۱۸/۹۰	۱۴/۹۰	۱۴/۲۰	۸/۲۰	۱۴/۳۰	۱۴/۰۰	۱۸/۰۰	۲۴/۳۰	۲۹/۲۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۹/۲۵		
۱۳۵۰-۵۱	۱۷/۸۰	۱۴/۸۰	۹/۲۰	۸/۲۰	۱۴/۳۰	۱۴/۲۰	۱۷/۸۰	۲۴/۲۰	۲۹/۲۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۷/۷۴		
۱۳۵۱-۵۲	۱۸/۹۰	۱۴/۹۰	۷/۱۰۰	۸/۲۰	۱۴/۳۰	۱۴/۱۵	۱۴/۱۵	۲۴/۲۰	۲۹/۲۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۸/۴۳		
۱۳۵۲-۵۳	۱۸/۱۰	۱۴/۸۰	۱۴/۱۰	۸/۱۰	۱۴/۳۰	۱۴/۱۵	۱۸/۷۰	۲۴/۲۰	۲۹/۲۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۸/۴۳		
۱۳۵۳-۵۴	۱۵/۹۰	۱۴/۹۰	۱۴/۲۰	۸/۲۰	۱۴/۳۰	۱۴/۲۰	۱۸/۳۰	۲۴/۲۰	۲۹/۲۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۸/۴۳		
۱۳۵۴-۵۵	۱۷/۸۰	۱۴/۸۰	۹/۲۰	۸/۲۰	۱۴/۳۰	۱۴/۱۵	۱۸/۳۰	۲۴/۲۰	۲۹/۲۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۸/۴۳		
۱۳۵۵-۵۶	۲۰/۳۰	۱۴/۸۰	۷/۱۰۰	۸/۱۰	۱۴/۳۰	۱۴/۱۵	۱۸/۳۰	۲۴/۲۰	۲۹/۲۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۸/۴۳		
۱۳۵۶-۵۷	۲۰/۳۰	۱۴/۸۰	۷/۱۰۰	۸/۱۰	۱۴/۳۰	۱۴/۱۵	۱۸/۳۰	۲۴/۲۰	۲۹/۲۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۸/۴۳		
۱۳۵۷-۵۸	۲۰/۳۰	۱۴/۸۰	۷/۱۰۰	۸/۱۰	۱۴/۳۰	۱۴/۱۵	۱۸/۳۰	۲۴/۲۰	۲۹/۲۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۸/۴۳		
۱۳۵۸-۵۹	۲۰/۳۰	۱۴/۸۰	۷/۱۰۰	۸/۱۰	۱۴/۳۰	۱۴/۱۵	۱۸/۳۰	۲۴/۲۰	۲۹/۲۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۸/۴۳		
۱۳۵۹-۶۰	۲۰/۳۰	۱۴/۸۰	۷/۱۰۰	۸/۱۰	۱۴/۳۰	۱۴/۱۵	۱۸/۳۰	۲۴/۲۰	۲۹/۲۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۸/۴۳		
۱۳۶۰-۶۱	۲۰/۳۰	۱۴/۸۰	۷/۱۰۰	۸/۱۰	۱۴/۳۰	۱۴/۱۵	۱۸/۳۰	۲۴/۲۰	۲۹/۲۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۸/۴۳		
۱۳۶۱-۶۲	۲۰/۳۰	۱۴/۸۰	۷/۱۰۰	۸/۱۰	۱۴/۳۰	۱۴/۱۵	۱۸/۳۰	۲۴/۲۰	۲۹/۲۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۸/۴۳		
۱۳۶۲-۶۳	۲۰/۳۰	۱۴/۸۰	۷/۱۰۰	۸/۱۰	۱۴/۳۰	۱۴/۱۵	۱۸/۳۰	۲۴/۲۰	۲۹/۲۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۸/۴۳		
۱۳۶۳-۶۴	۲۰/۳۰	۱۴/۸۰	۷/۱۰۰	۸/۱۰	۱۴/۳۰	۱۴/۱۵	۱۸/۳۰	۲۴/۲۰	۲۹/۲۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۸/۴۳		
۱۳۶۴-۶۵	۲۰/۳۰	۱۴/۸۰	۷/۱۰۰	۸/۱۰	۱۴/۳۰	۱۴/۱۵	۱۸/۳۰	۲۴/۲۰	۲۹/۲۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۸/۴۳		
۱۳۶۵-۶۶	۲۰/۳۰	۱۴/۸۰	۷/۱۰۰	۸/۱۰	۱۴/۳۰	۱۴/۱۵	۱۸/۳۰	۲۴/۲۰	۲۹/۲۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۸/۴۳		
۱۳۶۶-۶۷	۲۰/۳۰	۱۴/۸۰	۷/۱۰۰	۸/۱۰	۱۴/۳۰	۱۴/۱۵	۱۸/۳۰	۲۴/۲۰	۲۹/۲۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۸/۴۳		
۱۳۶۷-۶۸	۲۰/۳۰	۱۴/۸۰	۷/۱۰۰	۸/۱۰	۱۴/۳۰	۱۴/۱۵	۱۸/۳۰	۲۴/۲۰	۲۹/۲۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۸/۴۳		
۱۳۶۸-۶۹	۲۰/۳۰	۱۴/۸۰	۷/۱۰۰	۸/۱۰	۱۴/۳۰	۱۴/۱۵	۱۸/۳۰	۲۴/۲۰	۲۹/۲۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۸/۴۳		
۱۳۶۹-۷۰	۲۰/۳۰	۱۴/۸۰	۷/۱۰۰	۸/۱۰	۱۴/۳۰	۱۴/۱۵	۱۸/۳۰	۲۴/۲۰	۲۹/۲۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۸/۴۳		
۱۳۷۰-۷۱	۲۰/۳۰	۱۴/۸۰	۷/۱۰۰	۸/۱۰	۱۴/۳۰	۱۴/۱۵	۱۸/۳۰	۲۴/۲۰	۲۹/۲۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۸/۴۳		
۱۳۷۱-۷۲	۲۰/۳۰	۱۴/۸۰	۷/۱۰۰	۸/۱۰	۱۴/۳۰	۱۴/۱۵	۱۸/۳۰	۲۴/۲۰	۲۹/۲۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۸/۴۳		
۱۳۷۲-۷۳	۲۰/۳۰	۱۴/۸۰	۷/۱۰۰	۸/۱۰	۱۴/۳۰	۱۴/۱۵	۱۸/۳۰	۲۴/۲۰	۲۹/۲۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۸/۴۳		
۱۳۷۳-۷۴	۲۰/۳۰	۱۴/۸۰	۷/۱۰۰	۸/۱۰	۱۴/۳۰	۱۴/۱۵	۱۸/۳۰	۲۴/۲۰	۲۹/۲۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۸/۴۳		
۱۳۷۴-۷۵	۲۰/۳۰	۱۴/۸۰	۷/۱۰۰	۸/۱۰	۱۴/۳۰	۱۴/۱۵	۱۸/۳۰	۲۴/۲۰	۲۹/۲۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۸/۴۳		
۱۳۷۵-۷۶	۲۰/۳۰	۱۴/۸۰	۷/۱۰۰	۸/۱۰	۱۴/۳۰	۱۴/۱۵	۱۸/۳۰	۲۴/۲۰	۲۹/۲۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۸/۴۳		
۱۳۷۶-۷۷	۲۰/۳۰	۱۴/۸۰	۷/۱۰۰	۸/۱۰	۱۴/۳۰	۱۴/۱۵	۱۸/۳۰	۲۴/۲۰	۲۹/۲۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۸/۴۳		
۱۳۷۷-۷۸	۲۰/۳۰	۱۴/۸۰	۷/۱۰۰	۸/۱۰	۱۴/۳۰	۱۴/۱۵	۱۸/۳۰	۲۴/۲۰	۲۹/۲۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۸/۴۳		
۱۳۷۸-۷۹	۲۰/۳۰	۱۴/۸۰	۷/۱۰۰	۸/۱۰	۱۴/۳۰	۱۴/۱۵	۱۸/۳۰	۲۴/۲۰	۲۹/۲۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۸/۴۳		
۱۳۷۹-۸۰	۲۰/۳۰	۱۴/۸۰	۷/۱۰۰	۸/۱۰	۱۴/۳۰	۱۴/۱۵	۱۸/۳۰	۲۴/۲۰	۲۹/۲۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۸/۴۳		
۱۳۸۰-۸۱	۲۰/۳۰	۱۴/۸۰	۷/۱۰۰	۸/۱۰	۱۴/۳۰	۱۴/۱۵	۱۸/۳۰	۲۴/۲۰	۲۹/۲۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۸/۴۳		
۱۳۸۱-۸۲	۲۰/۳۰	۱۴/۸۰	۷/۱۰۰	۸/۱۰	۱۴/۳۰	۱۴/۱۵	۱۸/۳۰	۲۴/۲۰	۲۹/۲۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۸/۴۳		
۱۳۸۲-۸۳	۲۰/۳۰	۱۴/۸۰	۷/۱۰۰	۸/۱۰	۱۴/۳۰	۱۴/۱۵	۱۸/۳۰	۲۴/۲۰	۲۹/۲۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۸/۴۳		
۱۳۸۳-۸۴	۲۰/۳۰	۱۴/۸۰	۷/۱۰۰	۸/۱۰	۱۴/۳۰	۱۴/۱۵	۱۸/۳۰	۲۴/۲۰	۲۹/۲۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۸/۴۳		
۱۳۸۴-۸۵	۲۰/۳۰	۱۴/۸۰	۷/۱۰۰	۸/۱۰	۱۴/۳۰	۱۴/۱۵	۱۸/۳۰	۲۴/۲۰	۲۹/۲۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۸/۴۳		
مجموع	۱۵/۹۰	۱۴/۹۰	۱۴/۸۰	۸/۲۰	۱۴/۳۰	۱۴/۲۰	۱۸/۹۰	۲۴/۳۰	۲۹/۸۰	۲۹/۲۰	۲۸/۷۰	۲۴/۲۰	۱۷/۶۸		
متوسط	۱۹/۱۵	۱۴/۸۴	۱۰/۸۴	۸/۱۴	۱۴/۲۴	۱۴/۲۴	۱۸/۴۴	۲۴/۲۴	۲۹/۲۴	۲۹/۲۴	۲۸/۷۴	۲۴/۲۴	۱۸/۴۷		

۲-۳-۴- آب های سطحی

در محدوده مطالعاتی خاش ایستگاه هیدرومتری گزو بر روی رودخانه گزو وجود دارد ولی دوره آماری آن بسیار کوتاه بوده و قابل استفاده نیست. با توجه به عدم وجود ایستگاه هیدرومتری با آمار و اطلاعات قابل استفاده در این محدوده مطالعاتی، به منظور بررسی و ارزیابی آب های سطحی از داده های ایستگاه هیدرومتری اسفندک بر روی رودخانه ماشکیل استفاده شده است (جدول ۲-۴). میانگین آبدی متوسط سالانه در حدود ۵/۲۱ متر مکعب در ثانیه است که با احتساب مساحت حوضه (۱۳۷۶۱ کیلومتر مربع) و با توجه به مساحت محدوده مطالعاتی (۳۶۹۴/۳۵ کیلومتر مربع)، مقدار تقریبی خروجی آب سطحی محدوده مطالعاتی خاش در حدود ۴۴/۱۱ میلیون مترمکعب محاسبه شده است.

رودخانه گزو رودخانه اصلی محدوده مطالعاتی خاش می باشد. سرچشمه های این رودخانه کوه های بیرک و مورپیش در جنوب، کوه گزو در شرق، کوه پنج انگشت در غرب و کوه تفتان در شمال محدوده حوضه می باشد. جهت عمومی این رودخانه از ابتدا تا الحاق رودخانه گزو از سمت جنوب به شمال می باشد و در ادامه راستای آن از جنوب غرب به شمال شرق تغییر می یابد. این رودخانه در ابتدا از کوه بیرک به سمت جنوب حرکت می کند و در ادامه رود دهر گنزا که از بهم پیوستن رود کاتاگر و چند آبراهه فرعی دیگر که از کوه های پنج انگشت و تفتان سرچشمه می گیرند، تشکیل شده است. جریان خود را به رودخانه گزو اضافه می نماید. این رودخانه بعد از عبور از مرز محدوده مطالعاتی خاش وارد محدوده مطالعاتی تهلاب می شود و در محل ورود به محدوده مطالعاتی تهلاب، رودخانه گزو که از بهم پیوستن رودخانه سنگان و چند شاخه فرعی دیگر که از کوه تفتان سرچشمه می گیرند، به آن ملحق می شود و پس از الحاق چند شاخه فرعی دیگر از محدوده حوضه تهلاب خارج می شود.

جدول ۲-۴- خلاصه اطلاعات آبدهی از ایستگاه اسفندک طی سالهای ۶۲-۱۳۶۱ تا ۸۵-۱۳۸۴

نام حوضه آبریز: پایاب ماشکیل نام ایستگاه: اسفندک												کد حوضه آبریز: ۵۳۲۱ کد ایستگاه: ۵۳۰۶۲۱۰۰۱	
سال	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	سالانه
۱۳۶۱-۶۲	۰/۰۰	۳/۶۴	۲/۴۴	۰/۱۰	۰/۰۰	۰/۸۰	۳/۸۱	۱/۷۷	۰/۱۹	۰/۲۹	۹/۳۸	۰/۰۰	۱/۸۷
۱۳۶۲-۶۳			۰/۷۴	۰/۳۲	۰/۲۳	۲۲/۳۰	۰/۳۰	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۳۳/۴۳		
۱۳۶۳-۶۴													
۱۳۶۴-۶۵													
۱۳۶۵-۶۶													
۱۳۶۶-۶۷													
۱۳۶۷-۶۸													
۱۳۶۸-۶۹	۱/۵۵	۰/۰۰	۱/۶۶	۵/۸۵	۲۶/۷۱	۴/۸۰	۰/۰۰	۰/۲۱	۰/۶۶	۰/۷۰	۰/۲۷	۰/۱۰	۳/۵۴
۱۳۶۹-۷۰													
۱۳۷۰-۷۱													
۱۳۷۱-۷۲													
۱۳۷۲-۷۳													
۱۳۷۳-۷۴	۲/۹۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۵۳	۳/۳۱	۳/۱۳	۰/۰۰	۸/۲۹	۲۳/۹۷	۲/۲۰	۳/۷۰
۱۳۷۴-۷۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۱۵/۷۸	۳/۵۵	۳/۲۱	۱۱/۱۷	۰/۰۰	۱/۰۲	۰/۰۰	۰/۲۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۲/۹۱
۱۳۷۵-۷۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۴۰	۲/۱۴	۱۰/۰۰	۵۱/۰۹	۶۲/۶۲	۰/۳۵	۱۶/۲۱	۲۶/۹۲	۰/۱۳	۱۴/۱۶
۱۳۷۶-۷۷	۴/۶۴	۲۷/۵۲	۱۷/۰۰	۰/۶۰	۳۴/۵۱	۲۲۷/۳۰	۱۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۳۹	۰/۶۰	۰/۶۰	۲۶/۹۳
۱۳۷۷-۷۸	۱/۷۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۱/۴۰	۰/۴۲	۱/۲۴	۰/۰۰	۱/۸۵	۰/۰۰	۵/۱۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۹۸
۱۳۷۸-۷۹													
۱۳۷۹-۸۰													
۱۳۸۰-۸۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۴۱	۰/۰۰	۰/۴۵	۰/۰۵	۰/۰۷
۱۳۸۱-۸۲	۰/۴۰	۰/۳۸	۰/۰۰	۰/۰۰	۱/۴۲	۰/۳۶	۰/۸۱	۰/۳۸	۰/۸۳	۳/۴۷	۱۴/۸۰	۰/۳۳	۱/۹۳
۱۳۸۲-۸۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۵۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۵
۱۳۸۳-۸۴													
۱۳۸۴-۸۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۱۴/۲۰	۰/۴۵	۱/۲۲
حداکثر	۴/۶۴	۲۷/۵۲	۱۷/۰۰	۵/۸۵	۳۴/۵۱	۲۲۷/۳۰	۵۱/۰۹	۶۲/۶۲	۱/۰۲	۱۶/۲۱	۲۶/۹۲	۲/۲۰	۲۶/۹۳
حدانقل	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۵
میانگین	۱/۰۲	۲/۸۷	۳/۱۴	۱/۰۲	۵/۷۲	۲۳/۲۱	۵/۷۸	۵/۸۳	۰/۲۹	۲/۹۴	۱۰/۳۳	۰/۳۵	۵/۲۱

۲-۳-۵- هیدرژئولوژی

در این قسمت مواردی همچون نوع و میزان گسترش آبخوانهای آبرفتی، اهمیت و پتانسیل منابع آب موجود در مخازن سازندهای سخت، ضخامت و وضعیت بهره برداری، میزان افت متوسط سالانه سطح آب زیرزمینی، وضعیت شبکه پایش منابع آب زیرزمینی و میزان بهره برداری از منابع آب زیرزمینی به تفکیک آبرفت و سازند سخت و نوع منبع می باشد.

محدوده مطالعاتی خاش دارای یک حوضه آبرفتی آزاد با وسعت حدود ۷۰۷ کیلومتر مربع می باشد که این حوضه از دو آبخوان خاش و پشتکوه تشکیل شده است که این دو آبخوان به موازات یکدیگر قرار دارند که توسط ارتفاعات این حوضه از یکدیگر جدا شده اند و در قسمت جنوبی این حوضه ارتباط هیدرولیکی در این دو آبخوان دیده می شود، ضخامت متوسط بخش آبدار این آبخوان بر اساس چاههای اکتشافی حدود ۳۰ متر است. با توجه به وضعیت زمین شناسی و جنس سازندها و واحدهای سنگ شناسی منطقه، مخازن سازند سخت از پتانسیل آبدهی مناسبی برخوردار نمی باشند.

در محدوده مطالعاتی خاش، حداقل عمق سطح آب زیرزمینی در دشت خاش در این محدوده مطالعاتی حدود ۱۵ متر و حداکثر آن حدود ۹۵ متر بوده است. در دشت پشتکوه نیز حداقل عمق آب زیرزمینی ۵ متر که منحنی حداکثر ۳۵ متر می باشد. حداکثر عمق آب زیرزمینی در حوالی مناطق ورودی و حداقل عمق در نزدیکی مناطق خروجی قرار دارند. در بخش شمالی سفره تا محدوده شهر خاش عمق از غرب به شرق افزایش یافته، در بخش جنوبی تا میانه های آبخوان پشتکوه عمق سطح آب از غرب به شرق کاهش می یابد.

۲-۴- هواشناسی و هیدرولوژی منطقه بزمان

۲-۴-۱- هواشناسی بزمان

شهرستان ایرانشهر دارای آب و هوای گرم و اقلیم بیابانی گرم و خشک است. درجه حرارت این شهرستان در تابستان ۵۰ درجه سانتیگراد و میانگین دمای روزانه در تابستان ۳۷/۲ و در زمستان ۱۴/۵ است. متوسط بارندگی سالیانه این شهرستان ۱۰۵/۵ میلی متر می باشد.

عمده منابع تامین آب شهرستان رودخانه های فصلی و دائمی دامن و رودخانه بمپور که از ارتفاعات کارواندر سرچشمه می گیرد و پس از طی مسیری ۱۷۰ کیلومتری به ریگزار جازموریان می ریزد. رودخانه فصلی کنارو که از ارتفاعات کوه بیرک سرچشمه و به جازموریان ختم می شود.

۲-۴-۲- مهم ترین چشمه های پر آب منطقه

۲-۴-۲-۱- چشمه آب گرم بزمان

این چشمه در ۱۰۰ کیلومتری شمال ایرانشهر قرار دارد. محل خروج آب این چشمه ها در خاکسترهای آتشفشانی دوران سوم زمین شناسی با حرارت میانگین ۳۵ درجه سانتی گراد گزارش شده است (شرکت آب منطقه ای سیستان و بلوچستان) (شکل ۲-۱۳). آب این چشمه ها دارای املاح بسیار زیادی بوده و دبی آن به طور میانگین از ۵ تا ۷ لیتر اندازه گیری شده است.



شکل ۲-۱۳- چشمه ی آب گرم بزمان

۲-۴-۲-۲- چشمه آب گرم مکسان

این چشمه ها در ۱۱۰ کیلومتری شمال غرب ایران شهر و ۴۰ کیلومتری جنوب شهر بزمان در مسیر جاده بزمان- دلگان در ارتفاع ۶۸۰ متری از سطح دریا واقع شده است. مظهر (محل خروج آب) این چشمه ها در امتداد گسل تشکیلات گرانیتی دوران نخست زمین شناسی در دامنه جنوبی امتداد رشته کوه بارز از زمین خارج می شوند. دمای آب این چشمه ها به طور میانگین ۳۵ درجه سانتی گراد گزارش شده است که همراه با آب مقداری حباب گاز نیز متصاعد می گردد. آب این چشمه ها فاقد بو و رنگ بوده و بسیار شفاف است. دبی آب

خروجی چشمه ۱۰ لیتر در ثانیه گزارش گردیده است. در شکل ۱۴-۱ نمایی از این چشمه‌ها نشان داده شده است.



شکل ۱۴-۲ - چشمه‌های آب گرم مکسان

فصل سوم

مواد و روش‌ها

۳-۱- مقدمه

نقطه آغازین پژوهش شناخت کامل منطقه و آگاهی از عوامل مؤثر بر آلودگی‌های آن است. در این مرحله تصویر کلی از وضعیت و موقعیتی که منطقه در آن واقع است توصیف می‌شود. بعد از جمع‌آوری اطلاعات لازم است که مجموعه داده‌ها را بررسی نموده تا بر پایه یافته‌های موجود، پیش‌بینی مخاطرات محیطی امکان‌پذیر شود. جهت رسیدن به شناختی روشن از آلودگی‌های پیرامون و تعیین ارتباط آن‌ها با عوامل منطقه‌ای متأثر از نوع متغیرهای زیست محیطی باید از روش‌های زمین شیمیایی مربوطه استفاده گردد. در این فصل علاوه بر ذکر نحوه نمونه‌برداری و موقعیت ایستگاه‌هایی که از آن‌ها نمونه‌برداری صورت گرفته است، شاخص‌های مختلف، روش‌های مورد استفاده، روش‌های آماری و نرم‌افزارهایی که از آن‌ها استفاده شده است بیان می‌گردد.

۳-۲- نمونه برداری

نمونه برداری یکی از مراحل مهم هر پژوهش است به طوریکه یک نمونه برداری مناسب در تحلیل نتایج کمک به سزایی می‌نماید. با این وجود قبل از نمونه برداری باید هدف از نمونه برداری و تعداد نمونه‌ها مشخص شود و برنامه‌ریزی مناسبی نیز برای نمونه برداری انجام گیرد. نمونه برداری می‌بایست طبق استانداردهای بین‌المللی انجام گیرد که در این مطالعه بیشتر از استانداردهای EPA استفاده شده است. بر اساس استانداردهای سازمان حفاظت محیط زیست آمریکا، قبل از رفتن به محل نمونه برداری و برداشتن نمونه باید تجهیزات نمونه برداری به طور کامل آماده باشد. این تجهیزات شامل: بطری پلی اتیلن، pH متر، EC متر، Eh متر، GPS، نقشه زمین شناسی و جغرافیایی منطقه، اسید، برچسب، آب مقطر، سرنگ، فیلتر، دوربین عکاسی، چکمه، وسایل ایمنی و کمک‌های اولیه و جعبه ابزار ضروری است (EPA, 2009).

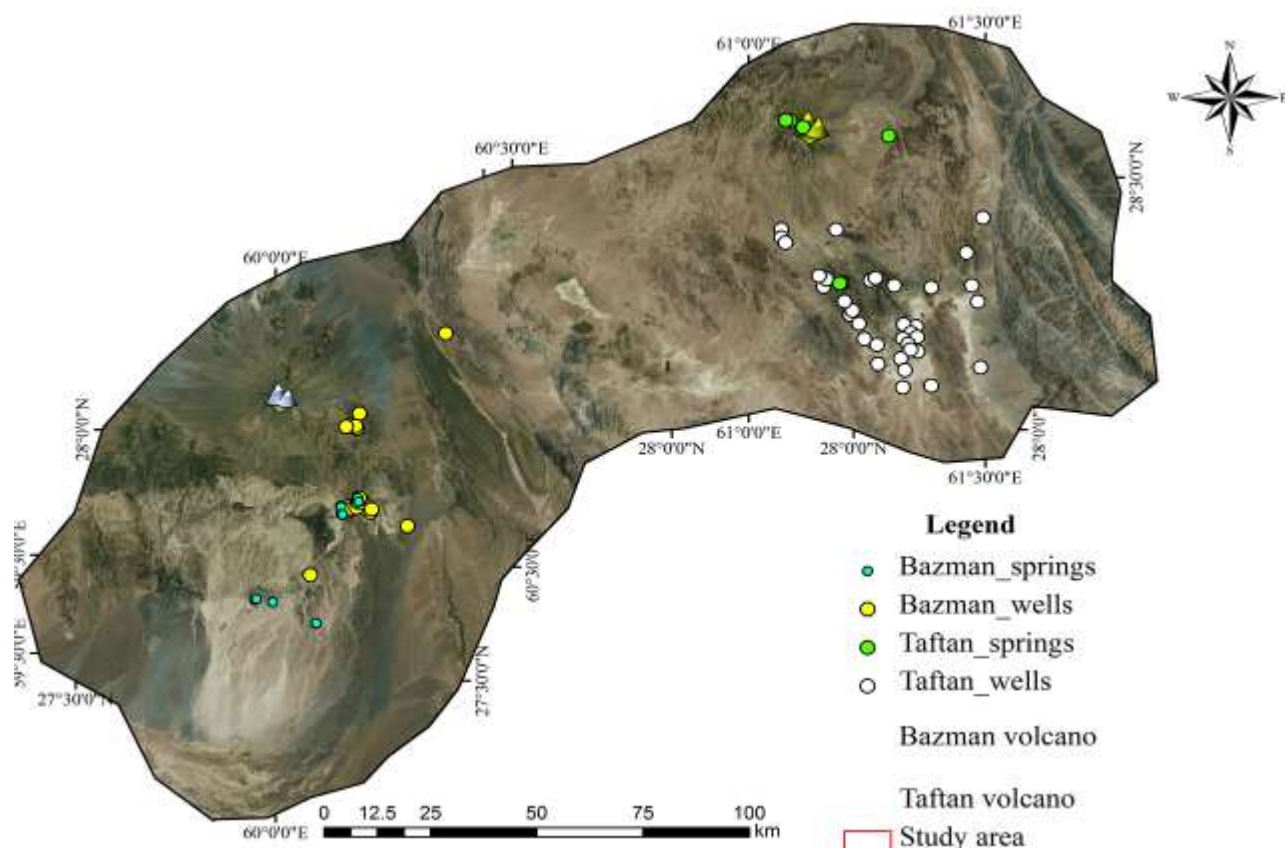
با توجه به اهداف این پژوهش ۷۴ نمونه آب زیرزمینی (شامل ۲۰ حلقه چاه و ۱۲ چشمه در محدوده بزمان، و ۳۶ حلقه چاه و ۵ چشمه در محدوده تفتان)، انتخاب و نمونه برداری صورت گرفت. همچنین علی رغم اینکه نمونه برداری از خاک و محصولات کشاورزی جزء شرح خدمات این پژوهش نبوده است اما بدلیل بالابودن غلظت برخی عناصر بالقوه سمناک نتایج آنالیز نمونه های خاک کشاورزی دشت خاش و نتایج آنالیز عناصر بالقوه سمناک انتخابی در نمونه های خرما(دشت بزمان) و محصولات کشاورزی یونجه و گندم برای دشت خاش ارائه شده است. لازم به ذکر است که کلیه خاک ها و محصولات کشاورزی نمونه برداری شده توسط منابع آب زیرزمینی دشت های مورد مطالعه تغذیه می شوند. لازم بذکر است که در محدوده بزمان بیشتر آب زیرزمینی بصورت چشمه و قنات بوده است و چاه ها بیشتر در محدوده شهر بزمان و در منازل قراردارند که معمولا بدلیل وسعت کم اراضی بیشتر به کشت نخل در منازل اختصاص دارند. در جدول های ۱-۳ و ۲-۳ موقعیت جغرافیایی چاه ها و چشمه های نمونه برداری برای دشت های خاش و بزمان ارائه شده است. همچنین موقعیت منابع آب زیرزمینی نمونه برداری شده در دشت های خاش و بزمان بترتیب بر روی شکل های ۱-۳ تا ۳-۳ نشان داده شده است.

جدول ۳-۱- موقعیت جغرافیایی نقاط نمونه برداری در محدوده تفتان (خاش)

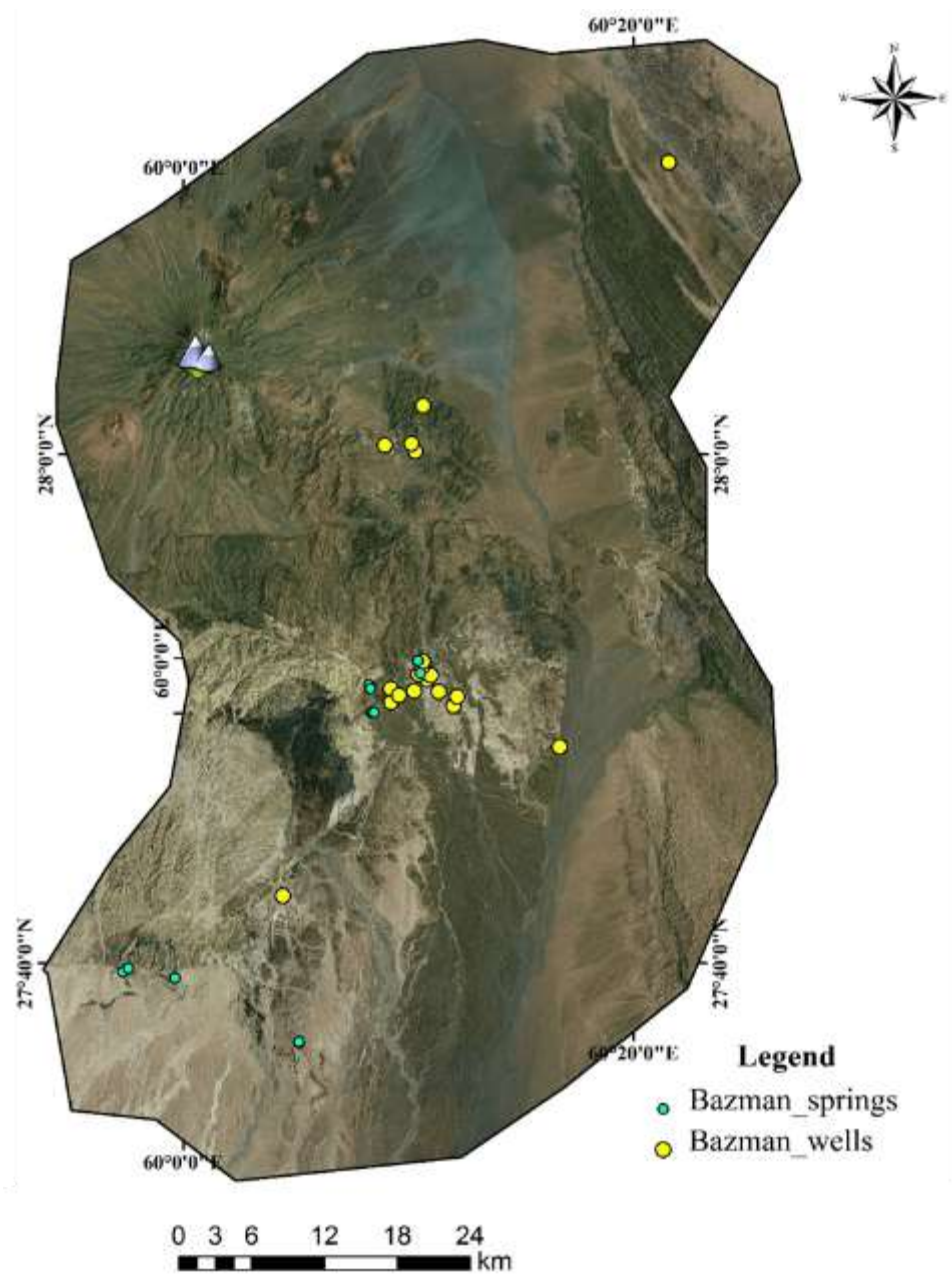
چاه و قنات					
شماره نمونه	X	Y	شماره نمونه	X	Y
K1	319391	3130011	K19	318389	3132408
K2	319954	3131653	K20	323609	3126706
K3	324748	3123750	K21	323148	3130792
K4	325266	3124670	K22	322121	3142466
K5	329087	3131224	K23	338410	3120995
K6	330124	3131726	K24	335850	3121442
K7	333975	3130011	K25	337312	3119588
K8	341659	3129471	K26	335632	3118338
K9	349031	3137025	K27	338582	3118626
K10	352504	3144646	K28	336677	3117134
K11	350071	3129792	K29	338614	3115484
K12	351259	3126230	K30	337176	3115907
K13	351606	3111842	K31	335091	3113978
K14	335450	3107620	K32	335907	3111396
K15	327606	3118365	K33	330342	3112832
K16	310816	3142687	K34	341352	3107928
K17	310761	3140858	K35	330221	3117043
K18	311570	3139760	K36	326567	3121756
چشمه					
شماره نمونه	X	Y	نام چشمه		
T16	313296	3162868	چشمه آب گرم سنگان (Sangan. T.S)		
T17	312920	3166520	چشمه آب شیرین پایلک (Pylak. fresh)		
T18	315821	3165857	چشمه آب شیرین تفتان (F.Taftan.S)		
T19	312064	3166599	چشمه سرد اسیدی پایلک (M.Paylak)		
T20	315604	3165023	چشمه آب گرم تفتان (Taftan.T.S)		

جدول ۳-۲- موقعیت جغرافیایی نقاط نمونه برداری در محدوده بزمان

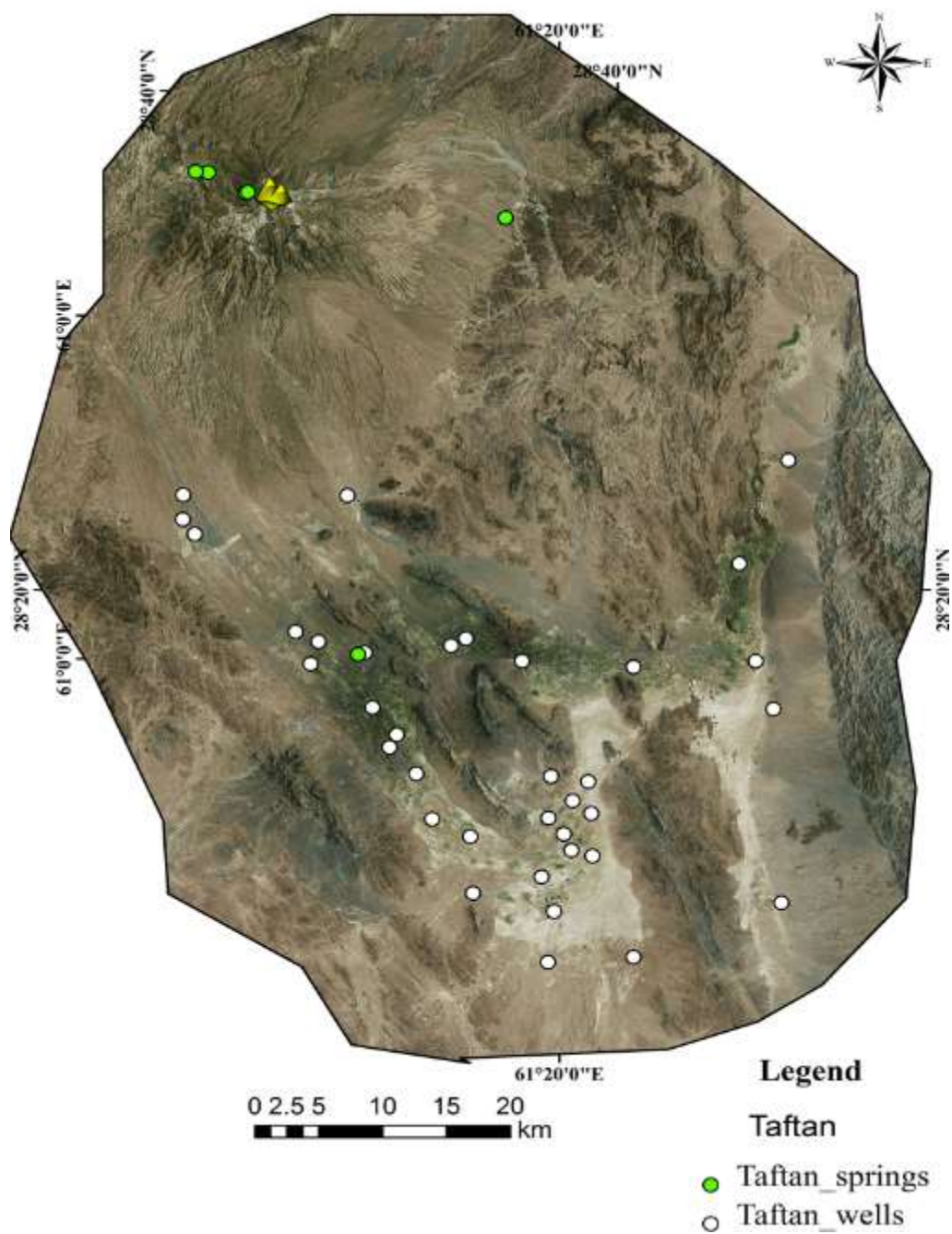
چاه و قنات					
شماره نمونه	X	Y	شماره نمونه	X	Y
BB1	240766	3121172	BB11	222604	3084363
BB2	224231	3082110	BB12	221873	3100637
BB3	223169	3083157	BB13	222507	3103936
BB4	222340	3084070	BB14	221593	3101218
BB5	219659	3082455	BB15	224505	3082775
BB6	219680	3083458	BB16	219651	3101152
BB7	220276	3082964	BB17	211435	3068602
BB8	221380	3083246	BB18	231895	3078962
BB9	222464	3084489	BB19	221986	3084984
BB10	221725	3084466	BB20	222059	3085375
چشمه					
شماره نمونه	X	Y	نام چشمه		
S1(B1)	221695	3085458	حمام بزمان ۱		
S2(B2)	221706	3085451	حمام بزمان ۲		
S3(B10)	221844	3084527	سرگر		
S4(B3)	218077	3083767	کوزه ۱		
S5(B4)	218182	3083504	کوزه ۲		
S6(B7)	218221	3081811	ترکیب کوزه ۱ و ۲		
S7(B11)	218425	3081781	خانه گل		
S8(B5)	212376	3057892	آبگرم بزمان ۱		
S9(B6)	212361	3057948	آبگرم بزمان ۲		
S10(B8)	791565	3063140	مکسان ۱		
S11(B9)	791952	3063387	مکسان ۲		
S12(B12)	795364	3062785	اسپیدژ		



شکل ۳-۱- موقعیت نقاط نمونه برداری از چاه، قنات و چشمه ها در محدوده مطالعاتی



شکل ۳-۲- موقعیت نقاط نمونه برداری در منطقه بزمان



شکل ۳-۳- موقعیت نقاط نمونه برداری در منطقه تفتان

برای نمونه برداری از چاه، ابتدا هر بطری ۳ بار توسط همان آب شسته و در آخر به طور کامل پر شد. بر روی هر نمونه، برچسب با شماره نمونه، تاریخ، زمان و مکان نمونه برداری یادداشت شد. پارامترهای دما، Eh، pH و EC

در محل نمونه برداری اندازه گیری شدند. نمونه های آب زیرزمینی با استفاده از کاغذ صافی ۰/۴۵ میکرومتر برای جداسازی مواد معلق، فیلتر شدند. سپس نمونه های فیلتر شده به دو بخش تقسیم شد pH یک بخش از نمونه های مورد نظر برای تجزیه کاتیون ها و عناصر بالقوه سمناک با استفاده از نیتریک اسید غلیظ با خلوص بالا به کمتر از ۲ رسید. بخش دیگر اسیدی نشده برای تعیین غلظت آنیون های حل شده مورد استفاده قرار گرفت. نمونه ها تا زمان انجام تجزیه در دمای ۴ درجه سانتی گراد در یخچال قرار گرفتند. برای اندازه گیری غلظت یون های اصلی نمونه ها پس از آماده سازی به روش کروماتوگرافی یونی در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه خوارزمی مورد بررسی قرار گرفت. همچنین برای اندازه گیری غلظت فلزات سنگین نیز، نمونه های آماده سازی شده با روش ICP-MS اندازه گیری شدند. آنالیز شیمیایی ترکیبات ایزوتوپی آب (اکسیژن و دوتریم) در دانشگاه اوتاوا (Ottawa) کانادا و آزمایشگاه تحقیقاتی ایزوتوپ های پایدار اراک با استفاده از روش (Finnigan MAT Delta plus XP and Gas Bench) انجام شد.

برای آنالیز شیمیایی ایزوتوپی سولفور نمونه های آب از فیلتر ۰/۴۵ میکرومتری سلولوزی استاتی عبور داده شدند و در داخل بطری پلی پروپیلن ۱ لیتری ذخیره شدند. پس از آن ۵ میلی لیتر از محلول ۱ مولار $BaCl_2$ و ۱ مولار HCl به آب فیلتر شده برای ته نشست کردن SO_4 به صورت $BaSO_4$ اضافه شد. $BaSO_4$ جامد با استفاده از فیلتر ۰/۴ میکرومتر فیلتر شد و بر روی کاغذ فیلتر جمع آوری شد. تبدیل شدن $BaSO_4$ به SO_2 با احتراق دما بالا همراه با SiO_2 و V_2O_5 در دمای ۹۸۰ درجه سانتی گراد انجام شد و نسبت های ایزوتوپی گوگرد توسط یک طیف سنج جرمی Finnigan MAT-251 در موسسه زمین شناسی مسکو و آزمایشگاه تحقیقاتی ایزوتوپ های پایدار اراک تعیین شد. مقادیر $\delta^{34}S$ سولفات در آب بر حسب permil (‰) و نسبت به استاندارد Canyon Diablo Troilite ($\delta^{34}S-CDT=0\text{‰}$) گزارش شده است.

شکل های ۳-۴ و ۳-۵ تصاویری از مراحل نمونه برداری را نشان می دهند.



شکل ۳-۴- نمونه برداری از منابع آب منطقه مطالعاتی

به منظور تعیین منشاء، آلودگی و زیست‌دسترس‌پذیری عناصر آرسنیک و فلزات سنگین مس، مولیبدن، آهن، سرب، نیکل، روی، کروم، کادمیوم، کبالت و آرسنیک در خاک، ۱۳ نمونه از محصولات کشاورزی منطقه خاش و ۱۴ نمونه خاک زمین زراعی که گیاه در آن رشد نموده، برداشت شد (شکل ۳-۵). در هر زمین کشاورزی به متر از حدود ۱۰۰ متر، تعداد ۱۰ نمونه خاک و گیاه با الگوی زیگزاگی و گاهی تصادفی برداشته شد و پس از مخلوط کردن نمونه‌های خاک در یک سطل پلاستیکی، یک نمونه خاک به وزن دو کیلو برداشته شد. در این مطالعه تعداد ۱۰ نمونه یونجه و ۳ نمونه جو برداشته شد. همچنین در منطقه بزمان تعداد ۴ نمونه خرما جمع‌آوری و آنالیز شد. نمونه‌های گیاه ابتدا با آب مقطر به خوبی شسته و در دمای اتاق خشک شدند سپس تعیین غلظت عناصر با هضم ۴ اسید و تجزیه با ICP-MS در آزمایشگاه زراآزمای انجام شد. علاوه بر این نمونه‌های خاک نیز در دمای اتاق خشک و توسط هاون چینی همگن شدند. سپس هر کدام از نمونه‌ها برای آنالیز فلزات سنگین از الک ۲۳۰ مش عبور داده شد که آنالیز فلزات سنگین با هضم ۴ اسید و تجزیه با ICP-MS در آزمایشگاه زراآزمای انجام شد.



شکل ۳-۵- نمونه برداری از خاک و گیاه



شکل ۳-۶- آماده سازی نمونه های خاک و گیاه

۳-۳- تجزیه و تحلیل داده‌ها

۳-۳-۱- روش‌های تحلیل داده‌های آب

۳-۳-۱-۱- تعیین تیپ و رخساره نمونه‌های آب با استفاده از نمودار پایپر

استفاده از نمودارهای مثلثی جهت نمایش داده‌های هیدروشیمیایی برای اولین بار توسط هیل و سپس به وسیله پایپر توسعه پیدا کرد. نمودار پایپر از نظر تعبیر و تفسیر نتایج تجزیه شیمیایی آب‌ها بسیار سودمند است. در این نمودارها یون‌ها در دو مثلث به صورت درصدی از آنیون‌ها و کاتیون‌ها به میلی‌اکی والان بر لیتر رسم می‌شوند، بدین صورت که در ترسیم مثلث مربوط به غلظت کاتیون‌ها (مثلث سمت چپ)، درصد هر یک از کاتیون‌های

مختلف تعیین شده و محل تلاقی آن‌ها به صورت یک نقطه مشخص می‌شود. به همین ترتیب، درصد مربوط به غلظت هر یک از آنیون‌ها (مثلث سمت راست) نیز محاسبه شده و محل تلاقی آن‌ها به صورت یک نقطه مشخص می‌گردد، و در نهایت مقادیر ترسیمی برای آنالیز به لوزی بین دو مثلث منتقل می‌شود. نمودار پایپر مشخصات شیمیایی آب را بر حسب غلظت نسبی تشکیل‌دهنده‌های آن نشان می‌دهد.

۳-۱-۲- نمودار گیبس

برای بررسی ساز و کارهای کنترل‌کننده شیمی منابع آب از نمودار گیبس استفاده می‌شود. این نمودار ابزاری مؤثر جهت شناسایی فرآیندهای ژئوشیمیایی (همانند بارش، هوازدگی سنگ‌ها و تبخیر) کنترل‌کننده خصوصیات هیدروژئوشیمیایی منابع آب است. نمودار گیبس به طور گسترده‌ای برای برقراری ارتباط بین ترکیبات آب و خصوصیات بستر سنگی به کار می‌رود (Gibbs, 1970).

۳-۳-۲- ارزیابی کیفیت آب با مصارف مختلف (شرب و کشاورزی)

ارزیابی کیفیت آب زیر زمینی شامل بررسی سختی کل (TH) نسبت جذب سدیم (SAR) درصد سدیم (Na%) و خطر منیزیم (MH) خواهد بود. مورد اول در رابطه با آب شرب بکار می‌رود و سه مورد بعدی در رابطه با آب کشاورزی خواهد بود که در ادامه بحث می‌شوند.

- سختی کل (Total Hardness): سختی کل به‌عنوان یک پارامتر مهم برای ارزیابی کیفیت آب آشامیدنی است که با استفاده از رابطه زیر محاسبه می‌شود (رابطه ۱-۳).

$$TH = (CaCO_3) \text{ mg/l} = 2.497 Ca^{2+} + 4.1115 Mg^{2+} \quad \text{رابطه ۱-۳}$$

که در آن غلظت‌های Ca و Mg بر حسب mg/l است.

- نسبت جذب سدیم: آب‌های آبیاری معمولاً بر حسب خطر شوری (هدایت الکتریکی یا TDS) و خطر سدیم طبقه‌بندی می‌شوند. ۲۵۰، ۷۵۰ و ۲۲۵۰ میکرومهموس، از مقادیر حساس در تقسیم‌بندی خطر شوری‌اند و باعث تشکیل ۴ گروه می‌شوند.

(C₁) آب‌های با شوری کم - $< 250 \mu mhos$

(C₂) آب‌های با شوری متوسط - $250-750 \mu mhos$

(C₃) آب‌های با شوری بالا - $750-2250 \mu mhos$

(C₄) آب‌های خیلی شور - $> 2250 \mu mhos$

خطر سدیم تابع SAR و شوری است. خطوط تقسیم عبارت‌اند از:

$$S = 43/85 - 8/87 \log C$$

$$S = 31/31 - 6/66 \log C$$

$$S = 18/87 - 4/44 \log C$$

که S همان SAR و C هدایت الکتریکی است.

چهار گروه حاصله عبارت‌اند از:

S₁ - آب‌های با سدیم کم

S₂ - آب‌های با سدیم متوسط

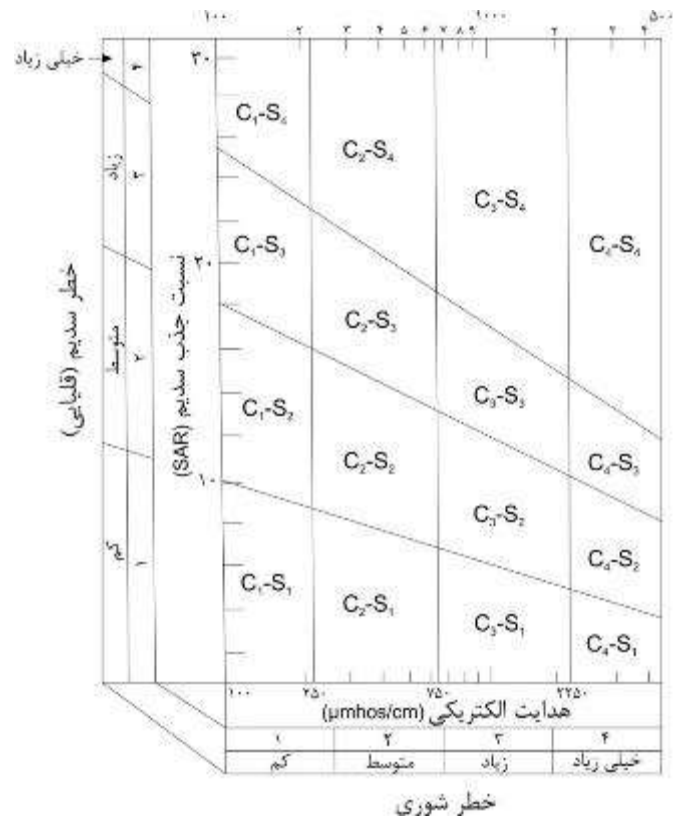
S₃ - آب‌های با سدیم بالا

S₄ - آب‌های با سدیم خیلی بالا

شکل ۳-۷- نمودار ویلکوکس یا هدایت الکتریکی (EC) به نسبت جذب سدیم (SAR) را نشان می‌دهد.

نسبت جذب سدیم با استفاده از رابطه ۳-۲ محاسبه می‌شود:

$$SAR = \frac{Na}{\sqrt{(Ca+Mg)/2}} \quad (\text{رابطه ۳-۲})$$



شکل ۳-۷- نمودار هدایت الکتریکی (EC) نسبت جذب سدیم (SAR)

- درصد سدیم: درصد سدیم نیز با استفاده از رابطه ۳-۳ به دست می‌آید:

$$\text{Na\%} = \frac{(Na^{+} + K^{+}) \times 100}{(Ca^{2+} + Mg^{2+} + Na^{+} + K^{+})} \quad \text{رابطه ۳-۳}$$

در این محدوده‌ها، درصد سدیم به عالی (کمتر از ۲۰ درصد)، خوب (۲۰ تا ۴۰ درصد)، قابل قبول (۴۰ تا ۶۰ درصد)، نسبتاً بد (۶۰ تا ۸۰ درصد) و بد (بیشتر از ۸۰ درصد) تقسیم خواهند شد.

- خطر منیزیم (MH): طبق معادله پیشنهادشده توسط Paliwal در سال ۱۹۷۲، خطر منیزیم با استفاده از رابطه ۳-۴ محاسبه می‌گردد. چنانچه خطر منیزیم از ۵۰ بیشتر شود، آب در محدوده نامناسب برای کشاورزی قرار می‌گیرد.

$$\text{MH} = \frac{Mg^{2+}}{(Ca^{+} + Mg^{2+})} \times 100 \quad \text{رابطه ۳-۴}$$

۳-۳-۲- شاخص کیفی آب (WQI)

هورتون برای اولین بار در اواسط قرن بیستم شاخص کیفیت آب را با استفاده از ده متغیر کیفیت آب اندازه‌گیری کرد که وزن شاخص از ۱ تا ۴ متغیر بود. از آن زمان، اصلاحات مختلف همراه با رویکردهای جدیدتر برای محاسبه WQI برای ارزیابی کیفیت آب برای اهداف مختلف توسعه یافته است (Brown et al., 1970). شاخص کیفی آب، میزان اثرات کلی ترکیبات شیمیایی بر ویژگی‌های کیفی آب برای مصرف انسان است (Chung et al., 2014). موفق‌ترین روش برای ارزیابی کیفیت آب برای مصارف آشامیدنی، روش محاسبه وزنی Arithmetic شاخص کیفی آب است که توسط براون و همکاران (۱۹۷۲) توسعه یافته است.

۳-۲-۱- شاخص کیفی آب (WQI) با روش وزن دهی Arithmetic

محاسبه وزنی WQI کاربرد وسیعی در ارزیابی کیفیت آب‌های زیرزمینی برای مصرف توسط بشر دارد (Md. Aminal et al., 2020). باتوجه به اینکه در این روش از متداول‌ترین پارامترهای کیفی آب استفاده می‌شود روشی بسیار آسان برای محاسبه WQI است. علاوه بر این، در این روش از پارامترهای کمتری نیز استفاده می‌شود. محاسبه WQI با روش وزن دهی Arithmetic شامل مراحل زیر است:

مرحله اول: محاسبه مقیاس رده‌بندی کیفی (Q_i) برای هر پارامتر:

$$Q_i = 100 \times \frac{V_i - V_o}{S_i - V_o} \quad (\text{رابطه ۳-۵})$$

که در این معادله Q_i مقیاس رده‌بندی کیفی برای هر پارامتر، V_i غلظت هر پارامتر در نمونه، S_i مقادیر استاندارد توصیه‌شده برای هر پارامتر و V_o مقادیر ایده‌آل برای هر پارامتر در آب خالص می‌باشد. باید توجه داشت که مقدار V_o برای تمامی پارامترها صفر در نظر گرفته می‌شود بجز $\text{pH} = 7$ و $\text{DO} = 14.6 \text{ mg/L}$.

مرحله دوم: محاسبه وزن واحد (W_i) برای هر پارامتر:

W_i با مقدار استاندارد توصیه شده نسبت معکوس دارد و با معادله زیر محاسبه می‌شود:

$$W_i = \frac{K}{S_i} \quad (\text{رابطه ۳-۶})$$

$$K = \frac{1}{\sum \frac{1}{S_i}} \quad (\text{رابطه ۳-۶})$$

که در رابطه فوق W_i وزن هر پارامتر و K ثابت تناسب می‌باشد.

مرحله آخر، مرحله محاسبه WQI با استفاده از رده بندی کیفی و وزن واحد بر اساس رابطه زیر می‌باشد.

$$WQI = \frac{\sum Q_i W_i}{\sum W_i} \quad (\text{رابطه ۳-۷})$$

پس از محاسبه WQI، رده‌بندی کیفیت آب بر اساس این روش توسط جدول ۳-۳ (Chatterji and Raziuddin, 2002)

انجام می‌شود:

جدول ۳-۳- رده‌بندی کیفیت آب بر اساس شاخص WQI (Chatterji and Raziuddin, 2002)

WQI Value	Rating of Water quality	Grading
0-25	Excellemt water quality	A
26-50	Good water quality	B
51-75	Poor water quality	C
76-100	Very poor water quality	D
>100	Unsuitable for drinking purpose	E

۳-۳-۳- ارزیابی خطر سلامتی فلزات در نمونه‌های آب

برای ارزیابی خطر سلامتی فلزات در محیط آب، در دهه‌های گذشته ضریب خطر (HQ)، که توسط آژانس حفاظت محیط زیست آمریکا (EPA) توصیه شده به طور گسترده مورد استفاده قرار گرفته است (Lemly, 1996; Meng et al., 2016). بلع مستقیم (به استثنای استنشاق از طریق دهان و بینی) به عنوان مسیر اصلی برای انسان برای در معرض قرارگیری فلزات در محیط آب در نظر گرفته می‌شود (Kim et al., 2004; Li and Zhang, 2010; Zeng et al., 2015). بر اساس دستورالعمل‌های خطر (USEPA (2004)، دوز قرار گرفتن در معرض بلع مستقیم ($ADD_{ingestion}$) بر اساس رابطه (۸-۳) محاسبه می‌شود:

$$ADD_{ingestion} = \frac{C_w \times IR \times ABS_g \times EF \times ED}{BW \times AT} \quad (۸-۳)$$

در رابطه (۸-۳) C_w : میانگین غلظت فلزات در نمونه‌های آب بر حسب ($\mu g/L$)، IR : میزان بلع بر حسب (L/day) که در این مطالعه ۲ لیتر برای بزرگسالان و ۰/۶۴ لیتر برای کودکان در نظر گرفته شده، EF : فراوانی قرار گرفتن

در معرض بر حسب (days/year) که در این مطالعه ۳۶۵ روز است، ED: مدت زمان در معرض قرارگیری بر حسب (years) که ۷۰ سال برای بزرگسالان و ۶ سال برای کودکان در نظر گرفته شده، BW: وزن بدن بر حسب (Kg) که ۷۰ کیلوگرم برای بزرگسالان و ۱۵ کیلوگرم برای کودکان می‌باشد، AT: میانگین مدت زمان در معرض قرارگیری بر حسب (days) که ۲۵۵۵۰ روز برای بزرگسالان و ۲۱۹۰ روز برای کودکان در نظر گرفته شده است، ABS_g: عامل جذب دستگاه گوارش که بدون بعد است (USEPA, 2004; Zeng et al., 2015; Wang et al., 2017; Duggal et al., 2017; Xiao et al., 2019; Mgbenu et al., 2019; Ezugwu et al., 2019; Gao et al., 2019; Ukah et al., 2019; Ustaoğlu et al., 2020).

برای ارزیابی خطر سلامتی ایجاد شده توسط هر عنصر از ضریب خطر (HQ) که نسبت بین قرار گرفتن در معرض مسیرهای مختلف و دوز مرجع است طبق رابطه (۳-۹) استفاده می‌شود (Li et al., 2016; Zhang et al., 2018):

$$HQ = ADD/RfD \quad (۳-۹)$$

در رابطه فوق، ADD: دوز در معرض قرارگیری یا مصرف روزانه مزمن بر حسب ($\mu\text{g}/\text{Kg}/\text{day}$) و RfD: نشان‌دهنده دوز مرجع یک عنصر خاص بر حسب ($\mu\text{g}/\text{Kg}/\text{day}$) است.

مقادیر مربوط به دوز مرجع مربوط به بلع (RfD_{ing}) عناصر مختلف در جدول (۳-۵) ارائه شده است (USEPA, 2004; De et al., 2007; Wu et al., 2009; Wang et al., 2017; Xiao et al., 2019; Ustaoğlu et al., 2020).

جدول ۳-۵- مقادیر مربوط به RfD_{ing} در عناصر مختلف

عناصر	RfD_{ing} (mg/L/day)
Al	۱
As	۰/۰۰۰۳
Cd	۰/۰۰۰۵
Cr	۰/۰۰۳
Cu	۰/۰۴
Fe	۰/۳
Ni	۰/۰۲
Pb	۰/۰۳۶
Zn	۰/۳

۳-۳-۵- روش‌های آماری

مهمترین روش‌های آماری مورد استفاده در این مطالعه شامل ضریب همبستگی (Correlation Coefficient) و تحلیل مولفه اصلی (Principle Component Analysis-PCA) است که با استفاده از نرم افزار SPSS22 انجام شده است.

ضریب همبستگی (Correlation coefficient)

ضریب همبستگی میزان ارتباط بین دو متغیر را تعیین می‌کند. این ضریب بین دو مقدار ۱+ و ۱- متغیر است. هر چه به ۱+ نزدیکتر شویم همبستگی بین دو متغیر خطی و مستقیم می‌شود، بدین صورت که افزایش یک متغیر با افزایش متغیر دیگر همراه است. در صورت نزدیک شدن به عدد ۱- همبستگی بین دو متغیر خطی و معکوس می‌شود، بدین ترتیب که با افزایش یک متغیر، دیگری کاهش می‌یابد. باید توجه داشت که با نزدیک شدن به عدد صفر همبستگی بین دو متغیر از بین رفته و بی‌معنا می‌شود. از طرفی دیگر ممکن است الگوهای پراکندگی متفاوت

ضریب همبستگی یکسانی داشته باشند، و یا بر عکس گاهی الگوهای یکسان ضرایب همبستگی متفاوتی نشان دهند (Moore & Cobby, 1998). ضرایب همبستگی کندال (τ)، اسپیرمن (ρ) و پیرسون (r) سه روش مختلف برای تعیین ضریب همبستگی هستند که در این تحقیق از روش اسپیرمن استفاده شده است.

تحلیل مولفه اصلی (Principle Component Analysis - PCA)

تحلیل مولفه اصلی (Principle Component Analysis-PCA) از روش‌های آماری مورد استفاده در این پژوهش به منظور تحلیل داده‌ها (آب زیرزمینی و خاک) و همچنین تعیین منشأ عناصر است. روش PCA که توسط کارل پیرسون در سال 1901 ارائه شد، برای کاهش ابعاد مجموعه داده‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. تحلیل مولفه اصلی از روش‌های چند متغیره است که به طور گسترده در مطالعات آلودگی آب، رسوب و خاک مورد استفاده قرار می‌گیرد (Pearson, 1901). رایجترین نوع PCA برای تفسیر نتایج، روش Varimax Rotation است. در این روش مقادیر فاکتورهای با وزن بالای ۰/۷۱ قابل توجه و مقادیر کمتر از ۰/۳۱ ضعیف در نظر گرفته می‌شود (Loska et al., 2003). در این پژوهش، برای تعیین منشأ عناصر انتخابی از روش تحلیل مولفه اصلی (Principle Component Analysis) با استفاده از نرم افزار SPSS23 استفاده شد (Kaiser., 1960; Shakeri et al., 2016; Kukrer et al., 2014).

۳-۳-۶- روش‌های تحلیل داده‌ها در خاک و گیاه

۳-۳-۶-۱- ضریب انتقال (TF) از خاک به گیاه

به منظور تعیین میزان واقعی جذب عناصر سنگین توسط اندام‌های گیاه، ضریب انتقال عناصر محاسبه می‌شود. ضریب انتقال عبارت است از نسبت غلظت فلز در گیاه به غلظت همان فلز در خاک. برای تعیین هر ضریب

انتقال، باید به این نکته توجه داشت که حتما هر نوع گیاه با نمونه خاک مربوط به خود در نظر گرفته شود. و از رابطه زیر محاسبه می‌گردد:

$$TF = Mpc/Msc \quad (\text{رابطه ۳-۱۰})$$

که در این رابطه TF فاکتور یا ضریب انتقال، Mpc غلظت فلز در گیاه ($\mu\text{g/g}$) و Msc غلظت فلز در خاک (mg/kg) می‌باشد.

۳-۳-۶-۲- ارزیابی ریسک سلامت HI

برای ارزیابی ریسک سلامت دو پارامتر پتانسیل خطر (THQ) و شاخص خطر (HI) در نمونه‌های خاک و محصولات کشاورزی از طریق رابطه‌های زیر محاسبه می‌گردد:

$$THQ = (DIM \times FI \times EF \times ED) / RfD \times BW \times AT \quad (\text{رابطه ۳-۱۱})$$

$$HI = \sum_{i=1}^n THQ \quad (\text{رابطه ۳-۱۲})$$

این روابط برای محاسبه پتانسیل خطر و شاخص خطر توسط سازمان حفاظت از محیط‌زیست آمریکا (USEPA) ارائه شده، که DMI مقدار فلز خورده شده در روز بر حسب ($\text{mg.person}^{-1}.\text{day}^{-1}$)، FI مقداری از آلاینده که از طریق ماده خورده شده جذب بدن می‌شود (بدون واحد)، EF تناوب مصرف در سال (d.y^{-1})، ED تعداد سال‌هایی که این ماده خوراکی مصرف می‌شود، BW وزن بدن (kg)، AT میانگین دوره زمانی که فرد در طول حیات خود در معرض آلاینده قرار دارد، RfD ورود روزانه یک آلاینده به بدن یک فرد در طول دوره زندگی وی بدون بروز خطر و HI شاخص خطر می‌باشد. در این رابطه RfD برابر با دوز مرجع برای هر عنصر است که توسط سازمان حفاظت محیط زیست آمریکا (US EPA) برای بسیاری از عناصر تعیین شده است که برخی از آن عبارتند از:

mg) DIM .Fe=0.7 ,Ni=0.02 ,Zn=0.3 ,Cu=0.04 ,Cd=0.001 ,As=0.0003 نیز مقدار فلز هضم شده روزانه (

(person⁻¹ day⁻¹) می باشد و از طریق رابطه ۳-۱۳ بدست می آید:

$$DIM = \frac{C_{metal} \times C_{factors} \times D_{food\ intake}}{BW_{average\ Weight}} \quad (\text{رابطه ۳-۱۳})$$

بر این اساس C_{metal} غلظت فلز موجود در محصول (mg/kg)، $C_{factors}$ ضریب تبدیل وزن اولیه به وزن خشک محصول (معادل با ۰/۰۸۵)، $D_{food\ intake}$ میانگین مصرف روزانه (kg/day) و BW وزن بدن (به ترتیب برای بزرگسالان و کودکان، ۷۳ و ۳۲/۷ کیلوگرم) است.

$D_{food\ intake}$ برای مصرف روزانه جو به عنوان یک وعده غذایی در نان یا بخشی از وعده غذایی، برای گروه های سنی بزرگسالان و کودکان به ترتیب 0.4 و 0.2 (kg/day) در نظر گرفته شد.

۳-۳-۶-۳ شاخص پتانسیل خطر بوم شناختی (RI):

شاخص خطر بوم شناختی برای ارزیابی درجه آلودگی فلزات سنگین و ارزیابی همه جانبه پتانسیل خطر هر یک از عناصر در خاک به کار می رود (Hakanson, 1980). پتانسیل خطر بوم شناختی از حاصل ضرب فاکتور آلودگی در فاکتور سمیت زیست شناختی برای هر فلز به دست می آید.

$$E_r^i = C_f \times T_r^i \quad (\text{رابطه ۳-۱۴})$$

در اینجا C_f فاکتور آلودگی و T_r^i فاکتور سمیت زیست شناختی برای هر عنصر است. مقادیر فاکتور سمیت زیست شناختی برای عناصر به ترتیب Cu=Pb=5, Zn=1, Cr=2, Ni=6, As=10, Sb=7 است. همچنین برای بدست آوردن پتانسیل خطر بوم شناختی کل از رابطه ۳-۱۵ استفاده می گردد:

$$RI = \sum_i^n E_r^i = \sum_i^n T_r^i \times C_f^i \quad (\text{رابطه ۳-۱۵}):$$

فاکتور خطر بوم شناختی عناصر مجزا به پنج رده، از خطر کم ($E_r^i < 40$) تا بسیار خطرناک ($E_r^i > 320$) تقسیم می‌شود. همچنین RI به چهار رده، از شاخص خطر بوم شناختی کم ($RI < 150$) تا شاخص خطر بوم شناختی بسیار زیاد ($RI > 600$) تقسیم می‌شود (جدول ۳-۶).

جدول ۳-۶- طبقه بندی شاخص پتانسیل خطر بوم شناختی

RI < 150	$E_r^i < 40$	ریسک کم
150 < RI < 300	40 < E_r^i < 80	ریسک متوسط
300 < RI < 600	80 < E_r^i < 160	ریسک قابل توجه
-	160 < E_r^i < 320	ریسک زیاد
RI > 600	$E_r^i > 320$	ریسک بسیار زیاد

۳-۳-۶-۴- ضریب غنی‌شدگی

ضریب غنی‌شدگی نشان‌دهنده مقدار افزایش غلظت یک عنصر نسبت به غلظت طبیعی آن در پوسته، سنگ بستر یا خاک است (Eby, 2004). این ضریب از رابطه ۳-۱۶ محاسبه می‌شود:

$$EF = \frac{[(C_n)/(C_{ref})]_{\text{Soil}}}{[(B_n)/(B_{ref})]_{\text{Background}}} \quad (\text{رابطه ۳-۱۶})$$

در رابطه، C_n غلظت عنصر مورد نظر در نمونه، C_{ref} غلظت عنصر مرجع در نمونه، B_n غلظت عنصر مورد نظر در زمینه و B_{ref} غلظت عنصر مرجع در زمینه است. در این مطالعه از عنصر اسکاندیم به عنوان عنصر مرجع و از مینگین غلظت عناصر در خاک‌های جهانی به عنوان محیط مرجع استفاده شد. براساس تقسیم‌بندی زانگ و ليو

(Zhang et al., 2002)، مقادیر فاکتور غنی‌شدگی کمتر از ۱/۵ نشانگر منشأ زمین‌زاد، مقادیر بالاتر از ۱/۵ نشانگر منشأ مشترک انسان‌زاد و زمین‌زاد می‌باشد و مقادیر بالاتر EF نشانگر شدت بالای منشأ انسان‌زاد است. مطابق جدول ۳-۷، ساترلند در سال ۲۰۰۰ فاکتور غنی‌شدگی را به ۵ رده از غنی‌شدگی کم تا غنی‌شدگی بسیار شدید تقسیم کرد. مقادیر غنی‌شدگی بالاتر نشانگر منشأ انسان‌زاد است (Sutherland, 2000).

جدول ۳-۷- طبقه‌بندی میزان غنی‌شدگی (EF) فلزات مورد مطالعه در خاک

EF	سطح آلودگی
EF < 2	تهی تا کمی غنی‌شده
2 < EF < 5	غنی‌شدگی متوسط
5 < EF < 20	غنی‌شدگی قابل توجهی
20 < EF < 40	غنی‌شدگی بسیار بالا
40 < EF	غنی‌شدگی بسیار بسیار بالا

۳-۳-۵- شاخص زمین‌انباشت

این شاخص توسط مولر (Muller, 1969) معرفی شده است و با استفاده از آن درجه آلودگی خاک به وسیله رابطه ۳-۱۷ تعیین می‌شود:

$$I_{geo} = \log_2 \left[\frac{C_n}{1/5 \times B_n} \right] \quad (\text{رابطه ۳-۱۷})$$

در رابطه، I_{geo} شاخص زمین انباشت، C_n نشان‌دهنده غلظت عنصر مورد نظر در خاک و B_n نشانگر غلظت زمینه آن عنصر یا غلظت مرجع می‌باشد. شاخص زمین انباشت توسط مولر مطابق جدول ۳-۸ به ۶ رده از غیرآلوده (کمتر از صفر) تا بشدت آلوده (بیشتر از ۵) تقسیم شد (Muller, 1969).

جدول ۳-۸ رده بندی آلودگی طبق شاخص زمین انباشت

شاخص زمین انباشت		
رده	شدت آلودگی	محدوده آلودگی
1	$I_{geo} \leq 0$	آلودگی ناچیز تا کم
2	$0 < I_{geo} \leq 1$	آلودگی کم
3	$1 < I_{geo} \leq 2$	آلودگی متوسط
4	$2 < I_{geo} \leq 3$	آلودگی زیاد
5	$3 < I_{geo} \leq 4$	آلودگی خیلی زیاد
6	$4 < I_{geo} \leq 5$	آلودگی بسیار زیاد
7	$5 \leq I_{geo}$	به شدت آلوده

۳-۳-۶-۶-۳-۳-۳ فاکتور آلودگی (C_f)

C_f به عنوان ابزاری مفید برای کنترل آلودگی خاک در طول زمان در نظر گرفته می‌شود. در این نسبت مقدار هر فلز در نمونه حاضر به مقادیر پس زمینه همان فلز تقسیم می‌شود. درجه‌های آلودگی را می‌توان با توجه به مقادیر آن‌ها از ۱ تا ۶ طبقه‌بندی کرد: اگر $C_f < 1$ ؛ آلودگی کم، $1 < C_f < 3$ ؛ آلودگی متوسط، $3 < C_f < 6$ ؛ آلودگی قابل توجهی، $C_f > 6$ ؛ آلودگی بسیار زیاد (Hakanson, 1980):

$$C_f = C_x / C_b \quad (\text{رابطه ۳-۱۸})$$

در این رابطه C_x غلظت عنصر مورد نظر در نمونه و C_b غلظت استاندارد عنصر مورد نظر و یا غلظت زمینه عنصر مورد نظر است.

فصل چہارم

نتایج و بحث

۴-۱- نتایج مربوط به نمونه‌های آب زیرزمینی تفتان

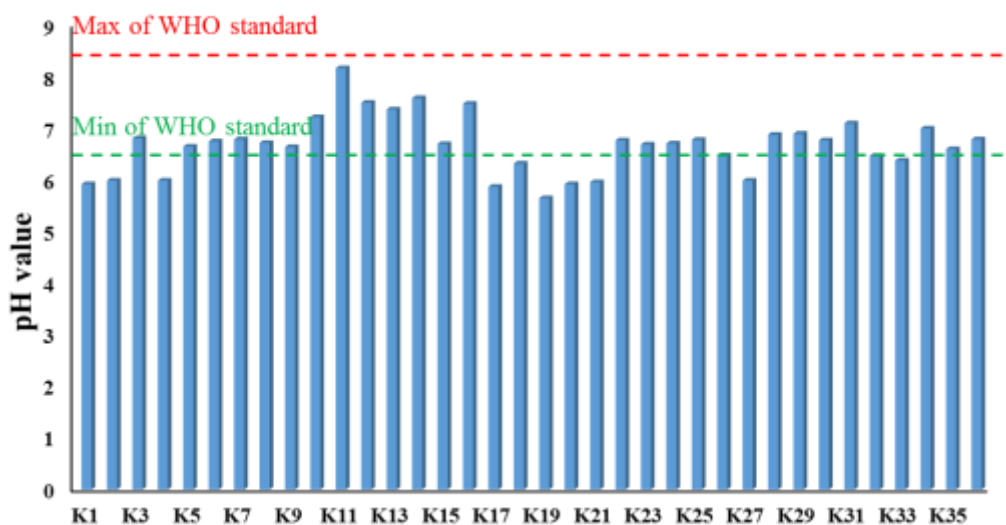
۴-۱-۱- پارامترهای فیزیکوشیمیایی و یون‌های اصلی

میانگین pH نمونه‌های آب ۶/۶۸ و گستره آن از ۵/۶۵ تا ۸/۱۷ تغییر می‌کند. در چاه‌های نمونه‌برداری شده کمترین مقدار pH مربوط به چاه‌های شماره ۱۹، ۱۷، ۲۰ و ۲۱ (قسمت غربی دشت خاش)، و بیشترین مقدار pH مربوط به چاه شماره ۱۱ (قسمت شرقی دشت خاش) است (شکل ۴-۱). در مقایسه با استاندارد سازمان بهداشت جهانی برای آب شرب، ده ایستگاه نمونه‌برداری شرایط اسیدی تر از مقدار استاندارد را نشان می‌دهند.

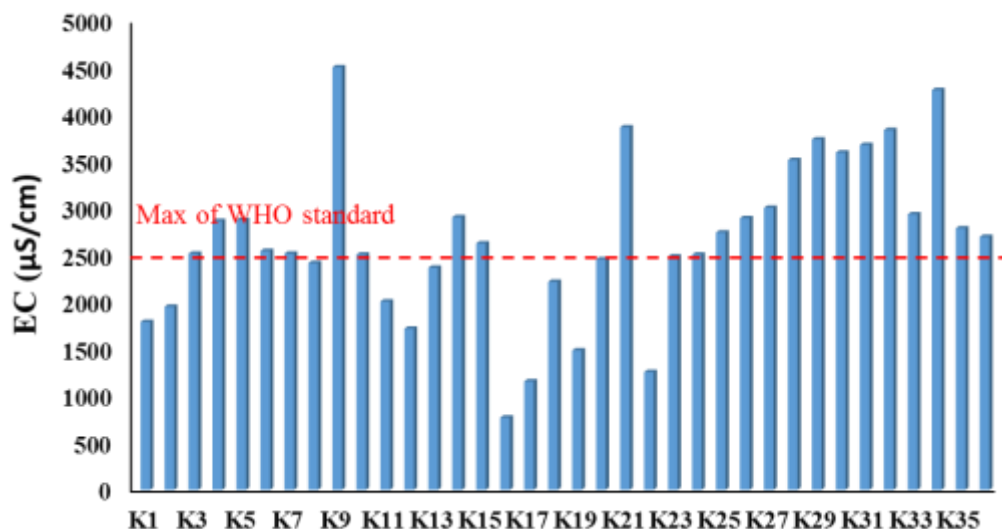
کمترین مقدار هدایت الکتریکی در چاه‌های نمونه‌برداری شده ۷۷۰ میکروزیمنس بر سانتی‌متر در چاه شماره ۱۶ (قسمت شمال غربی دشت خاش و نزدیک‌ترین ایستگاه به آتشفشان تفتان) و بیشترین مقدار هدایت الکتریکی ۴۹۱۰ میکروزیمنس بر سانتی‌متر و مربوط به چاه شماره ۹ (قسمت شمال شرقی دشت خاش) است (شکل ۴-۲). در ۲۳ ایستگاه نمونه‌بردار در این منطقه مقدار هدایت الکتریکی بیش از استاندارد ارائه شده برای آب شرب توسط سازمان بهداشت جهانی است. یکی از دلایل بالا بودن مقدار هدایت الکتریکی در این ایستگاه‌ها می‌تواند وجود گسل باشد که باعث بالا آمدن آب‌های هیدروترمال عمقی در این نواحی می‌شود (Ghoreishi et al., 2020). همچنین مقادیر Eh تغییرات زیادی در محدوده مطالعاتی نشان نمی‌دهد به طوری که کمینه و بیشینه مقدار Eh به ترتیب ۲۲ و ۸۳ میلی‌ولت اندازه‌گیری شده است و مقدار میانگین این شاخص ۵۷/۳۱ میلی‌ولت است.

جدول ۴-۱- خلاصه آماری پارامترهای فیزیکوشیمیایی و غلظت یون‌های اصلی در آب زیرزمینی (چاه و قنات) منطقه تفتان (خاش)

Parameter	pH	Eh	EC	Ca	Mg	Na	K	HCO ₃	Cl	SO ₄
Unit	-	mv	μS/cm	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L
Mean	6.68	57.31	2670.11	12.85	6.99	21.47	0.35	14.03	15.31	15.61
Median	6.72	59.50	2590.00	10.04	5.11	22.05	0.29	13.60	16.92	12.25
Std. Deviation	0.55	12.11	851.27	6.99	3.91	8.62	0.21	3.10	5.69	9.99
Skewness	0.35	-1.06	0.01	0.93	1.81	0.00	0.27	2.65	-0.40	2.33
Minimum	5.65	22.00	770.00	1.32	1.22	4.85	0.11	9.00	2.13	4.17
Maximum	8.17	83.00	4510.00	29.02	21.94	36.19	0.72	28.00	28.13	56.61
WHO Standard	6.5-8.5	-	2500	9.98	12.34	8.70	0.30	-	7.05	5.20

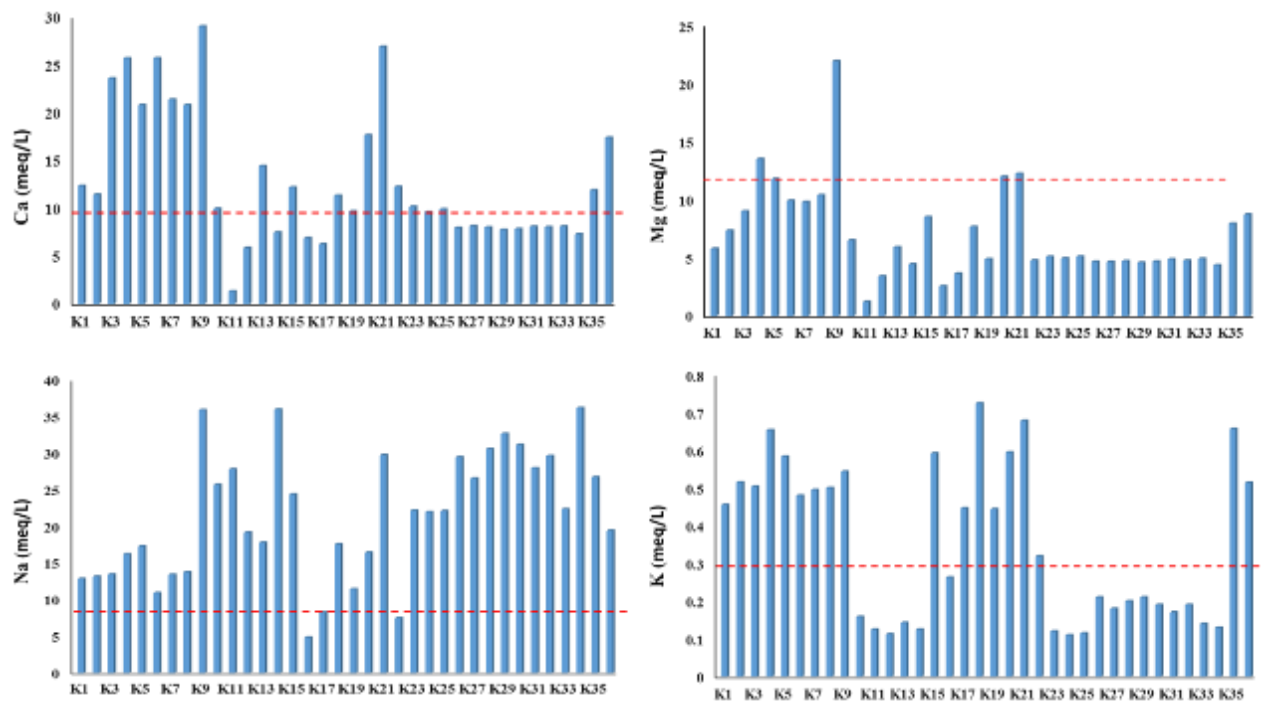


شکل ۴-۱- نمودار مقایسه مقادیر pH اندازه‌گیری شده در آب زیرزمینی منطقه تفتان نسبت به استاندارد WHO

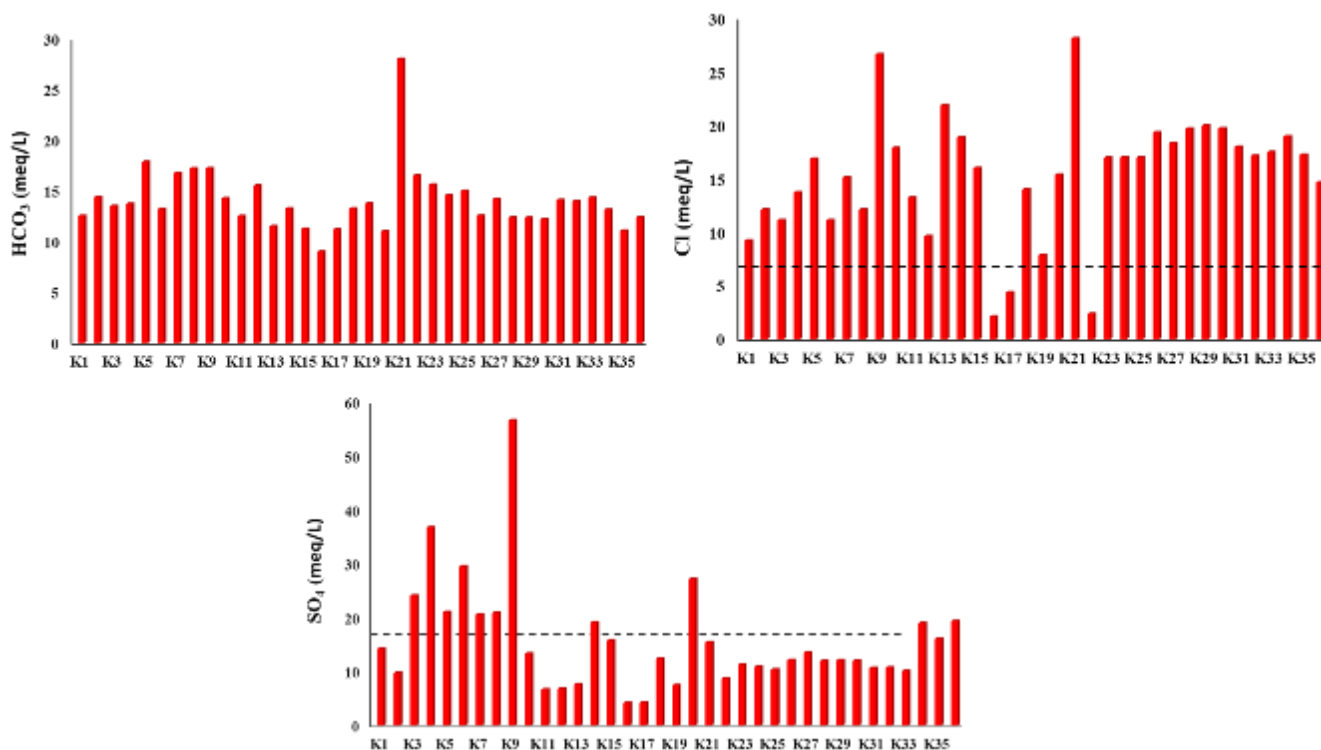


شکل ۴-۲- نمودار مقایسه مقادیر EC اندازه‌گیری شده در آب زیرزمینی منطقه تفتان نسبت به استاندارد WHO

ترتیب فراوانی کاتیون‌های اصلی در تمام نمونه‌ها به صورت $Na > Ca > Mg > K$ می‌باشد (به جز در نمونه‌های شماره ۳، ۴، ۵، ۶، ۷ و ۸ که مقدار کلسیم در این چاه‌ها بیشتر از مقدار سدیم است) (شکل ۴-۳). در ترتیب آنیون‌های اصلی نیز در حالت کلی مقادیر SO_4 و HCO_3 از مقادیر Cl بیشتر است (شکل ۴-۴). همچنین با توجه به جدول ۴-۱ مقادیر غلظت سدیم و کلر در تمامی نمونه‌ها به جز نمونه‌های شماره ۱۶، ۱۷ و ۲۲ بیشتر از حد مجاز استاندارد در آب‌های آشامیدنی است. مقادیر غلظت سولفات نیز در تمامی نمونه‌ها به جز نمونه‌های شماره ۱۶ و ۱۷ در شمالغرب منطقه (بالادست جریان) از حد مجاز استاندارد در آب آشامیدنی بیشتر می‌باشد. همچنین دیگر کاتیون‌های اصلی نیز در اکثر نمونه‌ها غلظت بالاتری نسبت به حد مجاز استاندارد در آب آشامیدنی را دارند. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که با توجه به غلظت یون‌های اصلی و مقایسه آن‌ها با غلظت‌های استاندارد، آب منطقه برای مصارف شرب مناسب نمی‌باشد.



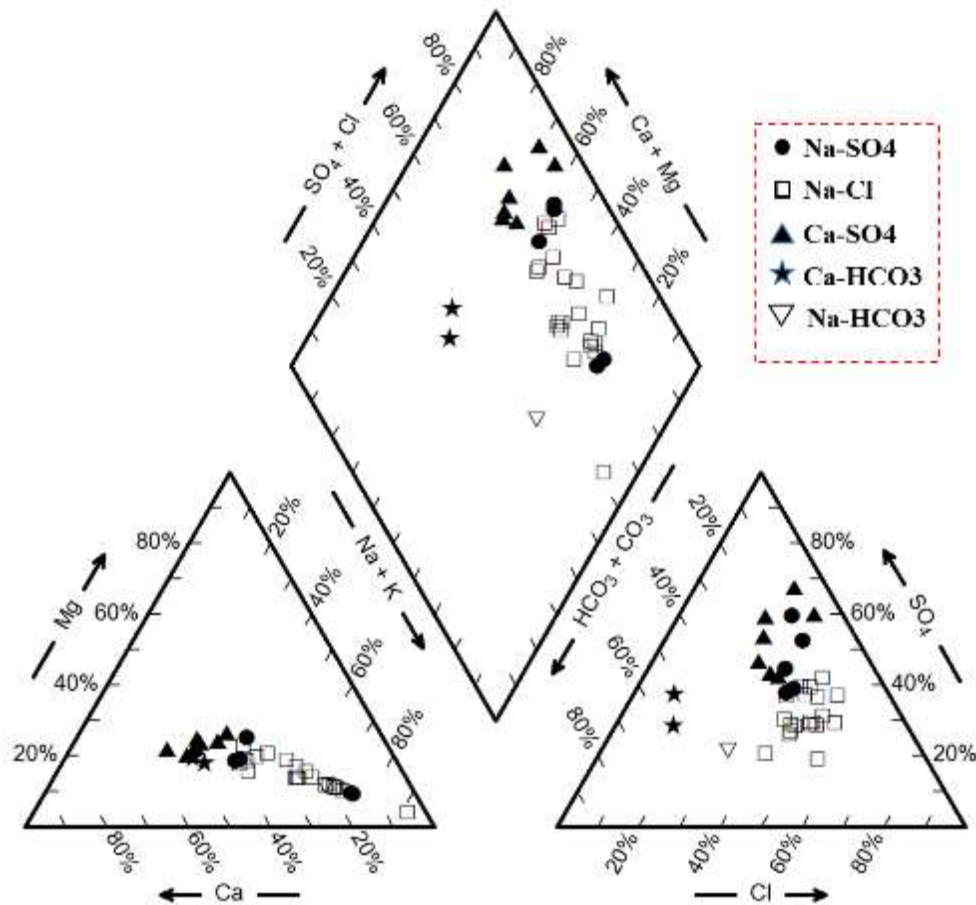
شکل ۳-۴- غلظت کاتیونهای اصلی در منابع آب زیرزمینی منطقه تفتان



شکل ۴-۴- غلظت آنیونهای اصلی در منابع آب زیرزمینی منطقه تفتان

۴-۱-۲- بررسی هیدرووشیمی و هیدروژئوشیمی نمونه‌های آب

در این مطالعه برای تعیین تیپ آب از نمودار پایپر استفاده شده است. همانطور که در نمودار پایپر در شکل ۴-۵ نشان داده شده است، نمونه‌های آب مورد مطالعه دارای ۵ تیپ اصلی هستند: ۱- Na-SO₄ شامل نمونه‌های شماره ۱، ۹، ۱۴، ۳۴ و ۳۶ (درصد از نمونه‌ها) ۲- Na-Cl شامل نمونه‌های شماره ۲، ۱۰، ۱۱، ۱۳، ۱۵، ۱۷، ۱۸، ۱۹، ۲۱، ۲۳، ۲۴، ۲۵، ۲۶، ۲۷، ۲۸، ۲۹، ۳۰، ۳۱، ۳۲، ۳۳ و ۳۵ (درصد نمونه‌ها) ۳- Ca-SO₄ شامل نمونه‌های شماره ۳، ۴، ۵، ۶، ۷، ۸ و ۲۰ (درصد از نمونه‌ها) ۴- Na-HCO₃ در نمونه شماره ۱۲، ۵- Ca-HCO₃ شامل نمونه‌های شماره ۱۶ و ۲۲.



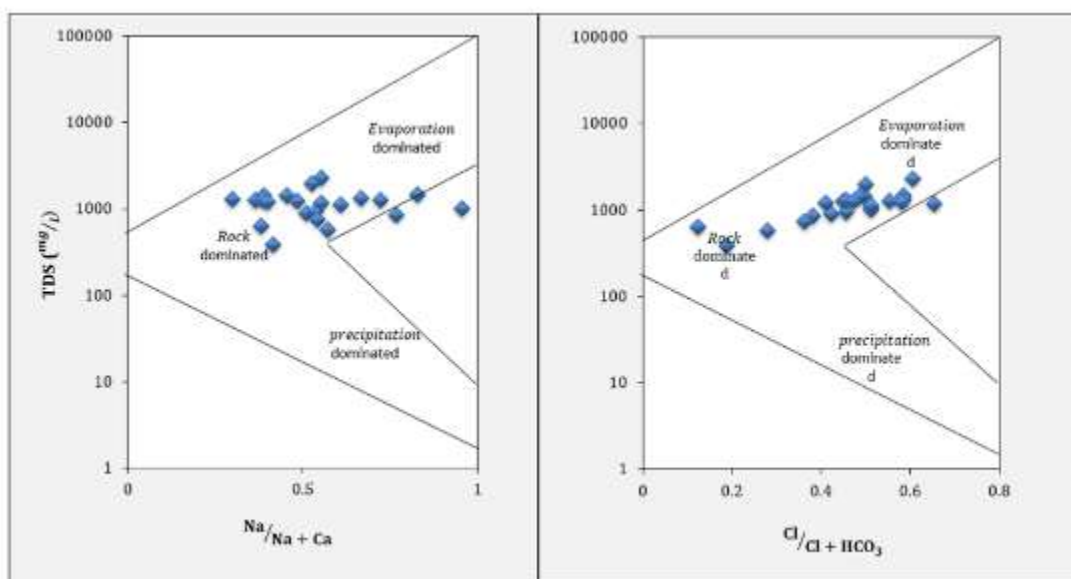
شکل ۴-۵- نمودار پایپر نمونه‌های آب زیرزمینی منطقه تفتان

بر اساس مطالعات انجام شده توسط شاکری و همکاران (۲۰۱۲) و قریشی نیا و همکاران (۲۰۲۰)، آتشفشان تفتان و حوزه‌های مجاور نقش مهمی در ترکیب هیدروشیمیایی آب حوضه‌های مجاور دارد. در این مطالعه حدود ۸۰ درصد نمونه‌های آب چاه‌ها ترکیب سولفات-کلروره دارند که با توجه به لیتولوژی منطقه مورد مطالعه (عدم وجود سازندهای تبخیری مانند سازندهای گچی و نمکی)، احتمالاً نشان دهنده تاثیر آتشفشان تفتان بر آبخوان خاش باشد (Shakeri et al., 2012, Ghoreyshinia et al., 2020). همچنین درصد بالایی از نمونه‌ها دارای کاتیون غالب سدیم و کلسیم هستند که با توجه به نرخ هوازدگی ۱۲ برابری کربنات‌ها نسبت به سیلیکات‌ها (Meyback,)

1987)، احتمالاً نشاندهنده هوازگی سنگ‌های عمقی (سنگ‌های سیلیکاته بستر تفتان) و زمان ماندگاری آب و ماتریکس آبخوان (residence time) می‌باشد (Ghoreyshinia et al., 2020).

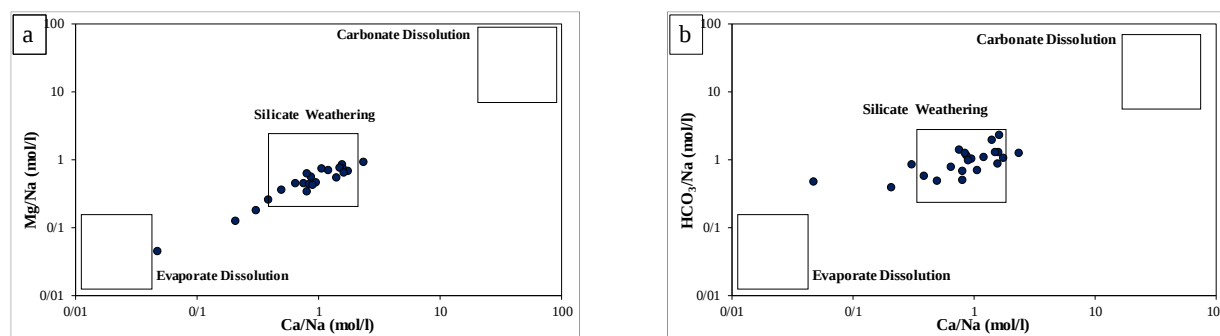
تکامل هیدروژیوشیمیایی آب‌های زیرزمینی به عوامل و فرآیندهای مختلفی از جمله شیمی آب تغذیه‌کننده آبخوان، فرآیند واکنش آب-سنگ که شامل واکنش آب با ماتریکس آبخوان و تبادل یونی (Cation exchange) است، زمان ماندگاری آب در آبخوان، ترکیب کانی‌شناسی و لیتولوژی سنگ بستر آبخوان و شرایط آب و هوایی (میزان بارش و تبخیر) بستگی دارد (Gibbs, 1970).

بر اساس دیاگرام گیبس (شکل ۴-۶) مهم‌ترین عامل کنترل‌کننده شیمی آب در منطقه مورد مطالعه واکنش آب-سنگ و به میزان کمتر تبخیر است. به دلیل کمبود بارش در منطقه مورد مطالعه، نزولات جوی هیچ نقشی در کنترل شیمی آب ندارند یا نقش آن‌ها بسیار جزئی است.



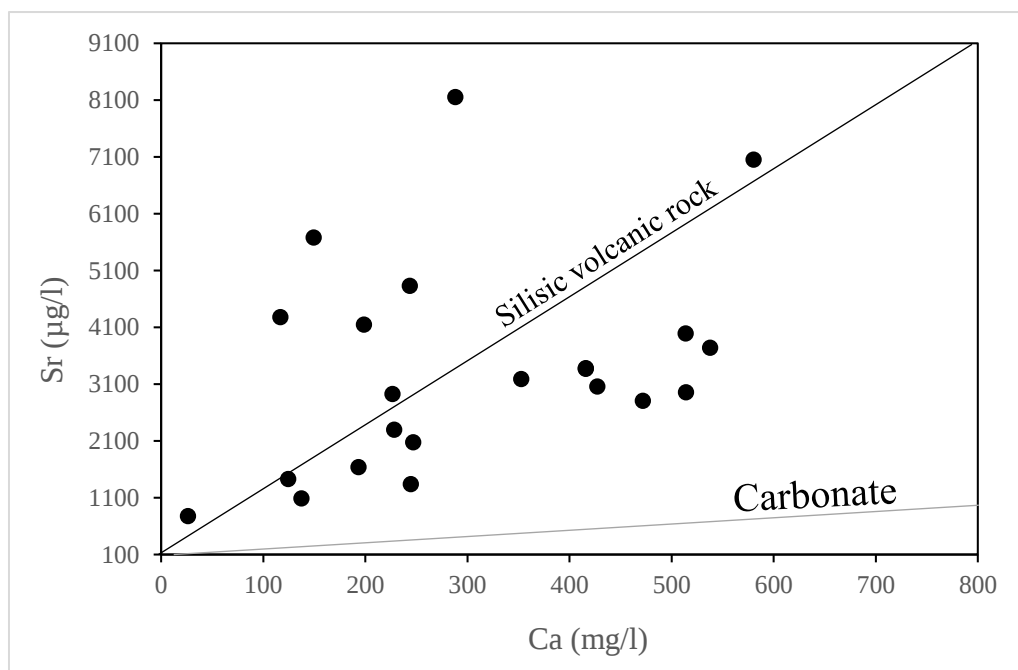
شکل ۴-۶- نمودار گیبس نمونه‌های آب منطقه تفتان

با این حال واکنش آب-سنگ یک واژه کلی است و دارای طبقه بندی گسترده ای شامل هوازدگی سیلیکات ها، انحلال کربنات ها، انحلال تبخیری ها و ... است. بر این اساس به منظور تعیین نوع فرآیند واکنش آب-سنگ در نمونه های آب منطقه مورد مطالعه از نمودار دو متغیره Ca/Na در مقابل Mg/Na (شکل ۴-۷ a) و Ca/Na در مقابل HCO_3/Na (شکل ۴-۷ b) استفاده شده است (Mukherjee et al., 2012).



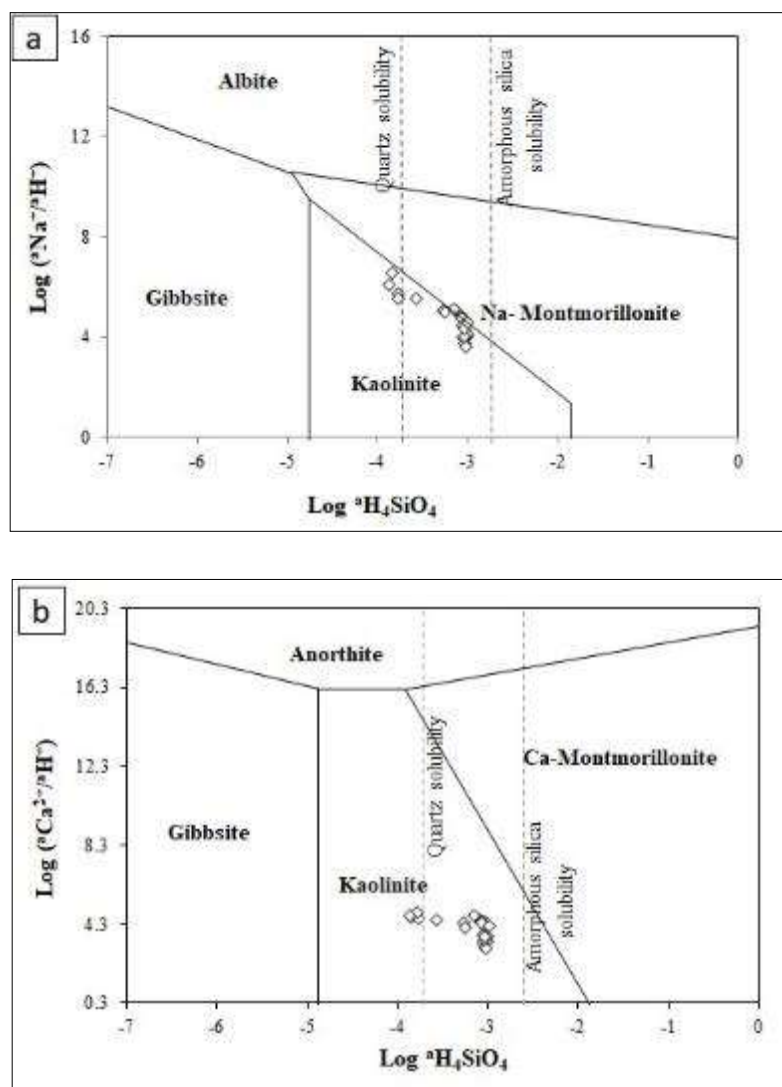
شکل ۴-۷- نمودارهای دو متغیره Ca/Na در مقابل Mg/Na (a) و Ca/Na در مقابل HCO_3/Na (b) مربوط به آب محدوده تفتان

علاوه بر این نمودار کلسیم در مقابل استرانسیم نیز تایید کننده تاثیر هوازدگی سیلیکات ها بر شیمی نمونه های آب منطقه مورد مطالعه است (شکل ۴-۸).



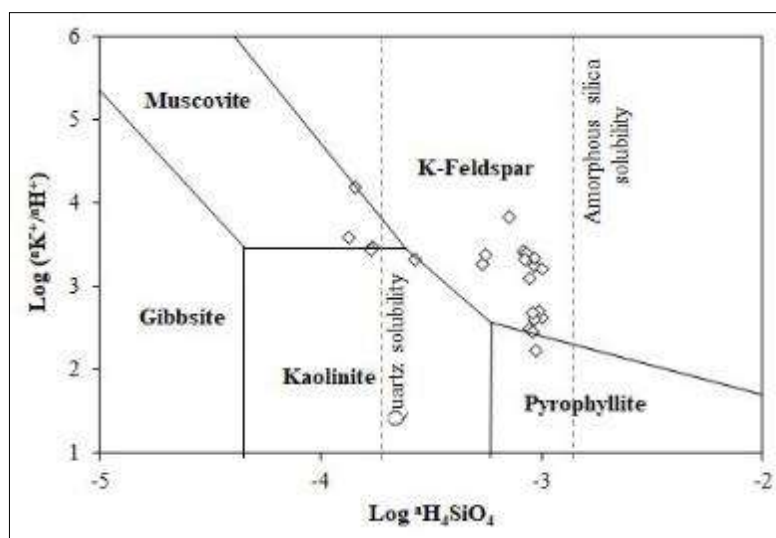
شکل ۴-۸- نمودار دو متغیره Sr و Ca آب منطقه تفتان که نشاندهنده هوازدهی سیلیکات ها و تاثیر آن بر شیمی آب است.

نمودارهای فوق به خوبی نشان می‌دهند که تمام نمونه‌های آب نزدیک یا داخل محدوده هوازدهی سیلیکاتها قرار گرفته است. از این رو و با توجه به تیپ و رخساره نمونه‌های آب منطقه مورد مطالعه، افزایش میزان یون‌های Ca و Na در اثر هوازدهی کانی‌های سیلیکاته مانند فلدسپات سدیم دار و کلسیم دار (آلبیت تا آنورتیت)، ارتوکلاز، میکا ها و پیروکسن‌ها است. این کانی‌ها مهمترین کانی‌های تشکیل دهنده سازندهای ولکانیکی بستر آتشفشان تفتان هستند (Moinvaziri and Aminsobhani, 1978) که در زیر رسوبات آبرفتی آبخوان خاش و پشتکوه قرار گرفته که نشان‌دهنده تاثیر آب آبخوان از سازندها و احتمالا منشأ عمیق‌تر آب می‌باشد. با توجه به شکل ۴-۹ نمونه‌های آب در نمودار پایداری آلبیت و نمودار پایداری آنورتیت در محدوده کائولینیت قرار گرفته‌اند که این امر نشان‌دهنده تجزیه آلبیت و آنورتیت به کانی رسی کائولینیت است.



شکل ۴-۹- نمودار ارزیابی واکنش آب- سنگ کانی‌های آلبیت (a) و آنورتیت (b) در نمونه‌های آب منطقه تفتان

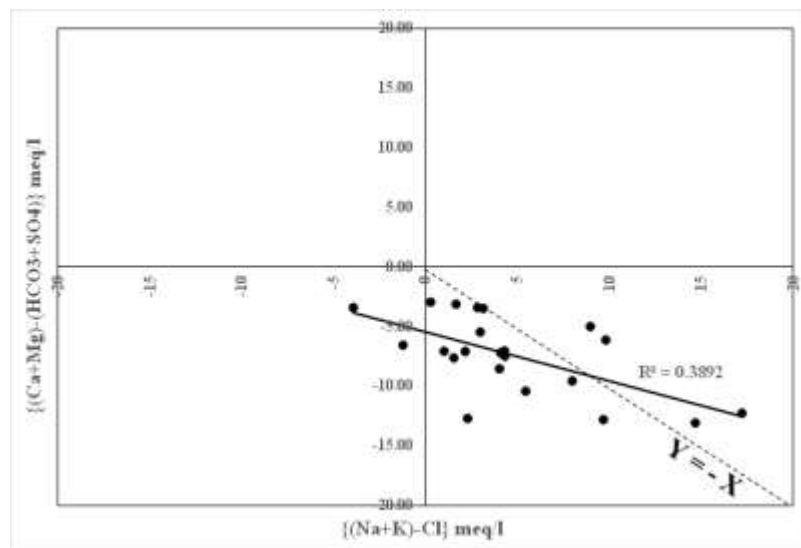
اما با توجه به نمودار پایدار ارتوکلاز (پتاسیم فلدسپار) در شکل ۴-۱۰، بدلیل سختی و مقاومت این کانی نسبت به پلاژیوکلازها، ارتوکلاز بصورت بسیار جزئی و تنها در چند نمونه به مسکویت تبدیل شده است.



شکل ۴-۱۰- نمودار ارزیابی واکنش آب- سنگ کانی ارتوکلاز در نمونه‌های آب منطقه تفتان

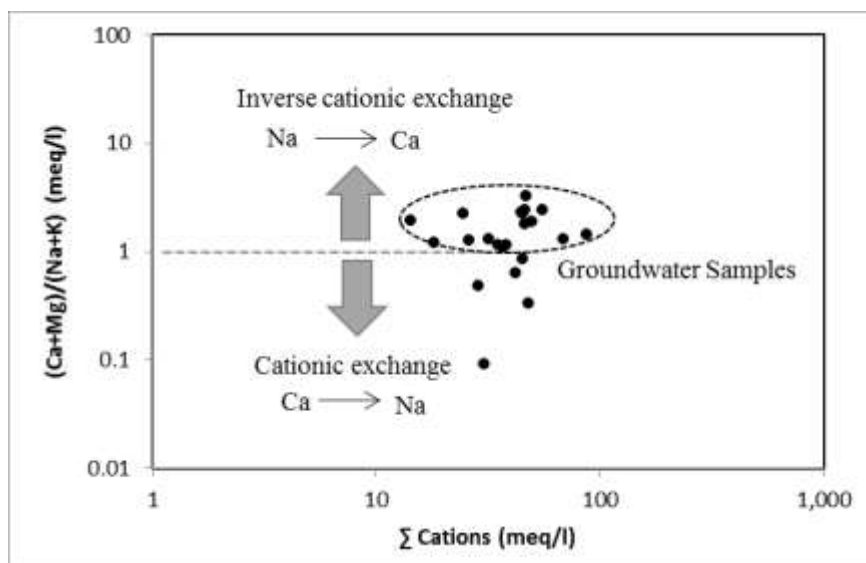
علاوه بر هوازدگی سیلیکاتها، فرآیند مهم دیگری که ممکن است شیمی آب منطقه مورد مطالعه را تحت تاثیر قرار دهد، فرآیند تبادل کاتیونی بین کاتیون‌های دو ظرفیتی و یک ظرفیتی است. این فرآیند به دو نوع مستقیم و معکوس تقسیم‌بندی می‌شود. در فرآیند تبادل کاتیونی مستقیم، یون‌های دو ظرفیتی محلول (مانند کلسیم و منیزیم) به دلیل بار بیشتر جانشین یون‌های تک ظرفیتی فاز جامد (مانند پتاسیم و سدیم) می‌شوند. اما در فرآیند تبادل یونی معکوس یون‌های تک ظرفیتی جانشین یون‌های دو ظرفیتی می‌شوند.

در نمودار دو متغیره ارائه شده در شکل ۴-۱۱ تاثیر فرآیند تبادل کاتیونی بر روی نمونه‌های آب منطقه مورد مطالعه مشخص می‌شود. در این نمودار اگر نمونه‌ها نزدیک یا روی خط شیب ۱- ($Y=-X$) قرار گرفته باشند، نشان‌دهنده تاثیر خیلی قوی تبادل کاتیونی بر شیمی آب است.



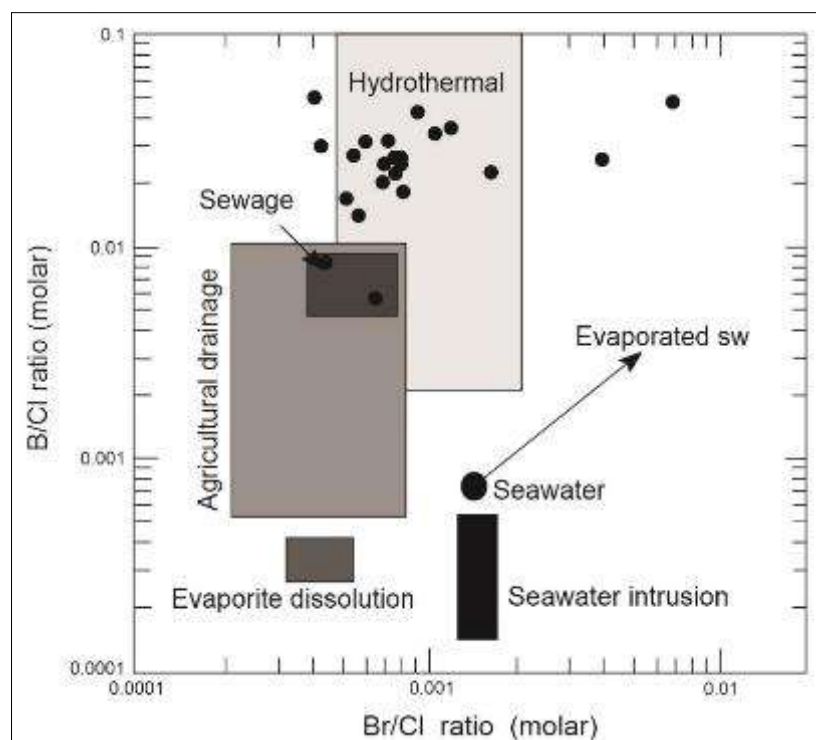
شکل ۴-۱۱- نمودار $(Ca+Mg)-(HCO_3-SO_4)$ در مقابل $(Na+K)-Cl$ برای تشخیص فرآیند تبادل کاتیونی در منطقه تفتان

بر اساس شکل ۴-۱۱ بیشتر نمونه‌های آب به صورت خیلی ضعیف در محدوده شیب ۱- قرار گرفته‌اند. این نمودار نشان می‌دهد فرآیند تبادل یونی تأثیر کمی بر شیمی آب دارد. همچنین بر اساس شکل ۴-۱۲ تبادل کاتیونی اگرچه به مقدار کمتر، اما احتمالاً از نوع تبادل کاتیونی معکوس است (بیشتر نمونه‌های آب) بدین صورت که یون‌های پتاسیم و سدیم محلول در آب جانشین یون‌های کلسیم و منیزیم در سنگ می‌شوند.



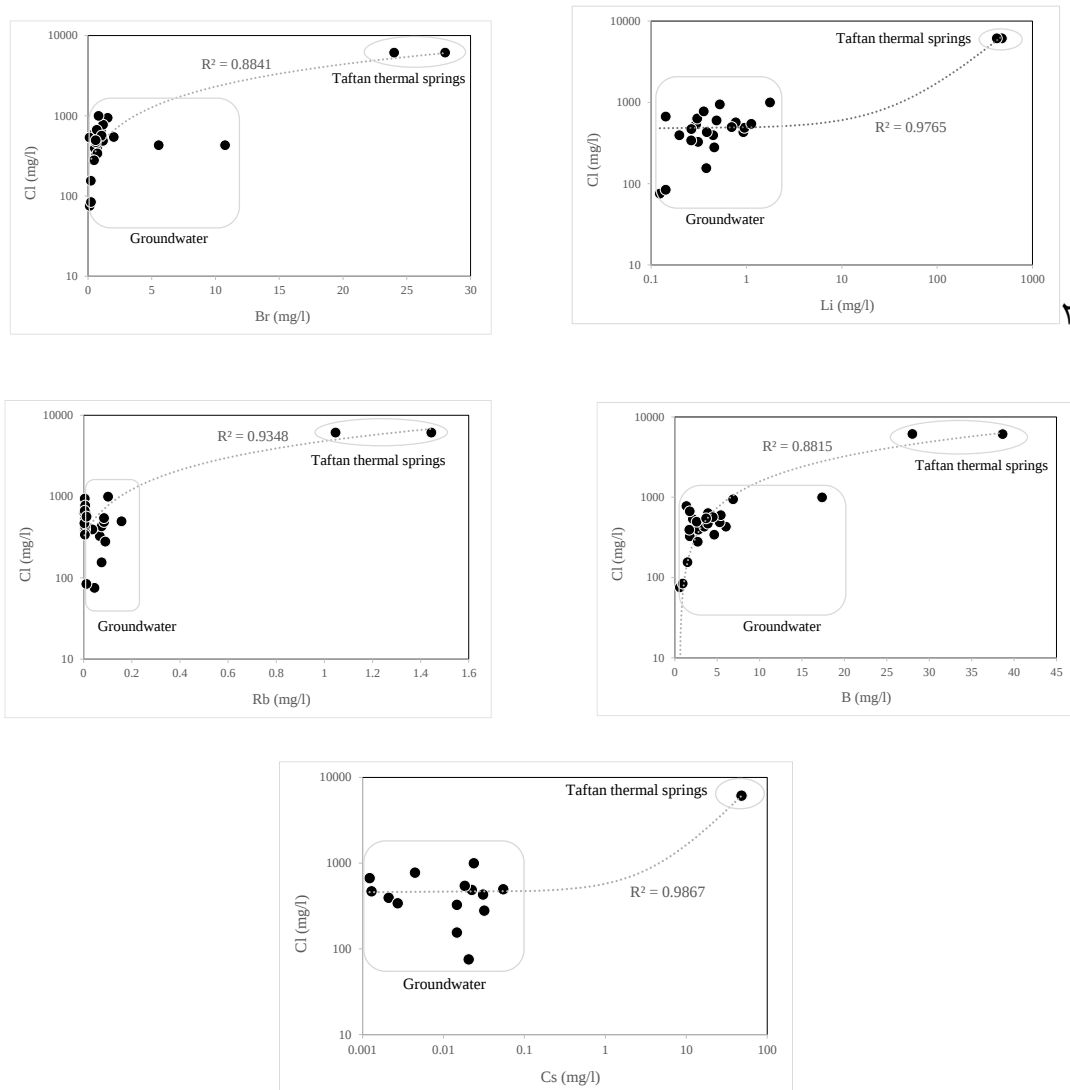
شکل ۴-۱۲- نمودار نسبت مولی مجموع کاتیون ها در مقابل $(Ca+Mg)/(Na+K)$ نمونه های آب زیرزمینی منطقه تفتان

از آنجایی که عناصر پایستار (conservative element) کمتر تحت تاثیر فرآیندهای سطحی مانند رقیق شدگی یا جوشش قرار می گیرند، بدین ترتیب استفاده از نسبت این عناصر به منظور ردیابی منشأ آب های زیرزمینی و سطحی و بررسی فرآیند واکنش آب-سنگ، اطلاعات مفیدی به دست می دهد (Phuong et al., 2012). از مهمترین عناصر پایستار در سیستم های زمین گرمایی می توان به کلر، بر، برم، روبیدیم، سزیم و استرانسیم اشاره کرد. یکی از ابزارهای ژئوشیمیایی که برای تشخیص منشأ متفاوت آب ها استفاده می شود، دیاگرام عناصر پایستار (conservative) B/Cl در مقابل Br/Cl است (Vengosh et al., 1991; Vengosh and Spivak, 2000). همانطور که در دیاگرام B/Cl در مقابل Br/Cl در شکل ۴-۱۳ نشان داده شده است، ۹۰ درصد نمونه های آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه در محدوده آب های گرمایی (هیدروترمال) قرار گرفته اند که مؤید منشأ آتشفشانی آن است.



شکل ۴-۱۳- نمودار نسبت‌های B/Cl در مقابل Br/Cl مربوط به آب زیرزمینی منطقه تفتان

در این بخش از مطالعه به منظور شناسایی ارتباط آب زیرزمینی دشت خاش و پشتکوه با سیستم زمین گرمایی تفتان از داده‌های چشمه‌های گرمابی آتشفشان تفتان که شامل چشمه گرمابی تفتان و چشمه گرمابی سنگان است (Shakeri et al., 2015)، استفاده شده است. نمودارهای لگاریتمی (شکل ۴-۱۴) همبستگی (دوتایی) عناصر پایستار (B, Li, Cs, Rb و Br) در مقابل کلر را برای چشمه‌های دامنه آتشفشان تفتان و نمونه‌های آب زیرزمینی نشان می‌دهد.



شکل ۴-۱۴- نمودارهای لگاریتمی غلظت نسبی عناصر پایستار Br, Li, Rb, B و Cs در مقابل کلر مربوط به آب زیرزمینی منطقه تفتان و برخی چشمه‌های مجاور

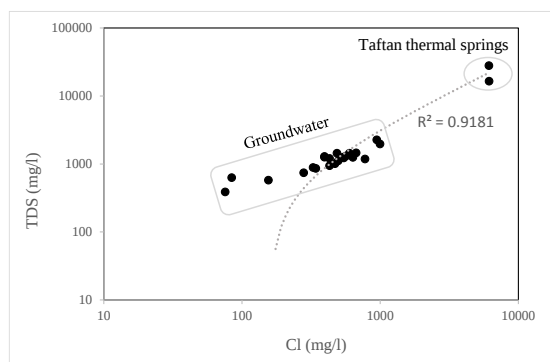
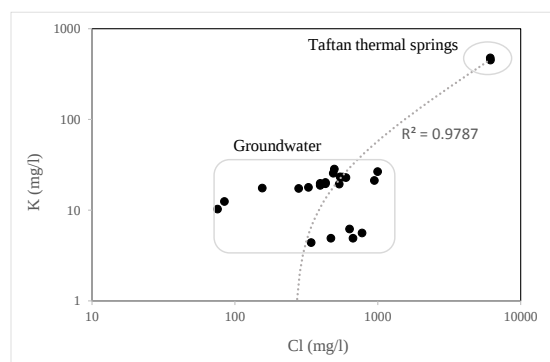
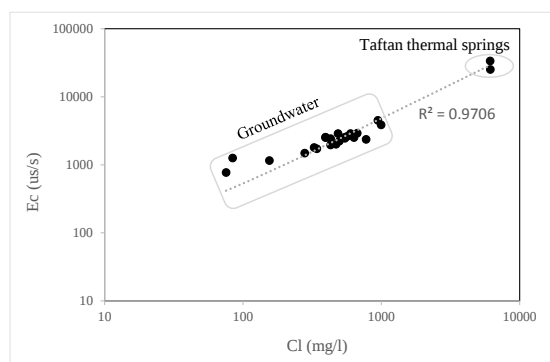
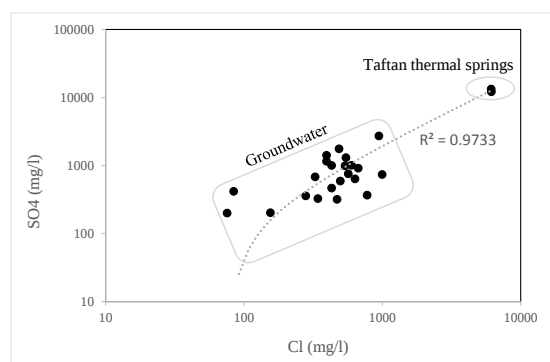
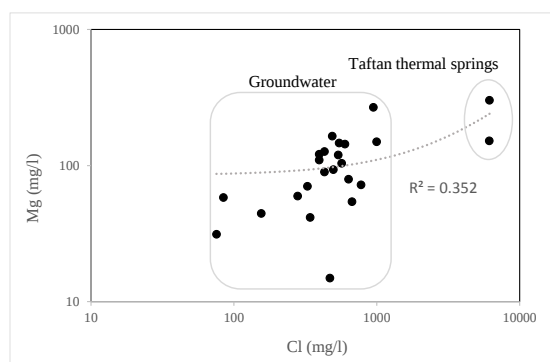
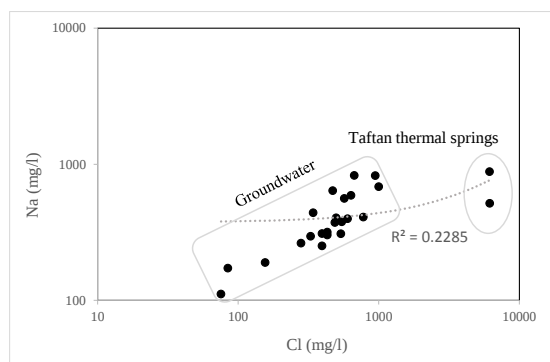
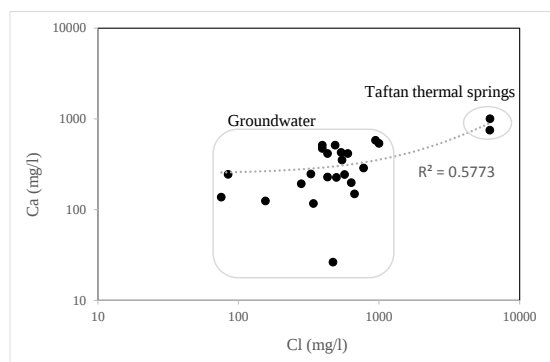
با توجه به نمودارها، همبستگی بسیار خوبی بین کلر و عناصر پایستار وجود دارد ($R^2 > 0.88$). این همبستگی بالا و اختلاف غلظت‌ها نشان می‌دهد که آب‌های هیدروترمالی منطقه تفتان که حاوی غلظت‌های بالای B, Cl, Li, Rb و Cs هستند، با آب‌های زیرزمینی اختلاط پیدا کرده‌اند (Shakeri et al., 2008). به عبارت دیگر، رابطه

خطی بسیار خوب عناصر پایستار با Cl، نشان دهنده یک سیال زمین گرمایی اولیه (PGL) در زیر منطقه تفتان است. از آنجایی که این عناصر در طی اختلاط و کاهش دمای سیال رفتاری تقریباً پایستار دارند و کمتر در واکنش‌های شیمیایی مربوط به رسوب شرکت می‌کنند، برای تعیین منشأ سیالات زمین گرمایی نیز استفاده می‌شوند (Pasvanoglu and Chandrasekharam, 2011; Phuong et al., 2012).

نسبت بالای Cl/B یکی از ویژگی‌های اصلی سیالات تخلیه شده از سیستم‌های نوع قوس ماگمایی (مخصوصاً ماگمای آندزیتی) است (Giggenbach, 1977 a,b). همچنین نسبت‌های پایین B/Cl و Li/Cl نشان دهنده انحلال درجه پایین B از سنگ میزبان، سهم بسیار کم آب‌های کانیایی و زمان ماندگاری کوتاه آب‌های گرمایی است (Pasvanoglu and Guler, 2010 a,b). غلظت B و Cl توسط تعادل شیمیایی وابسته به دما کنترل نمی‌شوند و هر دو می‌توانند توسط گردش آب‌های گرم از سنگ‌های اطراف شسته شده باشند، که در اینصورت باید غلظت نسبی هردو مشابه باشد (Ellis, 1970). با این حال غلظت نسبتاً بالای B در آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه را فقط نمی‌توان بر اساس انحلال سنگ‌های دیواره و واکنش آب-سنگ دانست. همان‌طور که گو در سال ۲۰۱۲ پیشنهاد داده است، در سیستم‌های زمین گرمایی آندزیتی که منشأ گرما، ماگمایی باشد، غلظت بیش از حد بور ($> 5 \text{ mg/l}$) علاوه بر واکنش آب-سنگ از فعالیت‌های هیدروترمالی نیز منشأ گرفته است. ضریب همبستگی ۰/۸۸ بور و کلر در شکل ۴-۲۰ نیز مؤید منشأ بور از فعالیت‌های هیدروترمالی و انحلال سنگ‌های دیواره در آب زیرزمینی دشت خاش و پشتکوه است.

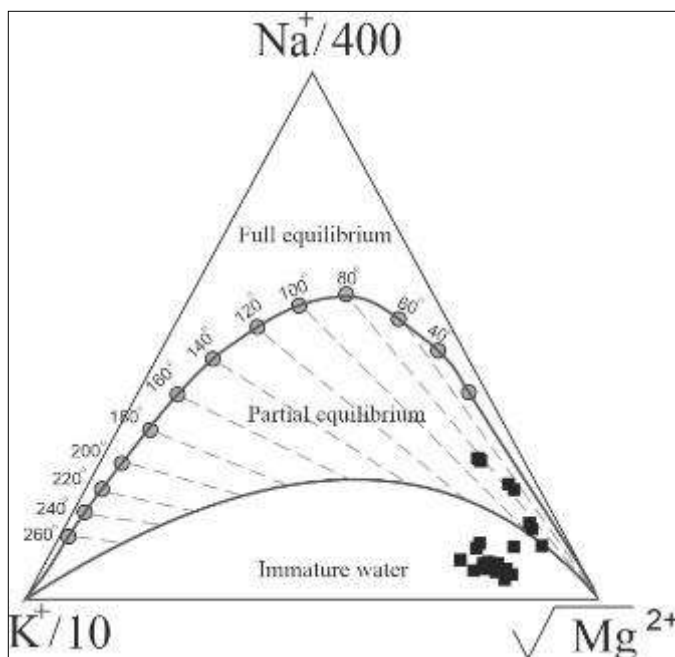
ارتباط بین یون‌های اصلی در آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه با چشمه‌های گرمایی آتشفشان تفتان در شکل ۴-۲۱ ارائه شده است. غلظت یون‌های اصلی، TDS و EC در مقابل کلر که به عنوان یک یون پایستار در شناخته می‌شود، ترسیم شده است. چنانچه منشأ شوری در نمونه‌های آب زیرزمینی، حاصل از انحلال نمک و یا تبخیر باشد همبستگی بسیار قوی مثبت (۰/۹۹) باید بین یون‌های کلر و سدیم مشاهده و نسبت Na/Cl در این آب‌ها تقریباً یکنواخت و مشابه باشد (Navaro et al., 2011). بررسی صورت گرفته در نمونه‌های آب نشان می‌دهد که

همبستگی بین این دو یون در حدود ۰/۷۹ است و یکنواخت نیست. در چشمه‌های گرم تفتان مقدار یون کلر بسیار بیشتر از یون سدیم است. علاوه بر این نسبت Na/Cl برای چشمه‌های گرمابی کمتر از یک است که نشان دهنده منشأ آتشفشانی برای کلر است؛ اما در نمونه‌های آب زیرزمینی این نسبت بیشتر از یک است و نشان دهنده آزاد شدن Na در اثر واکنش‌های هوازدگی سیلیکات‌ها است. در صورتی که نسبت Na/Cl برابر یک باشد نشان دهنده انحلال هالیت است (Maybakh, 1987). بررسی نمودارهای شکل ۴-۲۱ نشان می‌دهد که همبستگی بسیار قوی (۰/۹۹) بین یون کلر با یون‌های سولفات و پتاسیم وجود دارد. از آنجایی که سنگ‌های منطقه مورد مطالعه تماماً از نوع آتشفشانی هستند در نتیجه نشان دهنده منشأ هیدروترمال برای این یون‌ها است. علاوه بر این بالا بودن ضریب همبستگی کلر با یون‌های مختلف نشان دهنده اختلاط آب زیرزمینی با سیالات سیستم هیدروترمالی منطقه تفتان است. پایین تر بودن ضریب همبستگی یون‌های سدیم در مقابل کلر ($R^2 = 0.79$) نیز به دلیل کانی‌زایی و جانشینی این کاتیون با کاتیون‌های Ca ، Mg و K است. همچنین همبستگی قوی و مثبتی بین Cl با TDS و EC وجود دارد.



شکل ۴-۱۵- نمودارهای لگاریتمی غلظت کلر و یون‌های اصلی در آب زیرزمینی و چشمه‌های دامنه آتشفشان تفتان

طبق نتایج نمودار Na- Mg- K (شکل ۴-۱۶) برای نشان دادن دمای تعادل آب یا دمای مخزن، دمای تعادل بخشی چاه‌های شماره ۹ تا ۱۳ (قسمت شرقی دشت خاش و در امتداد گسل گزو) دمای آب‌های هیدروترمالی و از ۶۰ تا ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد است.



شکل ۴-۱۶- نمودار سه‌تایی Na- Mg- K (Giggenbach, 1988) نمونه‌های آب منطقه تفتان

۴-۱-۳- ترکیب ایزوتوپ‌ها در آب زیرزمینی منطقه تفتان

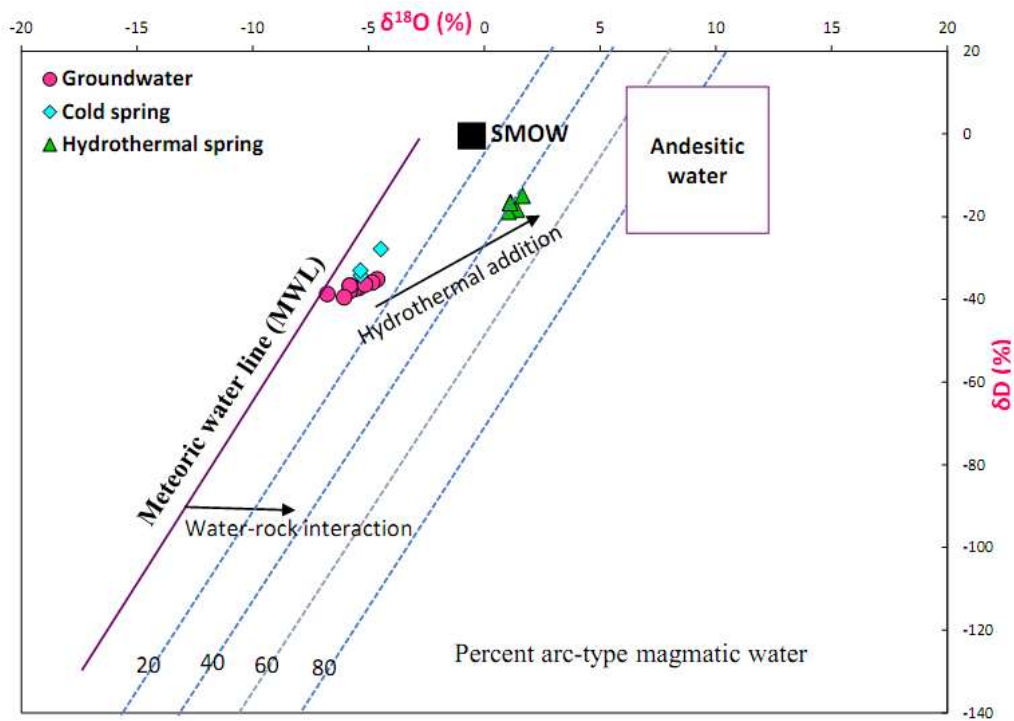
نتایج تجزیه نمونه‌های آب برای تعیین نسبت ایزوتوپ‌ها در جدول ۴-۲ آورده شده و ترکیب ایزوتوپی آب چاه‌های منطقه تفتان در نمودار δD vs. $\delta^{18}O$ رسم شده است (شکل ۴-۱۷). در این شکل خط آب جوی جهانی به‌عنوان مرجع ارائه شده است (MWL, Craig, 1961). همچنین نتایج آنالیز ایزوتوپی چشمه‌های قله تفتان نیز در نمودار قرار گرفته است. تقریباً همه نمونه به خط MWL نزدیک هستند، اما جابجایی

اندکی مشاهده شده در اکسیژن و دوتریم نسبت به خطر جوی، می‌تواند در اثر تبخیر سطحی یا هر دو واکنش تبخیر و تبادل ایزوتوپی آب - سنگ ایجاد شوند. به نظر می‌رسد علاوه بر واکنش‌های آب-سنگ در منطقه، تاثیر چشمه‌های هیدروترمال هرچند به صورت اندک بر آبخوان‌ها وجود دارد.

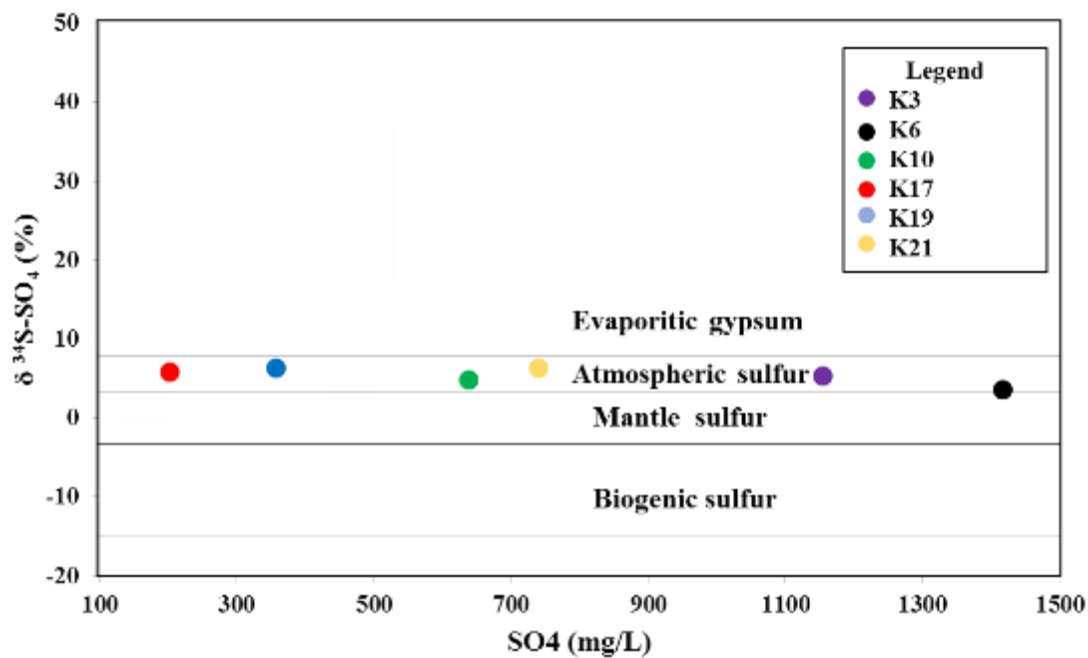
سولفات حاصل از انحلال رسوبات تبخیری دریایی، مانند ژپس و انیدریت، معمولاً مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ بین $+10$ تا $+30$ درصد را نشان می‌دهند. در حالی که سولفات حاصل از اکسیداسیون رسوبات سولفیدی معمولاً مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ را منفی نشان می‌دهد. مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ آبهای زیرزمینی منطقه تفتان، از $+3/6$ تا $+6/2$ با توجه به CDT تغییر می‌کند، که عمدتاً در محدوده اتمسفری قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۸). با این حال نزدیکی به خط مربوط به منشا گوشته‌ای (به ویژه نمونه K6) بیانگر نقش این منبع در نفوذ به آبخوان‌های منطقه است. علاوه بر این، با توجه به انتشار زیاد گازهای گوگردی در اطراف آتشفشان، گوگرد در حجم زیاد در آب باران نیز حل شده و منشا اتمسفری نیز تحت تاثیر آتشفشان قرار دارد.

جدول ۴-۲- نتایج آنالیز ایزوتوپی نمونه‌های آب زیرزمینی منطقه تفتان

Sample	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}(\text{VSMOW})$	$\delta \text{D}\text{‰}(\text{VSMOW})$	$\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ vs VCDT $\pm 1\sigma$
K1	-4.64 ± 0.05	-35.1 ± 0.7	-
K3	-4.84 ± 0.05	-35.9 ± 0.2	$+5.2 \pm 0.1$
K6	-5.42 ± 0.05	-37.2 ± 0.2	$+3.6 \pm 0.1$
K8	-5.58 ± 0.04	-37.4 ± 0.5	-
K9	-5.16 ± 0.02	-36.4 ± 0.4	-
K10	-5.80 ± 0.05	-36.6 ± 0.8	$+4.8 \pm 0.2$
K17	-5.82 ± 0.04	-38.0 ± 0.2	$+5.8 \pm 0.1$
K19	-5.82 ± 0.03	-36.7 ± 0.7	$+6.2 \pm 0.1$
K21	-6.06 ± 0.04	-39.5 ± 1.0	$+6.2 \pm 0.1$
K22	-6.79 ± 0.05	-38.7 ± 0.9	-



شکل ۴-۱۷- نمودار ترکیب ایزوتوپی اکسیژن دوتریم آب زیرزمینی منطقه تفتان



شکل ۴-۱۸- نمودار ترکیب ایزوتوپی گوگرد در آب زیرزمینی منطقه تفتان

۴-۱-۴- بررسی غلظت عناصر سنگین و بالقوه سمناک در نمونه‌های آب منطقه تفتان

خلاصه آماری غلظت عناصر سنگین و بالقوه سمناک انتخابی نمونه‌های آب منطقه تفتان همراه با استانداردهای سازمان جهانی بهداشت (WHO, 2011) در جدول ۴-۳ ارائه شده است.

جدول ۴-۳- خلاصه آماری غلظت عناصر سنگین و بالقوه سمناک در نمونه‌های آب و مقایسه آنها با استاندارد جهانی (WHO, 2011)

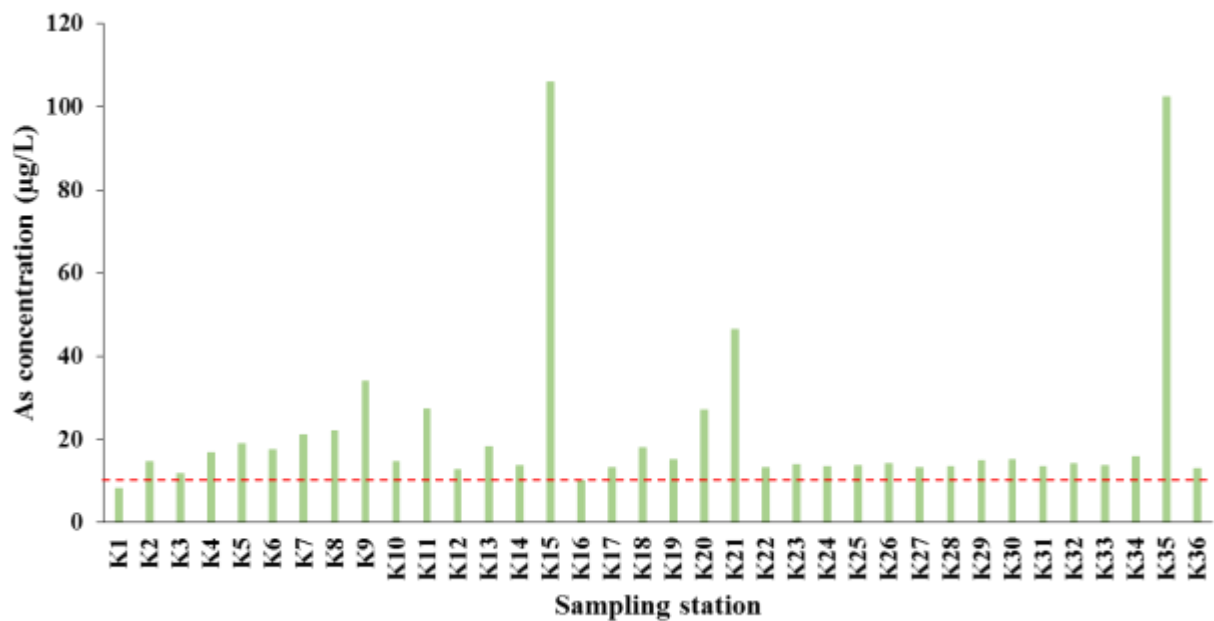
Element	Mean	Median	Std. Deviation	Skewness	Minimum	Maximum	WHO standard (µg/L)
As (µg/L)	21.95	14.68	21.48	3.42	8.44	106.03	10
Ba (µg/L)	31.52	20.38	32.38	4.62	8.94	203.73	1300
Br (µg/L)	1120.07	682	1873.45	4.46	10.55	10740	10
B (mg/L)	2.99	1.76	2.96	3.49	0.58	17.36	2400
Cd (µg/L)	1.92	0.75	2.79	2.59	<1	12.41	3
Cr (µg/L)	4.31	4.82	3.63	1.63	<1	18.22	50
Co (µg/L)	2.42	1.98	1.41	3.24	1.43	8.69	-
Cu (µg/L)	3.16	0.75	6.28	4.47	<1	36.04	2000
F (µg/L)	2118.58	2000.5	939.3	4.04	2.95	7040	1500
Fe (mg/L)	0.42	0.3	0.68	5.83	0.12	4.33	300
Mo (µg/L)	5.15	4.55	6.96	5.53	<1	44.75	70
Mn (µg/L)	5980.46	0.75	13857.85	2.38	<1	57050	100
Ni (µg/L)	24.75	19.03	16.47	1.21	3	72.73	70
Pb (µg/L)	8.69	8.6	4.12	2.43	2.84	26.03	10
Sb (µg/L)	19.86	16.15	9.42	0.23	7.95	32.1	20
Se (µg/L)	16.89	17.48	7.36	1.03	2.57	40.37	40
V (µg/L)	26.9	22.05	12.93	1.79	11.88	70.99	100
Zn (µg/L)	11.46	10.15	6.23	1.135	2.32	28.14	5000

در ادامه به بررسی غلظت و اثرات زیست محیطی عناصر مورد مطالعه در نمونه‌های آب پرداخته شده است:

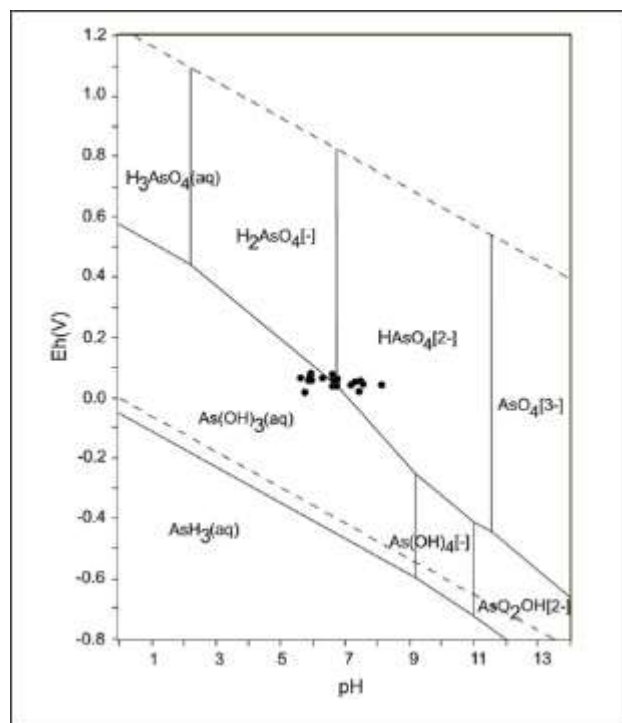
۴-۱-۴-۱- آرسنیک

این عنصر در طبقه‌بندی یک نیمه فلز یا شبه فلز است اما به دلیل ویژگی‌هایش عموماً جزء فلزات سنگین و عناصر بالقوه سمناک در نظر گرفته می‌شود. بیشینه غلظت مجاز (MCL) این عنصر بر طبق استانداردهای WHO برابر با ۱۰ ppb و بیشینه غلظت مجاز آرمانی (MCLG) آن برابر با صفر است. همان‌طور که در شکل ۴-۱۹ نشان داده شده است در اکثر نمونه‌ها غلظت آرسنیک فراتر از استاندارد WHO می‌باشد و تمام نمونه‌ها دارای غلظت آرسنیک بیش از حداکثر غلظت مجاز آرمانی (MCLG) هستند. نمودار Eh-pH آرسنیک (شکل ۴-۲۰) نشان می‌دهد ۵۰ درصد نمونه‌های آب دارای گونه‌های آرسنیک حل شده از نوع $As(OH_3)$ (آرسنیت) و ۵۰ درصد نیز از نوع AsO_4^{2-} (آرسنات) هستند. گونه آرسنیک سه ظرفیتی $As(III)$ (آرسنیت) بیشتر در آب‌های اسیدی با pH پایین و همچنین در شرایط کاهش یافت می‌شود. بر طبق مطالعات انجام شده، $As(III)$ گونه یافت شده در آب‌های ژئوترمال عمیق است، اما در طی بالا آمدن سیالات و مخلوط شدن آن‌ها با آب‌های زیرزمینی کم عمق باعث می‌شود آرسنیت $As(III)$ به آرسنات $As(V)$ تبدیل شود (Keshavarzi et al., 2011; Nordstrom et al., 2001).

بنابراین وجود دو گونه آرسنیت و آرسنات در آب‌های زیرزمینی آبخوان خاش تداخل این آب‌ها را با آب‌های هیدروترمالی عمیق منطقه تفتان، تأیید می‌کند. از طرفی تبادل یونی نیز می‌تواند باعث افزایش غلظت این عنصر در آبخوان شود زیرا در محیط‌های آبی، As تبادل پذیر رسوب با محلول رویی که حاوی غلظت بالایی از کاتیون‌های K^+ ، Na^+ ، Ca^{2+} و Mg^{2+} است تبادل یونی برقرار می‌کند و وارد محلول می‌شود (Lu and zhang, 2005) و همچنین در آب‌هایی که مقدار HCO_3^- بالا است آرسنیک متصل به فازهای مختلف به راحتی وارد آب می‌شود (Kabata-pendias and Mukherjee, 2007).



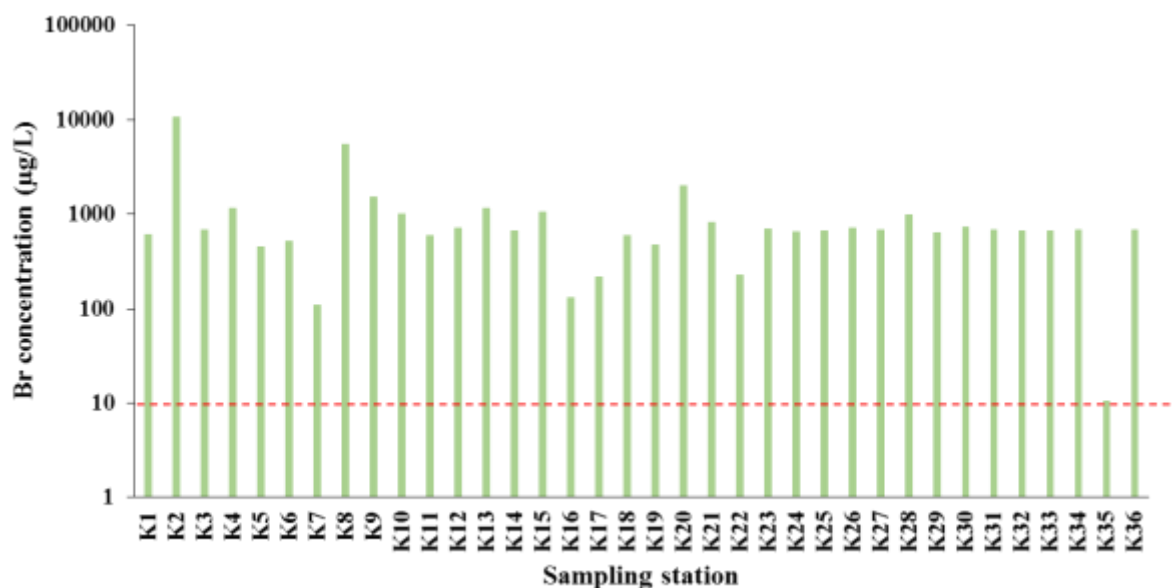
شکل ۴-۱۹- نمودار ستونی غلظت آرسنیک در چاه‌های نمونه برداری شده



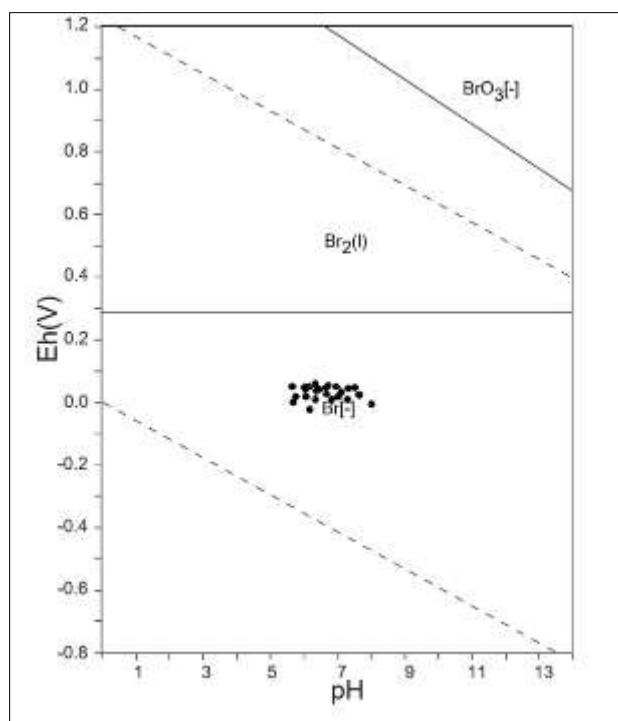
شکل ۴-۲۰- نمودار Eh-pH آرسنیک در چاه‌های نمونه برداری

۴-۱-۴-۲- برم

بیشینه غلظت مجاز (MCL) این عنصر بر طبق استانداردهای WHO برابر با ۱۰ ppb و بیشینه غلظت مجاز آرمانی (MCLG) آن برابر با صفر است. بلع و تنفس این عنصر به شدت سمی است و می‌تواند باعث تغییر کروموزومی به خصوص کروموزوم‌های جنسی شود که عقیم شدن و سرطان‌های گوناگون به خصوص لوسمی (سرطان خون) به علت جهش در سلول‌های مغز استخوان را دربردارد. با توجه به نتایج آنالیز نمونه‌های آب منطقه مورد مطالعه در مقادیر غلظت در آب زیر زمینی منطقه مورد مطالعه بسیار بالاتر از حد مجاز استاندارد است (شکل ۴-۲۱). همچنین با توجه به نمودار Eh-pH در شکل ۴-۲۲ حضور این عنصر در آب‌های منطقه بصورت یون Br^- بوده که می‌تواند فعالیت این عنصر را افزایش و خطرات بیشتری را ایجاد کند.



شکل ۴-۲۱- نمودار ستونی غلظت برم در چاه‌های نمونه برداری شده

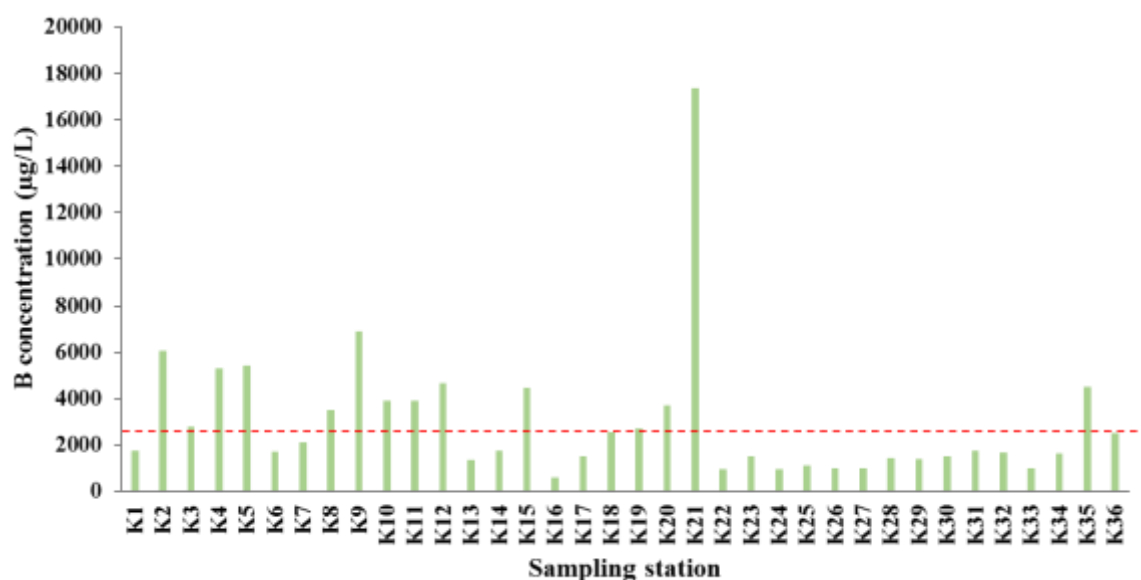


شکل ۲۲-۴- نمودار Eh-pH برم در چاه‌های نمونه‌برداری منطقه تفتان

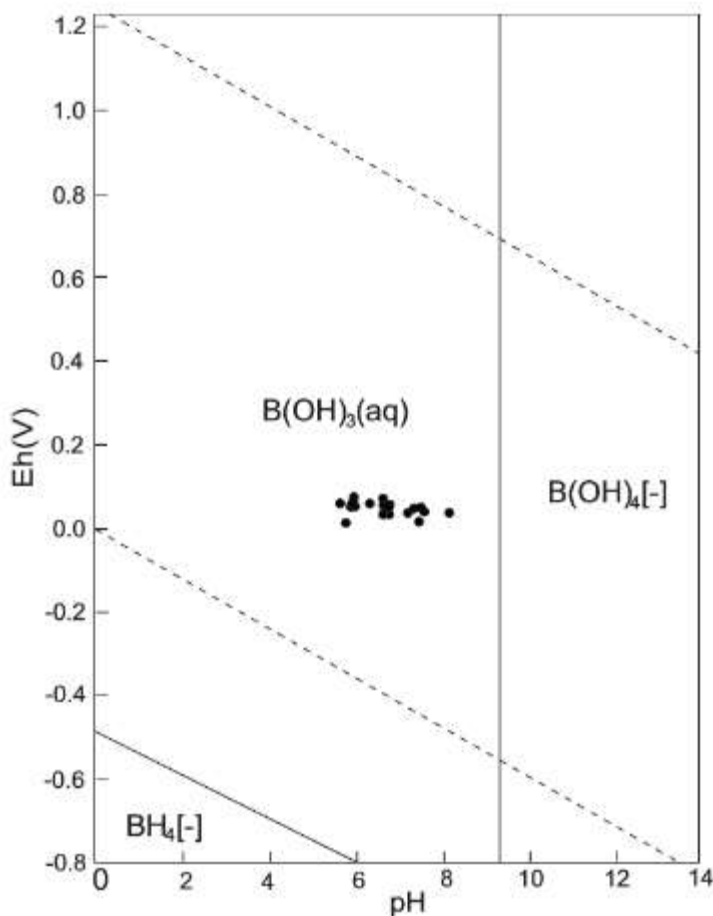
۴-۱-۴-۳- بور

همانطور که در جدول ۲-۴ مشاهده می‌شود مقادیر غلظت بور در اکثر چاه‌های نمونه‌برداری شده از حد مجاز استاندارد WHO بیشتر است. در انسان‌ها مقادیر بسیار کمی از بور در تمام بافت‌ها وجود دارد، اما مقدار اضافی بور ممکن است منجر به آسیب سیستم عصبی شود، غلظت بالای بور در بدن می‌تواند باعث اختلال در عملکرد معده، کبد، کلیه، مغز و در نهایت مرگ شود. مقادیر پایین بور نیز باعث تحریک بینی، گلو و چشم می‌شود (Bakirder et al., 2010). از این جهت در بسیاری از کشورها غلظت بور در آب آشامیدنی و فاضلاب تحت کنترل قرار می‌گیرد. مقدار مجاز بور در آب آشامیدنی طبق توصیه سازمان بهداشت جهانی مقدار ۲۴۰۰ ppb است که همانطور که در نتایج دیده می‌شود در بیش از ۴۱ درصد از آب‌های زیرزمینی منطقه خاش غلظت این عنصر بسیار بالاتر از حد مجاز در اکثر نمونه‌هاست و این مقدار غلظت بالا بدلیل اختلاط آب‌های گرمابی و سرد اسیدی با

آب‌های زیرزمینی ناشی می‌شود (شکل ۴-۲۳). از طرفی ژئوشیمی بور و سولفات در محیط‌های آبی مشابه هستند و نیز مقدار بور با مقدار HCO_3 رابطه مستقیم دارد (Mather and porteous, 2001)، در نتیجه مقدار بور با افزایش مقدار سولفات و بیکربنات افزایش می‌یابد. دیاگرام Eh-pH عنصر بور (شکل ۴-۲۴) نشان می‌دهد که در تمام نمونه‌های آب B(OH)_3 گونه غالب عنصر بور است.



شکل ۴-۲۳- نمودار ستونی غلظت بور در چاه‌های نمونه برداری شده

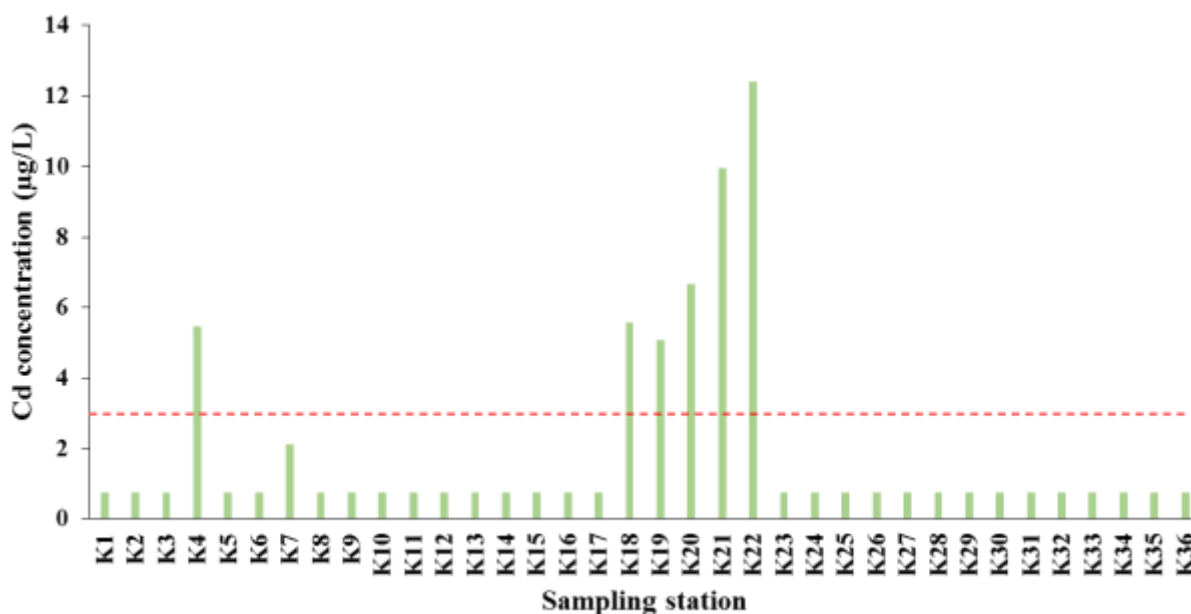


شکل ۴-۲۴- نمودار Eh-pH بور در چاه‌های نمونه‌برداری

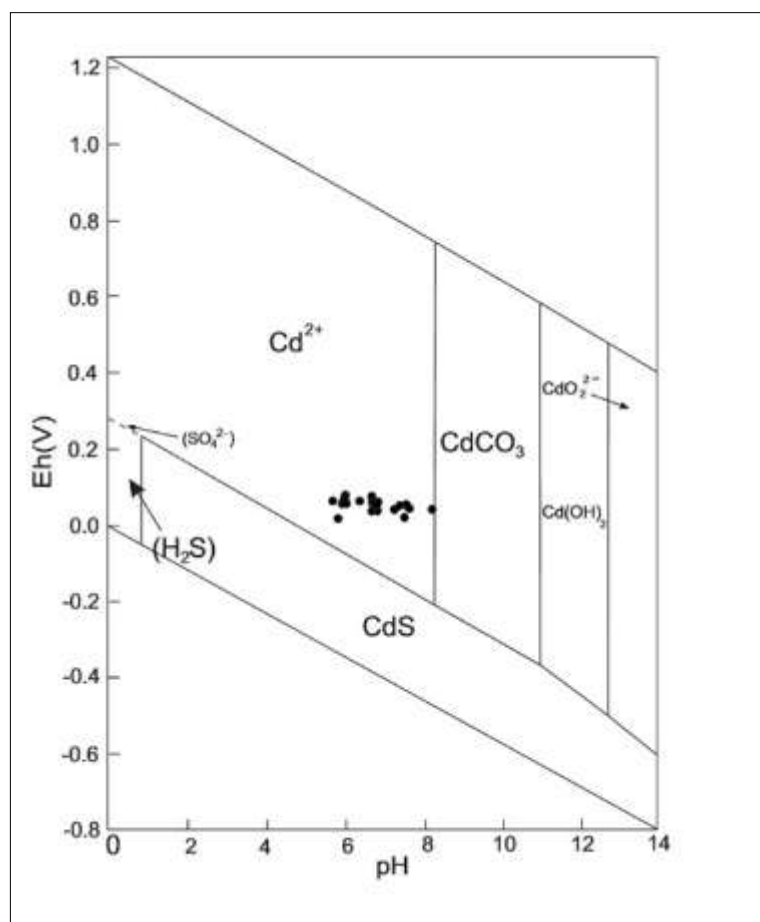
۴-۴-۱-۴- کادمیم

همانطور که در نتایج آنالیز در جدول ۴-۲ مشاهده می‌شود در اکثر چاه‌ها غلظت این عنصر کمتر از حد تشخیص است. علت پایین بودن غلظت کادمیم در آب‌های زیرزمینی آبخوان خاش می‌تواند در اثر جذب سطحی توسط کانی‌های رسی، اکسی هیدروکسیدهای آهن و منگنز و اسیدهای هومیک می‌باشد. این عنصر به دلیل داشتن بار سطحی مثبت به آسانی جذب سطحی می‌شود. کادمیم تمایل ویژه‌ای برای ورود به ساختارهای کانی‌های رسی دارد، که به دلیل شباهت شعاع یونی این عنصر با شعاع یونی پتاسیم در کانی‌های رسی است. مقداری از کادمیم

همچنین همراه با کربنات‌ها ته نشین می‌شود. در چاه‌های شماره ۴، ۷ و ۱۸ تا ۲۲ (قسمت غرب و شمال غربی دشت خاش) غلظت کادمیم بیشتر از حد مجاز استاندارد است (شکل ۴-۲۵). نمودار نمودار Eh-pH کادمیم در شکل ۴-۲۶ نشان می‌دهد حضور محلول این عنصر در آب‌های زیرزمینی بصورت یون Cd^{2+} است. و به همین دلیل می‌تواند با آنیون سولفات تشکیل سولفات کادمیوم دهد. همچنین امکان دارد به دلیل داشتن بار مثبت سطحی به شدت توسط رس‌ها جذب شود. بنابراین پایین بودن غلظت کادمیم در آبخوان خاش می‌تواند منطقی باشد.



شکل ۴-۲۵- نمودار ستونی غلظت کادمیم در چاه‌های نمونه برداری شده

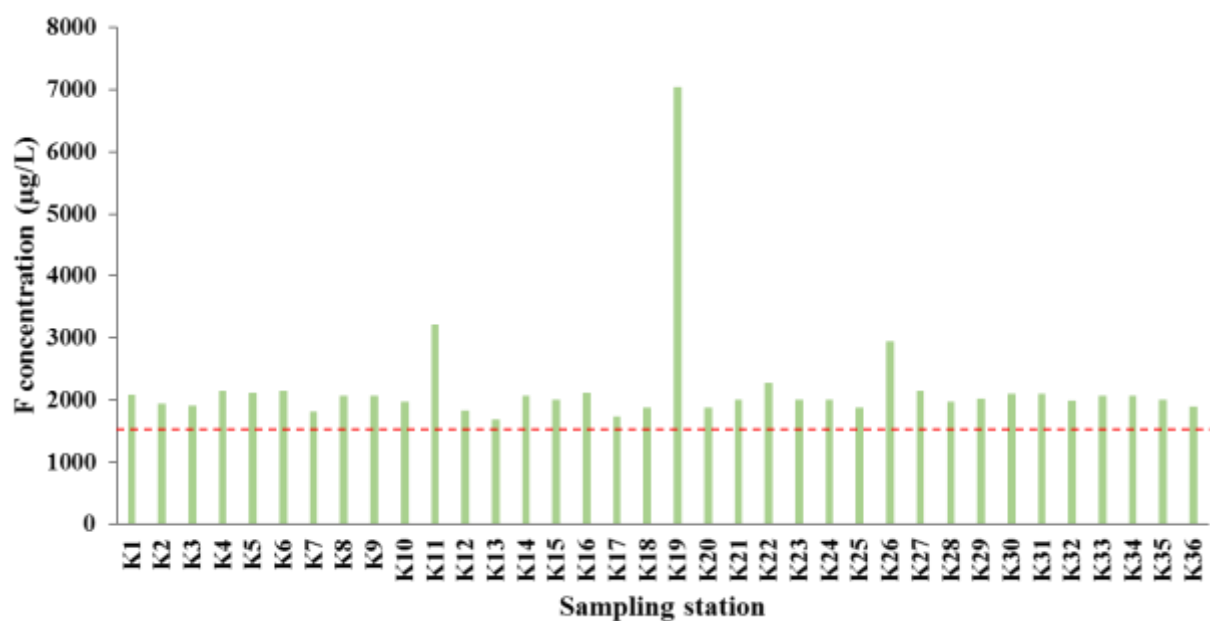


شکل ۴-۲۶- نمودار Eh-pH کادمیم در چاه‌های نمونه‌برداری

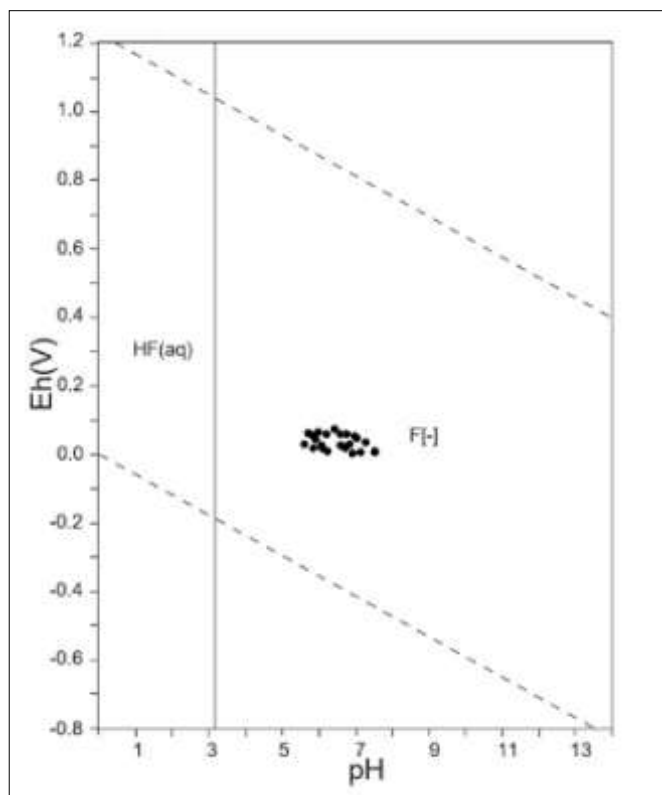
۴-۱-۴-۵- فلئور

کمبود فلئور از حد مجاز استاندارد در بدن سبب پوسیدگی دندان و بیماری‌های استخوان و غلظت بیشتر از حد توصیه شده نیز موجب خط دار شدن مینای دندان و عوارض اسکلتی می‌شود. آب‌های با یون بیکربنات و نیز یون سدیم موجب افزایش حلالیت کانی‌های غنی از فلئور می‌شوند. همچنین آلودگی آب‌ها به فلئور را به سنگ‌های آذرین نسبت می‌دهند. بر این اساس در صورت گسترش دگرسانی در منطقه پتانسیل وقوع این آلودگی بسیار بالا است. همانطور که در شکل ۴-۲۷ مشاهده می‌شود مقدار غلظت این عنصر در منطقه مطالعاتی بسیار بیشتر

از حد مجاز استاندارد WHO است. همچنین در نمودار Eh-pH فلئور در شکل ۴-۲۸ در این بازه pH و Eh حضور فلئور بصورت یون F^- می باشد.



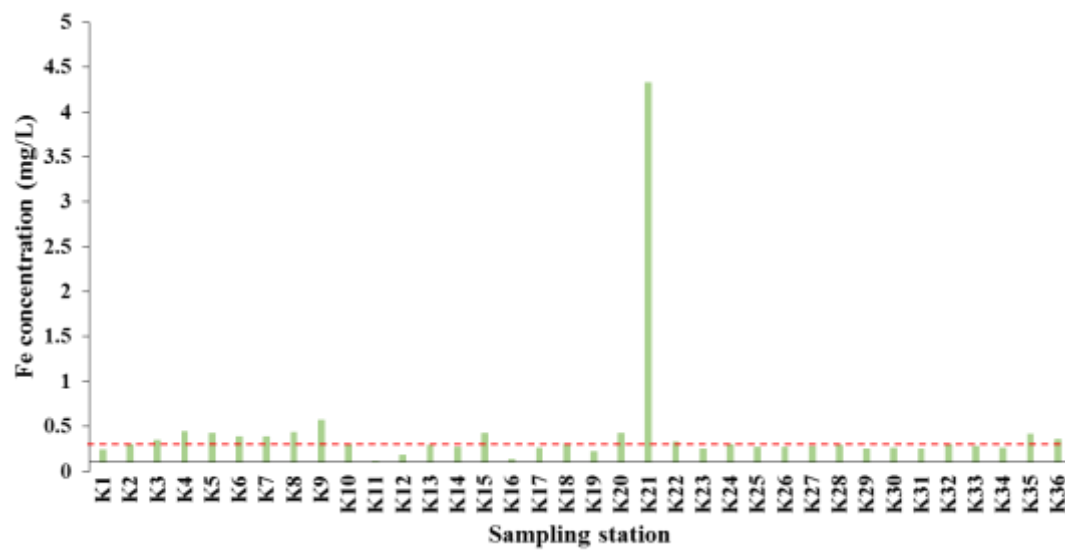
شکل ۴-۲۷- نمودار ستونی غلظت فلئور در چاه‌های نمونه برداری شده



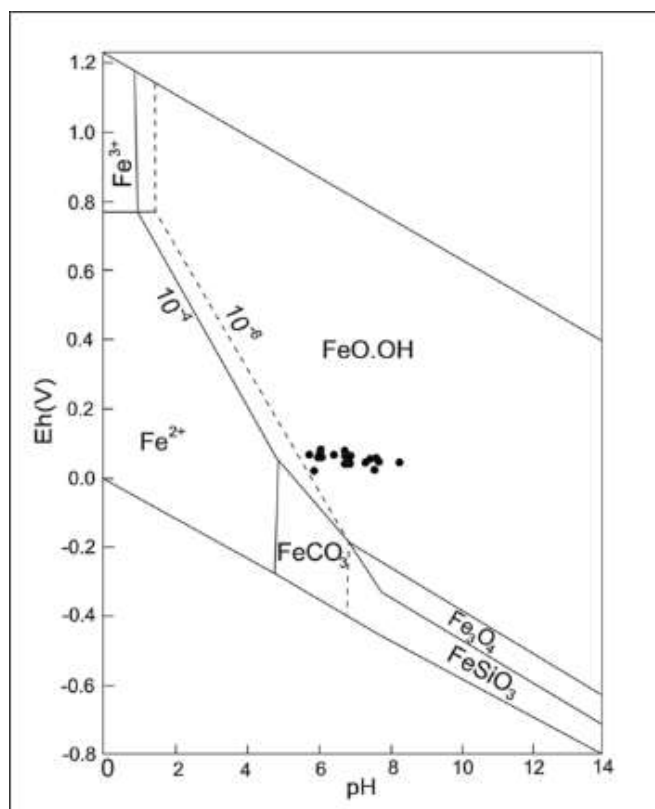
شکل ۴-۲۸- نمودار Eh-pH فلئور در چاه‌های نمونه‌برداری

۴-۱-۴- آهن

سازمان بهداشت جهانی (۲۰۱۱)، بیشینه غلظت آهن در آب آشامیدنی را ۳۰۰ ppb گزارش داده‌اند. غلظت آهن در تمام نمونه‌ها به جز نمونه‌های شماره ۱، ۲ (قسمت غربی دشت خاش)، ۱۰، ۱۱ و ۱۲ (قسمت شرقی دشت خاش) بیشتر از استانداردهای WHO می‌باشد (شکل ۴-۲۹). از آنجا که آهن یک اکسید کننده قوی است، غلظت بالای آن در منابع آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه می‌تواند به بافت‌های بدن افراد بومی صدمه بزند و باعث مشکلاتی از قبیل سیروز (آسیب به بافت کبد)، سرطان کبد، افزایش فشار خون و آریتمی‌های قلبی، دیابت، آلزایمر و بیماری‌های باکتریایی و عفونت‌های ویروسی شود (Guzman et al., 2010). در شکل ۴-۳۰ نمودار Eh-pH آهن نشان می‌دهد که گونه غالب آهن محلول در بیشتر نمونه‌های آبخوان خاش به شکل FeO.OH است.



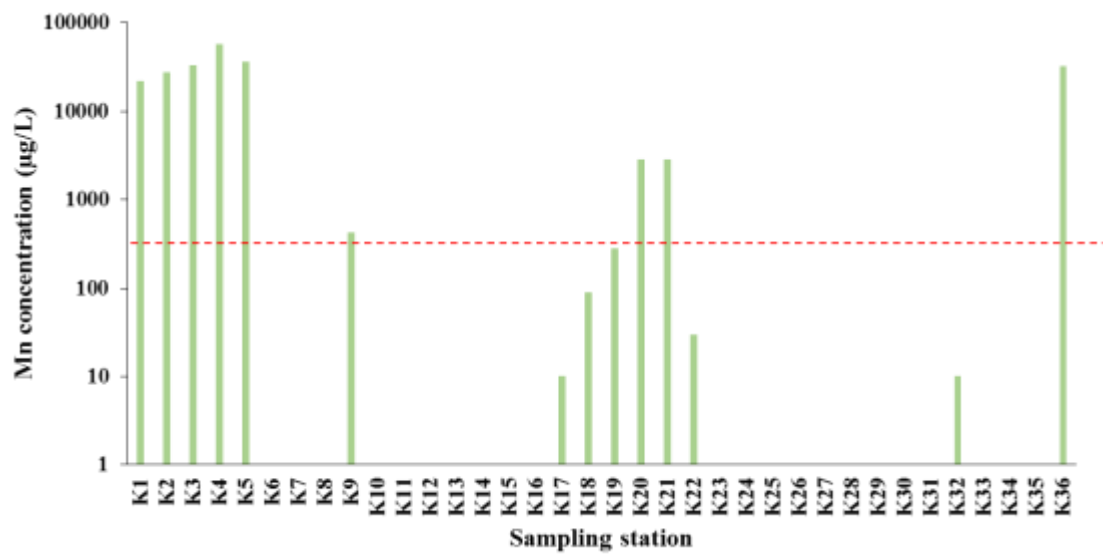
شکل ۴-۲۹- نمودار ستونی غلظت آهن در چاه‌های نمونه‌برداری شده در منطقه تفتان



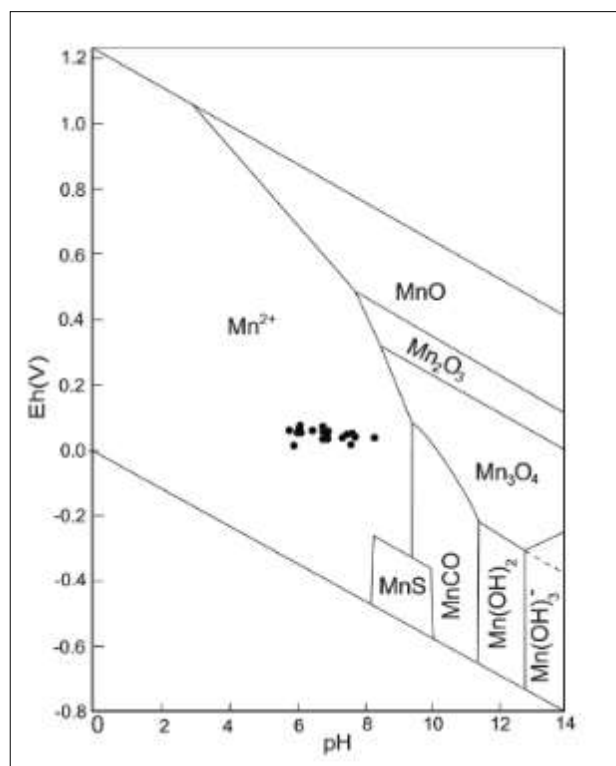
شکل ۴-۳۰- نمودار Eh-pH آهن در چاه‌های نمونه‌برداری

۴-۱-۴-۷- منگنز

همانطور که در جدول ۴-۲ مشاهده می‌شود در اکثر نمونه‌ها مقدار منگنز کمتر از حد تشخیص اندازه‌گیری است با این حال در ۹ ایستگاه نمونه‌برداری غلظت این عنصر از حد مجاز استاندارد بیشتر می‌باشد (شکل ۴-۳۱). قرار گرفتن در معرض غلظت‌های بالای منگنز در طولانی مدت، تاثیرات نامطلوبی بر روی سیستم اعصاب مرکزی دارد. همچنین موجب ایجاد ضعف در بدن، احساس سنگینی در حرکات دست و پا، بی‌اشتهایی، درد ماهیچه‌ای، حالت عصبی، افسردگی و سردرد می‌گردد. بالا بودن غلظت منگنز در آبخوان خاش به این دلیل است که منگنز در pH اسیدی و شرایط اکسیدی به راحتی وارد محیط آبی می‌شود و با افزایش pH از محیط‌های آبی خارج می‌شود. با توجه به اینکه در تمامی نمونه‌های آبخوان pH اندکی اسیدی و شرایط اکسیدی است بنابراین انتظار می‌رود غلظت این عنصر در آبخوان خاش بالا باشد. نمودارهای Eh-pH در شکل ۴-۳۲، گونه محلول منگنز موجود در نمونه‌های آب را Mn^{2+} نشان می‌دهد که با شرایط آبخوان نیز به طور کامل مطابقت دارد.



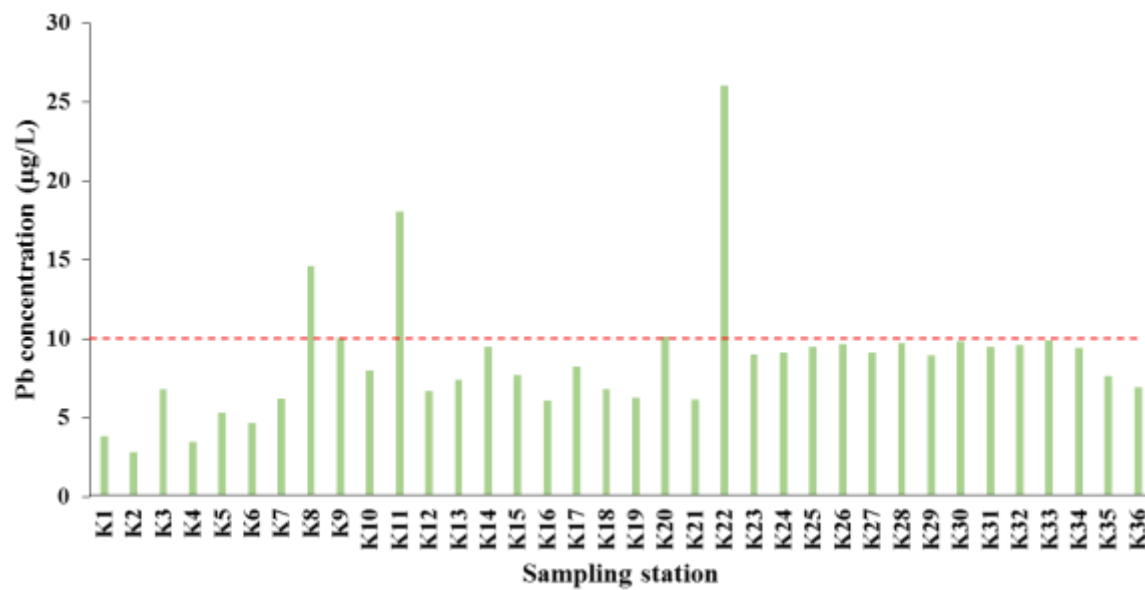
شکل ۴-۳۱- نمودار ستونی غلظت منگنز در چاه‌های نمونه‌برداری شده در منطقه تفتان



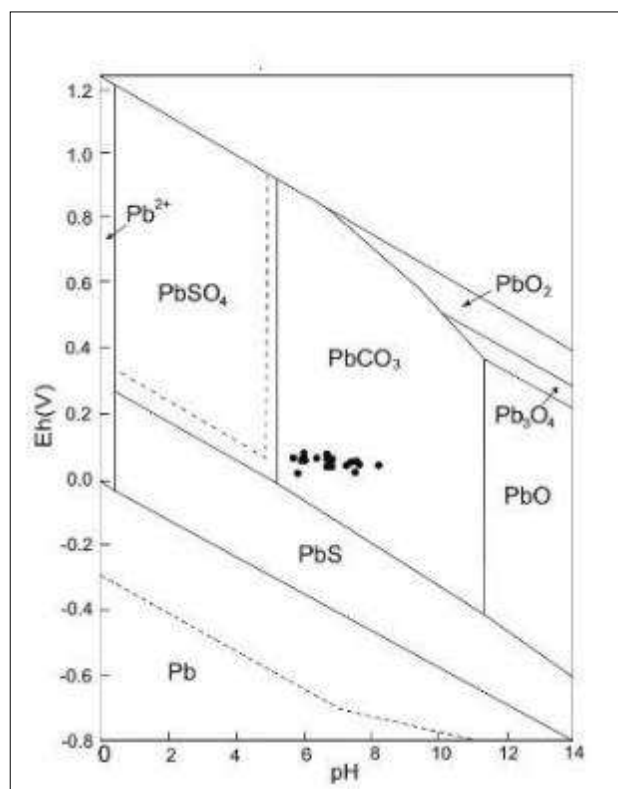
شکل ۴-۳۲- نمودار Eh-pH منگنز در چاه‌های نمونه‌برداری

۴-۱-۴-۸- سرب

سازمان بهداشت جهانی مقدار مجاز غلظت سرب را ۱۰ ppb تعیین کرده است. قرار گرفتن در معرض بالای سرب شدیداً باعث به خطر افتادن سلامت کودکان می‌شود که از جمله می‌توان به اختلالات رفتاری، زوال حافظه، کاهش توانایی درک و کم خونی اشاره کرد (Jarup, 2003). همانطور که در نتایج دیده می‌شود غلظت این عنصر در نمونه‌های شماره ۸، ۹، ۱۱ (قسمت مرکزی متمایل به شمال شرق دشت خاش)، ۲۰ و ۲۲ (قسمت شمال غرب دشت خاش) بیشتر از حد مجاز استاندارد می‌باشد اما در مابقی نمونه‌ها بر خلاف انتظار مقدار غلظت کمتر از حد پیش‌بینی شده است (شکل ۴-۳۳) زیرا در محیط‌هایی که مقدار سولفات بالا است، سرب به آسانی با ژیپس واکنش می‌دهد و ژیپس جاذب بسیار خوبی در این محیط‌ها برای این فلز سمی می‌باشد، در چنین محیط‌هایی که یون SO_4^{2-} یک محیط اکسیدان سولفیدی به وجود می‌آورد سطوح ژیپس نقش بسیار مهمی در کاهش غلظت این عنصر دارد (Astilleros et al., 2010). همچنین با توجه به شکل ۴-۳۴ نمودار Eh-pH سرب، گونه سرب محلول در بیشتر نمونه‌های آب‌های زیرزمینی دشت خاش معمولی PbCO_3 است.



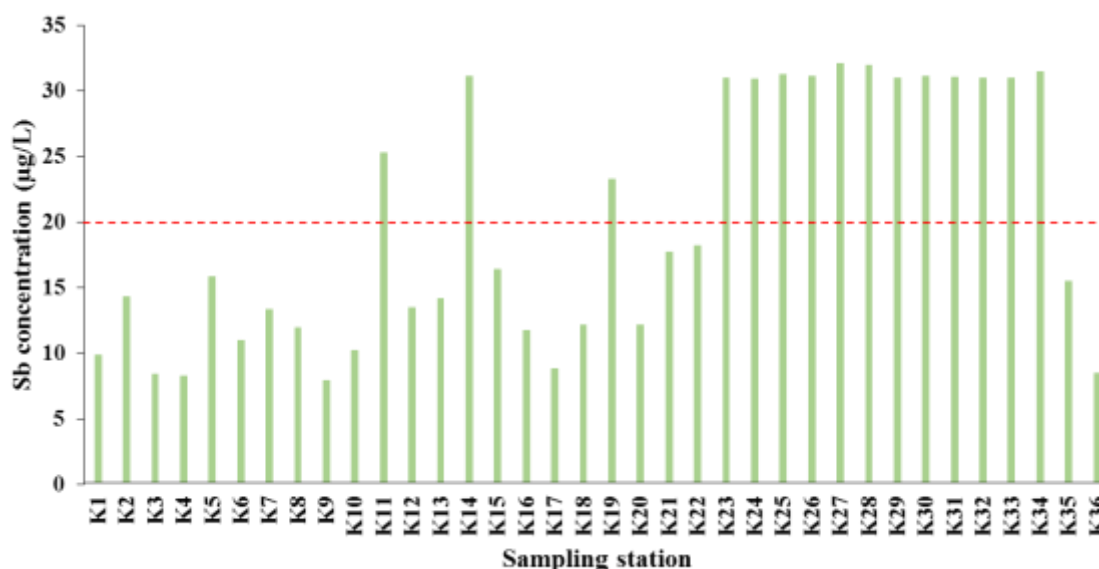
شکل ۴-۳۳- نمودار ستونی غلظت سرب در چاه‌های نمونه‌برداری شده در منطقه تفتان



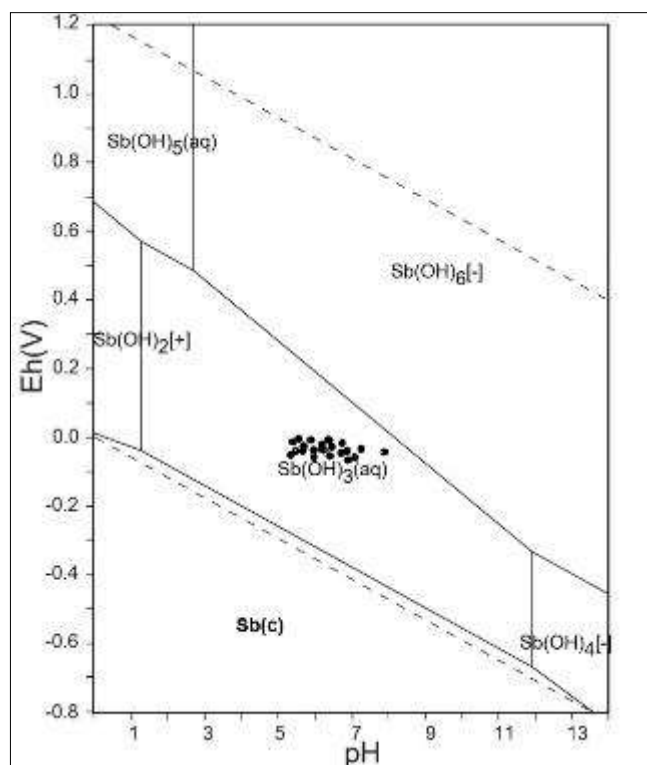
شکل ۴-۳۴- نمودار Eh-pH سرب در چاه‌های نمونه‌برداری منطقه تفتان

۴-۱-۹- آنتیموان

سازمان حفاظت محیط زیست آمریکا MCL غلظت مجاز این عنصر را ۶ ppb و سازمان بهداشت جهانی WHO، ۲۰ ppb تعیین کرده اند. با توجه به شکل ۴-۳۵ مقدار غلظت این عنصر در نمونه‌های شماره ۱۱، ۱۴ و ۱۹، و نمونه‌های ۲۳ تا ۳۴ در جنوب منطقه بیشتر از حد مجاز استاندارد می‌باشد. نمودار Eh-pH آنتیموان در چاه‌های نمونه‌برداری در شکل ۴-۳۶ نشان می‌دهد گونه آنتیموان در این منطقه در آب‌های زیرزمینی $Sb(OH)_3$ است.



شکل ۴-۳۵- نمودار ستونی غلظت آنتیموان در چاه‌های نمونه‌برداری شده در منطقه تفتان



شکل ۴-۳۶- نمودار Eh-pH آنتیموان در چاه‌های نمونه‌برداری منطقه تفتان

۴-۱-۵- بررسی شاخص اشباع یونی نمونه‌های آب منطقه تفتان

از مدل‌های هیدروژئوشیمیایی آب‌های در حال تخلیه برای پیدا کردن ساختار هیدروژئوشیمیایی آب‌های زیرزمینی که ارتباط متقابل سنگ‌های دربرگیرنده و ترکیب شیمیایی این آب‌ها را شرح می‌دهد، استفاده می‌شود (Lopez chicano et al., 2001). محاسبه شاخص اشباع یکی از این مدل‌ها است که برای ارزیابی درجه تعادل بین کانی‌ها استفاده می‌شود؛ که در این پژوهش بر روی ۲۲ نمونه آب توسط نرم افزار PHREEQC Interactive 2.17. 4799 محاسبه شده است. شاخص اشباع از رابطه زیر بدست می‌آید:

$$SI = \log(P_{AI}/K_T) \quad (\text{رابطه ۴-۱})$$

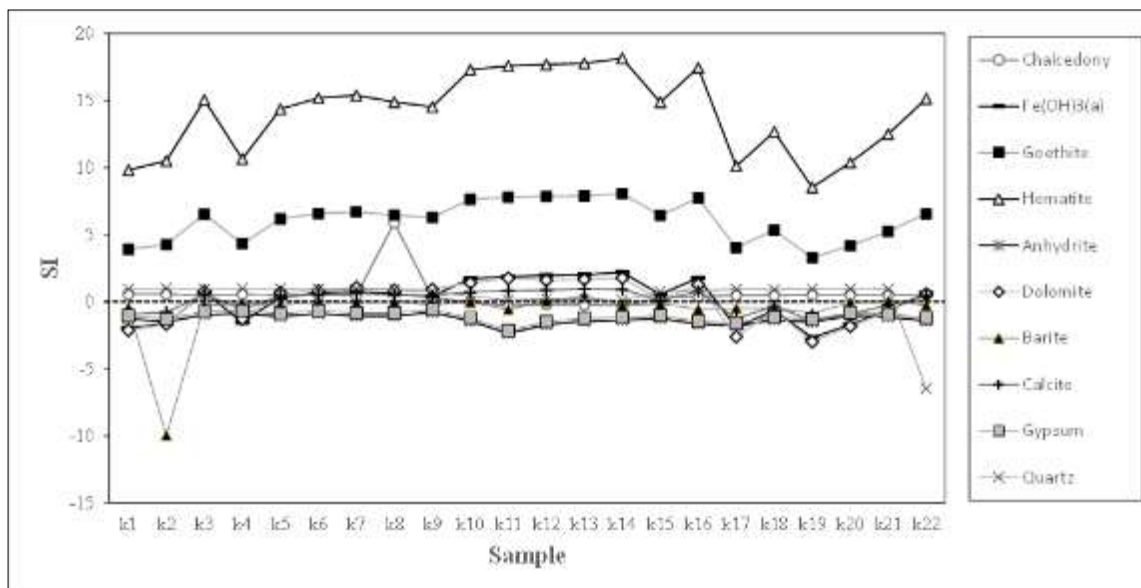
در این رابطه PAI محصول فعالیت یونی یون‌ها و K_T ثابت تعادل کانی در دمای خاص است.

شاخص اشباع مثبت نشان دهنده فوق اشباع بودن یون تشکیل دهنده یک کانی در محیط آب و در نتیجه تمایل به نشست و خارج شدن به صورت کانی را دارد. اگر شاخص اشباع یک کانی منفی باشد، نشان دهنده تحت اشباع بودن آن کانی است و پتانسیل حل شدن در آب را دارد. شاخص اشباع یونی صفر نشان دهنده محصول فعالیت یونی و محصول انحلال پذیری برابر است و تعادل ترمودینامیک با فاز جامد همراه است (Gemici and Filiz, 2001).

نتایج محاسبه شاخص اشباع ۲۲ نمونه آب زیرزمینی منطقه تفتان در جدول ۴-۴ ارائه شده است. مطابق با شکل ۴-۳۷ و جدول ۴-۴ تقریباً تمام نمونه‌های آب نسبت به کوارتز، کلسیت، هماتیت، گوتیت و دولومیت و برخی نمونه‌ها نسبت به باریت و کلسدونی فوق اشباع هستند که نشان دهنده ته نشست این کانی‌ها از آب است.

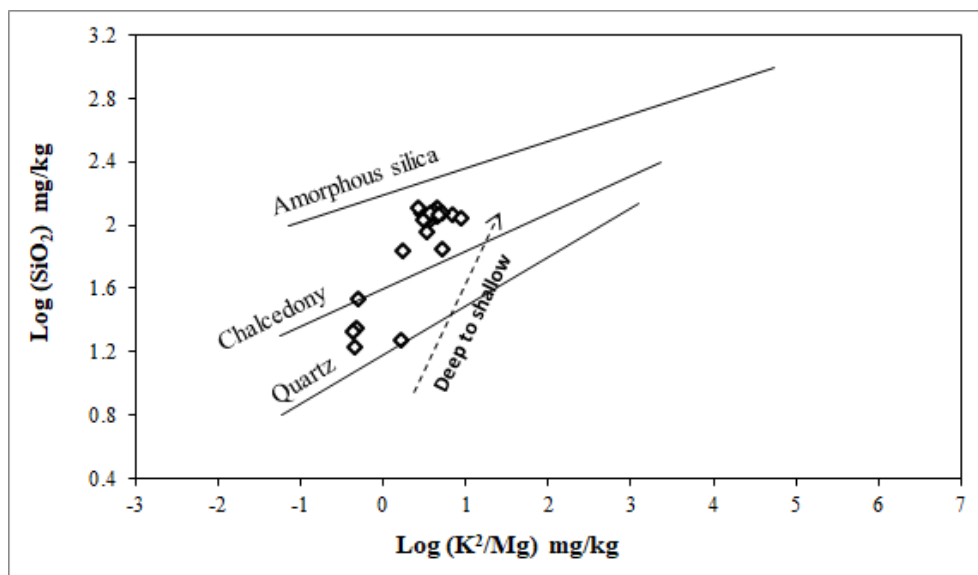
جدول ۴-۴- نتایج نرم افزار PHREEQC Interactive برای محاسبه شاخص اشباع

well No.	As2O5(cr)	As2S3(am)	As_native	Chalcedony	Fe(OH)2.7Cl3	Fe(OH)3(a)	Fe2(SeO8)3	Fe3(OH)8	FeS(pp)	FeSe2	Goethite	Hematite	Magnetite
k1	-29.61	-158.5	-28.26	-28.26	3.57	-1.95	-22.88	-8.28	-50.47	-32.32	3.9	9.81	8.08
k2	-29.27	-161.74	-28.56	0.56	3.9	-1.64	-21.91	-7.42	-51.26	-32.57	4.25	10.5	9.04
k3	-31.57	-189.84	-33.56	0.49	5.97	0.69	-20.34	-1.21	-57.38	-41.28	6.52	15.04	15.05
k4	-29.2	-159.97	-28.39	0.55	4.01	-1.54	-21.64	-7.11	-50.67	-32.4	4.31	10.63	9.24
k5	-30.71	-184.34	-32.45	0.53	5.69	0.32	-20.06	-2.2	-56.21	-39.23	6.17	14.35	14.16
k6	-30.99	-189.3	-33.43	0.51	5.94	0.65	-19.81	-1.37	-57.23	-40.32	6.58	15.17	15.27
k7	-30.94	-191.2	-33.65	0.47	6.06	0.74	-19.54	-1.14	-57.75	-40.62	6.68	15.38	15.53
k8	-30.74	-187.22	-32.93	5.87	5.87	0.56	-19.69	-1.57	-56.84	-39.84	6.44	14.88	14.88
k9	-30.22	-183.22	-32.24	0.29	5.82	0.39	-18.79	-2	-55.89	-38.3	6.26	14.52	14.43
k10	-32.59	-207.08	-36.52	-0.03	6.93	1.72	-18.91	1.39	-61.42	-45.24	7.64	17.29	17.98
k11	-35.47	-242.63	-42.74	-0.3	6.75	1.85	-22.48	0.84	-71.85	-58.12	7.78	17.57	17.45
k12	-33.65	-216.91	-38.25	-0.21	7.02	1.96	-19.84	1.87	-64.12	-48.99	7.84	17.68	18.3
k13	-32.93	-212.36	-37.29	-0.22	7.19	2	-18.34	2.1	-62.82	-46.58	7.88	17.77	18.56
k14	-33.99	-219.69	-38.9	-0.32	7.29	2.18	-19.13	2.42	-64.67	-49.58	8.06	18.13	18.87
k15	-	-	-	0.3	5.9	0.54	-19.27	-1.6	-56.63	-39.35	6.43	14.87	14.88
k16	-33.62	-218.14	-38.47	0.38	6.63	1.76	-22.01	1.24	-64.57	-50.2	7.71	17.44	17.94
k17	-28.99	-159.34	-28.15	0.49	3.52	-1.92	-23.75	-8.2	-50.7	-32.43	4.04	10.1	8.53
k18	-29.8	-174.57	-30.79	0.47	4.82	-0.64	-20.9	-4.81	-54.09	-35.91	5.32	12.66	11.91
k19	-28.45	-150.62	-26.7	0.51	2.9	-2.69	-23.42	-10.27	-48.86	-29.53	3.26	8.53	6.4
k20	-28.6	-157.84	-27.89	0.52	3.87	-1.71	-21.18	-7.58	-50.28	-31.29	4.17	10.36	8.89
k21	-28.23	-160.21	-28.04	0.5	4.97	-0.68	-18.68	-4.54	-50.07	-30.43	5.24	12.5	12.05
k22	-31.24	-190.72	-33.56	0.55	5.73	0.64	-21.03	-1.38	-57.66	-41.34	6.56	15.12	15.18



شکل ۴-۳۷- شاخص اشباع شدگی فازهای مختلف کانی در نمونه‌های آب زیرزمینی آبخوان خاش

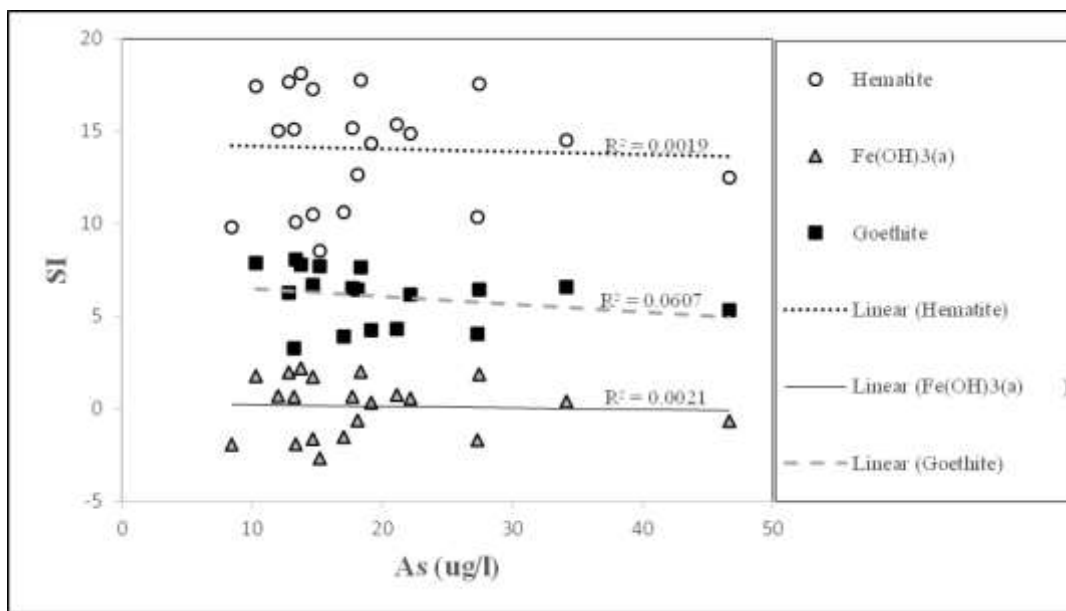
بالا بودن مقدار Cl و SO_4 همراه با تحت اشباع بودن کانی‌های سولفات و کلروره در آبخوان خاش، نشان‌دهنده وجود منابع دیگری از این یون‌ها در آب‌های زیرزمینی است. اختلاط سیالات حاوی این دو یون مثل سیالات بالا آمده از اعماق (آب‌های زمین گرمایی) و نیز انحلال گازهای ماگمایی با آب‌های زیرزمینی این منطقه می‌تواند عامل اصلی بالا بودن این یون‌ها در این آبخوان می‌باشد. اندیس اشباع مثبت برای کانی‌های کوارتز و کلسدونی نشان‌دهنده غلظت بالای سیلیس در آبخوان و ارتباط آب زیرزمینی با سنگ‌های آتشفشانی داسیتی- آندزیتی است که قبلاً به آن پرداخته شد. با توجه به نمودار شکل ۴-۳۸ و این نکته که کانی کوارتز نسبت به دیگر گونه‌ها در فشار و دمای بالاتری تشکیل می‌شود پس چاه‌هایی که در محدوده پایداری کوارتز قرار گرفته‌اند احتمالاً منشأ عمیق‌تری از آب زیرزمینی دارند و روند کلی نمودار نشان‌دهنده اختلاط آب‌های زمین گرمایی با آب‌های سطحی است.



شکل ۴-۳۸- نمودار $\text{Log (SiO}_2\text{)}$ در مقابل $\text{Log (K}_2\text{/Mg)}$ برای نمونه‌های آب منطقه تفتان

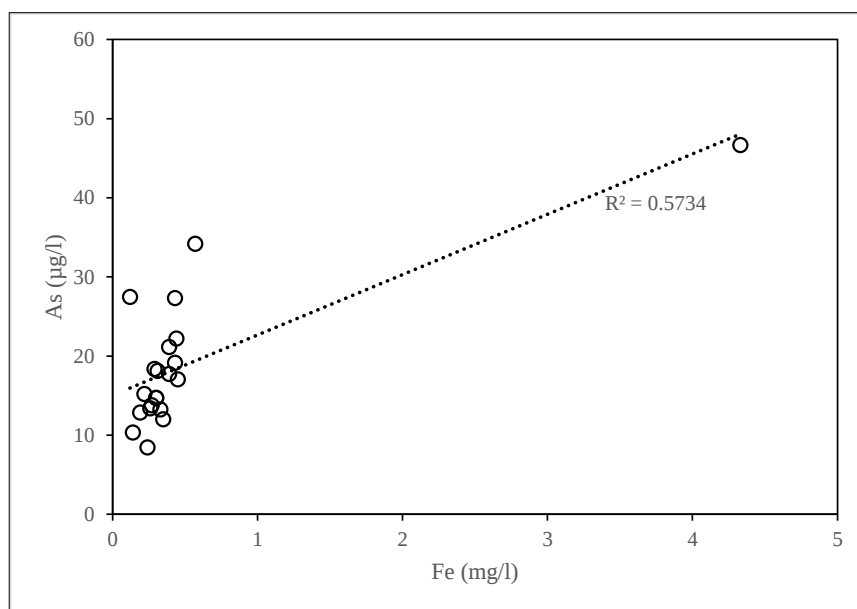
با توجه به تغییرات بسیار کم Eh و pH در آب زیرزمینی، از این پارامترها نمی‌توان برای تحلیل شاخص اشباع در آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه استفاده کرد.

شاخص اشباع کانی‌های گوتیت، هماتیت و Fe(OH)_3 در مقابل غلظت آرسنیک نمونه‌های آب در شکل ۴-۳۹ نشان داده شده است.



شکل ۴-۳۹- نمودار غلظت آرسنیک در مقابل شاخص اشباع کانی های هماتیت، گوتیت و Fe(OH)_3 در نمونه های آب منطقه تفتان

شکل ۴-۳۷ نشان می دهد آرسنیک در آب زیرزمینی جذب سطحی فازهای آهن دار نمی شود اما احتمالاً از طریق انحلال کانی های آهن دار موجود در سنگ های منطقه وارد آب شده است (شکل ۴-۴۰).



شکل ۴-۴- نمودار دو متغیره غلظت آهن و آرسنیک نمونه های آب منطقه مورد مطالعه

۴-۱-۶- ارزیابی کیفیت آب زیر زمینی منطقه تفتان (خاش)

۴-۱-۶-۱- سختی کل

جدول شماره ۴-۵ مقادیر سختی آب در ایستگاه‌های انتخابی و توصیفات مربوط به آن‌ها را ارائه می‌دهد. به طور کلی اگر مقدار سختی کل کمتر از ۵۰، بین ۵۰ تا ۱۵۰، بین ۱۵۰ تا ۳۰۰ و بیشتر از ۳۰۰ باشد به ترتیب در رده نرم، سختی کم، سختی متوسط و خیلی سخت قرار می‌گیرد. براین اساس، نتایج نشان‌دهنده سختی بالای منابع آب زیرزمین منطقه خاش در تمام نمونه‌ها (جز یک نمونه) است بطوری‌که آب خیلی سخت، کیفیت غالب در ایستگاه‌ها است. تنها ایستگاه نمونه‌برداری که با سایر نمونه‌ها متفاوت است، نمونه K16 بوده (سختی متوسط) و در شمال منطقه نمونه‌برداری قرار دارد. لازم به ذکر است که این نمونه مربوط به چاه منطقه کلچات بوده که برای مصرف شرب منطقه استفاده می‌شود.

جدول ۴-۵- کیفیت نمونه‌های آب زیرزمینی خاش بر اساس سختی کل

Sample	TH (mg/L)	Class	Sample	TH (mg/L)	Class
K1	906.40	Very Hard	K19	728.28	Very Hard
K2	937.96	Very Hard	K20	1481.28	Very Hard
K3	1630.70	Very Hard	K21	1957.49	Very Hard
K4	1959.56	Very Hard	K22	851.04	Very Hard
K5	1629.53	Very Hard	K23	762.62	Very Hard
K6	1781.96	Very Hard	K24	727.15	Very Hard
K7	1559.63	Very Hard	K25	750.60	Very Hard
K8	1559.74	Very Hard	K26	631.42	Very Hard
K9	2546.56	Very Hard	K27	638.93	Very Hard
K10	821.90	Very Hard	K28	635.92	Very Hard
K11	127.01	Very Hard	K29	616.95	Very Hard
K12	462.78	Very Hard	K30	625.94	Very Hard
K13	1016.71	Very Hard	K31	647.41	Very Hard
K14	595.93	Very Hard	K32	638.93	Very Hard
K15	1034.35	Very Hard	K33	650.88	Very Hard
K16	472.17	Medium hardness	K34	581.74	Very Hard
K17	493.88	Very Hard	K35	991.84	Very Hard
K18	949.00	Very Hard	K36	1305.26	Very Hard

۴-۱-۶-۲- درصد سدیم و خطر منیزیم

نمونه‌های آب در محدوده مطالعاتی از نظر درصد سدیم به منظور استفاده در کشاورزی به ترتیب در ۹، ۱۳، ۱۳ و ۱ ایستگاه در رده خوب، قابل قبول، نسبتا بد و بد قرار می‌گیرند (جدول ۴-۶). هیچ کدام از نمونه‌ها درصد سدیم کمتر از ۲۰ نداشته و در رده عالی قرار نمی‌گیرند. لازم به ذکر است رده کیفیت بد در نمونه K11 مشاهده شد که در حقیقت از شرق منطقه بداشته شده و مربوط به آبخوان تهلاب است. بنابراین، آب منطقه عمدتا از نظر درصد سدیم برای آبیاری کیفیت قابل قبول و نسبتا بد دارد.

جدول ۴-۶- بررسی درصد سدیم (%Na) در منابع آبی منطقه تفتان

Sample	Na%	Class	Sample	Na%	Class
K1	42.34	Acceptable	K19	44.96	Acceptable
K2	42.14	Acceptable	K20	36.51	Good
K3	30.00	Good	K21	43.73	Acceptable
K4	30.11	Good	K22	31.52	Good
K5	35.43	Good	K23	59.39	Acceptable
K6	24.26	Good	K24	60.32	Relatively bad
K7	30.85	Good	K25	59.69	Acceptable
K8	31.43	Good	K26	70.16	Relatively bad
K9	41.70	Acceptable	K27	67.67	Relatively bad
K10	61.14	Relatively bad	K28	70.77	Relatively bad
K11	91.66	Bad	K29	72.71	Relatively bad
K12	67.59	Relatively bad	K30	71.45	Relatively bad
K13	46.90	Acceptable	K31	68.49	Relatively bad
K14	75.18	Relatively bad	K32	70.01	Relatively bad
K15	54.69	Acceptable	K33	63.34	Relatively bad
K16	35.15	Good	K34	75.73	Relatively bad
K17	46.83	Acceptable	K35	58.00	Acceptable
K18	49.08	Acceptable	K36	43.29	Acceptable

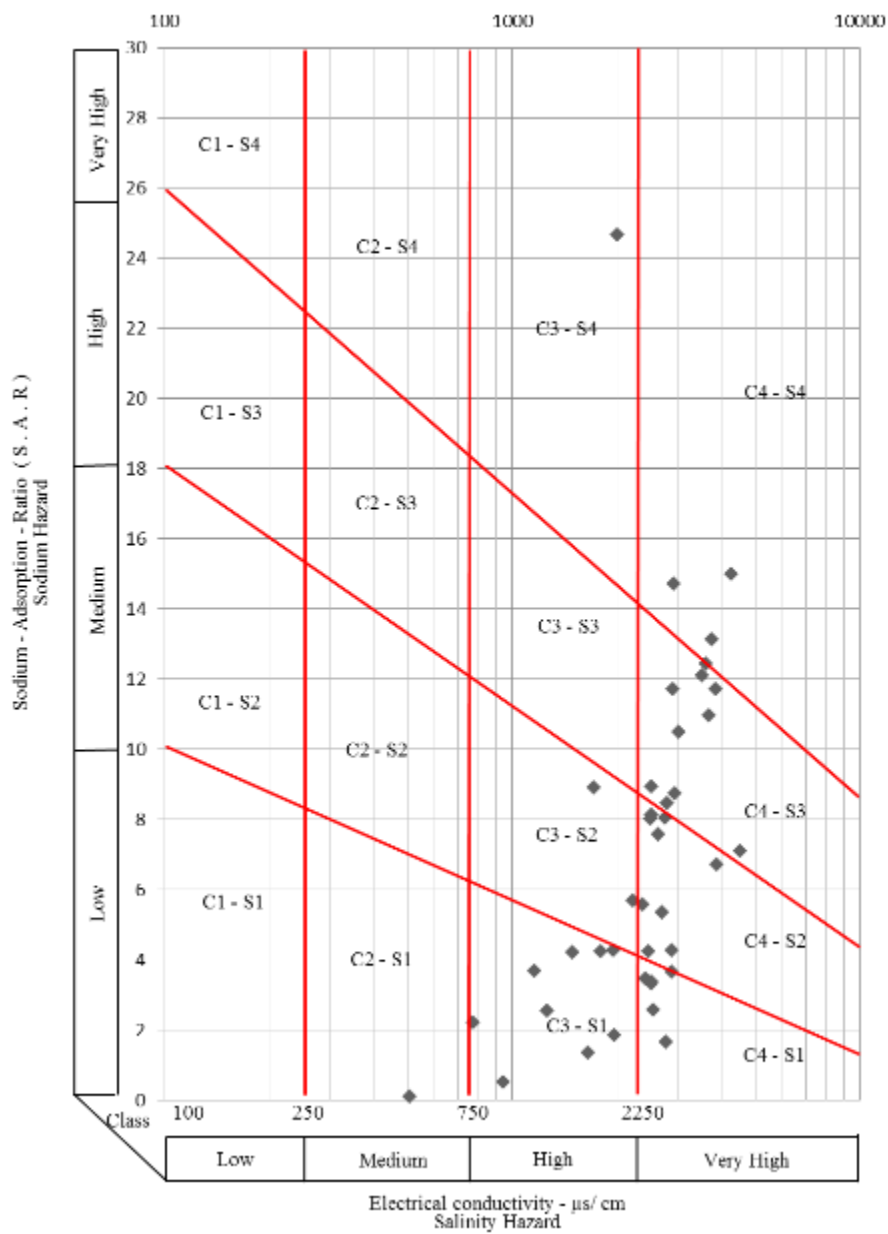
خطر منیزیم نیز در منابع آبی محدوده مطالعاتی محاسبه شده است (جدول ۴-۷). نتایج نشان می‌دهد که تمام نمونه‌های آب زیرزمینی منطقه تفتان در رده بدون خطر قرار می‌گیرند.

جدول ۴-۷- خطر منیزیم (MH) در منابع آب زیرزمینی محدوده تفتان

Sample	MH	Class	Sample	MH	Class
K1	31.91	No danger	K19	33.63	No danger
K2	39.17	No danger	K20	40.48	No danger
K3	27.63	No danger	K21	31.31	No danger
K4	34.46	No danger	K22	28.11	No danger
K5	36.17	No danger	K23	33.44	No danger
K6	27.86	No danger	K24	34.11	No danger
K7	31.48	No danger	K25	34.11	No danger
K8	33.35	No danger	K26	37.05	No danger
K9	43.05	No danger	K27	36.46	No danger
K10	39.57	No danger	K28	37.19	No danger
K11	48.08	No danger	K29	37.20	No danger
K12	36.86	No danger	K30	37.54	No danger
K13	29.10	No danger	K31	37.76	No danger
K14	37.37	No danger	K32	37.32	No danger
K15	41.16	No danger	K33	37.86	No danger
K16	27.21	No danger	K34	37.64	No danger
K17	36.95	No danger	K35	40.12	No danger
K18	40.35	No danger	K36	33.45	No danger

۴-۱-۶-۳- نسبت جذب سدیم (SAR)

مقادیر نسبت جذب سدیم آب در مقابل EC (کلاس آب) جهت تعیین کیفیت آب کشاورزی در ایستگاه‌های انتخابی در شکل ۴-۴۱ ارائه شده است. نتایج نشان می‌دهد که کیفیت منابع آبی از نظر کشاورزی طیف وسیعی از رده C3S1 (شوری بالا-سدیم کم) تا C4S4 (خیلی شور-سدیم خیلی بالا) دارند. بیشترین تعداد نمونه‌ها به ترتیب با ۱۰ و ۹ نمونه در رده C4S3 و C4S2 قرار دارند. به طور کلی از شمال به سمت خروجی حوضه در جنوب و جنوب شرق به تدریج شوری و درصد جذب سدیم افزایش پیدا کرده و کیفیت آب کشاورزی کاهش می‌یابد. همچنین در نمونه‌های شرق محدوده مطالعاتی به ویژه نمونه K11 که در آبخوان تهلاب قرار دارد کیفیت آب پایین است به طوری که نمونه مذکور در رده آب‌های خیلی شور با سدیم خیلی بالا قرار دارد.

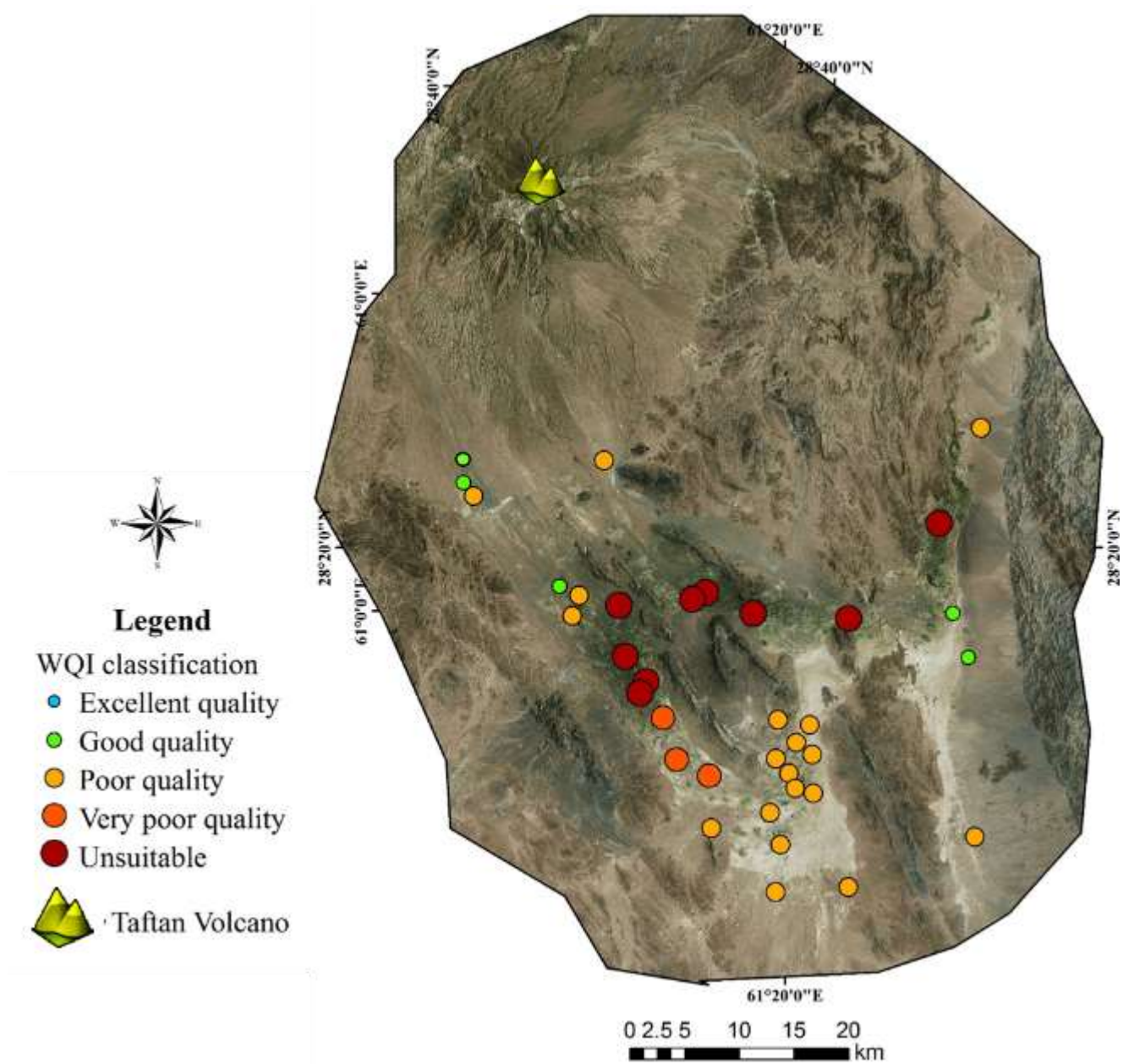


شکل ۴-۴۱- نمودار ویلکوکس نمونه‌های آب زیرزمینی محدوده تفتان

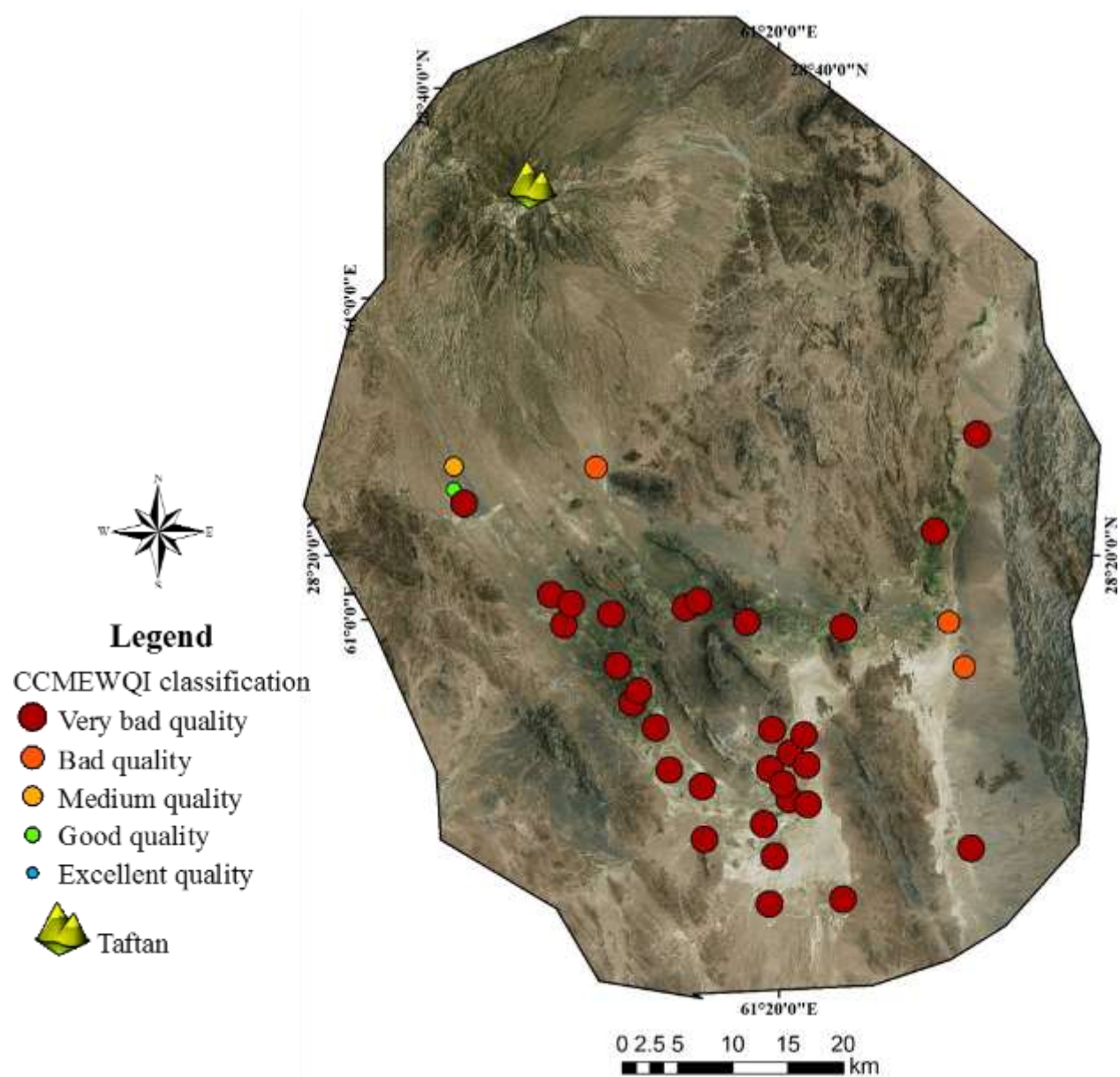
۴-۱-۶-۴- شاخص‌های کیفیت آب منطقه تفتان

شاخص کیفیت آب زیرزمینی منطقه تفتان با استفاده از ۷ پارامتر EC، کلسیم، منیزیم، سدیم، کلر، سولفات و سختی کل محاسبه و نتایج آن در شکل ۴-۴۲ به صورت نقشه پراکندگی ارائه شده است. بر اساس این شاخص، ۱۳/۸۳ درصد از نمونه‌ها کیفیت خوب، ۵۲/۷۷ درصد ایستگاه‌های نمونه‌برداری کیفیت کم، ۸/۴ درصد نمونه‌ها کیفیت بسیار کم داشته، و ۲۵ درصد نمونه‌ها نیز نامناسب برای مصرف تعیین شدند. همچنین هیچ کدام از نمونه‌های برداشته شده کیفیت عالی نشان ندادند. همان گونه که در شکل مشخص است نمونه‌های با کیفیت مناسب تر بیشتر در بخش‌های شمالی دشت و بالادست جریان آب زیرزمینی قرار دارند.

با توجه به اهمیت آرسنیک در منطقه به عنوان آلاینده اصلی، از این عنصر در کنار ۷ پارامتر فوق در محاسبه CCME-WQI استفاده شد (شکل ۴-۴۳). نتایج نشان داد با توجه به آلودگی آرسنیک در بیشتر ایستگاه‌های نمونه‌برداری، بیش از ۸۶ درصد از ایستگاه‌های نمونه‌برداری مقادیر شاخص کمتر از ۴۴ داشته و در رده کیفیت بسیار بد قرار می‌گیرند. همچنین ۸/۳ درصد از نمونه‌ها کیفیت بد داشته و هر یک دو نمونه در شمال دشت نیز کیفیت متوسط و خوب دارند. به طور کلی کیفیت بسیار بهتر نمونه K16 نسبت به سایر نقاط می‌تواند عدم ارتباط این چاه با زون گسله و ارتباط کمتر با آبهای هیدروترمال مرتبط با آتشفشان تفتان باشد. لازم به ذکر است این چاه به عنوان منبع آب شرب مردم منطقه استفاده می‌شود.



شکل ۴-۴۲- نقشه توزیع شاخص کیفیت آب در آب زیرزمینی منطقه تفتان (خاش)



شکل ۴-۴۳- نقشه توزیع CCME-WQI در آب زیرزمینی منطقه تفتان (خاش)

۴-۱-۷- نسبت خطر (HQ) و شاخص خطر (HI)

در این مطالعه از مدل ارزیابی خطر ارائه شده توسط سازمان محیط‌زیست آمریکا برای فلزات سنگین استفاده شد (USEPA, 1989). نتایج ارزیابی خطر برای عناصر محاسبه شده و در جدول ۴-۸ آورده شده است. نتایج نشان می‌دهد که در معرض قرارگیری عناصر مورد مطالعه برای تمام عناصر از طریق بلع خطر بیشتری نسبت به تماس پوستی ایجاد می‌کند. نسبت خطر محاسبه شده برای تمامی عناصر در کودکان بیشتر از بزرگسالان است و در نتیجه شاخص خطر نیز در تمامی عناصر برای کودکان بیشتر از بزرگسالان است. و همچنین بیشترین مقدار خطر مربوط به عنصر آرسنیک در هر دو رده سنی می‌باشد.

شاخص خطر (HI) محاسبه شده مربوط به بزرگسالان برای تمامی عناصر به ترتیب زیر افزایش می‌یابد:

Mn < Zn < Cu < Co < Cr < Ni < Pb < Cd < As

همچنین این شاخص به ترتیب زیر برای کودکان افزایش می‌یابد:

Mn < Zn < Cu < Co < Cr < Ni < Pb < Cd < As

جدول ۴-۸- نتایج اندازه‌گیری نسبت خطر (HQ) از طریق بلع و تماس پوستی و شاخص خطر (HI) در کودکان و بزرگسالان

Element	As	Cd	Cr	Co	Cu	Mn	Ni	Pb	Zn
Children									
HQing	3/94E-01	1/37E-02	6/35E-03	7/19E-04	5/94E-04	6/58E-05	7/99E-03	1/24E-02	2/14E-04
HQdermal	4/74E-03	1/35E-03	1/57E-03	4/43E-06	1/28E-05	7/06E-06	1/46E-04	4/04E-04	5/27E-06
HI=ΣHQ	3/98E-01	1/51E-02	7/92E-03	7/23E-04	6/07E-04	7/28E-05	8/14E-03	1/28E-02	2/19E-04
Adults									
HQing	4/57E-02	1/59E-03	7/39E-04	8/36E-05	6/91E-05	6/65E-06	9/29E-04	1/44E-03	2/48E-05
HQdermal	5/64E-04	1/61E-04	1/87E-04	5/28E-07	1/16E-06	8/41E-07	1/74E-05	4/81E-05	6/28E-07
HI=ΣHQ	4/63E-02	1/75E-03	9/25E-04	8/41E-05	7/02E-05	7/49E-06	9/47E-04	1/49E-03	2/55E-05

۴-۱-۸- تحلیل مولفه اصلی (PCA):

برای تعیین منشأ عناصر سنگین در جدول ۴-۹ از روش تحلیل مولفه اصلی (Principal Component Analysis) با استفاده از نرم افزار SPSS23 استفاده شد. با توجه به غلظت زیر حد تشخیص در برخی نمونه ها برای دو عنصر مس و کروم، در این بخش از این دو عنصر استفاده نشد. داده ها پس از نرمال سازی مورد بررسی قرار گرفت. پارامترها در سه مولفه با واریانس کل بیش از ۷۳ درصد قرار گرفتند. مولفه اول با توضیح واریانس ۳۸/۲۴ درصد بار عاملی بالایی از سولفات، گوگرد، منیزیم، آهن، کلسیم، هدایت الکتریکی، نیکل و کبالت نشان می دهد. همراهی منیزیم، کلسیم، سولفات و هدایت الکتریکی می تواند نقش این یونها را در میزان EC نمونه های آب نشان دهد که با توجه به بار عاملی متوسط سدیم، کلر و پتاسیم در این مولفه، این موضوع تایید می شود. همچنین حضور آهن در مولفه اول احتمالاً بیانگر این است که سنگهای منطقه یا محلولهای هیدروترمال احتمالی که با آب زیرزمینی منطقه اختلاط داشته اند، از ماگمای اولیه با آفینیت اکسیژن پایین منشأ گرفته اند، آهن در فازهای ابتدایی تفریق ماگمایی از ماگما خارج نشده است و تا فازهای بالایی تفریق ماگمایی در فاز محلول باقی مانده است. نیکل و کبالت به عنوان دو عنصر سیدروفیل تمایل به همراهی آهن دارند. علاوه بر این، بار منفی pH در این مولفه می تواند بیانگر ارتباط معکوس میزان این پارامتر با سولفات و گوگرد به عنوان عوامل اسیدی کننده آب (کاهش دهنده pH) و نیز آهن، نیکل و کبالت به عنوان عناصری باشد که با کاهش pH غلظت محلول آنها افزایش می یابد. مولفه دوم با توضیح ۲۷/۵۶ درصد از واریانس کل شامل عناصر بور، سلنیم، آرسنیک، و یونهای بیکربنات و کلر است. عناصر جزئی قرار گرفته در این مولفه عموماً به صورت گونه های آنیونی بورات، سلنات یا سلنیت و آرسنات یا آرسنیت در محلول حضور دارند که همراهی آنها با آنیونهای کلر و بیکربنات شباهت نسبی این آنیونها در آب را نشان می دهد. همچنین براساس مطالعات پیشین صورت گرفته در منطقه، بیکربنات نقش مهمی در غلظت آرسنیک در محلولهای هیدروترمال و انتقال آن به آب زیرزمینی دارد به طوری که با آرسنیک کمپلکس محلول تشکیل می دهد. از طرفی، بار منفی فسفر در مولفه دوم احتمالاً ناشی از رقابت بالای یون فسفات با آرسنیک در اشغال مناطق جذب سطحی و خروج از فاز محلول است. مولفه سوم با توضیح تنها ۷/۵۴ درصد از

واریانس کل، شامل سرب، pH، پتاسیم، سدیم، آلومینیم و فسفر است. با توجه به واریانس بسیار پایین این مولفه، تحلیل خاصی برای آن نمی توان انجام داد، با این وجود شباهت پتاسیم و سرب از نظر بار و شغال یونی می تواند از عوامل همراهی این دو متغیر در مولفه سوم باشد (جدول ۴-۹).

جدول ۴-۹- نتایج تحلیل مؤلفه اصلی در نمونه های چاه های آب منطقه تفتان

	Component		
	1	2	3
SO4	0.928	0.073	-0.055
S	0.912	0.108	-0.024
Mg	0.883	0.315	-0.254
Fe	0.876	0.344	-0.293
Ca	0.792	0.312	-0.325
EC	0.675	0.598	0.054
Ni	0.672	0.349	-0.277
Co	0.548	0.351	-0.317
B	0.185	0.942	-0.167
HCO3	0.150	0.815	-0.111
Se	0.347	0.711	0.123
As	0.329	0.709	0.184
Cl	0.507	0.668	0.216
Pb	0.115	0.214	0.503
pH	-0.211	0.105	0.491
K	0.315	0.224	0.452
Na	0.306	0.257	0.403
Al	0.1	0.202	0.387
P	0.124	-0.363	0.355

۴-۱-۹- هیدروشییمی چشمه های دامنه قله تفتان

از آنجایی که چشمه های دامنه قله تفتان در منطقه تغذیه آب های زیرزمینی دشت خاش واقع شده اند و تعدادی از این چشمه ها در ارتباط مستقیم با گاز های ماگمایی خروجی از دهانه آتشفشان تفتان و زون های دگرسانی این آتشفشان می باشند و دارای مقادیر زیادی فلزات بالقوه سمی و سنگین هستند و pH بسیار کمی

دارند، لذا این چشمه ها می توانند بر روی آبخوان خاش اثرات زیادی بر جای بگذارند و باعث اسیدی شدن آب های این آبخوان و در نتیجه باعث بالا رفتن غلظت عناصر سمی و سنگین می شوند. از طرف دیگر این چشمه ها بیانگر ترکیب شیمیایی آب های زیرزمینی این منطقه هستند. بنابراین بررسی هیدروشیمیایی و فلزات سنگین این چشمه ها امری ضروری است. در حال حاضر ۵ چشمه در دامنه قله تفتان وجود دارد که آبدهی نسبتا خوب دارند و از این ۵ چشمه در دو فصل تر و خشک نمونه برداری شد و نتایج آن همراه با مشخصات چشمه ها در جدول ۴-۱۰ و ۴-۱۱ ارائه شده است.

جدول ۴-۱۰- نتایج پارامترهای فیزیکی و شیمیایی چشمه های دامنه قله تفتان در فصل تر

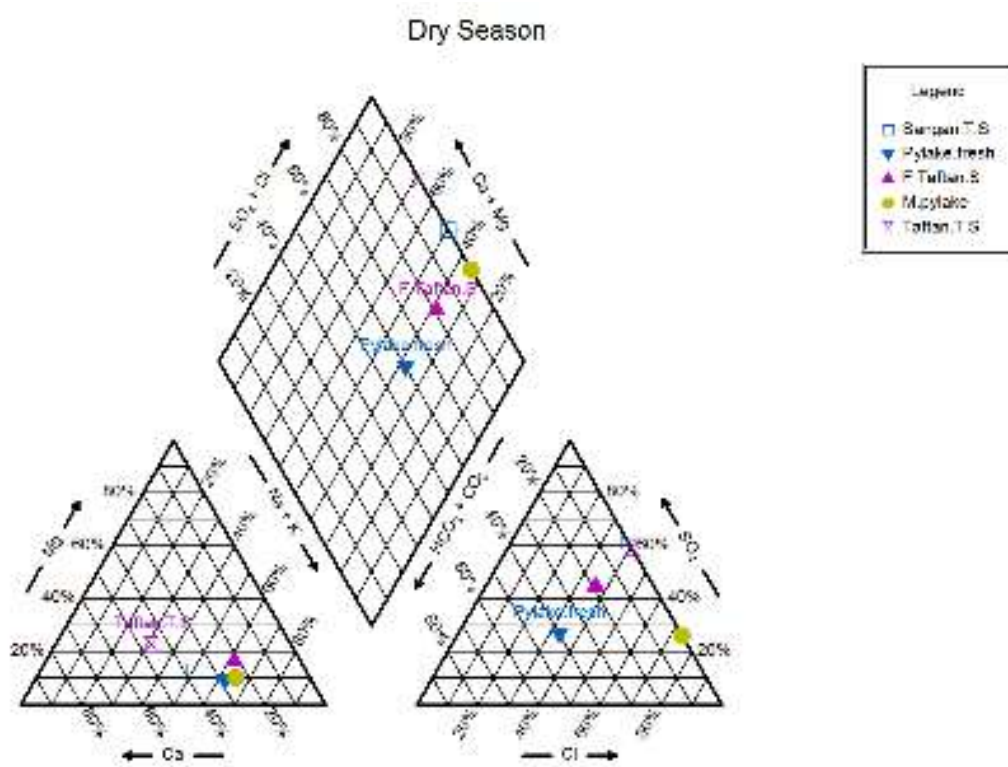
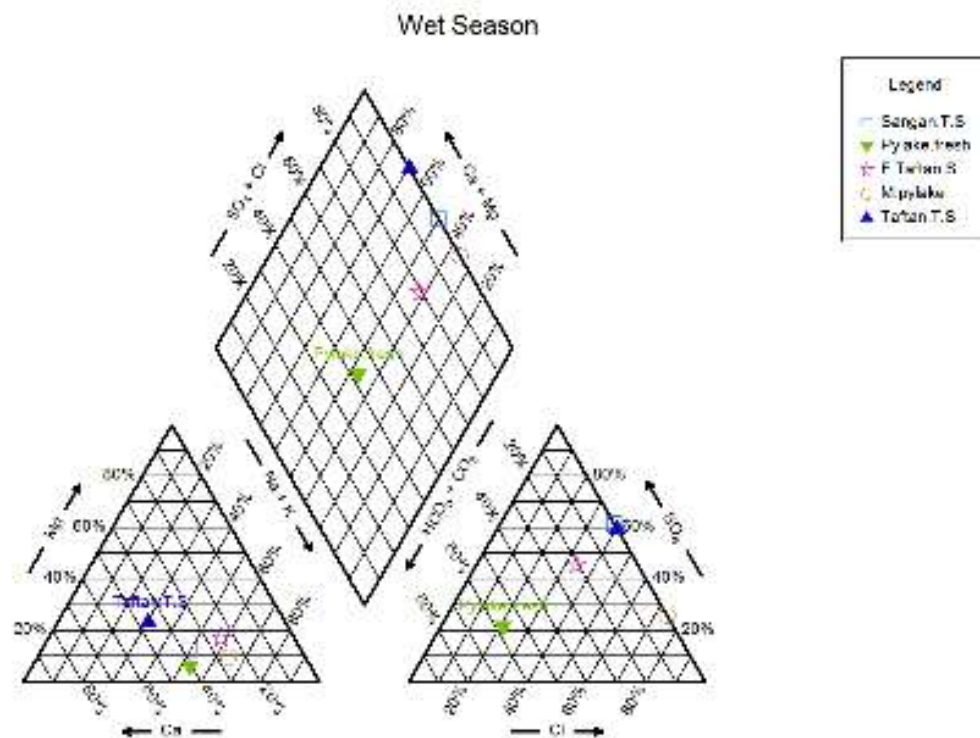
پارامتر های کیفی آب	بیشینه غلظت مجاز (WHO,1993, 2008)	Sangan. T.S	Taftan. T. S	M.pylake (mineral pylake)	Pylake .fresh	F.Taftan.S
pH	6.5-9.5	1.3	1.4	4	6.5	7.1
EC ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	2500	33410	25090	2240	354	859
TDS (mg/l)	1500	21716	16308	1465	230.1	558.35
TH (CaCO_3) mg/l	500	2500	3750	350	75	170
K (mg/l)	12	475.41	448.5	7.8	3.9	3.9
Na (mg/l)	200	864.8	503.7	287.5	36.8	105.8
Mg (mg/l)	150	150	300	22.8	2.4	16.8
Ca (mg/l)	200	750	1000	102	26	40
SO_4 (mg/l)	250	13200	12000	235.2	24	172.8
Cl (mg/l)	250	6125	6142.5	504	17.5	94.5
HCO_3 (mg/l)	-	0	0	30.5	140.3	115.9

جدول ۴-۱۱- نتایج پارامترهای فیزیکی و شیمیایی چشمه های دامنه قله تفتان در فصل خشک

پارامتر های کیفی آب	بیشینه غاظت مجاز (WHO, 1993, 2008)	Sangan.T.S	Taftan. T. S	M.pylake (mineral pylake)	Pylake .fresh	F.Taftan.S
pH	6.5-9.5	1.1	1.2	3.8	6.3	6.9
EC ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	2500	33560	25240	1946	507	966
TDS (mg/l)	1500	22074	16601	1265	330	628
TH (CaCO_3) mg/l	500	2525	3775	375	100	195
K (mg/l)	12	479.31	452.4	11.7	7.8	7.8
Na (mg/l)	200	899.3	529	322	71.3	140.3
Mg (mg/l)	150	153.6	303.6	26.4	6	20.4
Ca (mg/l)	200	754	1004	106	30	44
SO_4 (mg/l)	250	13440	12240	249.6	38.4	187.2
Cl (mg/l)	250	6230	6300	521.5	35	112
HCO_3 (mg/l)	-	0	0	42.7	152.5	128.1

۴-۱-۹-۱- تیپ آب

تیپ آب در چشمه های Taftan.T.S، Sangan.T.S و F.Taftan.S از نوع سولفات، در چشمه Pylake.fresh از نوع بیکربناته سدیک و در چشمه M.Pylak.S از نوع کلروره سدیک می باشد. شکل ۴-۴۴ نمودار پایپر در فصل های تر و خشک را در چشمه های دامنه قله آتشفشانی تفتان را نشان می دهد.



شکل ۴-۴- نمودار پایپر چشمه های دامنه قله تفتان در فصل تر و خشک

۴-۱-۹-۲- هدایت الکتریکی

در هر دو فصل نمونه برداری کمترین مقدار هدایت الکتریکی مربوط به چشمه Pylake.fresh و بیشترین مقدار آن مربوط به چشمه Sangam.T.S است. دو چشمه دو چشمه Sangam.T.S و Taftan.T.S بالاترین مقدار هدایت الکتریکی را دارند (جداول ۴-۱۰ و ۴-۱۱)، دلیل آن نیز ارتباط مستقیم ای دو چشمه با گازهای ماگمایی و عبور این چشمه ها از زون های دگرسانی دامنه قله تفتان است، که باعث بالا رفتن مقدار هدایت الکتریکی در این دو چشمه شده است. دو چشمه Sangam.T.S و Taftan.T.S از نظر هدایت الکتریکی دارای محدودیت آشامیدن می باشند.

۴-۱-۹-۳- جامد محلول کل

همانند هدایت الکتریکی بیشترین و کمترین مقدار جامد محلول کل در هر دو فصل نمونه برداری به ترتیب در چشمه های Pylake.fresh و Sangam.T.S است. دلایل آن نیز در بخش هدایت الکتریکی توضیح داده شده است. دو چشمه Sangam.T.S و Taftan.T.S از TDS دارای محدودیت آشامیدن می باشند.

۴-۱-۹-۴- pH

از نظر pH می توان چشمه های دامنه تفتان را به دو نوع تقسیم کرد: ۱- چشمه های اسیدی ۲- چشمه های غیر اسیدی. چشمه های Sangam.T.S، Taftan.T.S و M.Pylak.S در گروه اسیدی قرار دارند و دو چشمه Pylak Fresh و F.Taftan.S در گروه چشمه های غیر اسیدی می باشند.

چشمه های اسیدی دامنه قله تفتان pH بسیار پایینی دارند. کمترین مقدار pH مربوط به چشمه Sangam.T.S است و مقدار آن در فصل تر و خشک به ترتیب برابر با ۱/۳ و ۱/۱ می باشد. چشمه Taftan.T.S

نیز pH بسیار پایینی دارد. بالاترین مقدار pH در هر دو فصل نمونه برداری مربوط به چشمه F.Taftan.S است و مقدار آن در فصل تر و خشک به ترتیب برابر با ۷/۱ و ۶/۹ است. که این چشمه در گروه چشمه های غیر اسیدی قرار دارد. مهمترین عوامل اسیدی شدن چشمه های دامنه قله تفتان به شرح زیر است: ۱- وجود گازهای ماگمایی و ارتباط آن ها با این چشمه ها. ۲- عبور این چشمه ها از زون های دگرسانی دامنه قله تفتان. چشمه های Taftan.T.S، Sanghan.T.S و M.Pylak.S از لحاظ pH دارای محدودیت آشامیدن هستند. این سه چشمه جزء چشمه های اسیدی دامنه تفتان هستند.

۴-۱-۹-۵- بررسی کاتیون ها و آنیون های اصلی چشمه های دامنه تفتان

دو چشمه Taftan.T.S و Sanghan.T.S بالاترین مقدار کاتیونها را دارند. غلظت یون سدیم در چشمه Sanghan.T.S هر دو فصل نمونه برداری بالاترین مقدار است. غلظت یون سدیم در فصل تر و خشک به ترتیب برابر با ۸۶۴ و ۸۹۹ میلی گرم در لیتر است. کمترین غلظت یون سدیم در هر دو فصل نمونه برداری مربوط به چشمه Pylak Fresh است و غلظت آن در فصل تر و خشک به ترتیب برابر با ۳۶/۸ و ۷۱/۳ میلی گرم در لیتر است. چشمه های Taftan.T.S، Sanghan.T.S و M.Pylak.S از لحاظ یون سدیم دارای محدودیت آشامیدن هستند.

غلظت یون های منیزیم، کلسیم و پتاسیم در دو چشمه Taftan.T.S و Sanghan.T.S بسیار بیشتر از سایر چشمه ها است. بالاترین غلظت مربوط به چشمه Sanghan.T.S و کمترین غلظت مربوط به چشمه Pylak Fresh است. چشمه های Taftan.T.S و Sanghan.T.S از نظر یون های منیزیم، کلسیم و پتاسیم دارای محدودیت آشامیدن هستند.

فراوانترین آنیون موجود در چشمه های دامنه تفتان یون سولفات است. مقدار یون کلر نیز در این دو چشمه بسیار بالا است. غلظت یون سولفات در دو چشمه Taftan.T.S و Sanghan.T.S در فصل تر به ترتیب برابر با ۱۲۰۰ و ۱۳۲۰۰ میلی گرم در لیتر است. غلظت سولفات در این دو چشمه در فصل خشک به ترتیب برابر با

۱۲۲۴۰ و ۱۳۴۴۰ میلی گرم در لیتر است. وجود گازهای ماگمایی سرشار از گاز گوگرد و نیز زون های دگرسانی باعث یالا رفتن غلظت این آنیون در این دو چشمه شده است. کمترین غلظت نیز مربوط به چشمه Pylak Fresh است. غلظت یون سولفات در این چشمه در فصل تر و خشک به ترتیب برابر با ۲۴ و ۳۰ میلی گرم در لیتر است. چشمه های M.Pylak.S و Sangam.T.S، Taftan.T.S از لحاظ یون سولفات دارای محدودیت آشامیدن هستند. یون کلر نیز یکی از آنیون های فراوان در چشمه های دامنه قله تفتان است. غلظت این یون در فصل تر در دو چشمه Sangam.T.S و Taftan.T.S به ترتیب برابر با ۶۱۴۲ و ۶۱۲۵ میلی گرم در لیتر است. غلظت این یون در این دو چشمه در فصل خشک به ترتیب برابر با ۶۳۰۰ و ۶۲۳۰ میلی گرم در لیتر است. کمترین غلظت یون کلر مربوط به چشمه Pylak Fresh است. غلظت یون کلر در این چشمه در فصل تر و خشک به ترتیب برابر با ۱۷/۵ و ۳۵ میلی گرم در لیتر است. چشمه های M.Pylak.S و Sangam.T.S، Taftan.T.S از لحاظ یون کلر دارای محدودیت آشامیدن هستند.

نکته جالب و مورد توجه در چشمه های Sangam.T.S و Taftan.T.S غلظت یون بیکربنات است. غلظت یون بیکربنات در این دو چشمه صفر است. دلیل آن نیز اسیدی بودن بیش از حد این دو چشمه و بالا رفتن غلظت های آنیون های دیگری همچون سولفات و کلر و نیز سیلیس و سایر آنیون ها در این دو چشمه است که باعث شده غلظت یون بیکربنات در این دو چشمه به حدی پایین آید، که با روش های تیتراسیون نمی توان غلظت این یون را اندازه گیری کرد.

۴-۱-۹-۶- کیفیت چشمه ها از لحاظ شرب

مقایسه کیفیت آب این چشمه ها با استاندارد های سازمان جهانی بهداشت (WHO, 1993, 2008) در جدول ۴-۷ نشان داده شده است. همانطور که مشاهده می شود، در دو نمونه Sangam.T.S و Taftan.T.S غلظت یون ها و معیار های کیفیت آب بسیار بیشتر از استاندارد جهانی می باشد، لذا این دو چشمه از نظر آشامیدن غیر قابل مصرف می باشند. سایر چشمه ها از نظر کیفیت قابل آشامیدن می باشند. بر اساس نتایج نمودار شولر (بر

مبنای آنیونها و کاتیون های اصلی)، Pylak Fresh و F.Taftan.S با کیفیت بسیار عالی دارای شرایط مناسب مصارف آشامیدنی است. چشمه های M.Pylak.S و Taftan.T.S و Sangan.T.S از نظر آشامیدن غیر قابل مصرف می باشند.

۷-۹-۱-۴- کیفیت آبیاری چشمه های دامنه تفتان

بررسی شوری نمونه های آب چشمه ها نشان می دهد که در هر دو فصل نمونه برداری چشمه Sangan.T.S در رده C5S4 قرار دارد و چشمه Taftan.T.S در رده C5S2 است و برای آبیاری غیر مفید هستند. چشمه M.Pylake در رده C3S2 و چشمه F.Taftan.S در رده C3S1 قرار دارند، همچنین چشمه Pylake Fresh در رده C2S1 قرار دارد و برای آبیاری مفید می باشند (جداول ۴-۱۲ و ۴-۱۳).

جدول ۴-۱۲- طبقه بندی چشمه های دامنه قله تفتان بر اساس دیاگرام شوری سنجی استاف در فصل تر

نام چشمه	رده	SAR/EC
Sangan.T.S	C5S4	خیلی بالا SAR
		خیلی بالا EC
Taftan. T.S	C5S2	متوسط SAR
		خیلی بالا EC
M. Pylake	C3S2	متوسط SAR
		متوسط تا بالا EC
F.Taftan.S	C3S1	پایین SAR
		متوسط تا بالا EC
Pylake Fresh	C2S1	کم SAR
		متوسط EC

جدول ۴-۱۳- طبقه بندی چشمه های دامنه قله تفتان بر اساس دیاگرام شوری سنجی استاف در فصل خشک

نام چشمه	رده	SAR/EC
Sangan.T.S	C5S4	خیلی بالا SAR
		خیلی بالا EC
Taftan. T.S	C5S2	متوسط SAR
		خیلی بالا EC
M. Pylake	C3S2	متوسط SAR
		متوسط تا بالا EC
F.Taftan.S	C3S1	کم SAR
		متوسط تا بالا EC
Pylake Fresh	C2S1	کم SAR
		متوسط EC

دو نمونه Sangan.T.S و Taftan.T.S در هر دو فصل در رده نامناسب، چشمه M.Pylake در فصل تر در رده مشکوک تا نامناسب و در فصل خشک در رده مجاز تا مشکوک قرار دارد. چشمه F.Taftan.S در هر دو فصل در رده خوب تا مجاز و چشمه Pylake Fresh در هر دو فصل نمونه برداری در رده عالی تا خوب قرار دارد (جداول ۴-۱۴ و ۴-۱۵).

جدول ۴-۱۴- رده بندی چشمه های دامنه قله تفتان بر اساس دیاگرام اصلاح شده ویلکاکس در فصل تر

نام چشمه	طبقه بندی
Pylake Fresh	عالی تا خوب
F.Taftan.S	خوب تا مجاز
-	مجاز تا مشکوک
M. Pylake	مشکوک تا نامناسب
Sangan.T.S, Taftan.T.S	نامناسب

جدول ۴-۱۵- رده بندی چشمه های دامنه قله تفتان بر اساس دیاگرام اصلاح شده ویلکاکس در فصل خشک

نام چشمه	طبقه بندی
Pylake Fresh	عالی تا خوب
F.Taftan.S	خوب تا مجاز
M. Pylake	مجاز تا مشکوک
-	مشکوک تا نامناسب
Sangan.T.S, Taftan.T.S	نامناسب

۴-۱-۹-۸- شاخص اشباع یونی در چشمه های تفتان

به دلیل نزدیک بودن نتایج آنالیزها در فصل تر و خشک، در این قسمت از میانگین فصل تر و خشک استفاده شده است. نتایج حاصل از نرم افزار در جدول ۴-۱۶ ارائه شده است. تمام نمونه های آب نسبت به کوارتز و کلسدونی و برخی نمونه ها نسبت به باریت، هماتیت و گوتیت فوق اشباع هستند که نشان دهنده ته نشست این کانی ها از آب است.

جدول ۴-۱۶- شاخص اشباع فازهای کانیاپی مختلف در نمونه های آب چشمه ها در منطقه تفتان

	Thermal Springs		Cold Springs		
	STS	TTS	APS	PF	FTS
Anhydrite	-0.04	-0.02	-1.37	-1.9	-2.44
Barite	0.7	0.52	0.14	-0.22	-0.62
Alunite	2.01	0.75	2.72	7.18	*
Calcite	*	*	-6.92	-2.06	-1.07
Celestite	0.19	0.03	-1.55	-1.87	-2.64
Chalcedony	0.56	0.58	0.54	0.35	0.69
Dolomite	*	*	-14.28	-4.63	-2.24
Fe(OH)3(a)	-14.6	-14.82	-12.79	-4.75	-3.72
Goethite	-7.68	-8.26	-7.38	0.71	1.84
Gypsum	0.04	0.08	-1.48	-1.65	-2.19
Halite	-4.14	-4.34	-5.38	-7.15	-6.36
Hematite	-13.21	-14.42	-12.81	3.31	5.64
Quartz	0.9	0.95	1.01	0.82	1.15

چشمه‌های گرمابی تفتان از کانی‌های سلسیت، باریت، ژیپس، آلونیت، کوارتز و کلسدونی فوق اشباع هستند. این موضوع نشان دهنده ته نشست کانی‌های سولفیدی و سیلیسی در سیستم زمین گرمابی تفتان است. چشمه سرد اسیدی از کانی‌های باریت، آلونیت، کلسدونی و کوارتز فوق اشباع است و چشمه‌های معمولی تفتان و پایلک از کانی‌های آلونیت، کلسدونی، کوارتز، گوتیت و هماتیت فوق اشباع هستند. فقدان کانی‌های هالیت، ژیپس، کلسیت و دولومیت باعث تحت اشباع بودن این کانی‌ها شده است. غلظت پایین یون کلسیم در چشمه‌ها که تغذیه کننده آبخوان خاش هستند نیز باعث ورود آب‌های با غلظت پایین کلسیم به آبخوان شده و در نتیجه آبخوان نسبت به کانی‌های کلسیم دار تحت اشباع شده است. بالا بودن مقدار کلر و سولفات همراه با تحت اشباع بودن کانی‌های سولفات و کلروره در آبخوان خاش، نشان دهنده وجود منابع دیگری از این یون‌ها در آب‌های زیرزمینی است. اختلاط سیالات حاوی این دو یون مثل سیالات بالا آمده از اعماق (آب‌های زمین گرمایی) و نیز انحلال گازهای ماگمایی با آب‌های زیرزمینی این منطقه می‌تواند عامل اصلی بالا بودن این یون‌ها در این آبخوان می‌باشد. اندیس اشباع مثبت برای کانی‌های کوارتز و کلسدونی نشان دهنده غلظت بالای سیلیس در آبخوان و ارتباط آب زیرزمینی با سنگ‌های آتشفشانی داسیتی- آندزیتی است.

۴-۹-۹- آنالیز ایزوتوپی نمونه‌های آب منطقه

در این مطالعه برای تعیین دقیق منشأ آب چشمه‌های گرم و سرد از ایزوتوپ‌های اکسیژن (^{18}O) و دوتریم (^2H) استفاده شده است. برای این منظور طی دو دوره نمونه برداری مجموعاً ۴ نمونه آب از چشمه‌های گرم تفتان و سنگان (Sangan, T.S و Taftan, T. S) و ۴ نمونه آب از چشمه‌های سرد تفتان (F.Taftan.S و Pylak, Fresh) مورد تجزیه و آنالیز ایزوتوپی قرار گرفتند. نمونه‌های آب پس از آماده سازی در محل نمونه برداری برای آنالیز ایزوتوپی $\delta^{18}\text{O}$ و δD به آزمایشگاه دانشگاه اوتاوا کانادا ارسال شدند.

نتایج ایزوتوپی پایدار ^{18}O و ^2H چشمه‌های آب گرم و سرد دامنه آتشفشان تفتان برای در جدول ۴-۱۷ ارائه

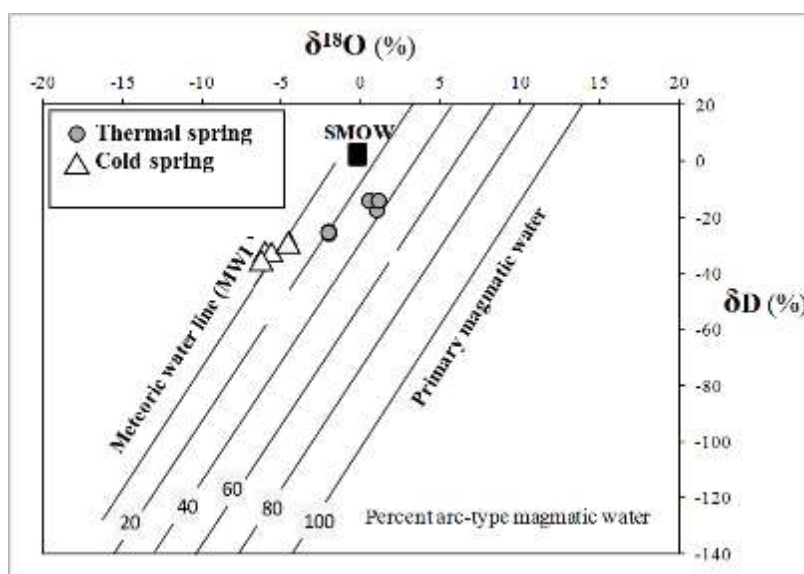
شده است. برای چشمه های گرمابی، مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در محدوده بین ۲٪- تا ۱/۳۹٪ و همچنین مقادیر δD در محدوده بین ۲۵٪- تا ۱۶/۴۶٪- است. در چشمه های سرد مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و δD به ترتیب در محدوده بین ۶- تا ۴/۴۷- و ۳۵- تا ۲۷/۸- می باشد. مقادیر ایزوتوپ دوتریوم (δD) بین ۳۰- تا ۲۰- نشاندهنده ارتباط با آب های آتشفشان های آندزیتی و آب های مرتبط با آتشفشان های نوع Arc-type است (Barnes, 1977).

جدول ۴-۱۷- نتایج ایزوتوپی چشمه های دامنه آتشفشان تفتان

چشمه	$\delta\text{D} \%$	$\delta^{18}\text{O} \%$
دور اول		
Sangan. T.S	-18.17	1.39
Taftan. T. S	-25	-2
Pylake .fresh	-35	-6
F.Taftan.S	-35	-6
دور دوم		
Sangan. T.S	-16.46	1.12
Taftan. T. S	-18.79	1.04
Pylake .fresh	-27.8	-4.47
F.Taftan.S	-34.15	-5.34

نتایج ایزوتوپی چشمه های گرمابی و سرد آتشفشان تفتان در شکل ۴-۴۵ رسم شده است. همچنین در این نمودار به منظور مقایسه ترکیب ایزوتوپی نمونه های آب با آب های جوی، از MWL (خط آب های جوی) استفاده شده است (Craig, 1961). نمونه های آب چشمه ها در قسمت سنگین تر (از نظر ایزوتوپی) خط SMOW (میانگین استاندارد آب اقیانوس ها) قرار دارند. دلیل آن می تواند فاصله کم آتشفشان تفتان تا اقیانوس و خط ساحلی، عرض جغرافیایی پایین و یا تفکیک ایزوتوپ های سنگین از سبک در اثر تبخیر حاصل از دمای بالا و اقلیم خشک منطقه مورد مطالعه باشد. خطوط موازی با خط MWL نشاندهنده درصد سهم آب های ماگمایی در اختلاط با آب های جوی است. در این نمودار نمونه های آب چشمه های سرد در محدوده آب های جوی، و نمونه های آب چشمه های گرمابی در سمت راست خط آب های جوی قرار گرفته اند. کرایچ در سال

۱۹۶۳ سنگین شدگی ایزوتوپ ها را به واکنش آب-سنگ نسبت داد. او با مطالعه بر روی مناطق ژئوترمالی شواهدی ارائه داد که نشان داد چشمه های گرم نسبت به آب های جوی به دلیل تبادل اکسیژن بین آب و سنگ تحت غنی شدگی پیشرونده $\delta^{18}\text{O}$ قرار می گیرند. در حالیکه مقادیر δD در طی این فرایند نسبتاً ثابت باقی می ماند. سپس گیگنباخ در سال ۱۹۹۲ توضیح داد که در مناطق ژئوترمالی افزایش ایزوتوپ های ^{18}O و ^2H نسبت به ترکیب آب های جوی در اثر اختلاط آب های جوی با آب های ماگمایی آندزیتی است. بنابراین با توجه به تفا سیر فوق و نتایج حاصل از نمودار، تغییرات غنی شدگی ایزوتوپ های پایدار نشاندهنده افزایش فعالیت های ژئوترمالی و آتشفشانی کوه تفتان و در نتیجه سهم بیشتر آب های ماگمایی در اختلاط با آب های جوی است.



شکل ۴-۴۵- نمودار نسبت دوتریم به اکسیژن ۱۸ در چشمه های منطقه تفتان

۴-۱-۹-۱۰- غلظت آرسنیک در چشمه های تفتان

با توجه به اینکه در بررسی نمونه های آب زیرزمینی منطقه آرسنیک مهمترین عنصر تعیین شد، در این بخش تنها به غلظت این عنصر در چشمه های منطقه تفتان پرداخته می شود. غلظت آرسنیک در آب ها می تواند تا

۳۰۰۰ ppb در اثر فرایند های مختلف افزایش یابد (Kabata-pendias and Mukherjee, 2007). غلظت آرسنیک در دو چشمه گرمابی Taftan.T.S و Sangam.T.S بسیار بالا می باشد. غلظت این عنصر در این دو چشمه به ترتیب ۱۸۲۰ و ۳۷۸۰ میکروگرم در لیتر می باشد. تداخل این آب ها با آب های زیرزمینی آبخوان خاش باعث بالا رفتن غلظت این عنصر در آبخوان خاش شده است. غلظت آرسنیک در آب های ژئوترمال تا ۸/۵ میلی گرم در لیتر نیز می رسد (Mandal and Suzuki, 2002). غلظت آرسنیک در چشمه آب شیرین تفتان، چشمه شیرین پایلک و چشمه معدنی پایلک نیز به ترتیب ۱، ۱/۹ و ۱/۷ میکروگرم بر لیتر اندازه گیری شد. براساس مقادیر Eh-pH چشمه ها، تمامی گونه های آرسنیک حل شده چشمه ها از نوع $As(OH_3)$ هستند. بنابراین گونه $As(III)$ تنها گونه غالب در آبخوان خاش می باشد. این گونه بیشتر در آب های اسیدی با pH پایین یافت می شود. بر طبق مطالعات انجام شده گونه $As(III)$ تنها گونه یافت شده در آب های ژئوترمال عمیق است، اما در طی بالا آمدن سیالات و مخلوط شدن آن ها با آب های زیرزمینی کم عمق باعث می شود $As(III)$ به $As(V)$ تبدیل شود (Keshavarzi et al. 2011; Nordstrom et al., 2001). بنابراین وجود گونه $As(III)$ در آب های زیرزمینی آبخوان خاش تداخل این آب ها با چشمه های گرمابی و در ارتباط بودن آنها را با آب های زیرزمینی دشت خاش تأیید می کند. از طرفی تبادل یونی این عنصر نیز می تواند باعث افزایش غلظت این عنصر در آبخوان شود زیرا در محیط های آبی، As تبادل پذیر ر سوب با محلول رویی که حاوی غلظت بالایی از کاتیونهای Ca^{2+} ، Na^{+} ، K^{+} و Mg^{2+} است تبادل یونی برقرار می کند و وارد محلول می شود (Lu and zhang, 2005) و همچنین در آب هایی که مقدار HCO_3^{-} بالا است آرسنیک متصل به فازهای مختلف به راحتی وارد آب می شود.

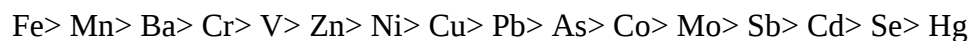
۴-۲- نتایج مربوط به نمونه‌های خاک

۴-۲-۱- بررسی پارامترهای فیزیکوشیمیایی و غلظت عنصری خاک

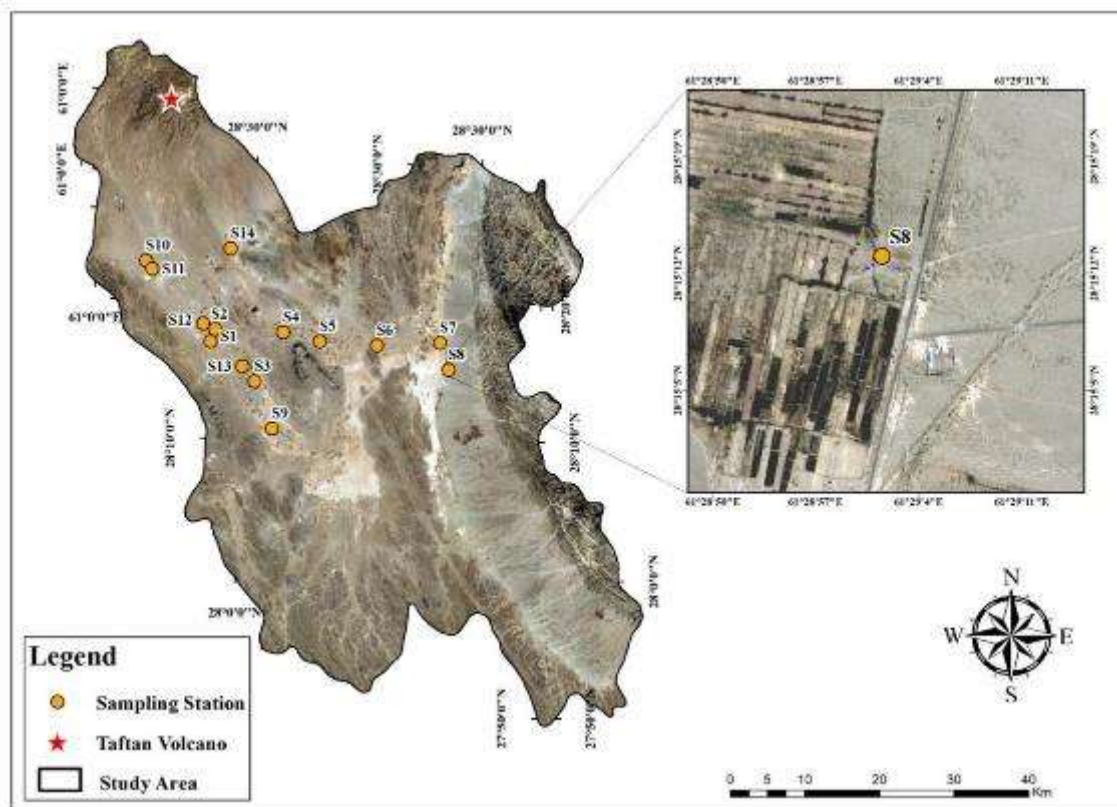
۱۴ نمونه خاک کشاورزی از منطقه مورد مطالعه به منظور بررسی آلاینده‌ها برداشته شد (شکل ۴-۴۶). نتایج اندازه‌گیری pH، EC و عناصر مورد بررسی در جدول ۴-۱۸ قرار داده شده است. همانطور که در جدول مشاهده می‌شود بیشترین مقدار pH ۷/۵ مربوط به نمونه خاک شماره ۷ (قسمت شرق دشت خاش) و کمترین مقدار ۵/۹۷ مربوط به نمونه خاک شماره ۹ است. همچنین بیشترین مقدار هدایت الکتریکی (EC) برابر با ۴۳۵۰ $\mu\text{S}/\text{cm}$ در نمونه شماره ۹ (قسمت غرب دشت خاش) و کمترین مقدار ۷۲۶ $\mu\text{S}/\text{cm}$ در نمونه شماره ۱۰ (قسمت شمال غربی دشت خاش و نزدیکترین ایستگاه به آتشفشان تفتان) است. در نمونه‌های شماره ۷ (در قسمت شمال شرقی دشت خاش)، ۹ (در قسمت غرب دشت خاش) و ۱۱ (در قسمت شمال غربی دشت خاش و نزدیک به آتشفشان تفتان)، مقدار EC از حد مجاز استاندارد خاک مناسب کشاورزی بیشتر بوده و نشان دهنده‌ی شوری خاک می‌باشد که این عامل بدلیل تأثیر بر فرایندهای جذب و رهاسازی عناصر می‌تواند در رشد گیاهان اثر منفی داشته باشد.

نتایج آنالیز عنصری نمونه‌های خاک نشان می‌دهد که میانگین غلظت عناصر آرسنیک، باریم، کروم، آهن، منگنز، نیکل و وانادیوم بیشتر از حد مجاز استاندارد در خاک‌های کشاورزی منطقه مطالعاتی است. همچنین عناصر آرسنیک، باریم، کروم، جیوه، آهن، منگنز و سرب دارای ضرایب تغییر زیادی بوده و این امر نشان دهنده‌ی تفاوت زیاد در غلظت این عناصر در نواحی مختلف منطقه مطالعاتی است که این مسئله می‌تواند به دلیل تفاوت در منابع انتشار این عناصر در خاک باشد.

از مقایسه میانگین غلظت عناصر در جدول ۴-۱۸ روند تغییرات عناصر مورد مطالعه را از بیشترین مقدار غلظت تا کمترین مقدار غلظت می‌توان به ترتیب زیر بیان کرد:



همانطور که مشاهده می‌شود آهن دارای بیشترین غلظت و جیوه کمترین غلظت را در منطقه دارد.



شکل ۴-۴- موقعیت ایستگاه‌های نمونه برداری از خاک در منطقه تفتان (خاش)

جدول ۴-۱۸- مقادیر pH، EC ($\mu\text{S}/\text{cm}$) و غلظت فلزات سنگین در خاک کشاورزی

Measured parameters and elements	FAO Standards in Soil	Sampled soils of the study area														Statistical review				
		S-01	S-02	S-03	S-04	S-05	S-06	S-07	S-08	S-09	S-10	S-11	S-12	S-13	S-14	Min	Max	Average	Std. Deviation	CV
pH	4-8	6.22	6.49	6.62	6.55	6.58	6.68	7.5	7.16	5.97	6.48	6.7	6.8	6.71	6.9	5.97	7.5	6.66	0.37	0.137
EC	700-2500	1431	1233	1095	1533	747	1407	3000	758	4350	726	2780	1289	1427	880	726	4350	1618.28	1045.71	1093517.8
As	18	15.3	15.9	16.7	14.3	27.4	15.7	28.5	24.7	51.5	22.1	20.3	16.1	13.4	12.7	12.7	51.5	21.04	10.16	0.48
Ba	300	418	418	481	385	416	400	456	355	417	431	464	450	506	506	355	506	435.93	43.93	0.10
Cd	1	0.4	0.4	0.6	0.4	0.5	0.3	0.5	0.3	0.5	0.5	0.4	0.4	0.6	0.5	0.3	0.6	0.45	0.094	0.21
Cr	110	96	146	80	121	128	113	110	200	187	136	93	130	119	125	80	200	127.43	33.15	0.26
Co	40	11.7	12.9	12.8	12.6	13.5	11.9	13.7	13.6	13.4	13.4	13.5	13	12.3	11.8	11.7	13.7	12.86	0.7	0.05
Cu	100	33	32	54	35	47	32	36	52	55	50	31	36	36	37	31	55	40.42	8.99	0.22
Fe	30000	32306	37828	32371	33594	33317	34907	33319	34220	35732	37982	35701	37111	33660	33402	32306	37982	34675	1914.82	0.06
Hg	5	0.07	0.09	0.08	0.05	0.05	0.04	0.05	0.03	0.05	0.09	0.08	0.07	0.08	0.04	0.03	0.09	0.06	0.19	3.17
Mo	10	1	2	2	2	1	2	2	1	2	3	2	2	2	2	1	3	1.86	0.53	0.28
Mn	460	686	904	993	619	695	618	736	744	744	804	754	761	1418	563	563	1418	788.5	212.71	0.27
Ni	50	44	48	48	51	59	49	61	74	55	55	44	47	52	49	44	74	52.57	7.99	0.15
Pb	50	33	26	39	21	22	25	25	15	25	55	32	39	43	38	15	55	31.29	10.63	0.34
Sb	10	1.3	1.1	1	1.3	1.3	0.8	1.7	1.8	2	2.5	1.3	1.8	0.9	0.8	0.8	2.5	1.4	0.49	0.35
Se	4	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.375	0.375	0.375	0	0.00
V	100	107	128	103	117	118	121	113	122	130	123	115	120	109	114	103	130	117.14	7.67	0.07
Zn	200	102	91	104	80	92	79	81	75	100	108	110	104	88	67	67	110	91.5	13.56	0.15

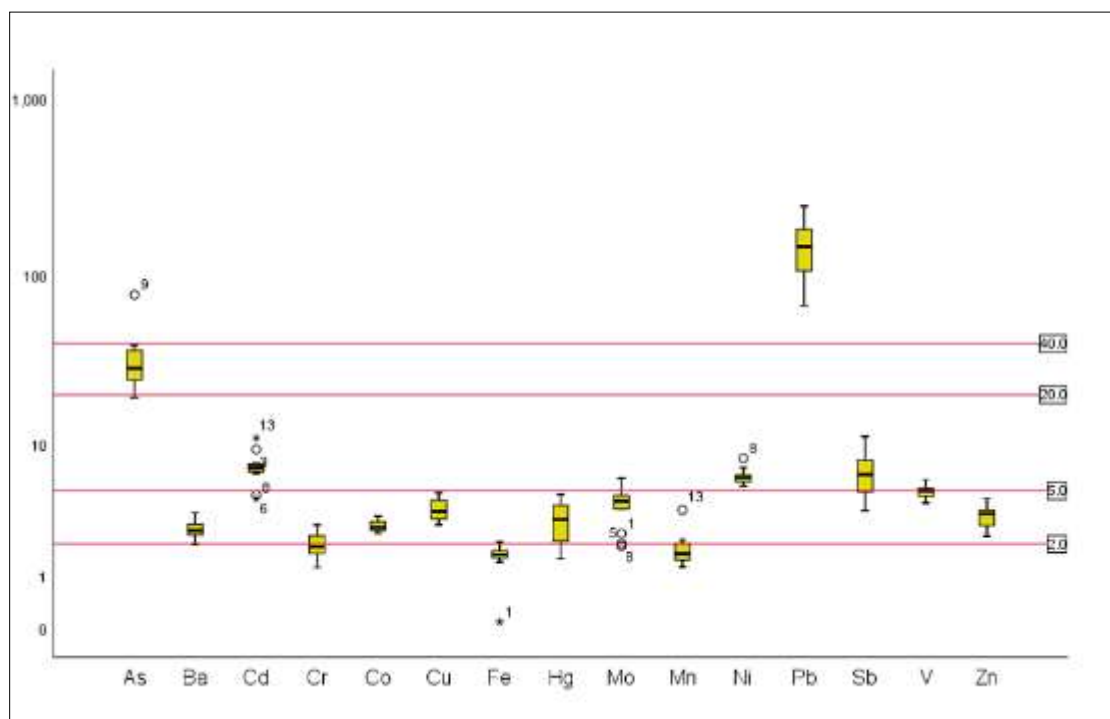
۴-۲-۲- ضریب غنی شدگی (EF)

نتایج حاصل از محاسبه ضریب غنی شدگی برای عناصر مورد مطالعه در نمونه‌های خاک در جدول ۴-۱۹ و شکل ۴-۴ نشان داده شده است. همانطور که مشاهده می‌شود مقدار متوسط EF کروم، منگنز و آهن در سطح کم غنی یا تهی است. مقدار متوسط غنی شدگی برای عناصر باریم، کبالت، مس، جیوه، وانادیوم (در ۵۰٪ نمونه‌ها)، مولیبدن، و روی در سطح متوسط قرار دارد. مقادیر متوسط EF برای عناصر کادمیوم (۸۶٪ نمونه‌ها)، نیکل (در تمامی نمونه‌ها)، آنتیموان (۷۱٪ نمونه‌ها) و وانادیوم (۵۰٪ نمونه‌ها) در سطح قابل توجهی آلودگی می‌باشد. همچنین مقدار متوسط EF عنصر آرسنیک در سطح آلودگی بسیار بالا (در ۹۲٪ نمونه‌ها) و مقدار متوسط EF در سرب در تمامی نمونه‌ها در سطح آلودگی بسیار بالا قرار دارد. با توجه به نتایج، وجود غلظت زیاد فلزات سنگین آرسنیک، سرب، نیکل، وانادیوم، کادمیوم و آنتیموان بدلیل آبیاری خاک‌های کشاورزی این منطقه با

آبهای زیرزمینی و غلظت بالای این عناصر در این آبها می باشد که منجر به ایجاد سطح آلودگی بالای این عناصر در خاک گردیده است.

جدول ۴-۱۹- نتایج بدست آمده محاسبه ضریب غنی شدگی عناصر مورد مطالعه در نمونه‌های خاک

Samples No.	Elements														
	As	Ba	Cd	Cr	Co	Cu	Fe	Hg	Mo	Mn	Ni	Pb	Sb	V	Zn
S-01	27.28	2.83	7.13	1.65	2.84	3.39	0.08	3.81	2.43	1.73	5.88	176.51	6.95	5.06	4.13
S-02	27.09	2.70	6.81	2.40	3.00	3.15	1.93	4.72	4.65	2.18	6.13	132.89	5.62	5.79	3.52
S-03	25.87	2.83	9.29	1.20	2.70	4.83	1.50	3.68	4.22	2.18	5.58	181.21	4.65	4.24	3.66
S-04	23.83	2.44	6.67	1.95	2.86	3.37	1.68	2.64	4.55	1.46	6.38	105.00	6.50	5.18	3.03
S-05	38.54	2.22	7.03	1.74	2.59	3.81	1.41	2.17	1.92	1.39	6.22	92.84	5.49	4.41	2.94
S-06	24.56	2.38	4.69	1.71	2.54	2.89	1.64	1.67	4.27	1.37	5.75	117.35	3.76	5.03	2.81
S-07	39.02	2.37	6.85	1.45	2.56	2.84	1.37	2.11	3.73	1.43	6.26	102.68	6.98	4.11	2.52
S-08	36.42	1.99	4.42	2.84	2.73	4.42	1.51	1.47	2.01	1.56	8.18	66.35	7.96	4.78	2.51
S-09	76.67	2.36	7.44	2.69	2.72	4.72	1.60	2.30	4.06	1.57	6.14	111.65	8.93	5.14	3.38
S-10	32.90	2.44	7.44	1.95	2.72	4.29	1.70	3.95	6.09	1.70	6.14	245.63	11.17	4.86	3.65
S-11	33.11	2.87	6.52	1.46	3.00	2.92	1.75	4.07	4.45	1.74	5.38	156.60	6.36	4.98	4.08
S-12	30.11	3.20	7.48	2.34	3.31	3.88	2.08	3.78	5.10	2.02	6.59	218.78	10.10	5.96	4.42
S-13	24.46	3.51	10.95	2.10	3.06	3.79	1.84	4.41	4.98	3.67	7.12	235.48	4.93	5.28	3.65
S-14	19.28	2.92	7.59	1.83	2.44	3.24	1.52	1.92	4.14	1.21	5.58	173.07	3.64	4.59	2.31
Average	32.80	2.65	7.17	1.95	2.79	3.68	1.54	3.05	4.04	1.80	6.24	151.15	6.65	4.96	3.33



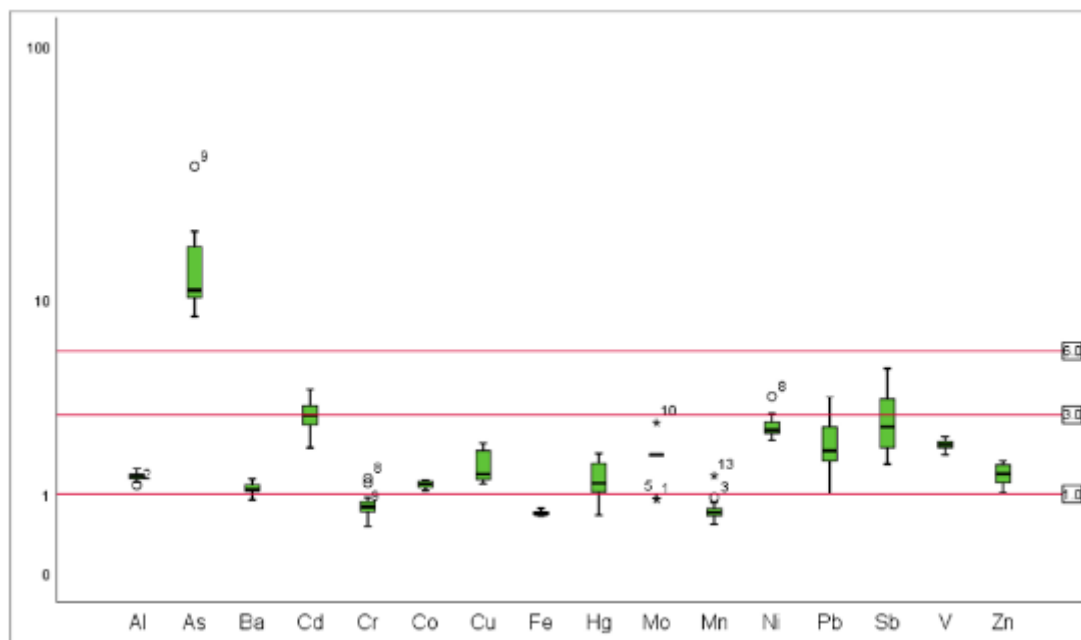
شکل ۴-۴۷- نمودار جعبه‌ای فاکتور غنی‌شدگی عناصر مورد مطالعه نمونه‌های خاک دشت خاش

۴-۲-۳- فاکتور آلودگی (CF)

به منظور بررسی میزان آلودگی نمونه‌های خاک کشاورزی منطقه دشت خاش به عناصر مورد مطالعه از ضریب آلودگی (CF) استفاده شد. نتایج حاصل از این محاسبه در جدول ۴-۲۰ و شکل ۴-۴۸ نشان داده شده است.

جدول ۴-۲۰- نتایج محاسبه فاکتور آلودگی (CF) عناصر مورد مطالعه در نمونه‌های خاک کشاورزی دشت خاش

Samples No.	Elements														
	As	Ba	Cd	Cr	Co	Cu	Fe	Hg	Mo	Mn	Ni	Pb	Sb	V	Zn
S-01	10.20	1.06	2.67	0.62	1.06	1.27	0.65	1.43	0.91	0.65	2.20	2.20	2.60	1.89	1.55
S-02	10.60	1.06	2.67	0.94	1.17	1.23	0.76	1.85	1.82	0.85	2.40	1.73	2.20	2.27	1.38
S-03	11.13	1.22	4.00	0.51	1.16	2.08	0.65	1.58	1.82	0.94	2.40	2.60	2.00	1.82	1.58
S-04	9.53	0.97	2.67	0.78	1.15	1.35	0.67	1.06	1.82	0.59	2.55	1.40	2.60	2.07	1.21
S-05	18.27	1.05	3.33	0.82	1.23	1.81	0.67	1.03	0.91	0.66	2.95	1.47	2.60	2.09	1.39
S-06	10.47	1.01	2.00	0.73	1.08	1.23	0.70	0.71	1.82	0.58	2.45	1.67	1.60	2.14	1.20
S-07	19.00	1.15	3.33	0.71	1.25	1.38	0.67	1.03	1.82	0.70	3.05	1.67	3.40	2.00	1.23
S-08	16.47	0.90	2.00	1.29	1.24	2.00	0.68	0.66	0.91	0.70	3.70	1.00	3.60	2.16	1.14
S-09	34.33	1.06	3.33	1.20	1.22	2.12	0.71	1.03	1.82	0.70	2.75	1.67	4.00	2.30	1.52
S-10	14.73	1.09	3.33	0.87	1.22	1.92	0.76	1.77	2.73	0.76	2.75	3.67	5.00	2.18	1.64
S-11	13.53	1.17	2.67	0.60	1.23	1.19	0.71	1.66	1.82	0.71	2.20	2.13	2.60	2.04	1.67
S-12	10.73	1.14	2.67	0.84	1.18	1.38	0.74	1.35	1.82	0.72	2.35	2.60	3.60	2.12	1.58
S-13	8.93	1.28	4.00	0.77	1.12	1.38	0.67	1.61	1.82	1.34	2.60	2.87	1.80	1.93	1.33
S-14	8.47	1.28	3.33	0.80	1.07	1.42	0.67	0.84	1.82	0.53	2.45	2.53	1.60	2.02	1.02



شکل ۴-۴- نمودار جعبه‌ای نتایج محاسبه فاکتور آلودگی (CF) عناصر مورد مطالعه در نمونه‌های خاک کشاورزی دشت خاش

همانطور که از نتایج بر می‌آید در عناصر باریم (در نمونه‌های شماره ۴ و ۶)، کروم، آهن، مولیبدن (در نمونه‌های شماره ۱، ۵ و ۸) و منگنز در نمونه شماره ۱۳ آلودگی کم و $CF < 1$ است. عناصر جیوه (در نمونه‌های شماره ۱ تا ۵، ۷، ۹ تا ۱۳)، باریم، کادمیوم، کروم (در نمونه‌های شماره ۸ و ۹)، کبالت، مس، مولیبدن، نیکل، سرب و آنتیموان دارای سطح آلودگی متوسط و $1 < CF < 3$ است. عنصر کادمیوم در نمونه شماره ۱۳، نیکل (در نمونه‌های شماره ۷ و ۸)، سرب در نمونه شماره ۱۰، آنتیموان (در نمونه‌های شماره ۷، ۸، ۹، ۱۰ و ۱۲)، وانادیوم و روی دارای سطح آلودگی قابل توجه و $3 < CF < 6$ هستند و همچنین عنصر آرسنیک دارای سطح آلودگی بسیار زیاد می‌باشد. این نتایج مطابق با نتایج بدست آمده از حضور این عناصر در آب‌های آبیاری با آب زیرزمینی که تحت تاثیر منابع هیدروترمال قرار گرفته‌اند است.

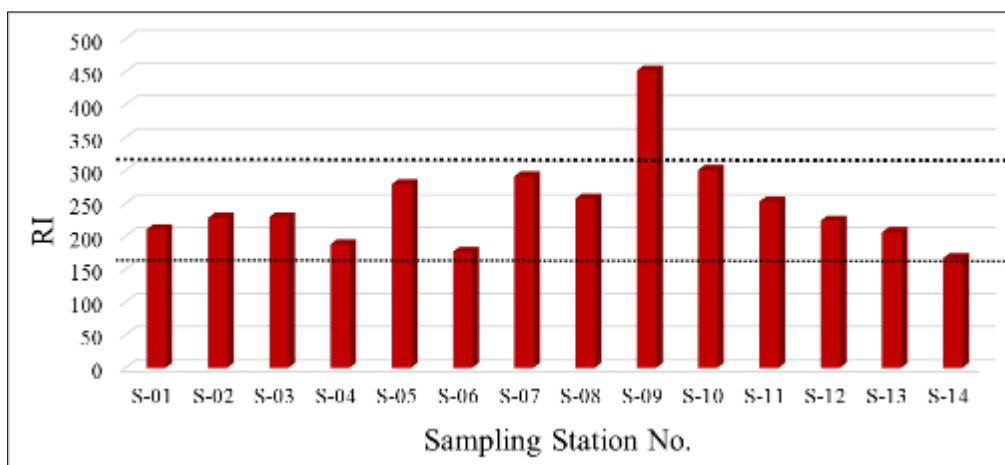
۴-۲-۴- پتانسیل خطر بوم‌شناختی (RI)

نتایج حاصل محاسبه پتانسیل خطر بوم شناختی (E_r) و پتانسیل خطر بوم شناختی کل (RI) برای هر ایستگاه نمونه‌برداری در جدول ۴-۱۸ نشان داده شده است. همانطور که مشاهده می‌شود پتانسیل خطر بوم شناختی در تمامی ایستگاه‌های نمونه برداری برای عناصر کروم، مس، جیوه (نمونه‌های شماره ۶، ۸ و ۱۴)، نیکل، سرب، آنتیموان و روی کمتر از ۴۰ ($E_r < 40$) و دارای سطح ریسک کم هستند. عنصر جیوه در ۷۸٪ نمونه‌ها دارای $40 < E_r < 80$ و سطح ریسک متوسط و همچنین عنصر آرسنیک در ایستگاه‌های شماره ۷ و ۸ دارای سطح ریسک زیاد، در ایستگاه نمونه برداری ۹ دارای سطح ریسک بسیار زیاد و در دیگر ایستگاه‌ها دارای سطح ریسک قابل توجه می‌باشد. طبق شکل ۴-۴۹ نتایج حاصل از پتانسیل خطر بوم شناختی کل (RI) نشان می‌دهد ۸۶٪ از ایستگاه‌های نمونه‌برداری دارای سطح ریسک متوسط می‌باشد و مابقی ایستگاه‌های نمونه‌برداری (ایستگاه شماره ۹ و ۱۰) دارای سطح ریسک قابل توجهی هستند.

جدول ۴-۲۱- نتایج محاسبه پتانسیل خطر بوم شناختی (E_r) و پتانسیل خطر بوم شناختی کل (RI) در نمونه‌های خاک کشاورزی

دشت خاش

Samples No.	Measured E_r In Elements								RI
	As	Cr	Cu	Hg	Ni	Pb	Sb	Zn	
S-01	102.00	1.23	6.35	57.02	13.20	11.00	18.20	1.55	210.55
S-02	106.00	1.88	6.15	73.92	14.40	8.67	15.40	1.38	227.80
S-03	111.33	1.03	10.38	63.36	14.40	13.00	14.00	1.58	229.08
S-04	95.33	1.56	6.73	42.24	15.30	7.00	18.20	1.21	187.57
S-05	182.67	1.65	9.04	41.18	17.70	7.33	18.20	1.39	279.16
S-06	104.67	1.45	6.15	28.51	14.70	8.33	11.20	1.20	176.22
S-07	190.00	1.41	6.92	41.19	18.30	8.33	23.80	1.23	291.19
S-08	164.67	2.57	10.00	26.56	22.20	5.00	25.20	1.14	257.34
S-09	343.33	2.41	10.58	41.18	16.50	8.33	28.00	1.52	451.84
S-10	147.33	1.75	9.62	70.75	16.50	18.33	35.00	1.64	300.92
S-11	135.33	1.20	5.96	66.53	13.20	10.67	18.20	1.67	252.75
S-12	107.33	1.67	6.92	53.86	14.10	13.00	25.20	1.58	223.66
S-13	89.33	1.53	6.92	64.42	15.60	14.33	12.60	1.33	206.07
S-14	84.67	1.61	7.12	33.79	14.70	12.67	11.20	1.02	166.76



شکل ۴-۴۹- نمودار ستونی پتانسیل خطر بوم شناختی کل (RI) در ایستگاه‌های نمونه برداری خاک کشاورزی دشت خاش

۴-۲-۵- تحلیل مؤلفه اصلی (PCA)

تحلیل مؤلفه‌های اصلی داده‌ها با نرم افزار SPSS 20 انجام شد. تحلیل مؤلفه اصلی به توضیح بیشتر واریانس داده‌ها از طریق کاهش تعداد ابعاد متغیرها کمک می‌کند. در این مطالعه تحلیل مؤلفه اصلی با استفاده از استخراج مؤلفه‌ها با ویژه مقدار بزرگتر از ۱ و پس از چرخش واریمکس داده‌ها (Varimax rotation) با نرمال سازی کیزر (Kaiser normalization) استفاده شد (جدول ۴-۲۲). نتایج حاصل از تحلیل مؤلفه اصلی عناصر مورد مطالعه نمونه‌های خاک در جدول ۴-۲۳ ارائه شده است. عناصر مورد مطالعه در ۴ مؤلفه با واریانس تجمعی بیش از ۸۲ درصد قرار گرفتند. مؤلفه اول با توضیح ۲۱/۷۳ درصد واریانس کل شامل مس، کبالت، کروم و نیکل است. این عناصر، عناصر واسطه‌ای هستند که تغییرات زیادی را در منطقه نشان نمی‌دهند. علاوه بر این، آرسنیک و اورانیوم نیز با بار متوسط همراه با این مؤلفه مشاهده می‌شوند که شرایط نسبتاً مشابه با عناصر این مؤلفه را برای این دو عنصر نشان می‌دهد. مؤلفه دوم شامل جیوه، سرب، روی و آهن است که ۲۱/۵۴ درصد از واریانس کل را توضیح می‌دهد. همراهی جیوه، روی و سرب با آهن در این مؤلفه می‌تواند بیانگر نقش مهم کلوئیدهای اکسید آهن در جذب سطحی این سه عنصر در خاک منطقه باشد که با توجه به pH نسبتاً پایین آب آبیاری منطقه، این کلوئید

دارای سطح با بار منفی بوده و بستر مناسبی برای جذب سطحی حالت کاتیونی این عناصر فراهم می‌آورد. همچنین احتمال ورود این عناصر از طریق شبکه لوله‌کشی سیستم آبیاری و نیز سموم کشاورزی به خاک وجود دارد. مؤلفه سوم با توضیح ۲۱/۰۲ درصد از واریانس کل عناصر فسفر، اورانیم، آرسنیک و گوگرد را در بر می‌گیرد. همراهی آرسنیک و گوگرد در یک مؤلفه می‌تواند نشان‌دهنده نقش گوگرد در تثبیت آرسنیک در خاک و تشکیل گونه‌های سولفیدی باشد. همچنین شباهت فسفات و آرسنات در محیط و رقابت آنها می‌تواند از عوامل قرارگیری این عناصر در یک مؤلفه باشد. از طرفی چهار عنصر قرار گرفته در این مؤلفه بیشینه غلظت خود را در نمونه S9 نشان می‌دهند که همین امر شباهت تغییرات آنها و قرارگیری در یک مؤلفه را باعث شده است. همراهی آلومینیم و کادمیوم در مؤلفه چهارم با واریانس ۱۸/۳۲ درصد می‌تواند بیانگر نقش کانی‌های رسی موجود در خاک در جذب سطحی کادمیوم باشد. این مؤلفه همچنین بار متوسط گوگرد را نیز نشان می‌دهد که می‌تواند بیانگر تاثیر متوسط گونه‌های سولفیدی در نهشت کادمیوم در خاک منطقه باشد.

جدول ۴-۲۲- بررسی توزیع عناصر مورد مطالعه در ایستگاه‌های نمونه‌برداری دشت خاش

Tests of Normality						
	Kolmogorov-Smirnov ^a			Shapiro-Wilk		
	Statistic	df	Sig.	Statistic	df	Sig.
Al	0.158	14	0.200 [*]	0.963	14	0.775
As	0.237	14	0.032	0.735	14	0.001
Cd	0.203	14	0.124	0.901	14	0.115
Co	0.205	14	0.114	0.895	14	0.094
Cr	0.184	14	0.200 [*]	0.910	14	0.157
Cu	0.291	14	0.002	0.825	14	0.010
Fe	0.202	14	0.126	0.901	14	0.116
Hg	0.194	14	0.160	0.929	14	0.296
Ni	0.172	14	0.200 [*]	0.860	14	0.030
P	0.187	14	0.198	0.829	14	0.012
Pb	0.190	14	0.181	0.948	14	0.533
S	0.142	14	0.200 [*]	0.963	14	0.772
U	0.310	14	0.001	0.598	14	0.000
Zn	0.163	14	0.200 [*]	0.943	14	0.456

a. Lilliefors Significance Correction
*. This is a lower bound of the true significance.

جدول ۴-۲۳- نتایج تحلیل مؤلفه اصلی در نمونه‌های خاک کشاورزی دشت خاش

	Component			
	1	2	3	4
Cu	0.861	0.001	0.164	0.173
Ni	0.775	-0.489	-0.128	-0.261
Co	0.762	0.202	0.115	-0.201
Cr	0.548	-0.275	0.315	-0.435
Hg	-0.089	0.908	-0.169	0.058
Zn	0.098	0.849	0.188	0.125
Pb	-0.088	0.735	-0.158	0.317
Fe	0.042	0.598	0.222	-0.693
P	-0.072	0.038	0.938	-0.083
U	0.437	-0.095	0.882	-0.087
As	0.614	-0.078	0.747	-0.03
S	-0.139	0.058	0.656	0.627
Cd	0.316	0.334	0.005	0.715
Al	-0.318	0.292	0.038	0.71

۴-۲-۶- همبستگی عناصر در دو محیط آب و خاک

در این بخش، ایستگاه‌های نمونه برداری که هر دو نمونه آب و خاک در آنها برداشت شده بود مورد بررسی قرار گرفت. همچنین از عناصری که در هر دو محیط غلظت قابل تشخیص دارند استفاده شد. با توجه به توزیع غیرنرمال اکثر متغیرهای مورد بررسی، از روش Spearman برای تعیین همبستگی بین عناصر در آب و خاک استفاده شد. نتایج نشان داد همبستگی قوی و مثبت بین غلظت آرسنیک در آب و خاک منطقه وجود دارد. این عامل تأیید کننده نقش آب آبیاری در انتقال آرسنیک محلول به خاک کشاورزی است که در صورت مساعد بودن شرایط ژئوشیمیایی محیط، در نهایت به محصولات زراعی منتقل خواهد شد. از طرفی امکان آزاد سازی آرسنیک موجود در خاک و کانی‌های موجود در آن به آب زیر زمینی نیز از دلایل همبستگی مثبت غلظت این عنصر بین آب و خاک است. در حقیقت، تبادل آرسنیک بین دو محیط آب و خاک وجود دارد. همبستگی مثبت و متوسطی نیز بین غلظت گوگرد در آب و خاک مشاهده می‌شود که ارتباط این دو محیط را از نظر غلظت گوگرد نشان می‌دهد. در ارتباط با این عنصر، ذکر این نکته نیز ضروری است که سولفیدهای فلزی موجود در خاک در صورت ایجاد شرایط اکسایشی، تبدیل به سولفات شده و به محیط آب منتقل می‌شود (جدول ۴-۲۴).

جدول ۴-۲۴- نتایج آزمون همبستگی عناصر در ایستگاه‌های نمونه برداری آب و خاک کشاورزی دشت خاش

	As(Soil)	Co(Soil)	Cr(Soil)	Cu(Soil)	Fe(Soil)	Ni(Soil)	Pb(Soil)	S(Soil)	Zn(Soil)
As(Water)	0.867								
Co(Water)		-0.264							
Cr(Water)			0.385						
Cu(Water)				-0.293					
Fe(Water)					-0.183				
Ni(Water)						-0.360			
Pb(Water)							0.096		
S(Water)								0.54	
Zn(Water)									-0.316

۴-۳- نتایج مربوط به نمونه‌های گیاه

۴-۳-۱- غلظت عناصر بالقوه سمناک در گیاه

نتایج حاصل از آنالیز و بررسی نمونه‌های گیاهان یونجه و جو و غلظت عناصر مورد مطالعه در آنها در جدول ۴-۲۵ آورده شده است. همانطور که در نتایج دیده می‌شود غلظت آرسنیک (در نمونه‌های شماره ۱، ۳، ۶، ۷، ۹، ۱۲ و ۱۳) و سرب در تمامی نمونه‌ها بسیار بالاتر از حد مجاز استاندارد سازمان جهانی غذا و کشاورزی آمریکا (FAO, 2009) است. بیشترین غلظت و آلودگی عنصر آرسنیک و سرب مربوط به نمونه شماره ۳ با غلظت به ترتیب ppm ۵۸ و ۲/۹ می‌باشد. مابقی عناصر دارای غلظت زیر حد مجاز استاندارد بوده و خطری در گیاهان منطقه ایجاد نمی‌کنند.

جدول ۴-۲۵-غلظت عناصر مورد مطالعه در نمونه‌های گیاه منطقه مورد مطالعه و مقایسه با استاندارد (FAO, 2009) بر حسب

-ppm

Samples No.	Plant Type	Element								
		As	Cr	Cu	Fe	Hg	Mo	Ni	Pb	Zn
P1	Barley	0.9	2	9	109	0.09	0.05	0.05	14	46
P2	Alfalfa	<1	3	9	322	0.12	0.08	0.03	3	29
P3	Alfalfa	2.9	3	16	299	0.05	4	0.04	58	34
P4	Alfalfa	<1	2	10	274	<1	2	0.03	1	28
P5	Balrey	<1	2	8	50	0.09	0.09	0.07	10	15
P6	Alfalfa	0.8	3	11	425	0.1	3	0.03	2	26
P7	Alfalfa	0.7	3	9	264	0.05	3	0.05	1	47
P8	Alfalfa	<1	3	13	280	0.11	1	0.07	7	19
P9	Alfalfa	0.2	2	16	175	0.08	1	0.09	1	54
P10	Alfalfa	<1	2	18	192	0.06	2	0.06	1	40
P11	Barley	0.1	2	8	51	0.08	0.06	0.05	2	22
P12	Alfalfa	1.1	3	19	257	0.06	3	0.03	2	40
P13	Alfalfa	0.5	4	18	219	0.07	1	0.04	1	62
P14	Alfalfa	0.3	3	17	180	0.08	2	0.07	1	51
FAO Permissible Limits		0.1	ND	73.3	425.5	0.2	5	10	0.3	99.4

۴-۳-۲- ضریب انتقال از خاک به گیاه (TF)

نقاط نمونه‌برداری از گیاهان کشاورزی نظیر نقاط نمونه‌برداری از خاک کشاورزی منطقه مطالعاتی در جدول ۴-۲۶ نشان داده شده است. با توجه به این جدول و در نظر گرفتن غلظت عناصر در ایستگاه‌های متناظر، ضریب انتقال عناصر مطالعاتی از خاک به گیاهان کشاورزی محاسبه گردید و در جدول ۴-۲۷ قرار داده شد. تمامی مقادیر ضریب انتقال کمتر از یک و تنها در عنصر مولیبدن و جیوه این ضریب در ۵۷٪ نقاط نمونه‌برداری مساوی و بیشتر از یک است. در حالت کلی بیشترین ضرایب انتقال مربوط به عناصر جیوه، مولیبدن، مس، روی و سرب می‌باشد. اما نکته حائز اهمیت در نتایج محاسبه این ضریب مقادیر بالای ضریب انتقال جیوه در ایستگاه‌های شماره ۴ و ۸ که به ترتیب ۱۴/۲۰۵ و ۳/۳۱۳ است می‌باشد. با توجه به اینکه عنصر جیوه یک عنصر بسیار سمی است و می‌تواند سبب بیماری‌های سیستم عصبی و ریه‌ها و کلیه در دام و انسان شود توجه به این نکته حائز اهمیت است. وجود

جیوه در خاک و بالطبع در محصولات کشاورزی منطقه میتواند ناشی از نشست بخارات گاز جیوه آتشفشان تفتان باشد.

جدول ۴-۲۶- نقاط متناظر نمونه‌گیری از خاک و گیاهان کشاورزی منطقه مطالعاتی

Corresponding sampling points	
Soil Samle No.	Plant Sample No.
S1	P1
S2	P2
S3	P3
S4	P4 P5
S5	P6
S6	P7
S8	P8
S10	P9
S11	P10 P11
S12	P12
S13	P13
S14	P14

جدول ۴-۲۷- نتایج محاسبه ضریب انتقال از خاک به گیاه در نقاط متناظر نمونه برداری منطقه دشت خاش

Samples No.	Plant Type	Measured TF In Elements								
		As	Cr	Cu	Hg	Fe	Mo	Ni	Pb	Zn
P1	Barley	0.059	0.021	0.273	1.263	0.003374	0.05	0.0011	0.424	0.451
P2	Alfalfa	0.047	0.021	0.281	1.299	0.0085122	0.04	0.0006	0.115	0.319
P3	Alfalfa	0.174	0.038	0.296	0.631	0.0092367	2	0.0008	1.487	0.327
P4	Alfalfa	0.052	0.017	0.286	14.205	0.0081562	1	0.0006	0.048	0.350
P5	Barley	0.052	0.017	0.229	1.705	0.0014884	0.05	0.0014	0.476	0.188
P6	Alfalfa	0.029	0.023	0.234	1.943	0.0127563	3	0.0005	0.091	0.283
P7	Alfalfa	0.045	0.027	0.281	1.403	0.007563	1.5	0.001	0.040	0.595
P8	Alfalfa	0.030	0.015	0.250	3.313	0.0081823	1	0.0009	0.467	0.253
P9	Alfalfa	0.009	0.015	0.320	0.905	0.0013427	0.33	0.0016	0.018	0.500
P10	Alfalfa	0.037	0.022	0.581	0.722	0.005378	1	0.0014	0.031	0.364
P11	Barley	0.005	0.022	0.258	0.962	0.0014285	0.03	0.0011	0.063	0.200
P12	Alfalfa	0.068	0.023	0.528	0.891	0.0069252	1.5	0.0006	0.051	0.385
P13	Alfalfa	0.037	0.034	0.500	0.869	0.0065062	0.5	0.0008	0.023	0.705
P14	Alfalfa	0.024	0.024	0.459	1.894	0.0053889	1	0.0014	0.026	0.761

۴-۳-۳- شاخص ریسک سلامت (HRI)

در این بخش با توجه به اینکه در ایستگاه‌های شماره ۱، ۵ و ۱۱ نوع گیاه نمونه برداری شده جو بوده و در مابقی ایستگاه‌ها گیاه یونجه نمونه برداری شده، شاخص ریسک سلامت در دو بخش بررسی شد. بخش اول مربوط به بررسی شاخص ریسک سلامت در انسان و در دو رده کودکان و بزرگسالان ناشی از مصرف این محصول می‌باشد. همچنین در بخش دوم به بررسی شاخص ریسک سلامت ناشی از مصرف یونجه در دام (گاو و گوسفند) پرداخته می‌شود.

۴-۳-۳-۱- شاخص ریسک سلامت (HRI) برای مصرف جو

نتایج حاصل از محاسبه میانگین مقدار فلز هضم شده روزانه (DIM) و شاخص ریسک سلامت (HRI) مصرف جو برای عناصر مختلف در گروه‌های سنی بزرگسالان و کودکان در جدول ۴-۲۸ آورده شده است. همانطور که نتایج نشان می‌دهد مصرف این عناصر در کودکان خطر بیشتری را نسبت به بزرگسالان در تمامی عناصر ایجاد می‌کن

و بیشترین مقدار خطر مربوط به مصرف عنصر سرب می باشد. شاخص ریسک سلامت در هر دو رده سنی برای تمامی عناصر به ترتیب زیر افزایش می یابد:

$$\text{Ni} < \text{Hg} < \text{Zn} < \text{Cu} < \text{Cr} < \text{As} < \text{Pb}$$

جدول ۴-۲۸- نتایج حاصل از محاسبه میانگین DIM و HRI مصرف جو برای عناصر مورد مطالعه در گروه های سنی بزرگسالان و

کودکان

Children							
Element	As	Cr	Cu	Hg	Ni	Pb	Zn
DIM	6.07E-04	2.08E-03	8.66E-03	9.01E-05	5.89E-05	9.01E-03	2.88E-02
HRI	2.02E+00	6.93E-01	2.17E-01	3.00E-02	2.95E-03	2.57E+00	9.59E-02
Adult							
Element	As	Cr	Cu	Hg	Ni	Pb	Zn
DIM	1.36E-04	4.66E-04	1.94E-03	2.02E-05	1.32E-05	2.02E-03	6.44E-03
HRI	4.53E-01	1.55E-01	4.85E-02	6.73E-03	6.60E-04	5.77E-01	2.15E-02

۴-۳-۲- شاخص ریسک سلامت (HRI) برای مصرف یونجه توسط دام (گاو و گوسفند)

نتیجه محاسبه شاخص خطر مصرف یونجه توسط دام ها در جدول ۴-۲۹ نیز نشان می دهد مصرف این عناصر در بدن گوسفندان خطر بیشتری نسبت به مصرف آنها در گاو ایجاد میکند. مصرف آرسنیک با داشتن بیشترین مقدار در هر دو دام بیشترین خطر را برای سلامت این جانداران دارد. بیشترین مقدار خطر مربوط به عنصر آرسنیک در بدن گوسفندان با عدد ۳/۶۷ می باشد. روند افزایش مقدار شاخص ریسک سلامت در دام به ترتیب زیر است:

$$\text{Ni} < \text{Hg} < \text{Zn} < \text{Cu} < \text{Cr} < \text{Pb} < \text{As}$$

جدول ۴-۲۹- نتایج حاصل از محاسبه میانگین DIM و HRI مصرف جو برای عناصر مورد مطالعه در دام (گاو و گوسفند)

Cattle							
Element	As	Cr	Cu	Hg	Ni	Pb	Zn
DMI	3.67E-04	1.20E-03	6.03E-03	5.91E-05	2.09E-05	3.01E-03	1.66E-02
HRI	1.22E+00	3.99E-01	1.51E-01	1.97E-02	1.04E-03	8.61E-01	5.54E-02
Sheep							
Element	As	Cr	Cu	Hg	Ni	Pb	Zn
DMI	1.10E-03	3.59E-03	1.81E-02	1.77E-04	6.26E-05	9.04E-03	4.98E-02
HRI	3.67E+00	1.20E+00	4.52E-01	5.91E-02	3.13E-03	2.58E+00	1.66E-01

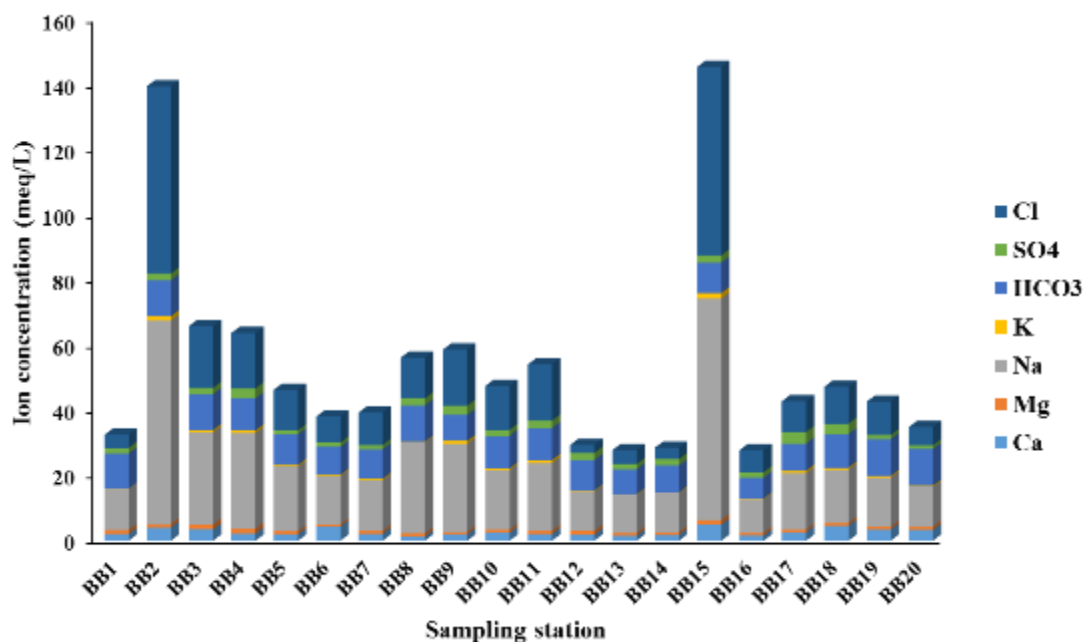
۴-۴- نتایج مربوط به آب زیرزمینی منطقه بزمان

۴-۴-۱- پارامترهای فیزیکوشیمیایی و یون‌های اصلی

در این قسمت یونهای اصلی موجود در آب، عمدتاً از نظر غلظت و فراوانی، و نحوه اضافه شدن آنها به آب‌ها مورد بررسی و تجزیه و تحلیل قرار می‌گیرند. جدول ۴-۳۰ خلاصه آماری غلظت یون‌های اصلی و پارامترهای فیزیکوشیمیایی آب را نشان می‌دهد. شکل ۴-۵۰ نیز خصوصیات شیمیایی نمونه‌ها را بعد از انجام آنالیزهای آزمایشگاهی، ارائه می‌دهد. صحت و دقت داده‌ها با اندازه‌گیری درصد خطای مجموع آنیون‌ها و کاتیون‌ها و پذیرش خطای کمتر از ۵٪ بررسی شد.

جدول ۴-۳۰- خلاصه آماری پارامترهای فیزیکوشیمیایی و غلظت یونهای اصلی در آب زیرزمینی منطقه بزمان

	pH	EC	Eh	Ca	Mg	Na	K	HCO ₃	SO ₄	Cl
Unit	-	mS/cm	mv	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L
Mean	6.87	2.80	49.78	2.70	0.99	22.64	0.58	9.56	2.03	15.01
Median	6.84	2.16	54.81	2.19	0.93	16.85	0.52	9.68	1.97	10.81
Std. Deviation	0.19	1.81	17.31	1.11	0.24	15.81	0.39	1.37	0.70	15.41
Skewness	0.27	1.44	0.29	0.82	1.16	2.20	1.27	-0.58	0.63	2.36
Minimum	6.52	0.96	26.7	1.38	0.72	10.35	0.05	6.38	1.12	2.50
Maximum	7.20	7.07	86.4	4.99	1.51	68.12	1.64	11.32	3.51	57.94
WHO Standard	6.5-8.5	2500	-	9.98	12.34	8.70	0.30	-	5.20	7.05



شکل ۴-۵۰- مشخصات شیمیایی ایستگاه‌های نمونه‌برداری آب زیرزمینی در منطقه بزمان

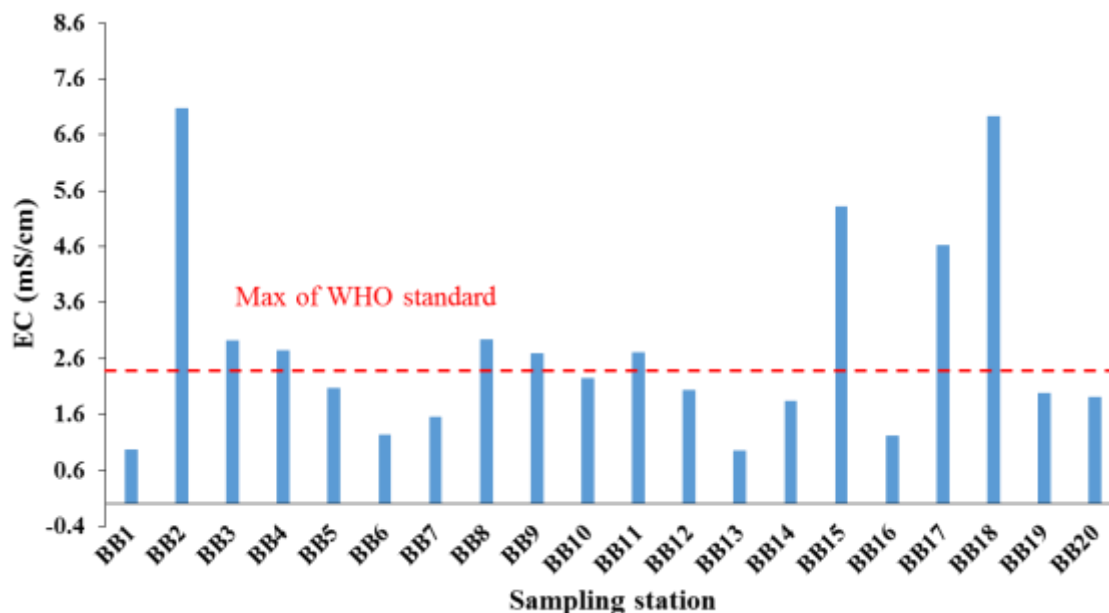
میانگین pH نمونه‌های آب ۶/۸۷ و گستره آن از ۶/۵۲ تا ۷/۲ تغییر می‌کند. در چاه‌های نمونه‌برداری شده تغییرات زیادی در میزان pH مشاهده نمی‌شود در حالی که در دشت خاش، تغییرات بیشتری در میزان این پارامتر مشاهده

شد (شکل ۴-۵۱). در مقایسه با استاندارد سازمان بهداشت جهانی برای آب شرب، تمام ایستگاه‌های نمونه‌برداری در محدوده مناسب برای شرب قرار می‌گیرند.

کمترین مقدار هدایت الکتریکی در نقاط نمونه‌برداری شده ۹۶۰ میکروزیمنس بر سانتی‌متر در نمونه شماره BB13 (قنات منطقه پان ساره) و بیشترین مقدار هدایت الکتریکی ۷/۰۷ میلی‌زیمنس بر سانتی‌متر و مربوط به چاهی در جنوب شرق شهر بزمان و در محدوده مرغداری (نمونه BB2) است (شکل ۴-۵۲). در ۹ ایستگاه نمونه‌برداری در این منطقه مقدار هدایت الکتریکی بیش از استاندارد ارائه شده برای آب شرب توسط سازمان بهداشت جهانی است. مانند آنچه در منطقه تفتان مشاهده شد، مقادیر Eh تغییرات زیادی در محدوده مطالعاتی بزمان نیز نشان نمی‌دهد به طوری که کمینه و بیشینه مقدار Eh به ترتیب ۲۶/۷ و ۸۶/۴ میلی‌ولت اندازه‌گیری شده است و مقدار میانگین این شاخص ۴۹/۷۸ میلی‌ولت است.

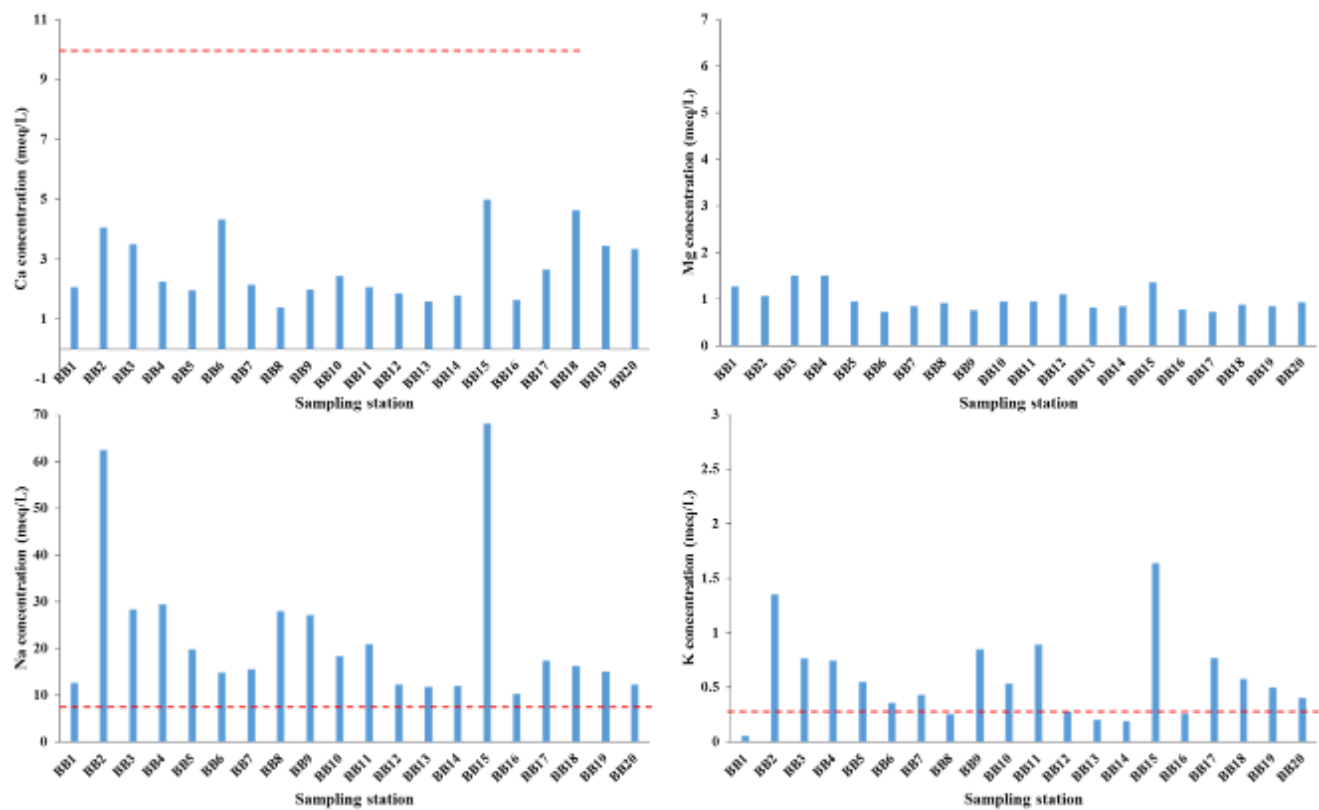


شکل ۴-۵۱- نمودار مقایسه مقادیر pH اندازه‌گیری شده در آب زیرزمینی منطقه بزمان نسبت به استاندارد WHO

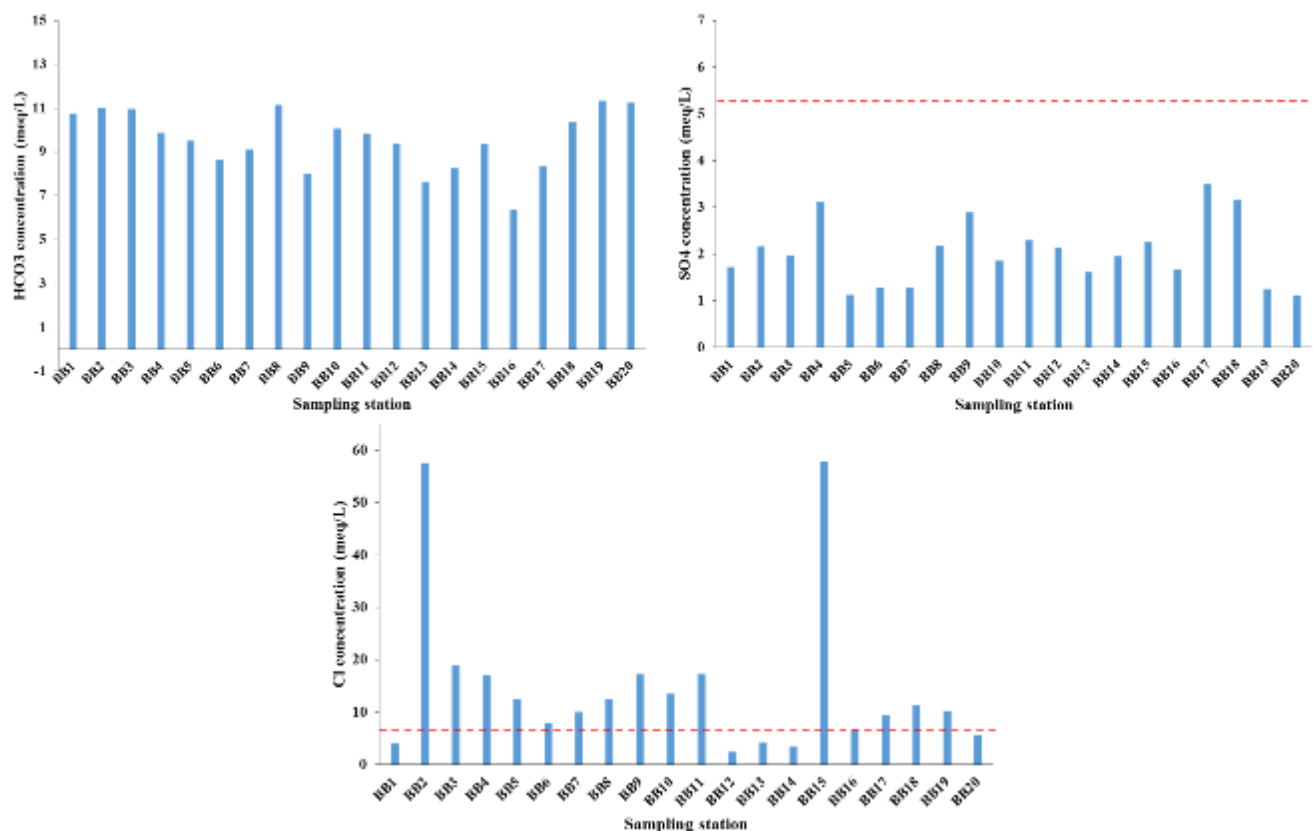


شکل ۴-۵۲- نمودار مقایسه مقادیر EC اندازه گیری شده در آب زیرزمینی منطقه بزمان نسبت به استاندارد WHO

ترتیب فراوانی کاتیونهای اصلی در تمام نمونه‌ها جز ۴ نمونه BB2, BB9, BB15 و BB17 (با مقدار پتاسیم بیشتر از منیزیم) که به ترتیب در جنوب شرق، مرکز، شمال و شمال شهر بزمان و مربوط به چاه بهره‌برداری هستند به صورت $Na > Ca > Mg > K$ می‌باشد (شکل ۴-۵۳). در ترتیب آنیون‌های اصلی نیز در حالت کلی برخلاف منطقه تفتان، مقادیر HCO_3 و Cl از مقادیر SO_4 بیشتر است (شکل ۴-۵۴). در ۱۳ نمونه از مجموع ۲۰ نمونه مربوط به منطقه بزمان ترتیب فراوانی آنیون‌ها به صورت $Cl > HCO_3 > SO_4$ است در حالی که در ۷ نمونه نیز این ترتیب به صورت $HCO_3 > Cl > SO_4$ می‌باشد. همچنین مقادیر غلظت سدیم در تمام نمونه‌ها و کلر در ۱۴ نمونه بیشتر از حد مجاز استاندارد در آب‌های آشامیدنی است. مقادیر غلظت سولفات برخلاف منطقه تفتان، در این منطقه در تمامی نمونه‌ها کمتر از حد مجاز استاندارد در آب آشامیدنی می‌باشد. پتاسیم نیز در اکثر نمونه‌ها غلظت بالاتری نسبت به حد مجاز استاندارد در آب آشامیدنی دارد. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که با توجه به غلظت یون‌های سدیم، پتاسیم و کلر، آب منطقه برای مصارف شرب مناسب نمی‌باشد.



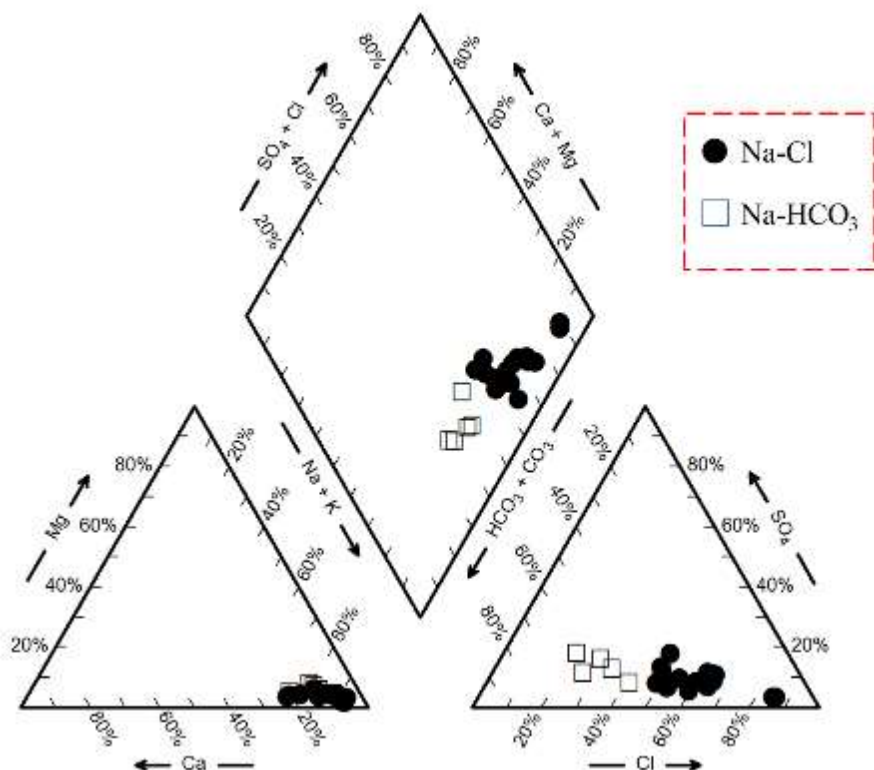
شکل ۴-۵۳- میانگین غلظت کاتیونهای اصلی در منابع آب زیرزمینی منطقه بزمان



شکل ۴-۵- میانگین غلظت آنیون‌های اصلی در منابع آب زیرزمینی منطقه بزمان

۴-۴-۲- بررسی هیدروشیمی و هیدروژئوشیمی نمونه‌های آب منطقه بزمان

برای تعیین تیپ آب از نمودار پایپر استفاده شده است و براساس شکل ۴-۵۵، نمونه‌های آب مورد مطالعه دارای تیپ اصلی هستند: ۱- Na-HCO₃ شامل نمونه‌های شماره ۱، ۱۲، ۱۳، ۱۴ و ۲۰ (۲۵ درصد از نمونه‌ها) ۲- Na-Cl شامل سایر ایستگاه‌های نمونه‌برداری (۷۵ درصد نمونه‌ها). غالب بودن تیپ کلروره با توجه به برخی واحدهای رسوبی-تخریبی در منطقه، نشان دهنده تاثیر این واحدها (مارن، ژئپس، آهک، کنگومرا و ...) در کنار آتشفشان بزمان بر آبخوان بزمان است.

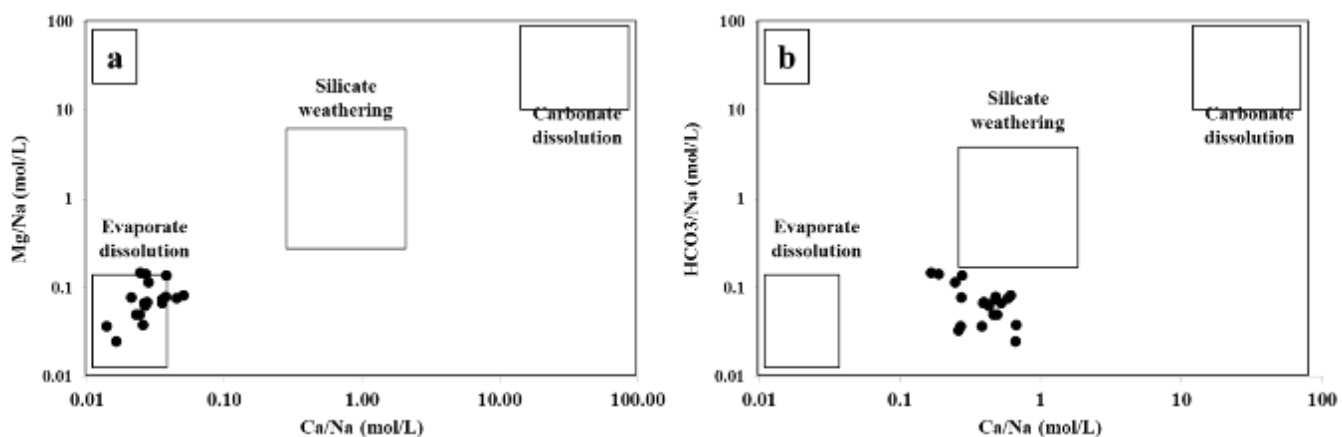


شکل ۴-۵۵- نمودار پایپر نمونه‌های آب زیرزمینی منطقه بزمان

بر اساس دیاگرام گیبس (شکل ۴-۵۶) مهم‌ترین عامل کنترل کننده شیمی آب در منطقه مورد مطالعه تبخیر و به میزان کمتر واکنش آب-سنگ است. به دلیل کمبود بارش در منطقه مورد مطالعه، نزولات جوی هیچ نقشی در کنترل شیمی آب ندارند یا نقش آن‌ها بسیار جزئی است. با توجه به حضور رخنمون‌های رسوبی و تبخیری در منطقه، این نتایج منطقی به نظر می‌رسد.

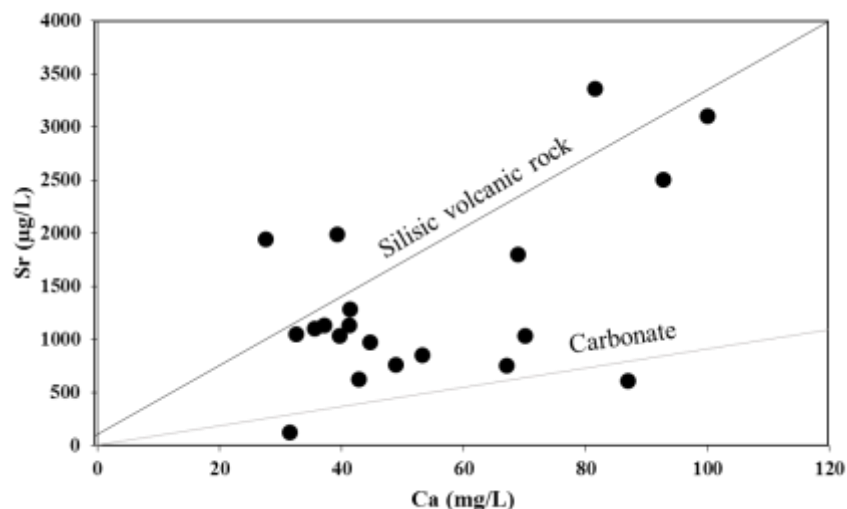
با توجه به نقش واحدهای سنگی مختلف و فعل و انفعال بین آب و سنگ، به منظور تعیین نوع فرآیند واکنش آب-سنگ در نمونه‌های آب منطقه مورد مطالعه از نمودار دو متغیره Ca/Na در مقابل Mg/Na (شکل ۴-۵۶)

(a) و Ca/Na در مقابل HCO_3/Na (شکل ۴-۵۶) استفاده شده است (Mukherjee et al., 2012). علاوه بر این نمودار کلسیم در مقابل استرانسیم نیز برای بررسی تاثیر هوازدگی سیلیکات‌ها بر شیمی نمونه های آب منطقه مورد مطالعه استفاده شد (شکل ۴-۵۷). این نمودارها به خوبی نقش انحلال هردو کانی های تبخیری و سیلیکات‌ها را همراه با کربنات‌ها نشان می‌دهند. از این رو و با توجه به تیپ و رخساره نمونه‌های آب منطقه مورد مطالعه، افزایش میزان یون‌های Ca و Na در اثر انحلال کربنات‌ها و کانی‌های تبخیری در کنار هوازدگی کانی‌های سیلیکاته مانند فلدسپات سدیم دار و کلسیم دار (آلبیت تا آنورتیت)، ارتوکلاز، میکاها و پیروکسن‌ها است.



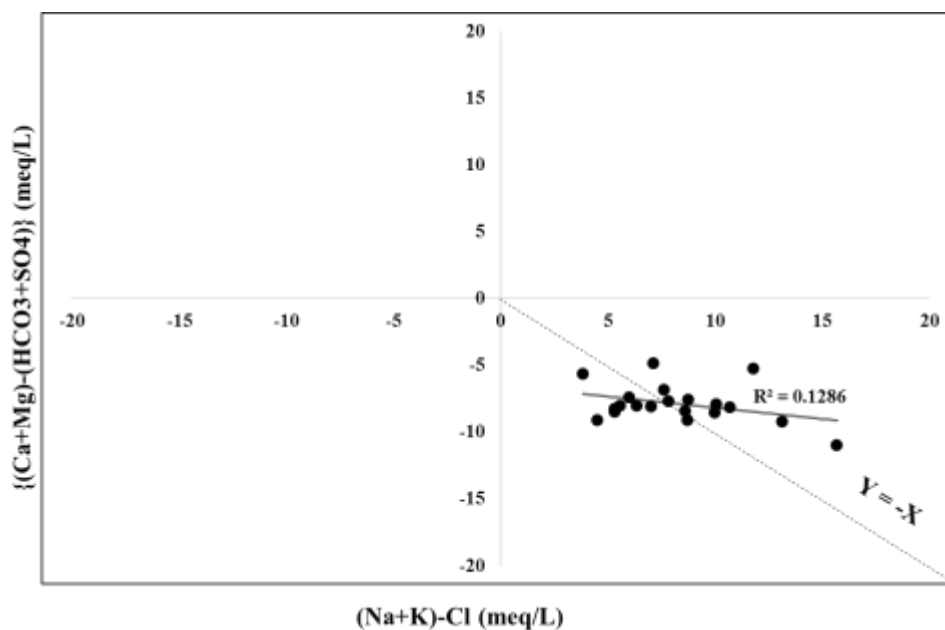
شکل ۴-۵۶- نمودارهای دومتغیره Ca/Na در مقابل Mg/Na (a) و Ca/Na در مقابل HCO_3/Na (b) مربوط به آب محدوده

بزمان

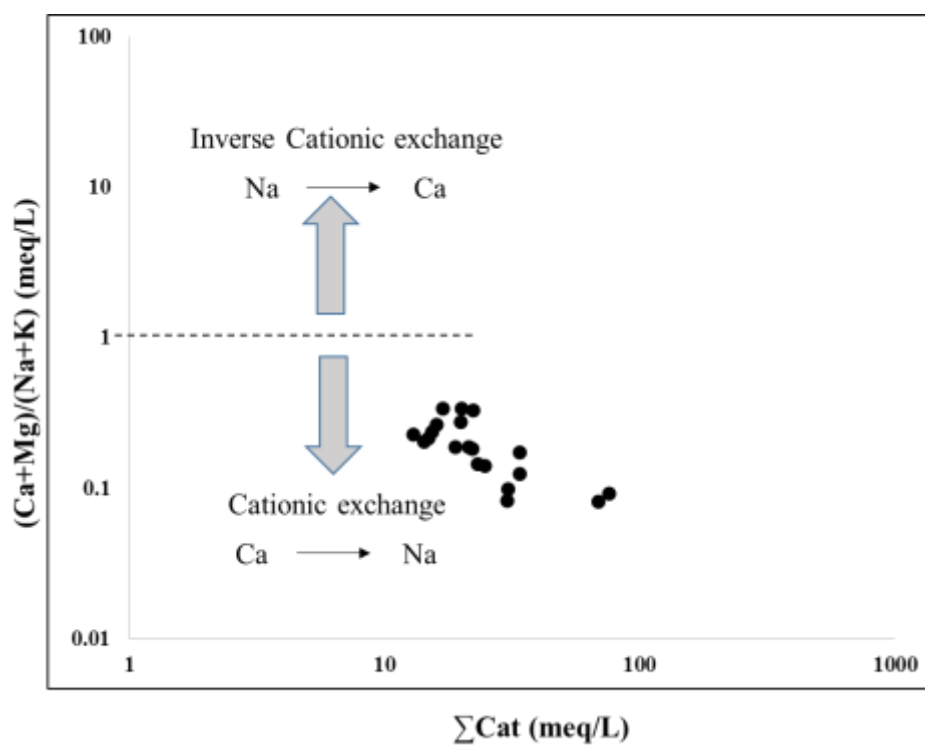


شکل ۴-۵۷- نمودار دو متغیره Sr و Ca آب منطقه بزمان

علاوه بر هوازدگی سنگها، فرآیند مهم دیگری که ممکن است شیمی آب منطقه مورد مطالعه را تحت تاثیر قرار دهد، فرآیند تبادل کاتیونی بین کاتیون‌های دو ظرفیتی و یک ظرفیتی است. در نمودار دو متغیره ارائه شده در شکل ۴-۵۸ تاثیر فرآیند تبادل کاتیونی بر روی نمونه های آب منطقه مورد مطالعه مشخص می شود. بیشتر نمونه‌های آب به صورت ضعیف در محدوده شیب ۱- قرار گرفته‌اند. این نمودار نشان می‌دهد فرآیند تبادل یونی بر شیمی آب تاثیر دارد. همچنین بر اساس شکل ۴-۵۹ تبادل کاتیونی اگرچه به مقدار کم، اما بیش از تبادل کاتیونی معکوس در منطقه بزمان اهمیت دارد. این مورد کاملاً برعکس چیزی است که در تفتان مشاهده شد.

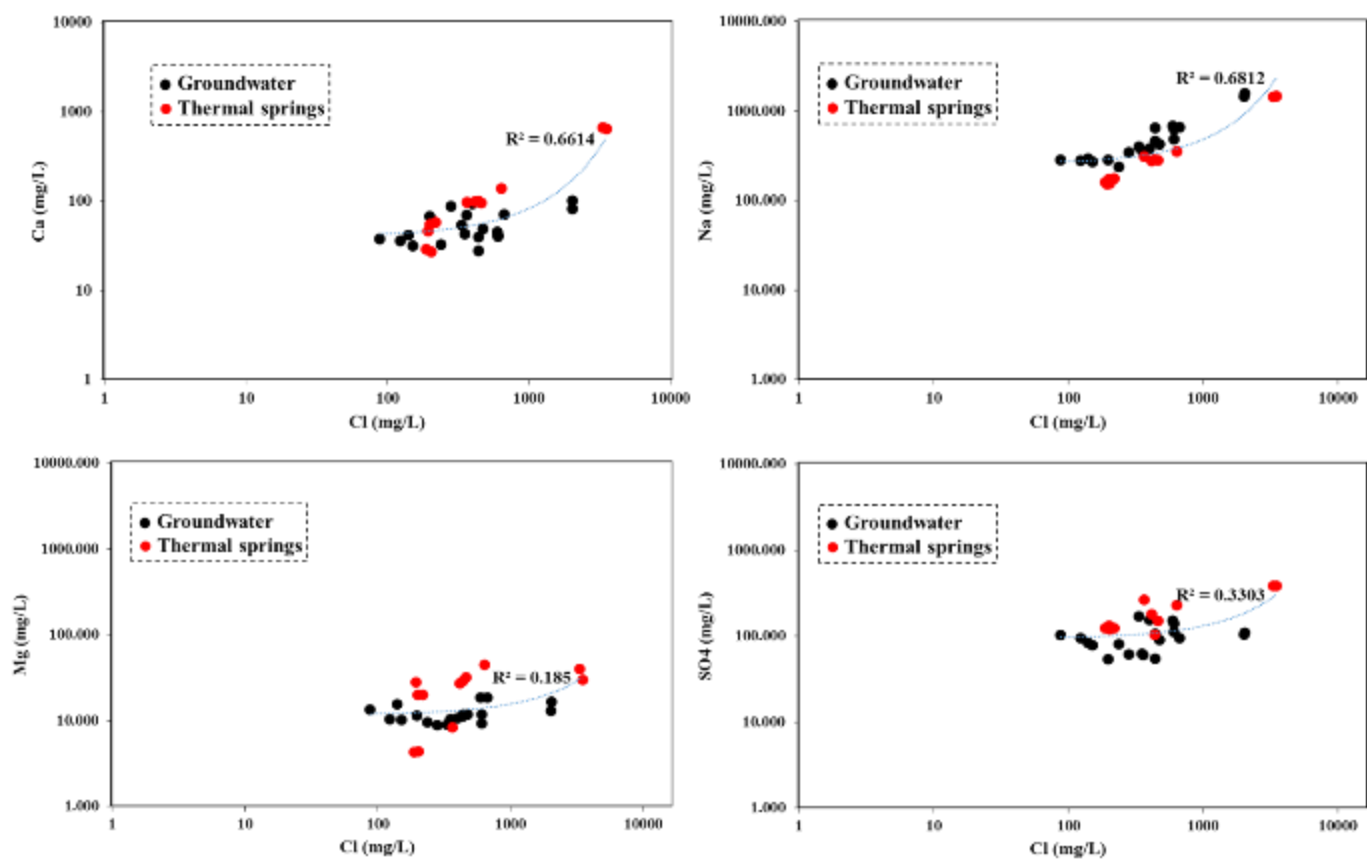


شکل ۴-۵۸- نمودار $(Ca+Mg)-(HCO_3-SO_4)$ در مقابل $(Na+K)-Cl$ برای تشخیص فرآیند تبادل کاتیونی در منطقه بزمان

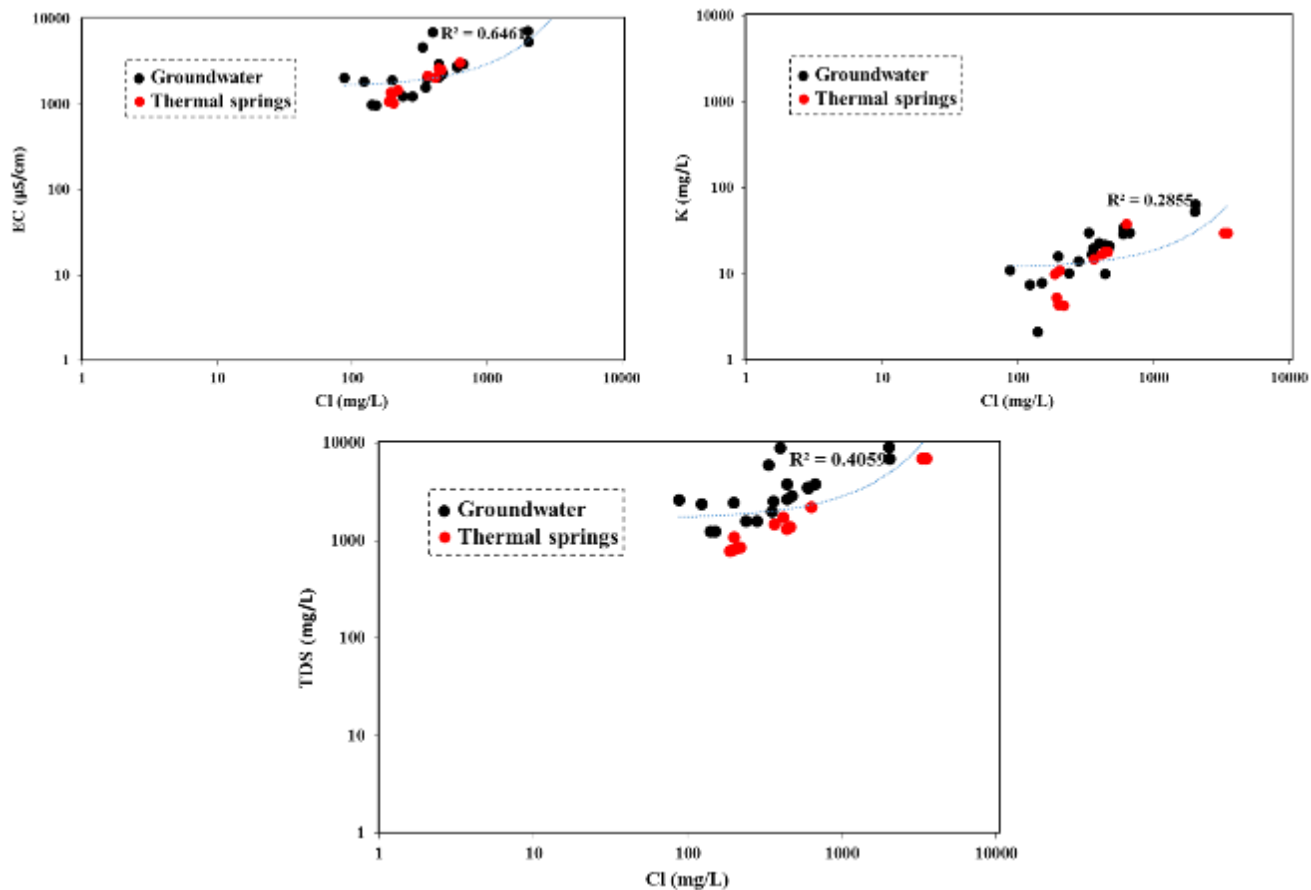


شکل ۴-۵۹- نمودار نسبت مولی مجموع کاتیون ها در مقابل $(Ca+Mg)/(Na+K)$ نمونه های آب زیرزمینی منطقه بزمان

به منظور بررسی ارتباط بین چشمه‌های گرمابی منطقه بزمان با آبخوان منطقه، ارتباط بین یون‌های اصلی در آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه با چشمه‌های گرمابی در شکل ۴-۶۰ ارائه شده است. غلظت یون‌های اصلی، TDS و EC در مقابل کلر که به عنوان یک یون پایستار در شناخته می‌شود، ترسیم شده است. چنانچه منشأ شوری در نمونه‌های آب زیرزمینی، حاصل از انحلال نمک و یا تبخیر باشد همبستگی بسیار قوی مثبت (۰/۹۹) باید بین یون‌های کلر و سدیم مشاهده و نسبت Na/Cl در این آب‌ها تقریباً یکنواخت و مشابه باشد (Navaro et al., 2011). بررسی صورت گرفته در نمونه‌های آب نشان می‌دهد که همبستگی بین این دو یون در حدود ۰/۶۸ است و یکنواخت نیست. مقایسه نمونه‌های مربوط به چشمه‌های گرمابی با نمونه‌های آب چاه و قنات تفاوت اندکی را نشان می‌دهد که نشان دهنده این است که علاوه بر فرایندهای هیدروشیمیایی مانند تبادل یونی، انحلال نمک و انیدریت و سیلیکات‌ها، آب زیرزمینی منطقه تحت تاثیر فرایندهای هیدروترمال نیز قرار گرفته و متاثر از منابع مشابه با چشمه‌های گرمابی هستند. با این وجود، بررسی نمودارهای شکل ۴-۶۰ نشان می‌دهد که همبستگی نسبتاً ضعیف بین یون کلر با یون‌های سولفات و پتاسیم وجود دارد. از آنجایی که در منطقه مورد مطالعه علاوه بر سنگ‌های آتشفشانی، سنگ‌های رسوبی، تبخیری و تخریبی نیز وجود دارد در نتیجه نشان دهنده منشأ متنوع برای این یون‌ها است. علاوه بر این بالا بودن ضریب همبستگی کلر با یون‌های مختلف نشان دهنده اختلاط آب زیرزمینی با سیالات سیستم هیدروترمالی منطقه بزمان است. همچنین همبستگی قوی و مثبتی بین Cl با TDS و EC وجود دارد.



شکل ۴-۶- نمودارهای لگاریتمی غلظت کلر و یون‌های اصلی در آب زیرزمینی و چشمه‌های منطقه بزمان



ادامه شکل ۴-۶۰- نمودارهای لگاریتمی غلظت کلر و یون‌های اصلی در آب زیرزمینی و چشمه‌های منطقه بزمان

۴-۳-۴- غلظت عناصر سنگین و بالقوه سمناک در نمونه‌های آب منطقه بزمان

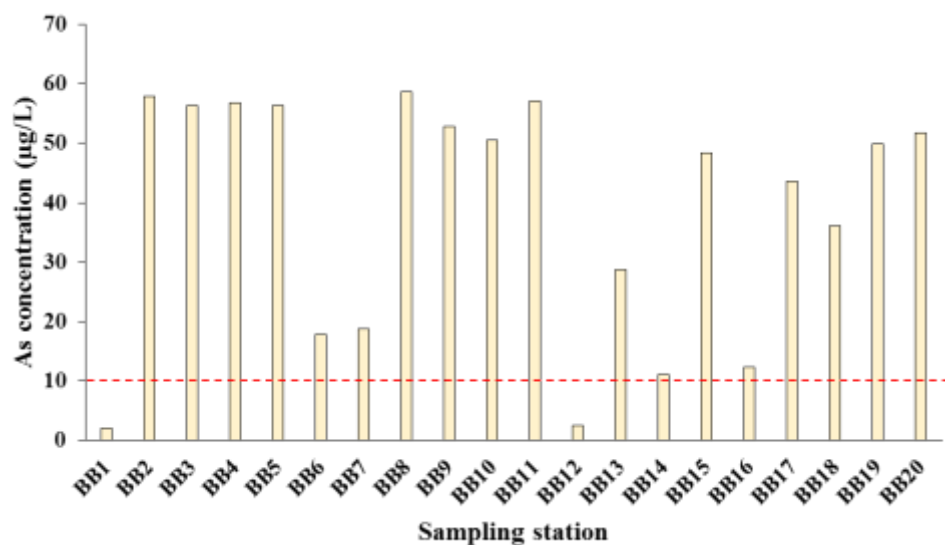
غلظت عناصر سنگین و بالقوه سمناک انتخابی نمونه‌های آب منطقه بزمان (چاه و قنات) همراه با استانداردهای سازمان جهانی بهداشت (WHO, 2011) در جدول ۴-۳۱ ارائه شده است. لازم به ذکر است که در آب زیرزمینی بزمان، برخلاف آنچه در دشت خاش مشاهده شد، بسیاری از عناصر از جمله کادمیم، روی، کروم، کبالت، منگنز و روی در تمام نمونه‌ها غلظت زیر حد تشخیص دارند و در این بخش مورد بحث قرار نمی‌گیرند. همچنین عناصری مانند مس و سرب در بیشتر ایستگاه‌های نمونه‌برداری غلظت قابل تشخیص نداشتند.

جدول ۴-۳۱- خلاصه آماری غلظت فلزات سنگین در آب زیرزمینی منطقه بزمان

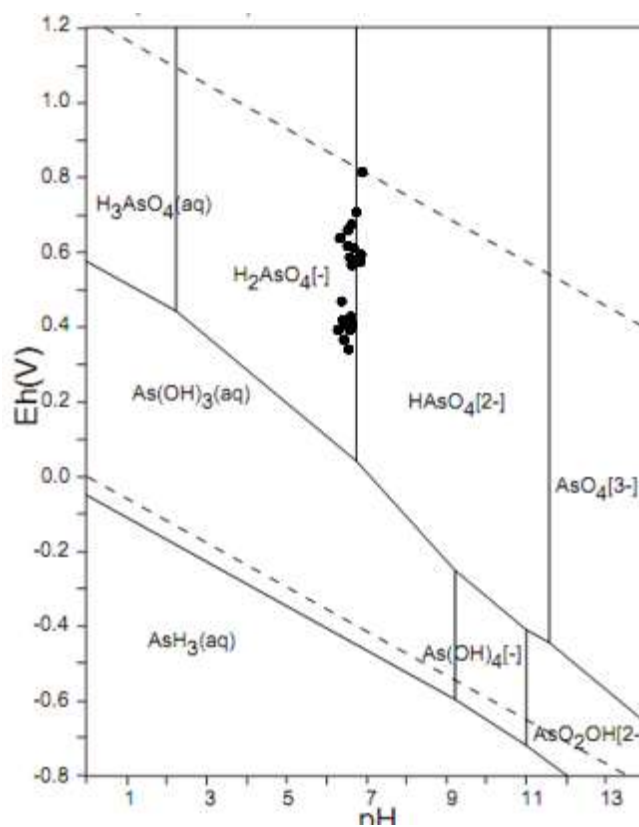
Element	As	Cu	Fe	Mo	Ni	Pb	Sb	V
Unit	µg/L	µg/L	mg/L	µg/L	µg/L	µg/L	µg/L	µg/L
Mean	38.49	8.68	0.09	14.60	9.56	2.66	2.24	97.04
Median	49.11	2.23	0.09	13.88	8.61	0.75	2.01	99.50
Std. Deviation	21.17	13.22	0.05	7.15	6.24	4.39	0.59	67.78
Skewness	-0.73	1.80	-0.10	0.01	1.05	2.98	1.00	-0.09
Minimum	2.04	<1	0.01	4.16	<1	0.08	1.49	3.43
Maximum	58.72	43.55	0.18	24.30	24.12	18.63	3.51	200.00

۴-۳-۱- آرسنیک

میانگین غلظت آرسنیک در آب زیرزمینی بزمان ۳۸/۴۹ میکروگرم بر لیتر بوده و کمینه و بیشینه آن به ترتیب ۲/۰۴ و ۵۸/۷۲ میکروگرم بر لیتر است. این مقدار کمینه در نمونه BB1 مشاهده شد که از نقطه‌ای دور از سایر ایستگاه‌های نمونه‌برداری در شمال شرق چارچوب محدوده برداشته شده‌است. علاوه بر این غلظت آرسنیک در نمونه BB12 در شمال شهر بزمان نیز غلظت کم (۲/۴۷ میکروگرم بر لیتر) نشان می‌دهد. به طور کلی غلظت این عنصر به عنوان آلاینده اصلی منطقه در تمام ایستگاه‌های نمونه‌برداری (جز نمونه BB1 و BB12) بیش از استاندارد ارائه شده توسط سازمان بهداشت جهانی است (شکل ۴-۶۱). همچنین بر اساس شکل ۴-۶۲، گونه غالب آرسنیک در این منطقه آرسنات بوده و عمدتاً به شکل H_2AsO_4^- و به مقدار کمتر HAsO_4^{2-} دیده می‌شود.

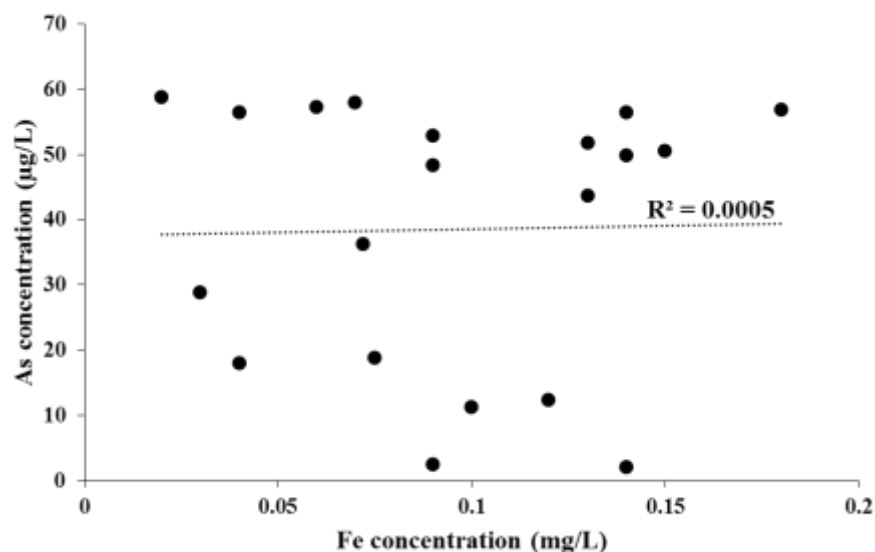


شکل ۴-۶۱- نمودار ستونی غلظت آرسنیک در نمونه‌های آب بزمان



شکل ۴-۶۲- نمودار Eh-pH آرسنیک در چاه‌های نمونه‌برداری بزمان

با توجه به اهمیت آرسنیک در منطقه به عنوان آلاینده اصلی آب زیرزمینی، به منظور ارزیابی منشأ احتمالی این عنصر، نمودار دوتایی آرسنیک در برابر آهن رسم شد (شکل ۴-۶۳). این نمودار نشان داد که با توجه به عدم همبستگی آرسنیک و آهن، اکسیدهای آهن نقش زیادی در جذب سطحی و خارج کردن آرسنیک محلول نداشته و احتمالاً انحلال کانی‌های آهن دار نقش مهمی در ورود آرسنیک به آب دارند. با این وجود، اختلاط آبهای هیدروترمال با آب زیرزمینی یک منشأ مهم آرسنیک در منطقه بزمان محسوب می‌شود.



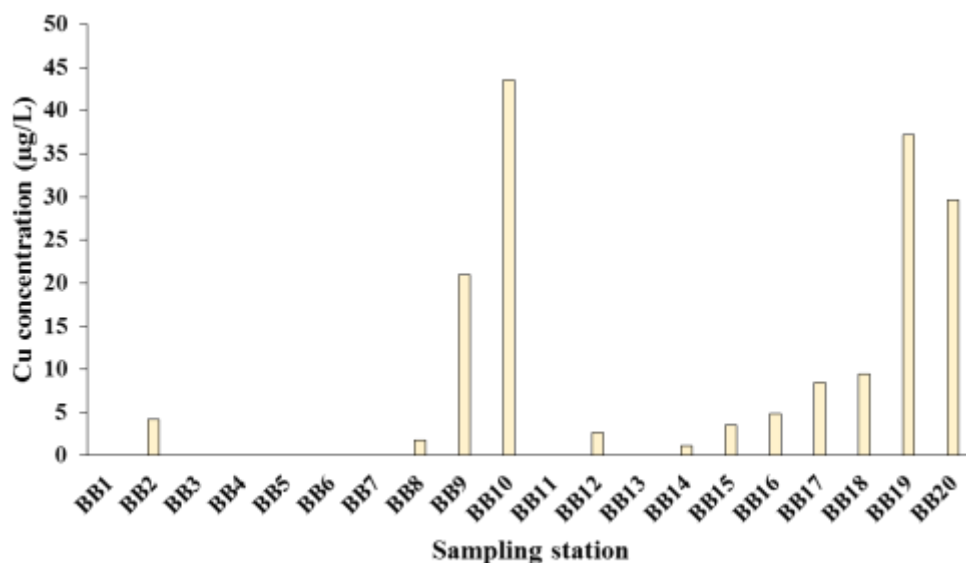
شکل ۴-۶۳- نمودار دو متغیره غلظت آهن و آرسنیک نمونه های آب منطقه بزمان

۴-۳-۲- مس

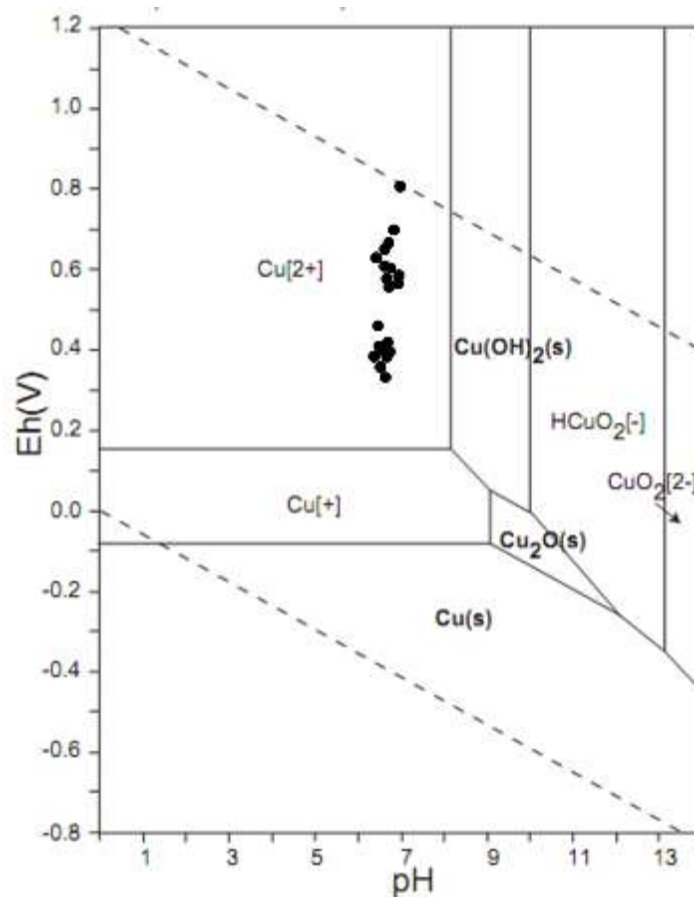
انحلال پذیری نمک‌های مس در آب، تحت شرایط کاهشی، کاهش می‌یابد و بوسیله عواملی مانند pH، دما، سختی و چگالی مواد معلق و پارامترهای دیگر کنترل می‌شود (Luoma 1983; Eisler 1998). غلظت بیش از حد مجاز این عنصر می‌تواند اثرات حاد و مزمنی بر آبزیان داشته باشد و سبب کاهش رشد آنها گردد (Heike, 2005).

میانگین غلظت عنصر مس در نمونه‌های آب ۸/۶۸ میکروگرم در لیتر است با این حال در ۴۰ درصد از نمونه‌ها غلظت زیر حد تشخیص نشان داد. مقایسه غلظت مس در نمونه‌های برداشت شده با حد مجاز غلظت این عنصر در آب شرب نشان می‌دهد که هیچ یک از ایستگاه‌های نمونه‌برداری غلظت بیش از مقدار بیشینه مجاز برای شرب ندارند (شکل ۴-۶۴). بیشینه غلظت مس به ترتیب ۴۳/۵۵ میکروگرم بر لیتر است.

بررسی نمودار Eh-pH مس نیز نشان داد این عنصر به صورت یون دو ظرفیتی (Cu^{2+}) در آب منطقه وجود دارد (شکل ۴-۶۵).



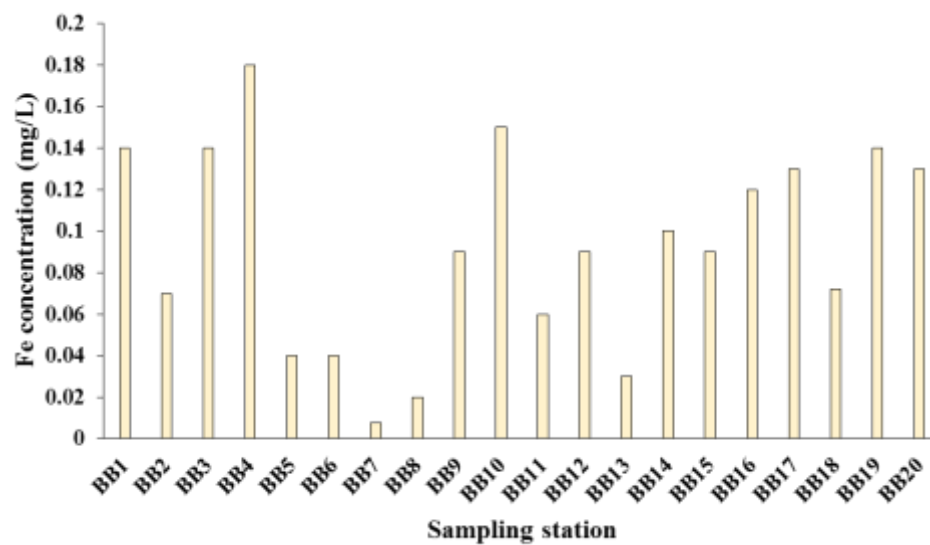
شکل ۴-۶۴- نمودار ستونی غلظت مس در نمونه‌های آب بزمان



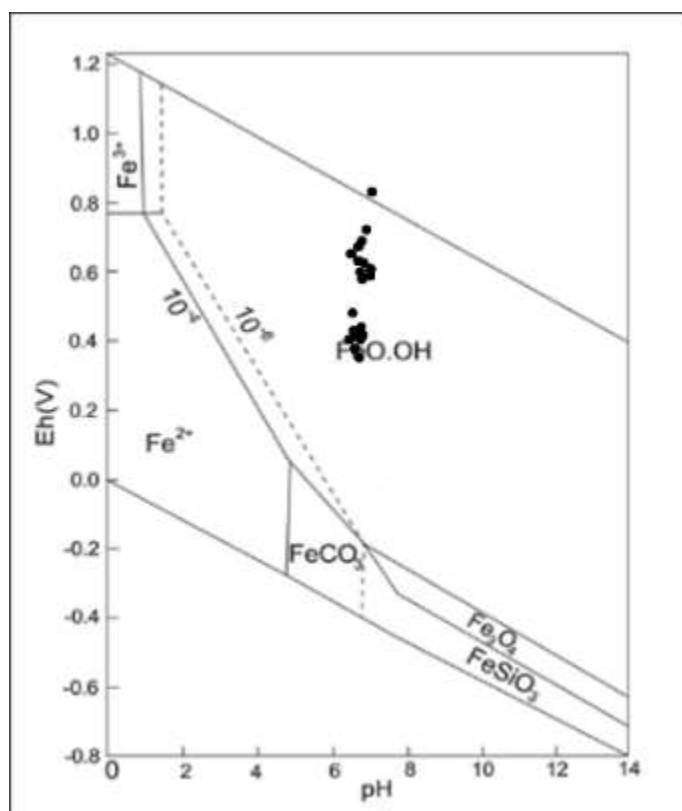
شکل ۴-۶۵- نمودار Eh-pH مس در چاه‌های نمونه‌برداری بزمان

۴-۳-۳- آهن

غلظت آهن در تمام نمونه‌ها کمتر از استانداردهای WHO می‌باشد (شکل ۴-۶۶). میانگین و بیشینه غلظت این عنصر در منطقه بزمان به ترتیب ۹۰ و ۱۸۰ میکروگرم بر لیتر اندازه‌گیری شده‌است. با توجه به مقدار pH بیشتر نمونه‌های آب زیرزمینی بزمان نسبت به دشت خاش، دلیل غلظت کمتر آهن در این منطقه انحلال پذیری کمتر آن در دشت بزمان است. در شکل ۴-۶۷ نمودار Eh-pH آهن نشان می‌دهد که گونه غالب آهن محلول در بیشتر نمونه‌های آب زیرزمینی بزمان به شکل FeO.OH است.



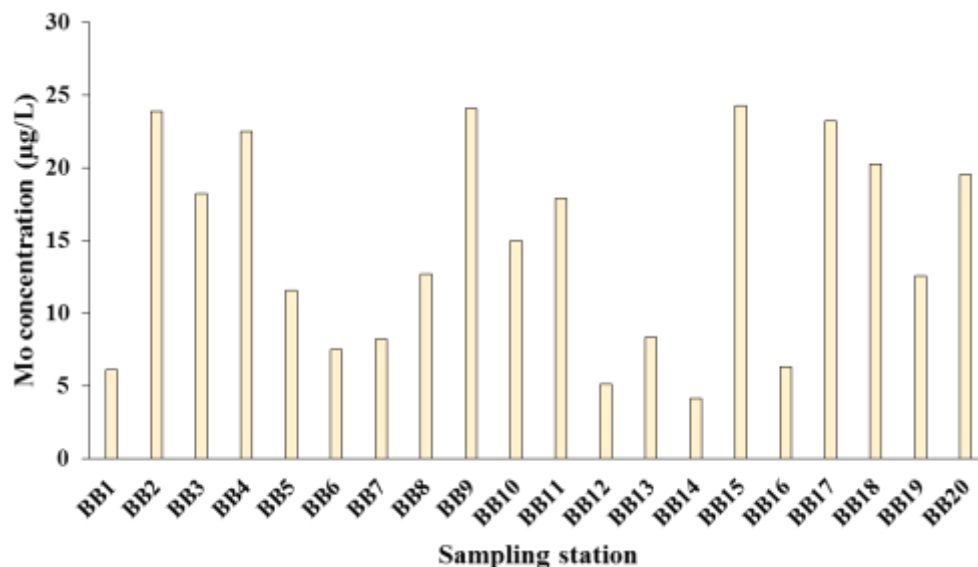
شکل ۴-۶۶- نمودار ستونی غلظت آهن در نمونه‌های آب بزمان



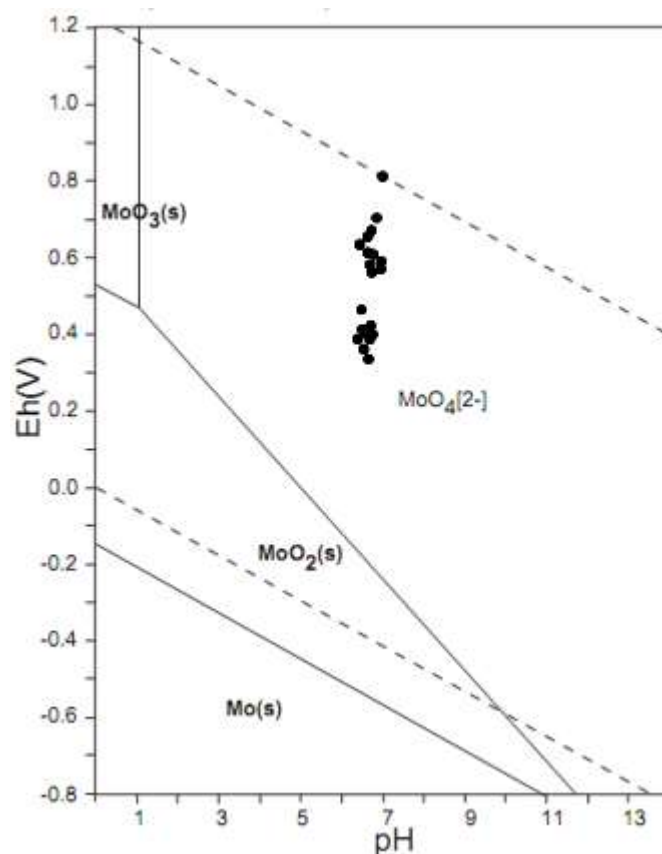
شکل ۴-۶۷- نمودار Eh-pH آهن در چاه‌های نمونه‌برداری بزمان

۴-۳-۴-۴- مولیبدن

میانگین غلظت مولیبدن در نمونه‌های آب برداشته شده در این مطالعه ۱۴/۶ میکروگرم در لیتر است. مقایسه غلظت عنصر مولیبدن در نمونه‌های برداشت شده در این مطالعه با استاندارد آب شرب، نشان می‌دهد که غلظت آن در هیچ یک از نمونه‌ها بیشتر از غلظت تعیین شده برای این عنصر نیست. بیشینه غلظت این عنصر (۲۴/۳ میکروگرم در لیتر) در ایستگاه BB15 (جنوب شهر بزمان) اندازه‌گیری شده است (شکل ۴-۶۸). بررسی نمودار Eh-pH مولیبدن نشان داد که این عنصر در منطقه بزمان به صورت آنیون دو ظرفیتی MoO_4^{2-} وجود دارد (شکل ۴-۶۹). یکی از دلایل غلظت بالاتر مولیبدن در بزمان نسبت به دشت خاش می‌تواند شرایط قلیایی تر آب منطقه بزمان نسبت به خاش باشد چرا که مولیبدن با توجه به ماهیت آنیونی در شرایط قلیایی انحلال پذیری و تحرک بیشتری دارد.



شکل ۴-۶۸- نمودار ستونی غلظت مولیبدن در نمونه‌های آب بزمان

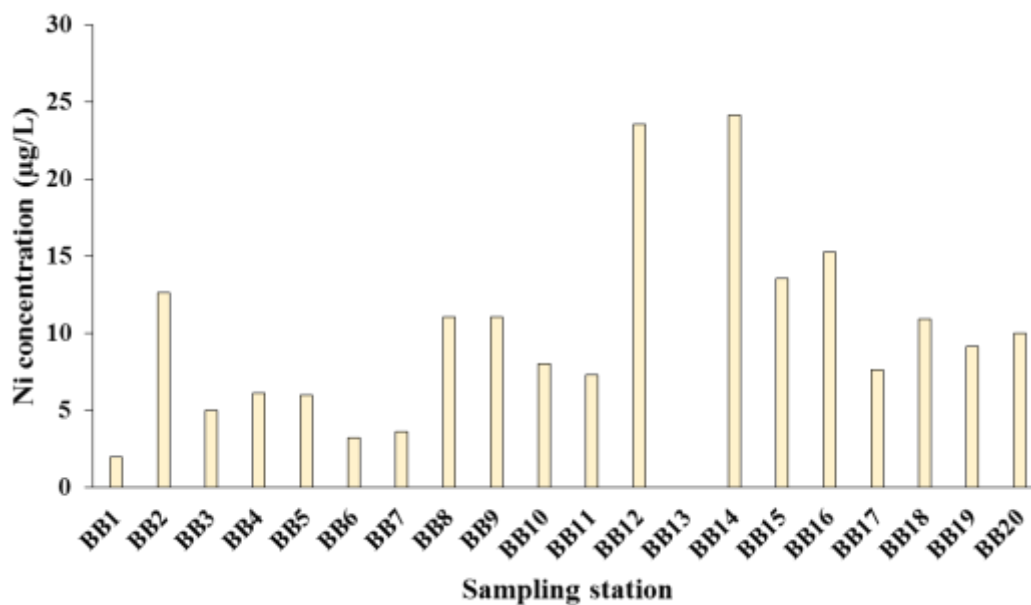


شکل ۴-۶۹- نمودار Eh-pH مولیبدن در چاه‌های نمونه‌برداری بزمان

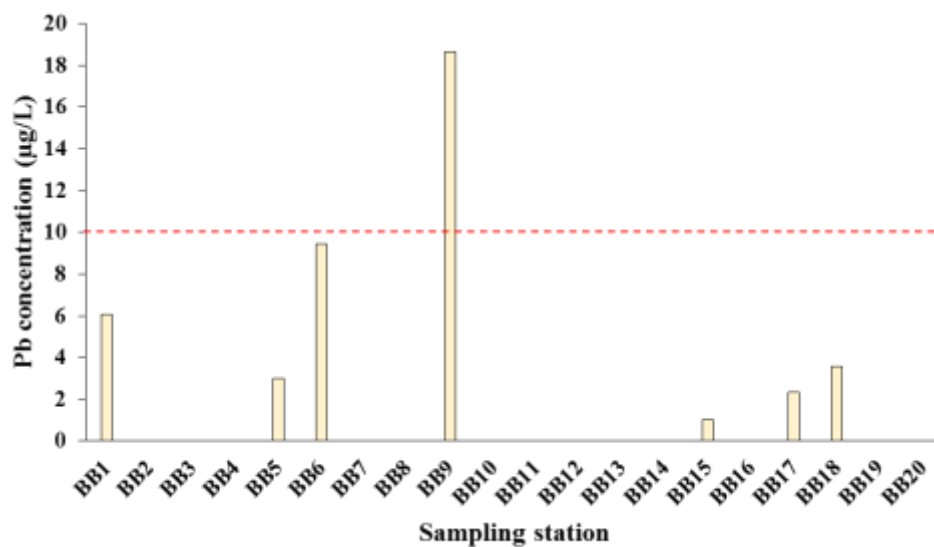
۴-۳-۵- نیکل

نیکل در محیط‌های خشکی تحرک کمی دارد و در محیط‌های آبی نیز برای مدت طولانی باقی نمی‌ماند، زیرا به راحتی توسط ذرات معلق و هیدروکسیدهای آهن و منگنز جذب شده و در فاز رسوب قرار می‌گیرد. میانگین غلظت نیکل در نمونه‌های آب برداشته شده در این مطالعه ۹/۵۶ میکروگرم در لیتر است. نتایج حاصل از مقایسه غلظت عنصر نیکل در نمونه‌های برداشت شده از محدوده مطالعاتی با استاندارد آب شرب، نشان می‌دهد که غلظت آن در تمام نمونه‌های برداشت شده کمتر از حد مجاز است (شکل ۴-۷۰). بیشینه غلظت نیکل در نمونه‌های آب (۲۴/۱۲ میکروگرم بر لیتر) در نمونه BB14 (شمال منطقه) مشاهده شد در حالی که کمینه غلظت نیز در همان

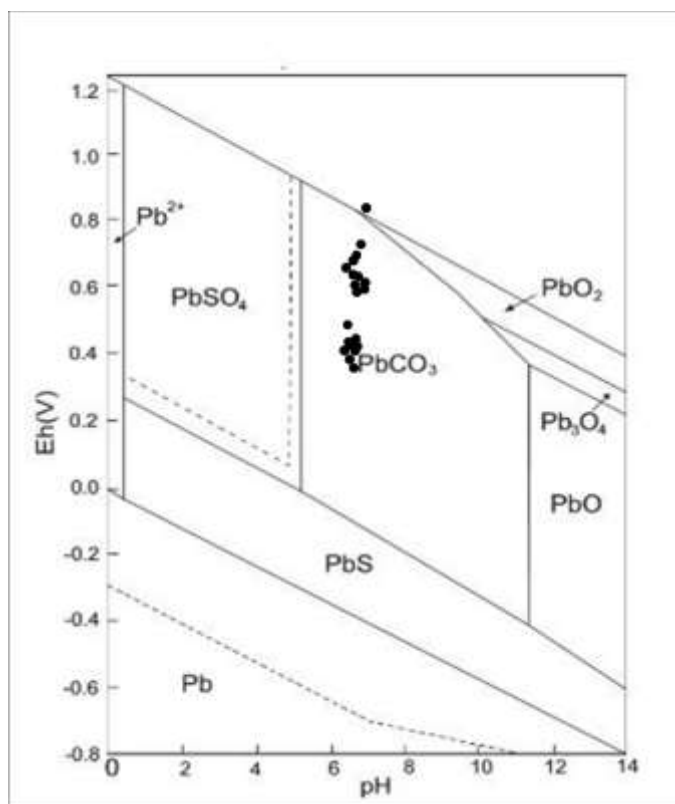
منطقه (منطقه پان ساره-BB13) اندازه‌گیری شد. نیکل در آب زیرزمینی بزمان به شکل گونه کاتیونی Ni^{2+} وجود دارد (شکل ۴-۷۱).



شکل ۴-۷۰- نمودار ستونی غلظت نیکل در نمونه‌های آب بزمان



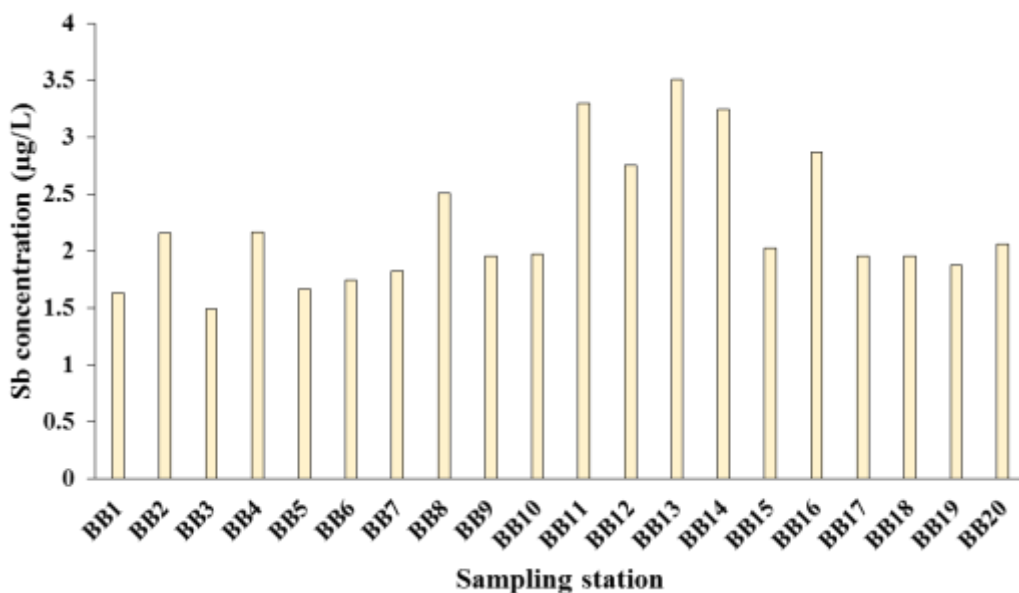
شکل ۴-۷۲- نمودار ستونی غلظت سرب در نمونه‌های آب بزمان



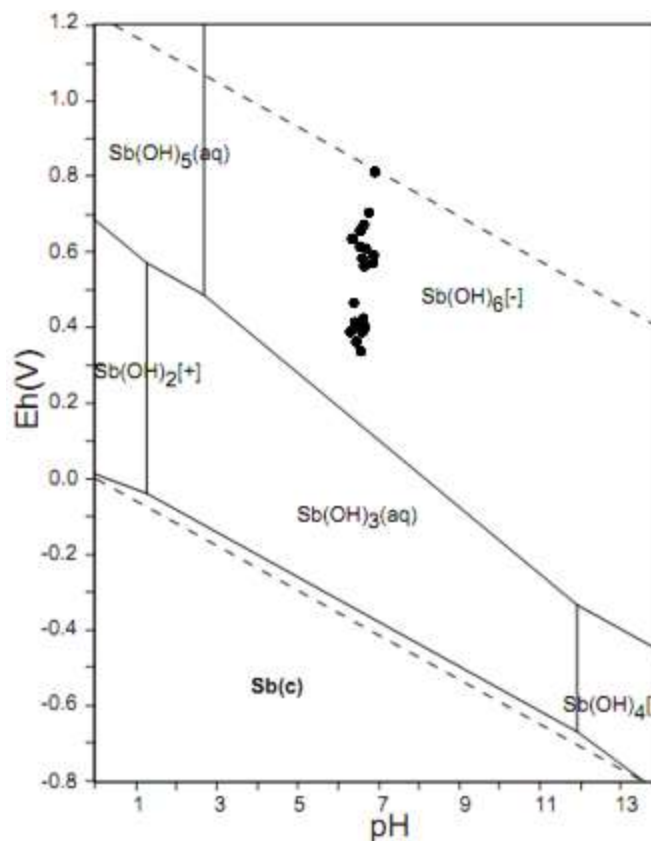
شکل ۴-۷۳- نمودار Eh-pH سرب در چاه‌های نمونه‌برداری بزمان

۷-۳-۴-۴- آنتیموان

با توجه به شکل ۷۴-۴ مقدار غلظت این عنصر در تمام نمونه‌ها کمتر از حد مجاز استاندارد می‌باشد. میانگین غلظت آنتیموان در آب زیرزمینی منطقه بزمان ۲/۲۴ میکروگرم بر لیتر بوده و بیشینه غلظت آن (۳/۵۱) میکروگرم بر لیتر) در محدوده پان ساره (نمونه BB13) مشاهده شد. نمودار Eh-pH آنتیموان در چاه‌های نمونه‌برداری در شکل ۷۵-۴ نشان می‌دهد گونه آنتیموان در این منطقه در آب‌های زیرزمینی Sb(OH)_6^- است.



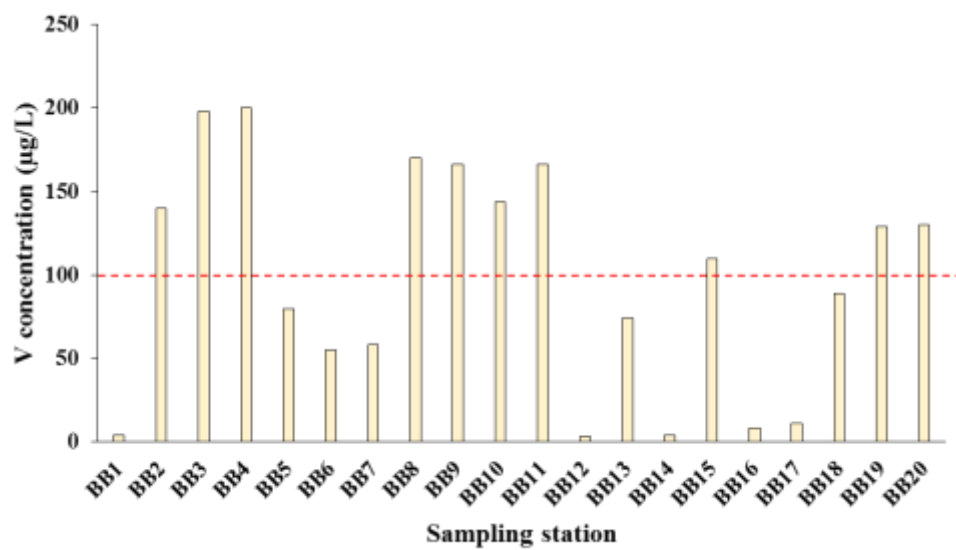
شکل ۷۴-۴- نمودار ستونی غلظت آنتیموان در نمونه‌های آب بزمان



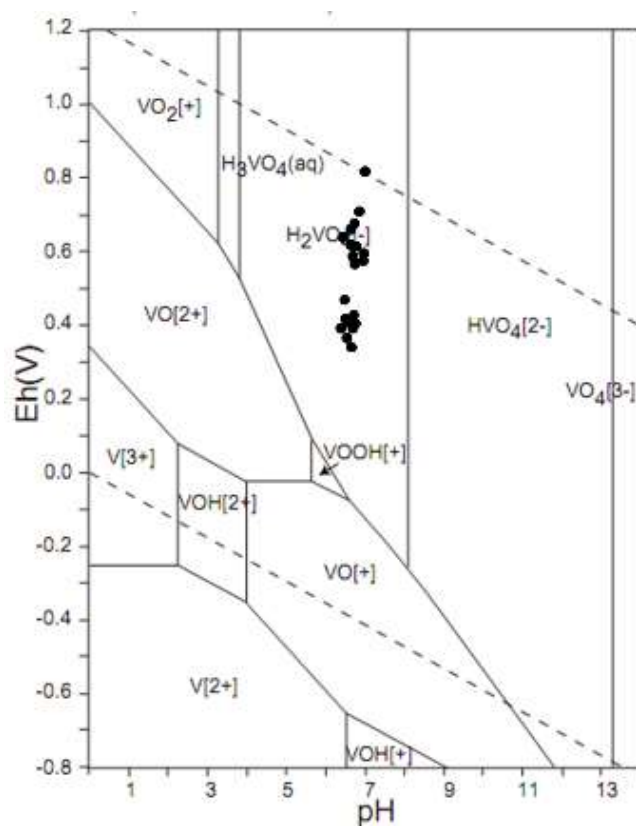
شکل ۴-۷۵- نمودار Eh-pH آنتیوان در چاه‌های نمونه‌برداری بزمان

۴-۳-۸- وانادیم

شیمی یون‌های وانادیم در محیط آبگین متغیر است و به شدت به عواملی چون واکنش‌دهنده‌ها و شرایط واکنش بستگی دارد. در آب‌های اکسیدی، وانادیم بیشتر به صورت VO_2 ، V_2O_5 ، VO^{2+} ، و H_2VO_4 وجود دارد. میانگین غلظت وانادیم در این مطالعه ۹۷/۰۴ میکروگرم در لیتر است. نتایج حاصل از مقایسه غلظت عنصر وانادیم در نمونه‌های برداشت شده از آب با استاندارد آب شرب، نشان می‌دهد که غلظت آن در ده ایستگاه نمونه‌برداری بیشتر است (شکل ۴-۷۶). بیشینه غلظت این عنصر ۲۰۰ میکروگرم در لیتر مربوط به ایستگاه BB4 (مرکز شهر بزمان) است. براساس نمودار Eh-pH، گونه غالب وانادیم در آب زیرزمینی بزمان گونه آنیونی $H_2VO_4^-$ است (شکل ۴-۷۷).



شکل ۴-۷۶- نمودار ستونی غلظت وانادیم در نمونه‌های آب بزمان



شکل ۴-۷۷- نمودار Eh-pH وانادیم در چاه‌های نمونه‌برداری بزمان

۴-۴-۴- تحلیل مؤلفه اصلی

در این مطالعه از روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی (PCA) به عنوان روش استخراج و از varimax rotation برای نمایش بهتر داده‌ها استفاده شد. برای تعیین مقدار فاکتورها از ویژه مقدار (eigenvalue) بزرگتر از ۱ برای نمایش بهتر داده‌ها استفاده شد. در این روش، منظور از کاهش متغیرها این است که پارامترها در قالب ۳ یا ۴ مؤلفه اصلی که هر مؤلفه حاوی چند متغیر است ارائه شوند. بارهای عاملی و اشتراک‌های مؤلفه‌ها برای غلظت فلزات در نمونه های آب در جدول ۴-۳۲ آورده شده است. نتایج نشان داد که بیش از ۸۳ درصد از واریانس کل توسط ۴ مؤلفه اصلی توضیح داده می‌شود. مؤلفه اول ۳۴/۳ درصد از کل واریانس را دربر می‌گیرد و شامل EC، TDS، کلر، سدیم، پتاسیم، کلسیم، بیکربنات و pH است. این همراهی در درجه اول نقش این یون‌ها در افزایش هدایت الکتریکی آب را نشان می‌دهند. همچنین همراهی pH در این مؤلفه به دلیل اثر یون‌های قلیایی در افزایش pH است. مؤلفه دوم با ۲۳/۱۵ درصد از واریانس کل شامل وانادیم، مولیبدن، آرسنیک و سولفات است. تمام این پارامترها در آب منطقه به شکل گونه‌های آنیونی وجود دارند و بار متوسط pH در این مؤلفه بیانگر تحریک پذیری بیشتر این گونه‌ها در شرایط قلیایی است. همراهی سولفات و آرسنیک می‌تواند نشان‌دهنده اکسایش سولفیدهای حاوی آرسنیک و آزاد سازی گوگرد به شکل سولفات و آرسنیک به شکل آرسنات در آب منطقه باشد. علاوه بر این، با توجه به غلظت گوگرد در چشمه‌های گرمابی منطقه، همراهی سولفات با عناصر این مؤلفه تا حدودی نقش اختلاط منابع هیدروترمال با آب زیرزمینی را در افزایش غلظت آرسنیک و سایر عناصر در آب نشان می‌دهد. همراهی آهن و منیزیم در مؤلفه سوم با توضیح ۱۵/۲۳ درصد از واریانس کل، منشا عمده این عناصر را انحلال سنگ‌های بازیک و اولترابازیک منطقه نشان می‌دهد. این دو عنصر به صورت محلول جامد در ساختار اولیوین قرار دارند. مؤلفه چهارم نیز تنها ۱۰/۹۴ درصد واریانس کل را شامل می‌شود و نیکل و آنتیموان قرار گرفته در این مؤلفه قابل تحلیل نیست.

جدول ۴-۳۲- نتایج تحلیل مؤلفه اصلی در نمونه‌های چاه‌های آب منطقه بزمان

	Component			
	1	2	3	4
EC	0.924	0.298	0.068	0.174
TDS	0.924	0.298	0.068	0.174
Cl	0.920	0.315	0.015	-0.055
Na	0.891	0.360	0.087	0.021
K	0.744	0.563	0.015	-0.030
Ca	0.642	-0.128	0.109	-0.529
HCO3	0.598	-0.037	0.233	0.077
pH	0.560	0.415	0.216	0.334
V	0.248	0.908	0.155	-0.017
Mo	0.482	0.835	0.145	-0.001
As	0.376	0.834	-0.029	-0.029
SO4	0.075	0.673	0.324	0.487
Mg	0.051	0.155	0.891	0.017
Fe	-0.115	0.219	0.874	-0.070
Ni	0.359	-0.146	0.082	0.824
Sb	-0.195	0.172	-0.496	0.605

۴-۴-۵- ارزیابی کیفیت آب زیر زمینی منطقه بزمان

۴-۴-۵-۱- سختی کل

جدول شماره ۴-۳۳ مقادیر سختی آب در ایستگاه‌های انتخابی و توصیفات مربوط به آن‌ها را ارائه می‌دهد. نتایج نشان‌دهنده سختی متوسط منابع آب زیرزمین منطقه بزمان در تمام بیش از نیمی از نمونه‌ها است. همچنین در ۸ ایستگاه نمونه‌برداری مقدار سختی بین ۵۰ تا ۱۵۰ میلی‌گرم بر لیتر محاسبه شد که بیانگر سختی پایین نمونه‌هاست. نمونه BB15 در جنوب شرق شهر بزمان نیز در رده بسیار سخت قرار می‌گیرد.

جدول ۴-۳۳- کیفیت نمونه‌های آب زیرزمینی بزمان بر اساس سختی کل

Sample	TH	Class	Sample	TH	Class
BB1	166.87	Medium hardness	BB11	151.55	Medium hardness
BB2	256.95	Medium hardness	BB12	147.99	Low hardness
BB3	250.67	Medium hardness	BB13	120.17	Low hardness
BB4	187.08	Medium hardness	BB14	131.53	Low hardness
BB5	146.25	Low hardness	BB15	317.75	Very hard
BB6	253.36	Medium hardness	BB16	120.51	Low hardness
BB7	149.68	Low hardness	BB17	169.62	Medium hardness
BB8	114.96	Low hardness	BB18	275.78	Medium hardness
BB9	137.12	Low hardness	BB19	214.68	Medium hardness
BB10	170.10	Medium hardness	BB20	214.16	Medium hardness

۴-۵-۲- درصد سدیم و خطر منیزیم

نمونه‌های آب در محدوده مطالعاتی از نظر درصد سدیم به منظور استفاده در کشاورزی به ترتیب در ۵ و ۱۵ ایستگاه در رده نسبتاً بد و بد قرار می‌گیرند (جدول ۴-۳). هیچ کدام از نمونه‌ها درصد سدیم کمتر از ۶۰ ندارند. به طور کلی آب زیرزمینی بزمان در مقایسه با منطقه تفتان از نظر درصد سدیم کیفیت کمتری دارد.

جدول ۴-۳۴- بررسی درصد سدیم (Na%) در منابع آبی منطقه بزمان

Sample	Na%	Class	Sample	Na%	Class
BB1	79.21	Relatively bad	BB11	87.79	Bad
BB2	92.56	Bad	BB12	80.85	Bad
BB3	85.29	Bad	BB13	83.25	Bad
BB4	88.96	Bad	BB14	82.33	Bad
BB5	87.43	Bad	BB15	91.66	Bad
BB6	74.96	Relatively bad	BB16	81.49	Bad
BB7	84.24	Bad	BB17	84.24	Bad
BB8	92.46	Bad	BB18	75.45	Relatively bad
BB9	91.07	Bad	BB19	78.44	Relatively bad
BB10	84.71	Bad	BB20	74.77	Relatively bad

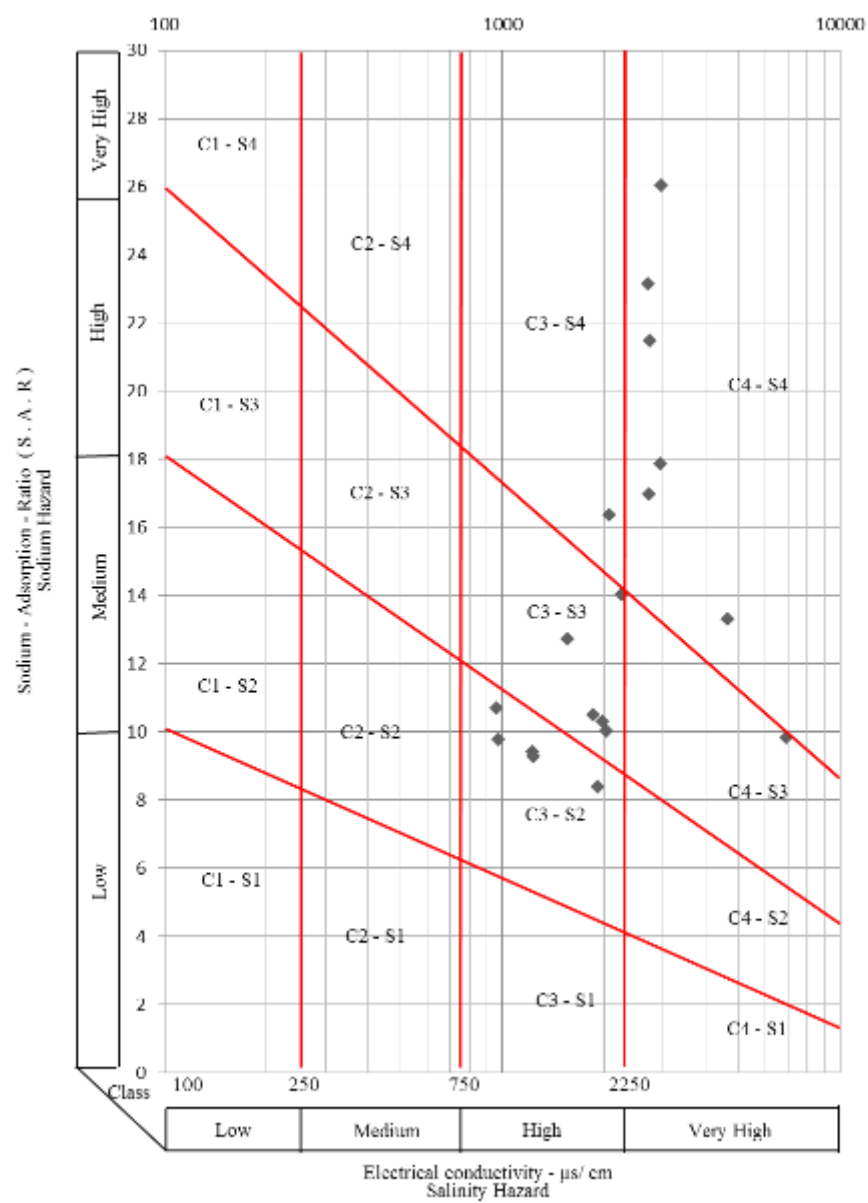
خطر منیزیم نیز در منابع آبی محدوده مطالعاتی محاسبه شده است (جدول ۴-۳۵). نتایج نشان می‌دهد که تمام نمونه‌های آب زیرزمینی منطقه بزمان در رده بدون خطر قرار می‌گیرند.

جدول ۴-۳۵- خطر منیزیم (MH) در منابع آب زیرزمینی محدوده بزمان

Sample	MH	Class	Sample	MH	Class
BB1	38.17	No danger	BB11	31.68	No danger
BB2	20.74	No danger	BB12	37.16	No danger
BB3	30.17	No danger	BB13	34.54	No danger
BB4	40.30	No danger	BB14	32.32	No danger
BB5	32.97	No danger	BB15	21.42	No danger
BB6	14.31	No danger	BB16	32.37	No danger
BB7	28.49	No danger	BB17	21.53	No danger
BB8	40.00	No danger	BB18	15.97	No danger
BB9	27.69	No danger	BB19	19.81	No danger
BB10	28.24	No danger	BB20	21.73	No danger

۴-۵-۳- نسبت جذب سدیم (SAR)

مقادیر نسبت جذب سدیم آب در مقابل EC (کلاس آب) جهت تعیین کیفیت آب کشاورزی در ایستگاه‌های انتخابی در شکل ۴-۷۸ ارائه شده است. نتایج نشان می‌دهد که کیفیت منابع آب از نظر کشاورزی در ۶ نمونه رده C3S2، در ۶ نمونه رده C3S3، در ۱ نمونه رده C4S3، در یک نمونه رده C3S4 و در ۶ نمونه رده C4S4 دارد. به طور کلی از بالادست به سمت خروجی حوضه به تدریج شوری و درصد جذب سدیم افزایش پیدا کرده و کیفیت آب کشاورزی کاهش می‌یابد.

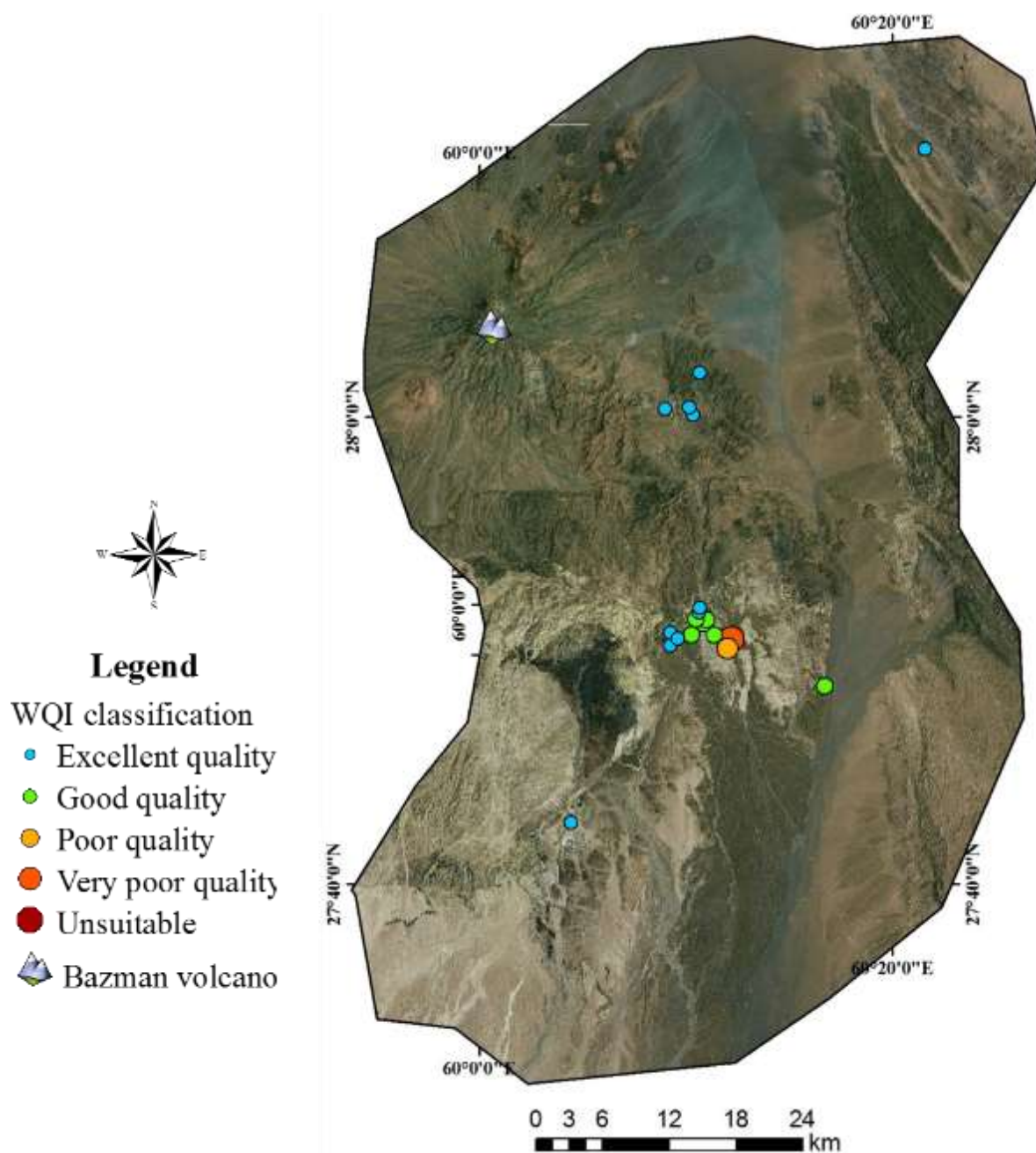


شکل ۴-۷۸- نمودار ویلکوکس نمونه‌های آب زیرزمینی محدوده بزمان

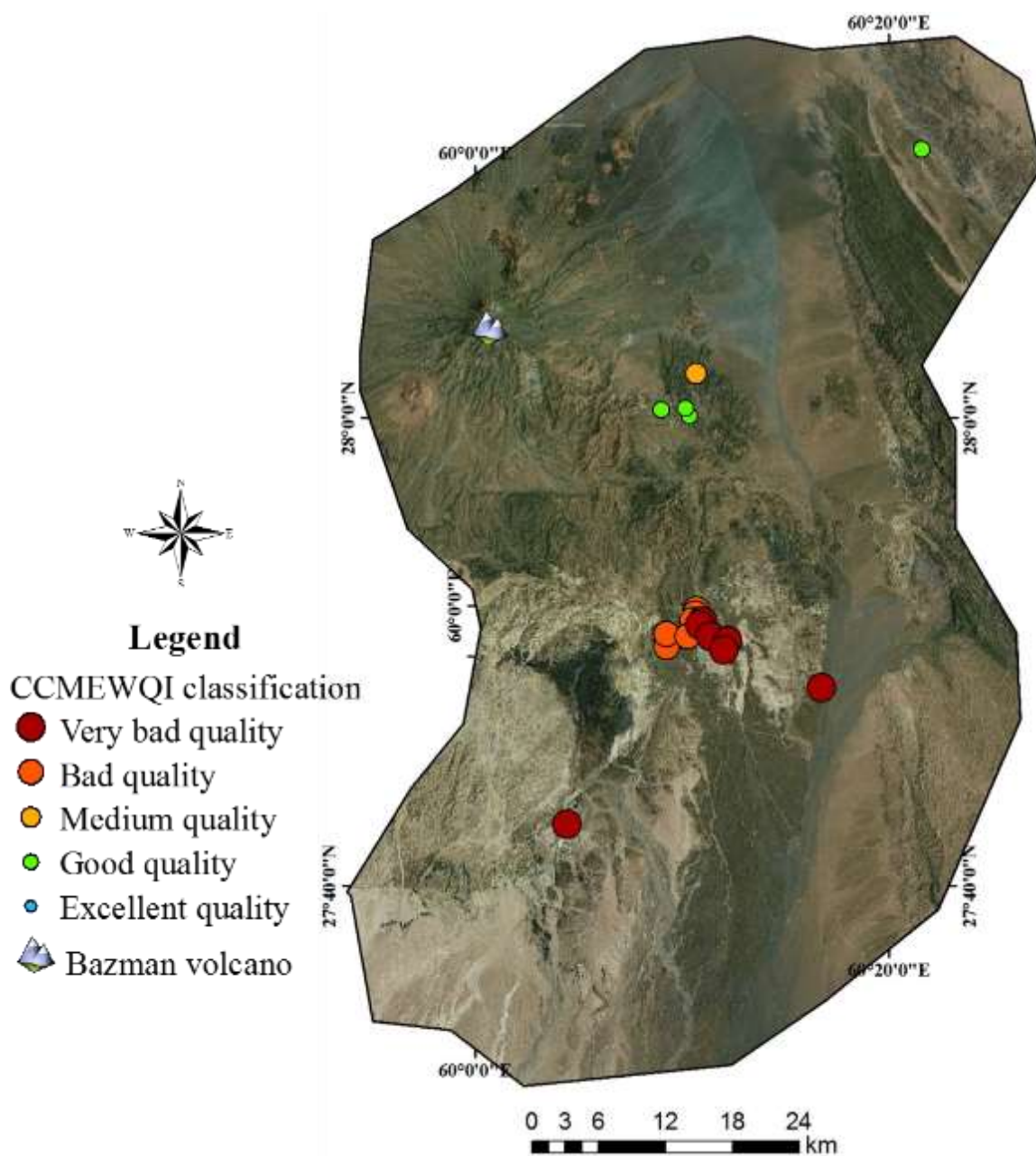
۴-۴-۵-۴- شاخص‌های کیفیت آب منطقه بزمان

شاخص کیفیت آب زیرزمینی منطقه تفتان با استفاده از ۷ پارامتر EC، کلسیم، منیزیم، سدیم، کلر، سولفات و سختی کل محاسبه و نتایج آن در شکل ۴-۷۹ به صورت نقشه پراکندگی ارائه شده است. بر اساس این شاخص، ۱۳/۸۳ درصد از نمونه‌ها کیفیت خوب، ۵۲/۷۷ درصد ایستگاه‌های نمونه‌برداری کیفیت کم، ۸/۴ درصد نمونه‌ها کیفیت بسیار کم داشته، و ۲۵ درصد نمونه‌ها نیز نامناسب برای مصرف تعیین شدند. همچنین هیچ کدام از نمونه‌های برداشته شده کیفیت عالی نشان ندادند. همان گونه که در شکل مشخص است نمونه‌های با کیفیت مناسب تر بیشتر در بخش‌های شمالی دشت و بالادست جریان آب زیرزمینی قرار دارند.

با توجه به اهمیت آرسنیک در منطقه به عنوان آلاینده اصلی، از این عنصر در کنار ۷ پارامتر فوق در محاسبه CCME-WQI استفاده شد (شکل ۴-۸۰). نتایج نشان داد با توجه به آلودگی آرسنیک در بیشتر ایستگاه‌های نمونه‌برداری، بیش از ۸۶ درصد از ایستگاه‌های نمونه‌برداری مقادیر شاخص کمتر از ۴۴ داشته و در رده کیفیت بسیار بد قرار می‌گیرند. همچنین ۸/۳ درصد از نمونه‌ها کیفیت بد داشته و هر یک دو نمونه در شمال دشت نیز کیفیت متوسط و خوب دارند.



شکل ۴-۷۹- نقشه توزیع شاخص کیفیت آب در آب زیرزمینی منطقه بزمان



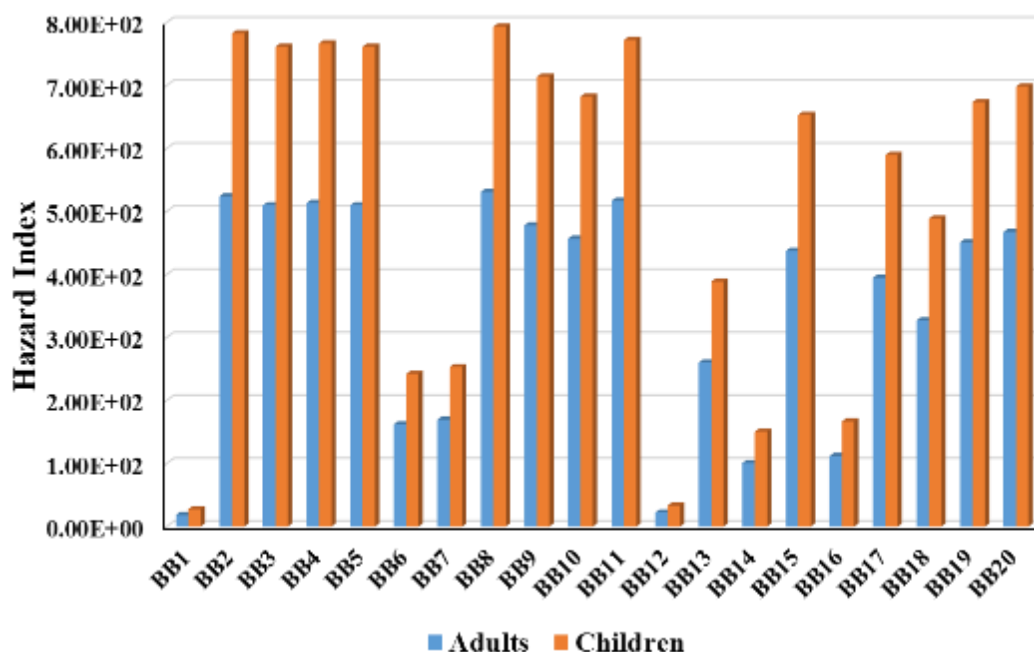
شکل ۴-۸۰- نقشه توزیع CCME-WQI در آب زیرزمینی منطقه بزمان

۴-۴-۵-۵- نسبت خطر (HQ) و شاخص خطر (HI):

در این مطالعه از مدل ارزیابی خطر ارائه شده توسط سازمان محیط زیست آمریکا برای فلزات سنگین استفاده شد (USEPA, 1989). با توجه به اینکه عنصر آرسنیک تنها عنصری است که در محدوده بزمان غلظت بالا و آلودگی شدید نشان داد، نتایج ارزیابی خطر برای این عنصر محاسبه شده و در جدول ۴-۳۶ آورده شده است. نتایج نشان می دهد که در معرض قرارگیری آرسنیک از طریق شرب در تمام ایستگاه های نمونه برداری و برای هر دو رده سنی کودکان و بزرگسالان، مصرف کنندگان را با خطر سلامت مواجه می سازد اما تماس پوستی خطری ایجاد نمی کند. نسبت خطر محاسبه شده در کودکان بیشتر از بزرگسالان است و در نتیجه شاخص خطر نیز در تمامی ایستگاه ها برای کودکان بیشتر از بزرگسالان است (شکل ۴-۸۱).

جدول ۴-۳۶- نتایج اندازه گیری نسبت خطر (HQ) از طریق بلع و تماس پوستی و شاخص خطر (HI) در کودکان و بزرگسالان

Sample	HQ (Adult)	HQ (children)	HQ (Adult)	HQ (children)	HI (Adult)	HI (children)
BB1	1.85E+01	2.76E+01	1.07E-03	3.15E-03	1.85E+01	2.76E+01
BB2	5.24E+02	7.83E+02	3.03E-02	8.95E-02	5.24E+02	7.83E+02
BB3	5.10E+02	7.62E+02	2.95E-02	8.70E-02	5.10E+02	7.62E+02
BB4	5.14E+02	7.67E+02	2.97E-02	8.76E-02	5.14E+02	7.67E+02
BB5	5.10E+02	7.62E+02	2.95E-02	8.70E-02	5.10E+02	7.62E+02
BB6	1.62E+02	2.42E+02	9.38E-03	2.77E-02	1.62E+02	2.42E+02
BB7	1.70E+02	2.53E+02	9.81E-03	2.89E-02	1.70E+02	2.53E+02
BB8	5.31E+02	7.93E+02	3.07E-02	9.07E-02	5.31E+02	7.93E+02
BB9	4.78E+02	7.14E+02	2.77E-02	8.16E-02	4.78E+02	7.14E+02
BB10	4.57E+02	6.82E+02	2.64E-02	7.80E-02	4.57E+02	6.82E+02
BB11	5.17E+02	7.72E+02	2.99E-02	8.82E-02	5.17E+02	7.72E+02
BB12	2.23E+01	3.34E+01	1.29E-03	3.81E-03	2.23E+01	3.34E+01
BB13	2.60E+02	3.89E+02	1.51E-02	4.44E-02	2.60E+02	3.89E+02
BB14	1.01E+02	1.51E+02	5.83E-03	1.72E-02	1.01E+02	1.51E+02
BB15	4.37E+02	6.53E+02	2.53E-02	7.46E-02	4.37E+02	6.53E+02
BB16	1.12E+02	1.67E+02	6.47E-03	1.91E-02	1.12E+02	1.67E+02
BB17	3.95E+02	5.90E+02	2.28E-02	6.74E-02	3.95E+02	5.90E+02
BB18	3.27E+02	4.89E+02	1.89E-02	5.59E-02	3.27E+02	4.89E+02
BB19	4.51E+02	6.74E+02	2.61E-02	7.70E-02	4.51E+02	6.74E+02
BB20	4.68E+02	6.98E+02	2.70E-02	7.98E-02	4.68E+02	6.98E+02



شکل - ۴-۸۱- نمودار ستونی میزان شاخص خطر آرسنیک در آب زیرزمینی منطقه بزمان

۴-۴-۶- نتایج مربوط به نمونه‌های آب چشمه‌های منطقه بزمان

۴-۴-۶-۱- هیدروشیمی چشمه‌های منطقه بزمان

پارامترهای فیزیکوشیمیایی، مقادیر عناصر اصلی و عناصر کمیاب چشمه‌های گرمابی و تنها نمونه آب سرد (نمونه چاه) در منطقه زمین‌گرمایی بزمان در جدول ۴-۳۷ ارائه شده است. چشمه‌ها براساس موقعیت مکانی به چهار گروه (A, B, C, D) تقسیم شدند که در جدول گروه‌بندی‌ها مشخص شده است. کاتیون‌های اصلی سدیم و کلسیم می‌باشند که غلظت آن‌ها به ترتیب ۱۴۶۰-۱۵۳ میلی‌گرم بر لیتر و ۶۶۲-۲۷ میلی‌گرم بر لیتر است. آنیون‌های اصلی Cl و HCO_3 هستند (به‌جز گرم‌ترین چشمه‌های B5, B6 مربوط به گروه C که آنیون‌های کلر و سولفات غالب هستند) که غلظت آن‌ها به ترتیب ۳۵۳۲-۱۸۹ و ۴۵۸-۴۵ میلی‌گرم بر لیتر است. مقادیر TDS نمونه‌های

آب گرم در حدود ۶۹۱۷-۷۷۸ میلی گرم بر لیتر می باشد. بیشترین دما در چشمه های آب گرم بزمان با دمای ۴۴ درجه سانتی گراد در گروه C اندازه گیری شد (آبگرم بزمان B5, B6). مقادیر pH خنثی تا کمی قلیایی (۶/۸-۸/۴) است که کمترین و بیشترین pH به ترتیب مربوط به چشمه های B4 و B13 است. مقدار میانگین Eh در چشمه های منطقه مورد مطالعه برابر ۴۷ میلی ولت بود. کمترین و بیشترین مقدار Eh به ترتیب مربوط به نمونه های B11 (گروه B) و B6 (گروه C) است. بیشترین مقدار SiO_2 ، ۸۳-۸۹ میلی گرم بر لیتر در چشمه های گروه A (B1, B2, B10) و کمترین غلظت آن ۲۰-۲۲ میلی گرم بر لیتر در چشمه های گروه D (B8, B9, B12) اندازه گیری شد. گرم ترین چشمه ها B5, B6 (آبگرم بزمان، گروه C) که در جنوبی ترین و کم ارتفاع ترین بخش منطقه تخلیه می شوند (660 m.a.s.l) به طور چشمگیری از نظر ترکیب شیمیایی متفاوت تر از سایر چشمه ها می باشند که بیشترین عناصر محلول و کمترین بیکربنات را دارند.

جدول ۴-۳۷- ترکیبات شیمیایی و ایزوتوپی چشمه‌های آب گرم بزمان، ترکیبات ایزوتوپی δD و $\delta^{18}O$ نسبت به V-SMOW و

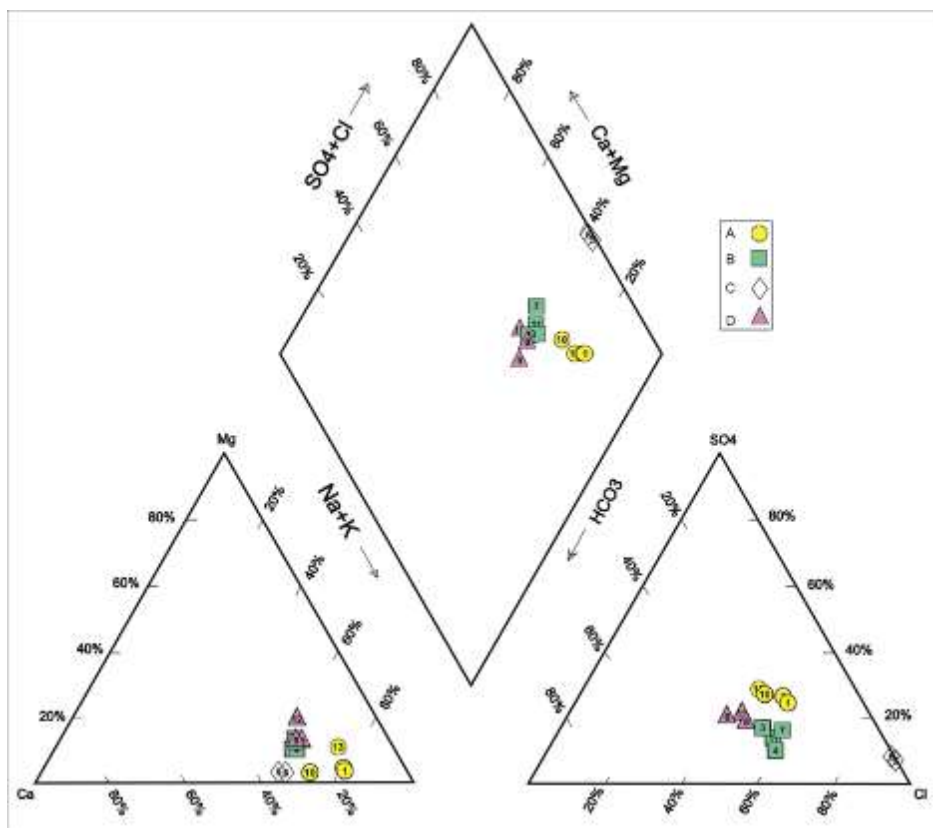
$\delta^{34}S-SO_4$ نسبت به V-CDT.

ID	B1	B2	B3	B4	B5	B6	B7	B8	B9	B10	B11	B12
Group	A	A	B	B	C	C	B	D	D	A	B	D
T°C	37.1	35.3	37.7	34.3	44.0	41.0	28.1	35.5	34.5	27.0	33.0	34.5
pH	7.16	7.14	6.97	6.8	7.92	8.4	7.62	7.15	7.45	7.38	6.97	7.23
EC (μS)	1032	1070	2063	2639	10583	11024	3087	1455	1329	2171	2536	1375
TDS (mg/L)	813	778	1707	1304	6848	6917	2180	846	1078	1467	1379	793
Eh	74.5	75	17.8	16.2	92.9	95.2	63	26	25.5	16.7	15.8	25.4
Major components (mg/L)												
HCO ₃	122	117	397	370	52	45	458	260	305	299	384	241
Cl	204	189	417	440	3337	3532	639	220	201	366	462	195
SO ₄	120	124	180	103	384	384	230	124	132	264	150	124
Ca	27	29	98	100	662	645	139	58	55	97	95	46
Mg	4.4	4.3	27	29	40	30	45	20	20	8.3	32	28
Na	155	161	277	285	1450	1460	356	178	175	310	283	153
K	11	10	17	18	30	30	38	4.3	4.4	15	18	5.3
B	8.0	6.2	7.7	7.3	17	20	7.5	7.2	6.7	6.3	7.5	6.2
F	0.55	0.42	*	*	0.73	0.69	*	*	0.37	0.38	*	*
SiO ₂	83	83	44	40	39	41	51	21	20	89	35	22
Trace elements ($\mu g/L$)												
Li	33	34	716	869	2707	2775	1018	130	138	62	887	140
Cs	1.4	1.2	19	21	160	164	4.5	1.3	1.1	0.58	23	0.40
Rb	30	30	89	100	289	296	166	8.9	8.4	36	105	5.5
Ba	8.1	12	25	27	154	161	118	25	26	27	30	29
Sr	170	160	1360	1450	14730	14510	23870	1310	1220	370	1510	1480
As	21.41	19.79	75.30	83.43	36	29.5	123.17	25.59	26.83	29.91	70.76	10.57
V	118	116	38.09	36.68	5	2	22.3	12.32	12.19	178	35.68	3.83
Se	11.07	11.73	5.18	5.54	93.2	87.2	1.96	5.94	5.57	7.07	5.68	0.08
Pb	4.25	4.49	0.28	1.23	65.4	71	0.7	0.07	0.15	3.14	0.84	1.28
Al	150	90	40	40	180	180	10	50	30	40	30	40
Fe	70	50	1	40	40	60	3	1	70	60	100	8
$\delta^{18}O$	-3.75	-3.15	-1.93	*	-2.26	-2.88	-2.38	*	*	*	*	*
δD	-24.9	-23.4	-19.6	*	-22.2	-21.9	-15.3	*	*	*	*	*
$\delta^{34}S-SO_4$	*	*	10.5	*	11.7	*	*	*	*	10.0	*	*
Na/K	206	197	196	198	132	131	238	140	142	180	199	160
SiO ₂	114	114	77	72	71	73	85	42	40	119	65	44

علامت * یعنی داده برای عنصر اندازه گیری نشده است.

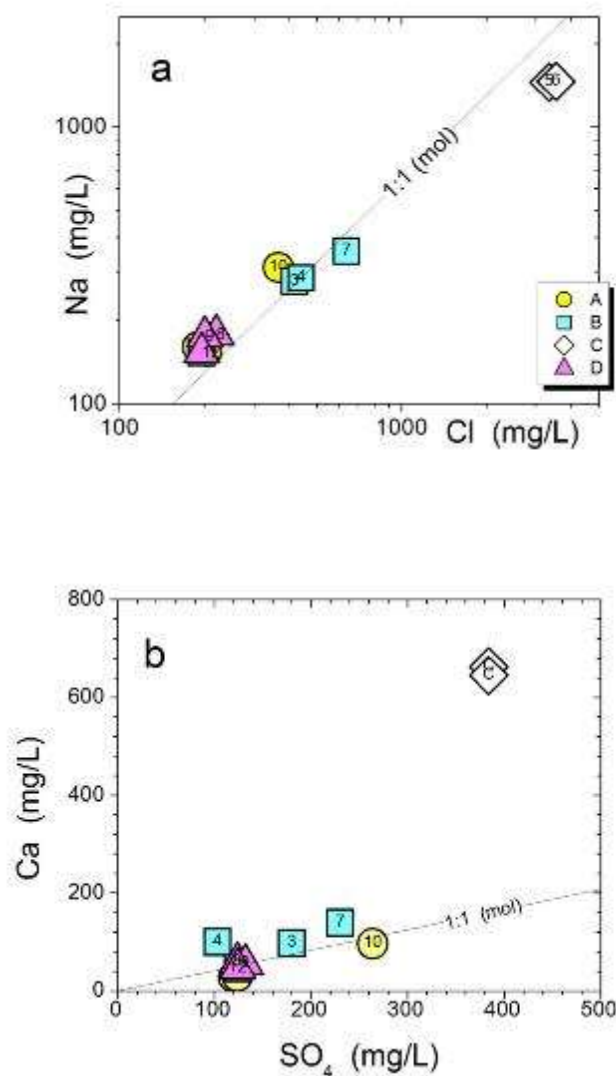
۴-۶-۲- تیپ و رخساره نمونه‌های آب

برای تعیین تیپ و رخساره نمونه‌های آب چشمه‌های گرمابی منطقه بزمان از نمودار پایپر (۱۹۴۴) استفاده شده است (شکل ۴-۸۲). نمودار پایپر ویژگی‌های غالب هیدروشیمیایی گروه‌های مختلف آب را در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد. براساس نمودار پایپر Na و Cl به ترتیب کاتیون و آنیون غالب برای همه نمونه‌های آب هستند و تیپ غالب آب‌های منطقه Na-Cl است. تیپ غالب Na-Cl می‌تواند نشان از تماس طولانی مدت آب با سنگ‌های اطراف باشد. همه نمونه‌های آب براساس گروه‌بندی (چهار گروه) دارای مشخصات جداگانه‌ای بودند و هرکدام تیپ خاصی داشتند. گروه‌های مختلف براساس نمودار پایپر منشأ مشترکی داشتند و تغییرات غلظت پایین در این چشمه‌ها (بجز گروه C) نشان می‌دهد که در طی صعود آب به سطح زمین با گذر از سنگ‌های با جنس مختلف، فرایندهای هیدروژئوشیمیایی مانند اختلاط با آب‌های زیرزمینی یا تبخیر و انحلال باعث این تغییرات کم در ترکیب آب چشمه‌های گرمابی شده است.



شکل ۴-۸۲- نمودار پایپر (Piper, 1944) برای چشمه های آب گرم منطقه زمین گرمایی بزمان

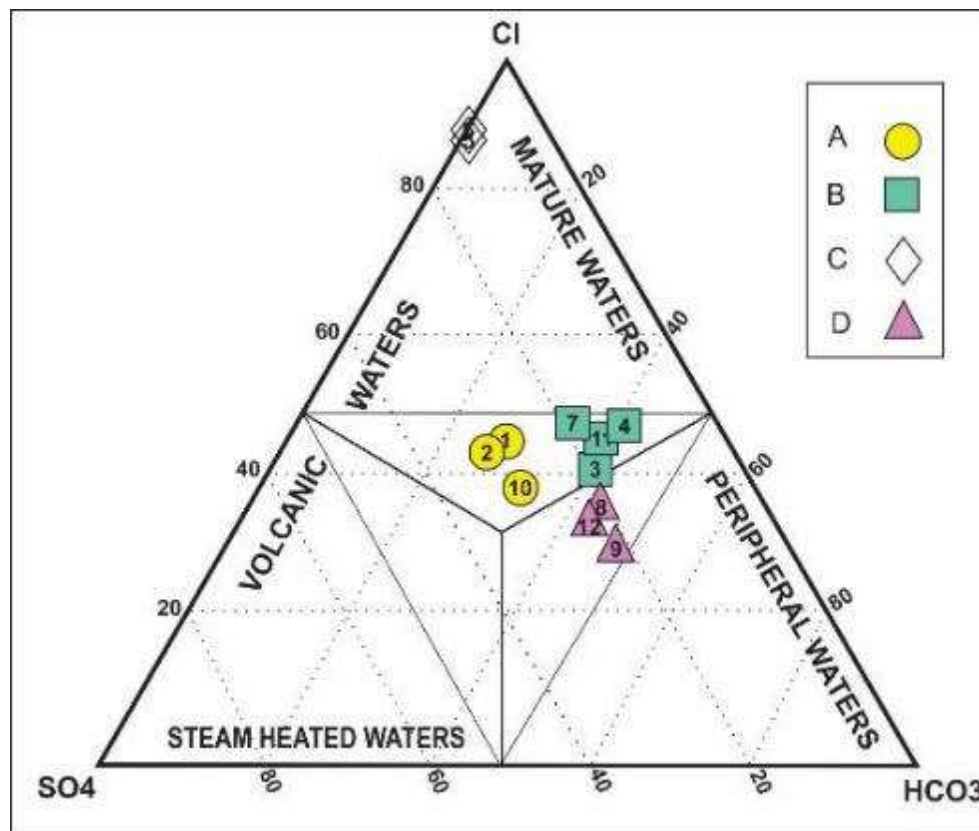
در نمودارهای شکل ۴-۸۳ غلظت کلسیم در مقابل سدیم و غلظت سولفات در مقابل کلسیم برای چهار گروه چشمه ها رسم شده است. اساس شوری همه چشمه ها محلول سدیم کلرید با مقادیر متغیر از آنیون ها و کاتیون های دیگر است (شکل ۴-۸۳ a). مقادیر $Ca^{2+} + Na^{+}$ در گرم ترین چشمه ها (B5, B6) با مقدار کلرید تقریباً در تعادل می باشد. سایر چشمه ها نزدیک به خط تعادل ۱:۱ ($Ca^{2+} + SO_4^{2-}$) هستند.



شکل ۴-۸۳- ارتباط بین Na و Cl (a)، Ca و SO₄ (b)

برای تعیین بلوغ چشمه ها و منشاء آب از نمودار مثلثی گیگنباخ (Cl-SO₄-HCO₃) سال ۱۹۹۱ استفاده شده است (شکل ۴-۸۴). بررسی این نمودار نشان می‌دهد که تمام چشمه‌های گرمابی به‌جز چشمه‌های گروه C (بالاترین دما و هدایت الکتریکی) که غلظت بیکربنات پایینی دارند، در قسمت مرکزی مثلث متمرکز شده‌اند. به‌جز چشمه‌های گروه C (B5, B6)، تمام آب‌های دیگر دارای مقادیر بالای بیکربنات هستند که بیشترین غلظت

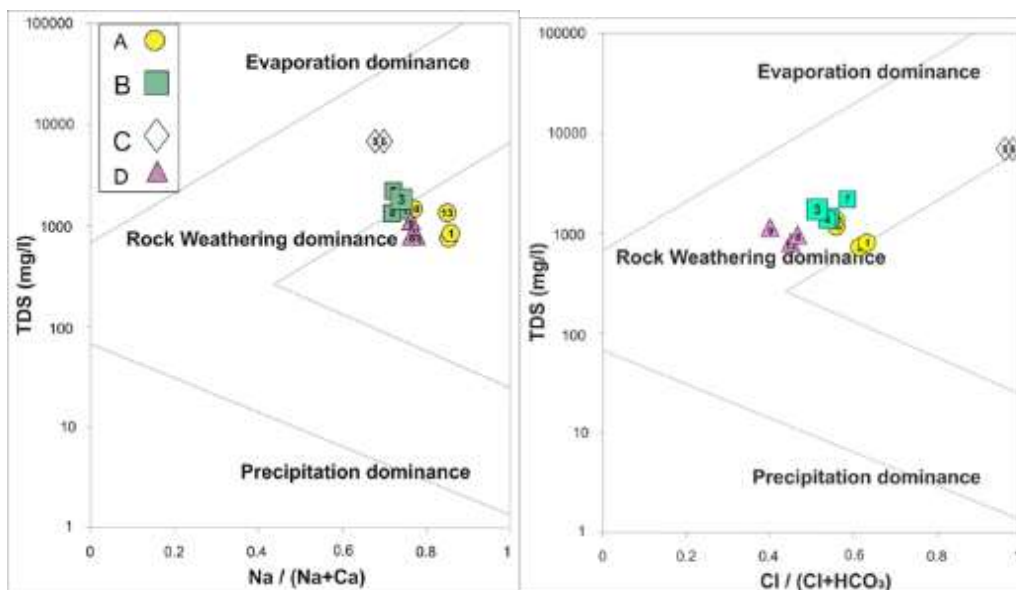
نزدیک به ۴۵۰ میلی گرم بر لیتر در چشمه‌های مربوط به گروه B (B3, B4, B7, B11) مشاهده شد. با این وجود هر یک از چشمه‌ها در نمودار سه‌گانه آنیون‌ها گروه خاص خود را تشکیل می‌دهند. گروه A و D در نمودار Na^- Ca-Cl با یکدیگر همپوشانی دارند (شکل ۴ a-۸۳) و مشابه با آن نسبت Ca/SO_4 در نمودار مثلثی آنیون‌ها می‌باشد (شکل ۴ b-۸۳). با این وجود چشمه‌های گروه D در مقایسه با گروه‌های A و B از نظر فاصله بسیار نزدیک‌تر به گروه C می‌باشند (شکل ۴-۸۴).



شکل ۴-۸۴- نمودار مثلثی $\text{Cl-SO}_4\text{-HCO}_3$

۴-۶-۳- تکامل ژئوشیمیایی آب‌های منطقه

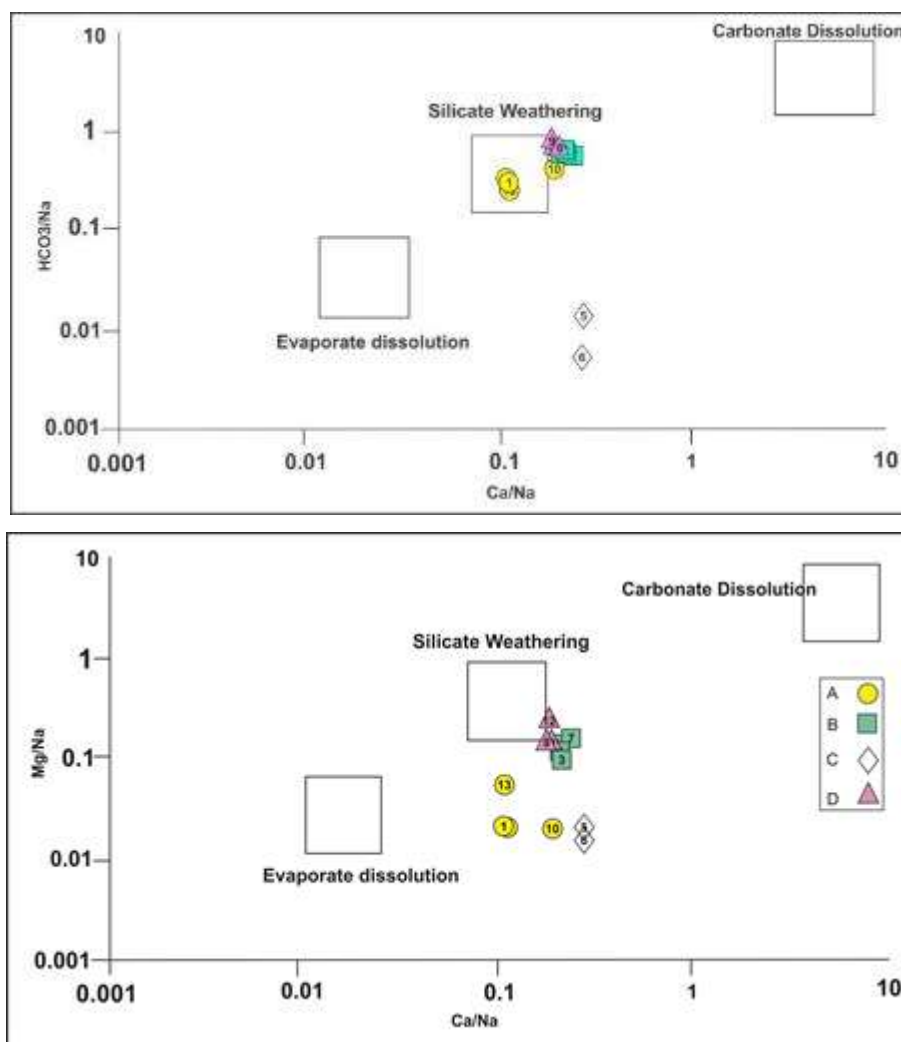
ترکیب شیمیایی آب‌های زیرزمینی اثر متقابل آب - سنگ و فرآیندهای شیمیایی را نشان می‌دهد. بنابراین، شیمی آب زیرزمینی می‌تواند برای شناسایی تعادل آب - سنگ و یا فرآیندهای شیمیایی استفاده شود. براین اساس، با استفاده از نمودار گیبس (Gibbs, 1970) می‌توان تعامل سنگ - آب را تشخیص داد که برای درک فرآیندهای هیدروشیمیایی و عوامل غالب کنترل‌کننده شیمی آب زیرزمینی ابزار بسیار مناسبی است. این نمودار سه مکانیسم مهم طبیعی شامل تبخیر، تعادل آب - سنگ و رسوب‌گذاری؛ که شیمی یون‌های اصلی آب‌های زیرزمینی را کنترل می‌کنند؛ توضیح می‌دهد. نمودار گیبس به‌طور گسترده در بسیاری از آب‌های زیرزمینی و سطحی مناطق دنیا به منظور عوامل اصلی کنترل شیمی آب مورد استفاده قرار گرفته است (Adimalla et al., 2018a ; Dişli, 2017; Adimalla and Venkatayogi, 2018; Narsimha and Sudarshan, 2017; Koffi et al., 2017; Li et al., 2016b). شکل ۴-۸۵ نشان می‌دهد که نمونه‌های آب چشمه‌های گرمابی بزمان در محدوده بین هوازدگی سنگ و تبخیر قرار می‌گیرند، که نشان دهنده تأثیر هوازدگی سنگ، واکنش آب - سنگ و انحلال و تبخیر بر شیمی آب این چشمه‌ها است.



شکل ۴-۸۵- نمودار (TDS vs. $\text{Na}/(\text{Na}+\text{Ca})$ و TDS vs. $\text{Cl}/(\text{Cl}+\text{HCO}_3)$) مکانیسم غالب بر شیمی آب‌های منطقه را نشان می‌دهد.

در مطالعات هیدروژئوشیمیایی از نمودارهای دو متغیره نرمالیزه سدیم کلسیم در برابر منیزیم و نرمالیزه سدیم بیکربنات در برابر کلسیم، برای تعیین سهم نسبی سه فرآیند اصلی هوازدگی سیلیکات، انحلال کربنات‌ها و انحلال تبخیری‌ها در غلظت یون‌های اصلی آب‌های زیرزمینی استفاده می‌شود (Gaillardet et al., 1999; Mukherjee and Fryar., 2008; Mukherjee et al., 2012). اگر غلظت یون‌های بی‌کربنات و سولفات از کلسیم و منیزیم بیشتر باشند، یعنی هوازدگی سیلیکات غالب است (Elango et al., 2003). براساس شکل ۴-۸۶ هوازدگی سیلیکات و انحلال تبخیری‌ها اصلی‌ترین فرآیند کنترل‌کننده ترکیب یون‌های اصلی آب است. غلظت کم Ca و Mg در نمونه‌ها (شکل ۴-۸۶-a)، می‌تواند نتیجه تشکیل کانی‌های ثانویه در سیستم زمین‌گرمایی با دمای پایین باشد (Morales et al., 2016). در یک شیب زمین‌گرمایی طبیعی، فرآیند هیدرولیز باعث کاهش واکنش منیزیم می‌شود، از این‌رو غلظت منیزیم در آب‌های زیرزمینی افزایش می‌یابد. علاوه‌براین، در سیستم‌های زمین‌گرمایی با شوری کم، غلظت Mg و نسبت Mg/Ca بسیار پایین است، این خصوصیات در سیستم‌های زمین‌گرمایی متداول

هستند، زیرا Ca و Mg در زمان تشکیل کانی‌های ثانویه (میکا، کائولینیت، مونت‌موریلینیت، کلریت و ایلیت) در فاز جامد حفظ می‌شوند (Ellis 1971; Bischoff and Seyfried 1978). شکل ۴-۸۶-b نشان می‌دهد که هوازدگی سیلیکات ممکن است منبع اصلی یون‌ها در نمونه‌های آب (به جز گروه C) باشد. نمونه‌های گروه C در بخش انحلال تبخیری‌ها قرار می‌گیرند که نشان می‌دهد به دلیل اینکه این آب‌ها در محدوده نیمه بالغ قرار دارند، متفاوت از بقیه چشمه‌ها باشند و یا ممکن است انحلال انیدریت و ژپس، شیمی این آب‌ها را تحت تأثیر قرار دهد.



شکل ۴-۸۶- نمودارهای دوتایی (HCO_3^- vs. Ca و Na-normalized Mg vs. Ca) برای ارزیابی هوازدگی کانی‌ها در

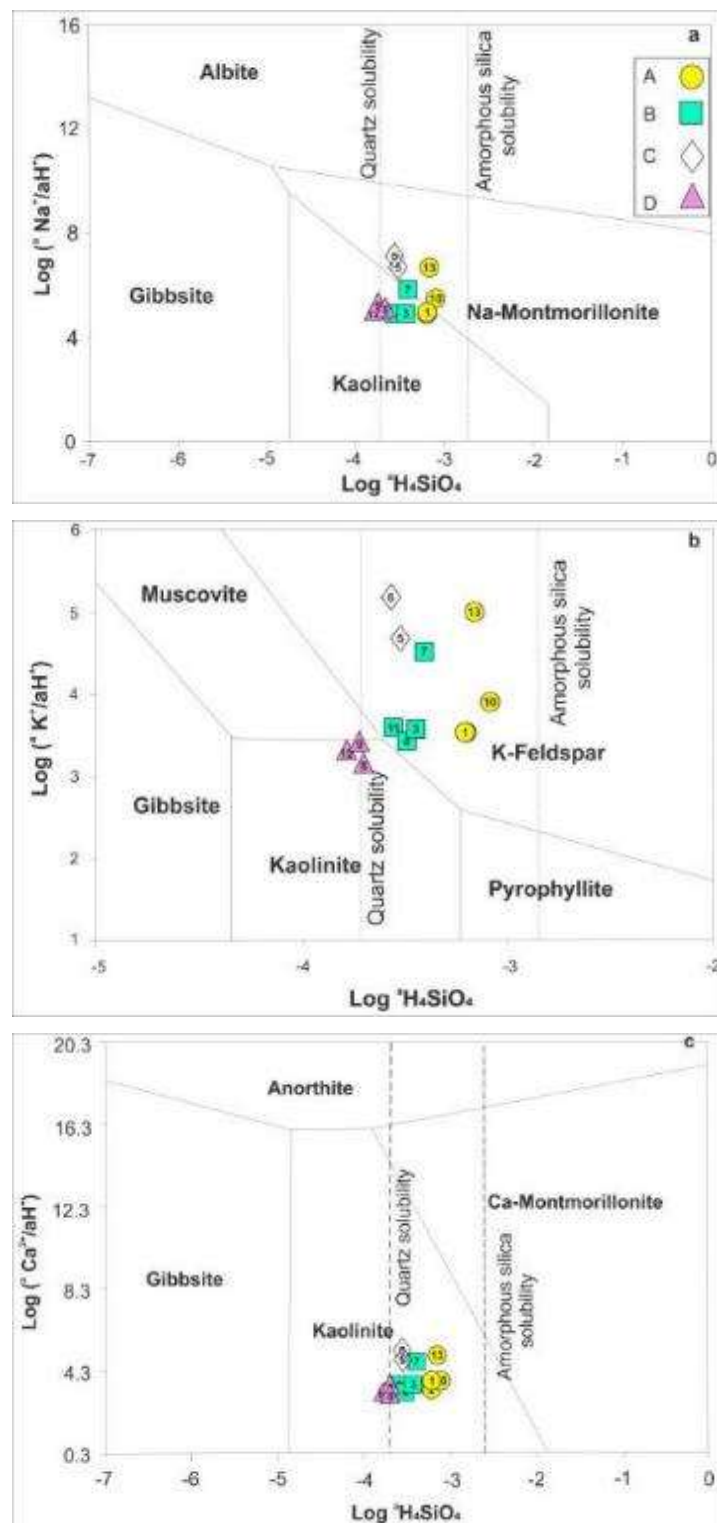
چشمه‌های بزمان

۴-۴-۶-۴- تفسیر ترمودینامیکی تعامل آب و سنگ

هوازدگی ژئوشیمیایی در اصل بستگی به ماهیت سنگ میزبان، میزان هوازدگی و شرایط آب و هوایی دارد (Mukherjee et al., 2009). تاردی (۱۹۷۱) اظهار داشت که بیشتر یون‌های موجود در آب با بستر گرانیته از هوازدگی K-فلدسپار، پلاژیوکلاز و بیوتیت سرچشمه می‌گیرند. کاتیون‌ها (به‌عنوان مثال K, Na و Ca) با تجزیه کانی‌های محلول در سیال آزاد می‌شوند و Al_2O_3 به‌وسیله تجزیه کانی‌های ثانویه به درون سیال آزاد می‌شوند این در حالی است که SiO_2 به‌وسیله هردو فرآیند وارد محلول می‌شود. بررسی زمین‌شناسی محدوده زمین گرمایی بزمان نشان می‌دهد که سنگ‌های گرانیته، گنایسی و تبخیری قسمت قابل توجهی از منطقه را در بر گرفته است. طبق مشاهدات گارلز (Garrels, 1967)، ترکیب آب مرتبط با سنگ‌های گرانیته در محدوده پایداری کائولینیت قرار می‌گیرد در حالی که ترکیب آب مرتبط با سنگ‌های بازیک در محدوده پایداری مونت‌موریلونیت قرار می‌گیرد. از نمودارهای اکتیویته (activity) برای تخمین دگرسانی کانی‌ها و تعادل کانی و سیال، ناشی از واکنش آب و سنگ در سفره‌های زیرزمینی استفاده می‌شود. در این تحقیق برای بررسی شرایط تعادلی سیلیکات‌ها در نمونه‌های آب گرم بزمان از نمودارهای $Na-H-SiO_2$, $K-H-SiO_2$, $Ca-H-SiO_2$ استفاده شده است. (شکل ۴-۸۷). نتایج نشان می‌دهد که نمونه‌های آب گرم بزمان در محدوده‌های کائولینیت و مونت‌موریلونیت سدیک (شکل ۴-۸۷-ا)، فلدسپار پتاسیک و کائولینیت (شکل ۴-۸۷-ب) و کائولینیت (شکل ۴-۸۷-ج) قرار می‌گیرند که این موضوع می‌تواند نشان‌دهنده اثر سنگ‌های آندزیتی در تشکیل کانی‌ها بر اثر هوازدگی است. در منطقه مورد مطالعه، فلدسپار پتاسیک، کوارتز، پلاژیوکلاز، میکا و آمفیبول کانی‌های اصلی هستند و به‌دلیل واکنش آب و سنگ، این سیلیکات‌ها هوازده شده و فلدسپار سدیک و کائولینیت به وجود می‌آیند. برخی از واکنش‌ها در سیلیکات‌ها (پلاژیوکلازها، K-فلدسپارها) دارای انحلال نامتجانس در تشکیل مونت‌موریلونیت و کائولینیت هستند. غلظت Na و HCO_3 در برخی از آب‌های گرمایی نیز با فرآیندهای تبادل با سیلیکات‌های موجود در سنگ‌ها برای تشکیل رس‌ها کنترل می‌شود (Gemici and Tarcin 2002). شکل ۴-۸۷-ا نشان می‌دهد که چشمه‌های گروه A و C

در محدوده مونت‌موریولینت سدیک قرار دارند و برخی چشمه‌ها دیگر نزدیک به خط بین مونت‌موریولینت سدیک و کائولینیت قرار دارند که می‌تواند نشان‌دهنده این باشد که تبادل کاتیونی بر روی شیمی آب چشمه‌های بزمان تاثیرگذار است.

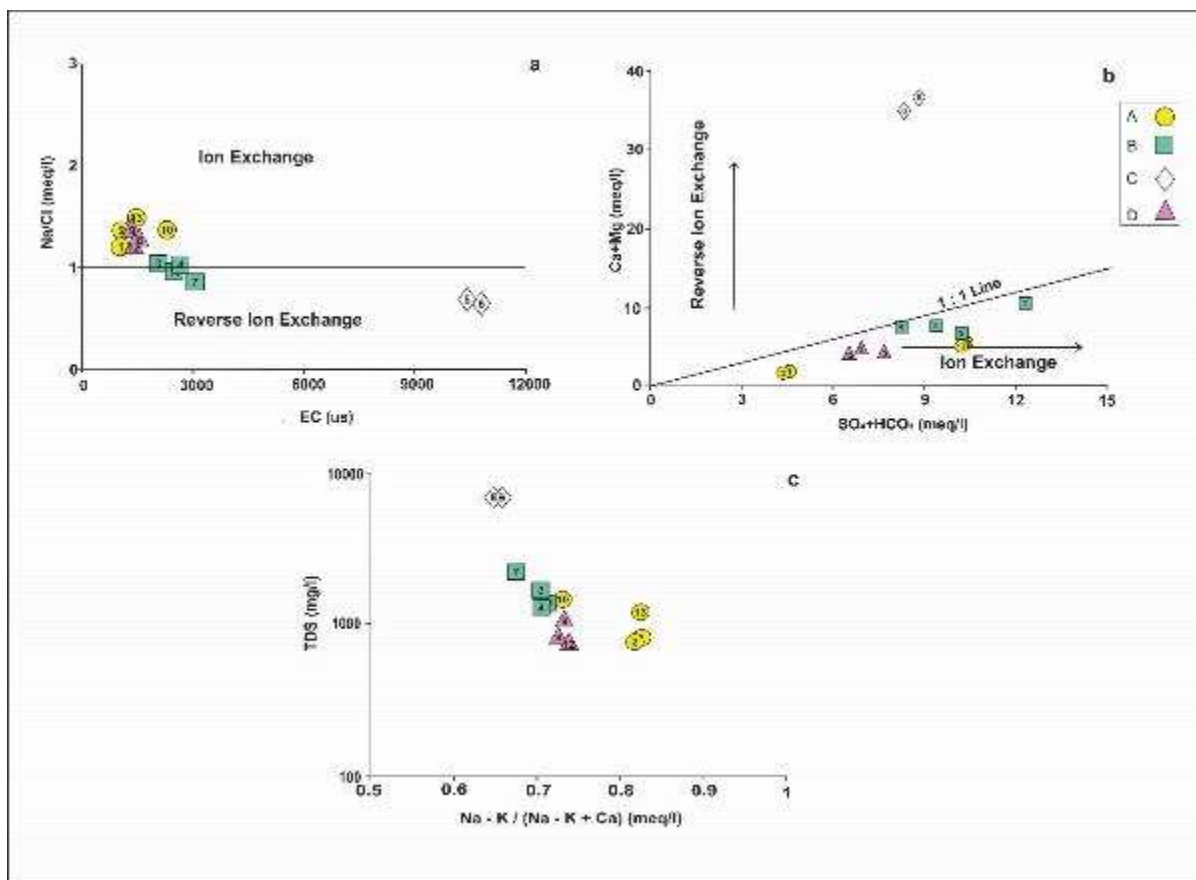
محاسبه شاخص اشباع با استفاده نرم افزار PHREEQC نشان داد که تمام نمونه‌های آب گرم بزمان نسبت به کائولینیت، فوق اشباع هستند. بنابراین نتایج بدست آمده از نمودارهای اکتیویته و محاسبه شاخص اشباع برای کائولینیت تایید کننده همدیگر هستند.



شکل ۴-۸۷- دیاگرام‌های پایداری $(\text{Na}^+ - \text{H}^+ - \text{SiO}_2)$ ، $(\text{K}^+ - \text{H}^+ - \text{SiO}_2)$ و برای آب‌های گرم بزمان

۴-۶-۵- تبادل یونی

تبادل یونی نوعی پدیده جذب / واجذب است. کانی‌های رسی رایج‌ترین تبادلگرهای یونی در سامانه خاکی و آبخوان‌ها هستند. کاتیون‌های موجود در خاک رس و آب‌های زیرزمینی تبادل یونی بیشتری نسبت به آنیون‌ها دارند. در این تحقیق از نمودارهای مختلف برای ارزیابی فرایندهای تبادل یونی و تبادل یونی معکوس در چشمه‌ها استفاده شده است (شکل ۴-۸۸). در شکل a ۴-۸۸، نمودار Na/Cl در مقابل EC برای چشمه‌های آب گرم منطقه بزمان، تقریباً برای همه نمونه‌ها (به‌جز گروه C و چشمه B7) نسبت Na/Cl بیش از ۱ است، که نشان می‌دهد اگرچه شوری سیال می‌تواند مربوط به انحلال هالیت باشد، اما تبادل یونی هم ممکن است شیمی آب را تحت تأثیر قرار دهد. براساس نمودار دوتایی $\text{Ca} + \text{Mg}$ در مقابل $\text{HCO}_3 + \text{SO}_4$ (شکل b ۴-۸۸) خط ۱:۱ نشان‌دهنده انحلال کلسیت، دولومیت و ژیپس است. در حالی‌که، نمونه‌های قرار گرفته شده در بالا و پایین خط ۱:۱ به‌ترتیب تحت تأثیر فرآیند تبادل یونی معکوس و تبادل یونی قرار دارند. رابطه ضعیف بین عناصر قلیایی ($\text{Ca} + \text{Mg}$) و $\text{HCO}_3 + \text{SO}_4$ شواهد دیگری را برای فرآیند تبادل یونی در آب‌های بزمان فراهم می‌کند (شکل b ۴-۸۸). زمانی که مقادیر $\text{HCO}_3 + \text{SO}_4$ کمتر از ۵ میلی‌اکی‌والان بر لیتر باشند و نمونه‌ها بر روی خط ۱:۱ قرار گیرند نشان می‌دهد که انحلال کلسیت و دولومیت شیمی آب را تحت تأثیر قرار می‌دهد (Kalantary et al., 2007). نمونه‌های آب بزمان (به‌جز گروه C) زیر خط ۱:۱ قرار دارند و مقادیر $\text{HCO}_3 + \text{SO}_4$ برای همه نمونه‌ها بیشتر از ۵ میلی‌اکی‌والان بر لیتر است که بیانگر تبادل یونی و یا ممکن است انحلال ژیپس باشد. این نتایج همچنین توسط نمودار TDS در مقابل $(\text{Na} - \text{K} / \text{Na} - \text{K} + \text{Ca})$ (شکل c ۴-۸۸) تأیید می‌شود، که در آن تمایل بیشتر چشمه‌ها (به‌جز گروه C) به سمت ۱ بر روی خط $(\text{Na} - \text{K} / \text{Na} - \text{K} + \text{Ca})$ با افزایش TDS وجود دارد.



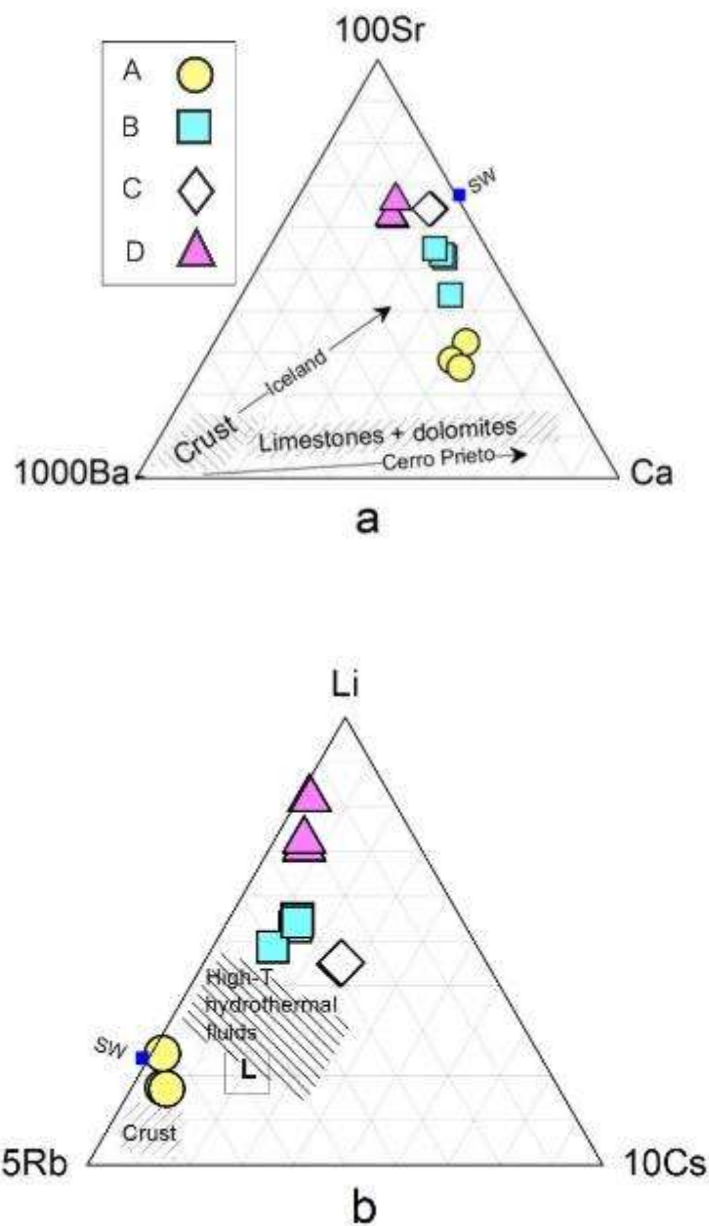
شکل ۴-۸۸- نمودارهای ترکیبی چند متغیره غلظت یون‌ها برای چشمه‌های گرمابی بزمان

۴-۴-۶-۶- عناصر کمیاب

غلظت عناصر Cs و Rb ، Li ، Ba ، Sr چشمه‌های گرمابی منطقه بزمان در جدول ۴-۲۷ ارائه شده است. برخی از محققان با استفاده از غلظت این عناصر تلاش نموده‌اند، منشأ و شرایط تشکیل چشمه‌های سرد طبیعی و آب گرم را مشخص کنند (Goguel, 1983; Giggenbach, 1991; Arsanova, 1974; Peiffer et al., 2011). مشکل اصلی استفاده از این عناصر در منابع آب زیر زمینی، تغییرات زیاد غلظت این عناصر در هر نوع سنگ میزبان است که تفسیر عناصر کمیاب را دشوار می‌نماید. به‌عنوان مثال، نسبت غلظت Ba/Sr در انواع مختلف سنگ آهک و براساس مشخصات تکتونیکی آنها می‌تواند تا چهار مرتبه بزرگتر باشد (Zhang et al., 2017). نمونه‌های چشمه‌های آب

گرم بزمان بر روی نمودار مثلثی Ca-Sr-Ba ترسیم شده است (شکل a ۴-۸۹). بررسی چهار گروه چشمه های بزمان بر روی این نمودار نشان می دهد از میانگین پوسته زمین (Wedepohl, 1995) و متوسط سنگ آهک و دولومیت (Zhang et al., 2017; Frondini et al., 2014; Abedini and Calagari, 2015) فاصله دارند. تحقیقات صورت گرفته در مناطق مختلف زمین گرمایی دو روند برای سیالات گرمایی با درجه حرارت بالا را نشان می دهد که شامل آبخوان های بازالتی با دمای ۲۹۰-۲۵۰ درجه سانتی گراد در ایسلند (Arnorsson et al., 2008) و آبخوان های رسوبی مکزیک با درجه حرارت بالاتر از 340°C درجه سانتی گراد و مرتبط با سیستم زمین گرمایی Cerro Prieto است (Taran and Inguagiato 2019 منتشر نشده). نسبت Ca / Sr در هر دو منطقه دما بالا (آبخوان های بازالتی در ایسلند و سفره های رسوبی Cerro Prieto) روندهای ثابتی برای نسبت Ca / Sr را نشان داد، درحالی که غلظت Ba در محدوده های مختلف متغیر است. مقایسه آب های گرم منطقه زمین گرمایی بزمان، نشان دهنده روندها و نسبت های متفاوت غلظت Ca / Sr و نسبت های مشابه Ca / Ba است.

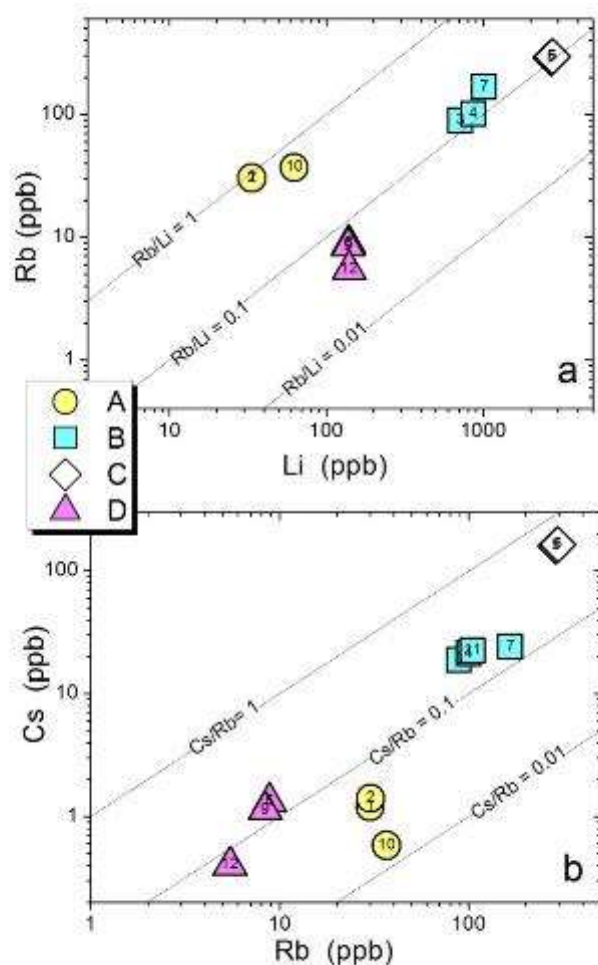
در نمودار مثلثی (شکل b ۴-۸۹)، چشمه های آب گرم بزمان براساس مقادیر لیتیم، استرانسیم و سزیم ترسیم شده اند. بررسی این نمودار نشان می دهد که فلزات کمیاب قلیایی چشمه های بزمان دارای مقادیر متغیر و بسیار بالای Li / Rb هستند (۰/۲ تا ۱۶/۵). در این نمودار مناطق دارای آب های گرم با درجه حرارت بالا و نیز آب های با ترکیب متوسط سنگ های کربناتی (Turekian and Wedepohl, 1961) به عنوان مرجع نیز مشخص شده است. معمولاً، نسبت $\text{Li} : \text{Rb} : \text{Cs}$ در مناطق گرمایی مرتبط با حوضه های آتشفشانی در محدوده کوچکی متغیر است. به عنوان مثال، عناصر قلیایی نادر در آب های گرم کامچاتکا (Kamchatka)، به جز آب های سولفاته دما بالا و بخار زیاد، دارای نسبت وزنی $\text{Li} : \text{Rb} : \text{Cs}$ تقریباً به صورت ۱۰ : ۹ : ۱۰ هستند (Arsanova, 1974). چنین نسبت های مشابهی در آب های دما بالا در نیوزلند نیز رایج است (Goguel, 1983).



شکل ۴-۸۹ نمودار مثلثی (a) Ca-Sr-Ba و (b) Li-Rb-Cs

از روند تغییرات غلظت Rb/Li و Cs/Rb در چشمه‌های آب گرم می‌توان برای بررسی اختلاط آب‌ها در مسیر حرکت آب از عمق به سطح زمین استفاده نمود. تغییرات غلظت Rb/Li و Cs/Rb در چشمه‌های آب گرم منطقه

بزمان در نمودارهای لگاریتمی (شکل ۴-۹۰) ارائه شده است. بررسی این نمودارها نشان می‌دهد که فلزات کمیاب قلیایی چشمه‌های گرمابی منطقه دارای مقادیر متغیر و بسیار بالای Li/Rb و Cs/Rb هستند.

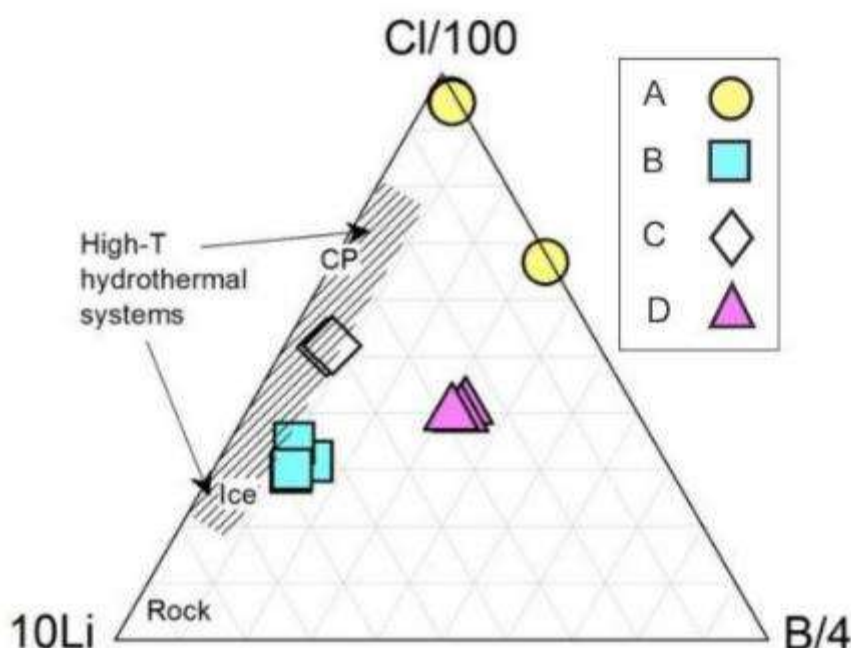


شکل ۴-۹۰- نمودار دوتایی آب‌های گرم منطقه بزمان، الف (Li vs. Rb) و ب (Cs vs. Rb)

همچنین چشمه‌های آب گرم بزمان بر روی نمودار سه‌گانه Cl-Li-B نیز نشان داده شده اند (شکل ۴-۹۱). در این تحقیق نمودار اصلی ارائه شده توسط Giggenbach (1991) را با جایگزینی Li به جای 10Li تغییر داده‌ایم.

در این نمودار ترکیب سیالات در سیستم‌های گرمایی دما بالا (چاه‌های با دمای بیشتر از ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد) با خط تیره نشان داده شده است و میانگین ترکیبات برای سیالات دما بالای ایسلند (Arnorsson et al., 2008) و Cerro-Prieto در مکزیک (داده‌ها منتشر نشده) به‌عنوان مرجع ترسیم شده‌اند.

تفسیر تغییرات ترکیبات عناصر نادر قلیایی و قلیایی خاکی در آب‌های گرم بزمان بر اساس نمودارهای اشاره شده در بالا بسیار دشوار است. این تغییرات می‌تواند به دلیل اختلاط آب با سنگ میزبان در طی صعود آب به سطح زمین و یا اختلاط آب‌های عمیق و کم‌عمق نزدیک به سطح باشد. مطالعات بیشتر با جزئیات دقیق‌تر از زمین‌شناسی اطراف ممکن است به حل این مشکل کمک کند.



شکل ۴-۹۱- نمودار مثلثی Cl-Li-B منطقه زمین گرمایی بزمان. Ice: سیستم زمین گرمایی ایسلند (Arnorsson et al., 2008)، CP: Cerro Prieto، مکزیک (منتشر نشده)

۴-۶-۷- زمین دماسنجی

یکی از کاربردهای استفاده از ترکیب شیمیایی آب‌های گرم، تخمین دمای سنگ مخزن است که در مطالعات تولید برق از انرژی زمین گرمایی اهمیت زیادی دارد. در این تحقیق با استفاده از زمین دماسنج‌های شیمیایی و شاخص اشباع کانی‌ها، دمای مخزن چشمه‌های آب گرم بزمان محاسبه شده است.

۴-۶-۷-۱- زمین دماسنج‌های شیمیایی

دمای آب‌های عمیق زمین گرمایی ممکن است به‌طور مستقیم با استفاده از یکی از زمین دماسنج‌های SiO_2 بدست آورده شود. زمین دماسنج SiO_2 براساس دو روش زیر محاسبه می‌شود:

(۱) حلالیت کوارتز (Fournier, 1977) $((t_{\text{SiO}_2}=1309/(5.19-\log\text{SiO}_2)-273)$

(۲) حلالیت کوارتز+کلسدونی (Giggenbach et al., 1983) $((t_{\text{SiO}_2}=1000/(4.5-\log\text{SiO}_2)-273)$

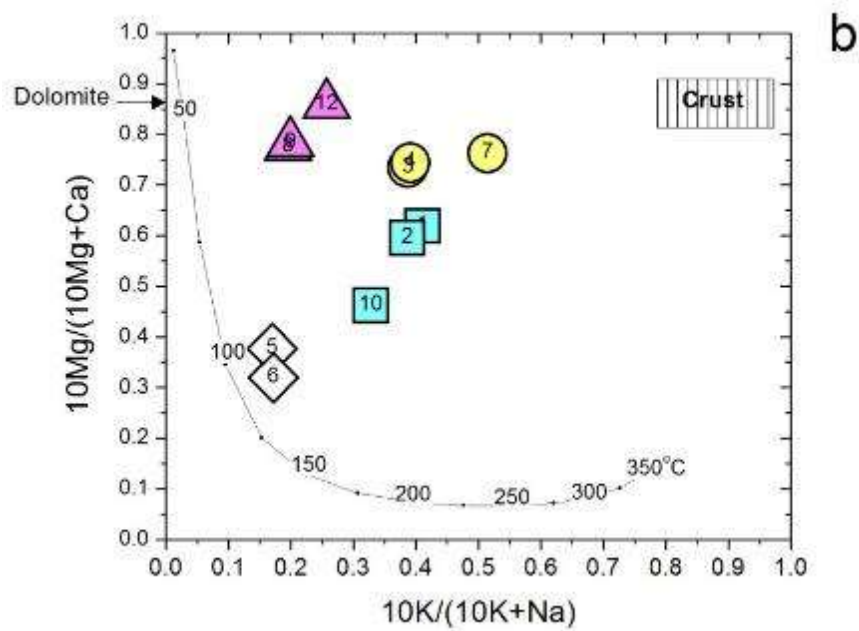
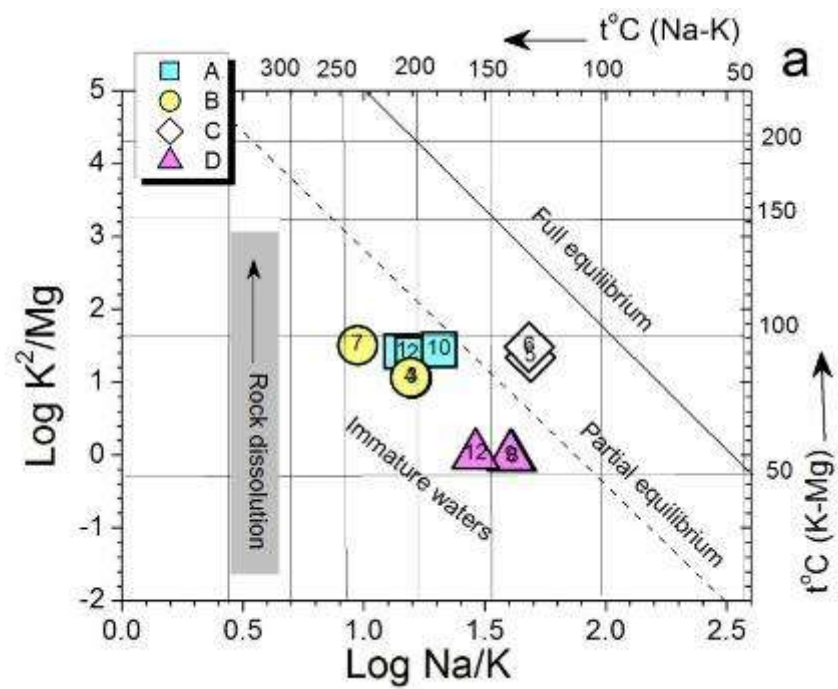
غلظت SiO_2 در آب‌های بزمان کم و در محدوده ۲۰ تا ۹۰ میلی گرم بر لیتر است. محاسبه دمای مخزن براساس براساس مقادیر SiO_2 دمای ۳۵ تا ۱۳۰ درجه سانتی‌گراد را در چشمه‌های آب گرم نشان می‌دهد (جدول ۴-۲۷). دمای تخمینی براساس SiO_2 (کوارتز محلول) برای چشمه‌های دما بالا (B5 و B6) چشمه‌های گروه C، ۹۲ درجه سانتیگراد است، و در صورت استفاده از روش گیگنباخ دمای این چشمه‌ها ۷۲ درجه سانتی‌گراد است (جدول ۴-۲۷). برای ارزیابی این نتایج باید توجه داشت که غلظت سیلیس به رقیق‌شدگی آن بستگی دارد که این کاهش غلظت ممکن است در طی تعادل مجدد به محض سرد شدن و یا رسوب SiO_2 در طی مسیر صعودی به سطح رخ داده باشد.

یکی دیگر از زمین دماسنج‌های شیمیایی مورد استفاده در تخمین دمای مخزن استفاده از زمین دماسنج Na/K است. این زمین دماسنج بیشتر برای آب‌های خنثی که از آبخوان تخلیه می‌شوند و دارای دگرسانی گرمایی مشترکی

هستند استفاده می شود. از مزیت‌های این زمین دماسنج حساسیت کمتر نسبت به رقیق شدگی، است. همچنین این نسبت به دلیل پایین بودن میزان واکنش سنگ با آب در سیستم Na-K؛ بسیار پایدار است (Giggenbach, 1988). نتایج بدست آمده از زمین دماسنج Na/K در جدول ۴-۲۷ دامنه دمای ۱۳۱ تا ۲۳۸ سانتی گراد (B6 و B7) را نشان می‌دهد.

بر اساس نسبت $\log K^2/Mg$ در مقابل $\log Na/K$ در نمودار لگاریتمی گیگنباخ (۱۹۸۸)، می‌توان وضعیت تعادل سنگ-سیال و بلوغ آب‌ها را ارزیابی کرد (شکل ۴-۹۲). لازم به ذکر است که شکل ۴-۹۲a، نمودار مثلی اصلاحی (Giggenbach, 1988) است که به صورت لگاریتمی در آمده است. بررسی این نمودار برای چشمه‌های آب گرم منطقه زمین گرمایی بزمان نشان می‌دهد که "بالغ‌ترین" آب‌ها، نمونه‌های B5 و B6 با بالاترین دما از گروه C هستند، که در قسمت "تعادل جزئی" قرار گرفته اند (شکل ۴-۹۲a). تمام چشمه‌های دیگر در محدوده "آب‌های نابالغ" هستند، به این معنی که آنها با دگرسانی گرمابی متوسط سنگ‌های پوسته در تعادل نیستند.

از نمودار $10mg/(10 Mg + Ca)$ در مقابل $10 K/(10 K + Na)$ (Giggenbach, 1988) نیز برای تخمین دمای مخزن و بلوغ آب‌های گرم استفاده می‌شود. بررسی نمونه‌های چشمه‌های گرمابی منطقه بزمان در تایید نمودار ۴-۹۲a نشان می‌دهد که چشمه‌های B5 و B6 نزدیک به خط تعادل قرار دادند که نشان دهنده نزدیک شدن به بلوغ است. نسبت Na/K در چشمه‌های B5 و B6 با دمای نزدیک به ۱۳۰ درجه سانتی‌گراد مطابقت دارد (شکل ۴b-۹۲) که به طور قابل توجهی بالاتر از دمای تخمینی با کوارتز (۹۲ درجه سانتی‌گراد) است، در حالی که دمای تعادل در سیستم‌های Na-K-Ca-Mg تقریباً برابر با ۱۱۰ درجه سانتی‌گراد است.



شکل ۴-۹۲- دیاگرام‌های a ($\text{Log K}^2/\text{Mg}$ vs. log Na/K) و b ($10\text{mg}/(10\text{ mg} + \text{Ca})$ vs. $10\text{ K}/(10\text{ k} + \text{Na})$)

۴-۶-۷-۲- زمین دماسنجی براساس شاخص های اشباع

از استفاده های مهم شاخص اشباع تخمین دمای مخزن با استفاده از کانی های مختلف در مناطق زمین گرمایی است.

شاخص های اشباع براساس فرمول زیر تعریف می شود:

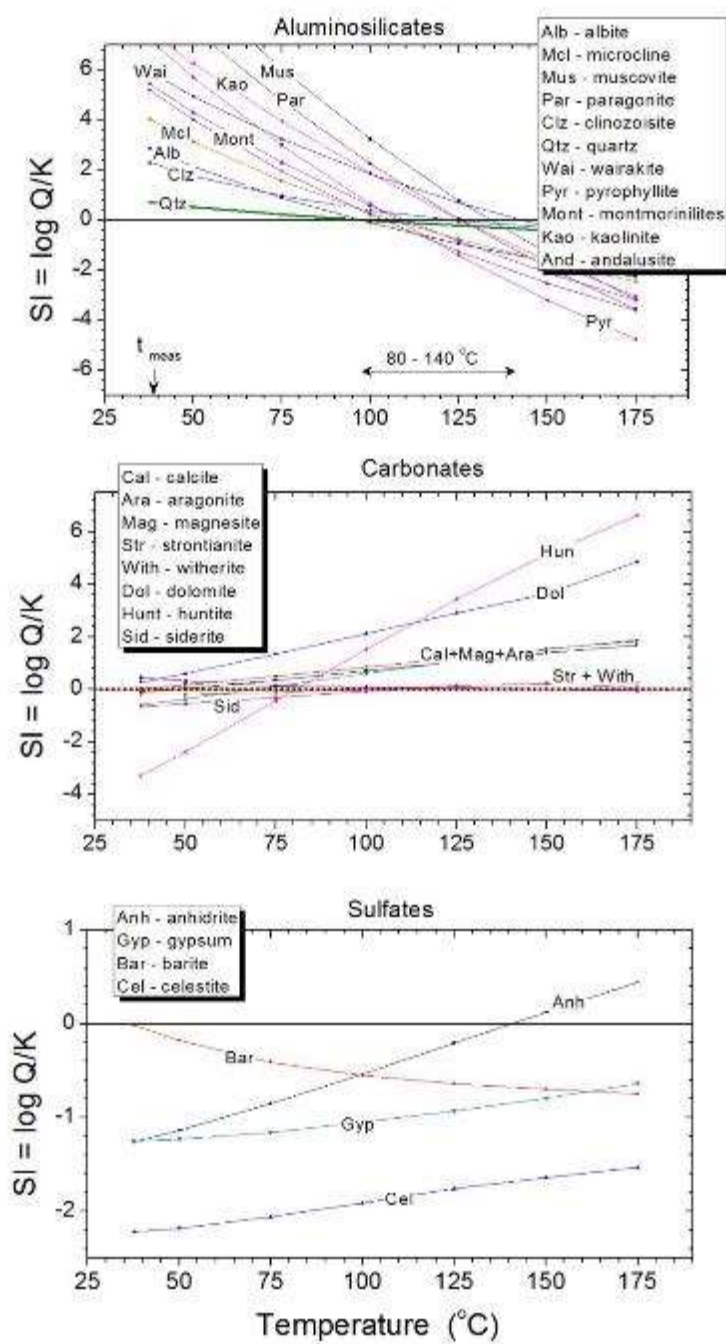
$$SI = \log Q / K$$

که Q حاصل انحلال یون از کانی به آب است و K مقدار نظری آن در دمای معین است (Reed and Spycher, 1984; Pang and Reed, 1998; Spycher et al., 2014). از کد کامپیوتری SOLVEQ (Reed and Spycher, 1984) با استفاده از داده های ترمودینامیک به روز شده پایه (Spycher et al., 2014) برای محاسبه شاخص های اشباع و دمای مرتبط به مجموعه ای از کانی های گرمایی استفاده شد.

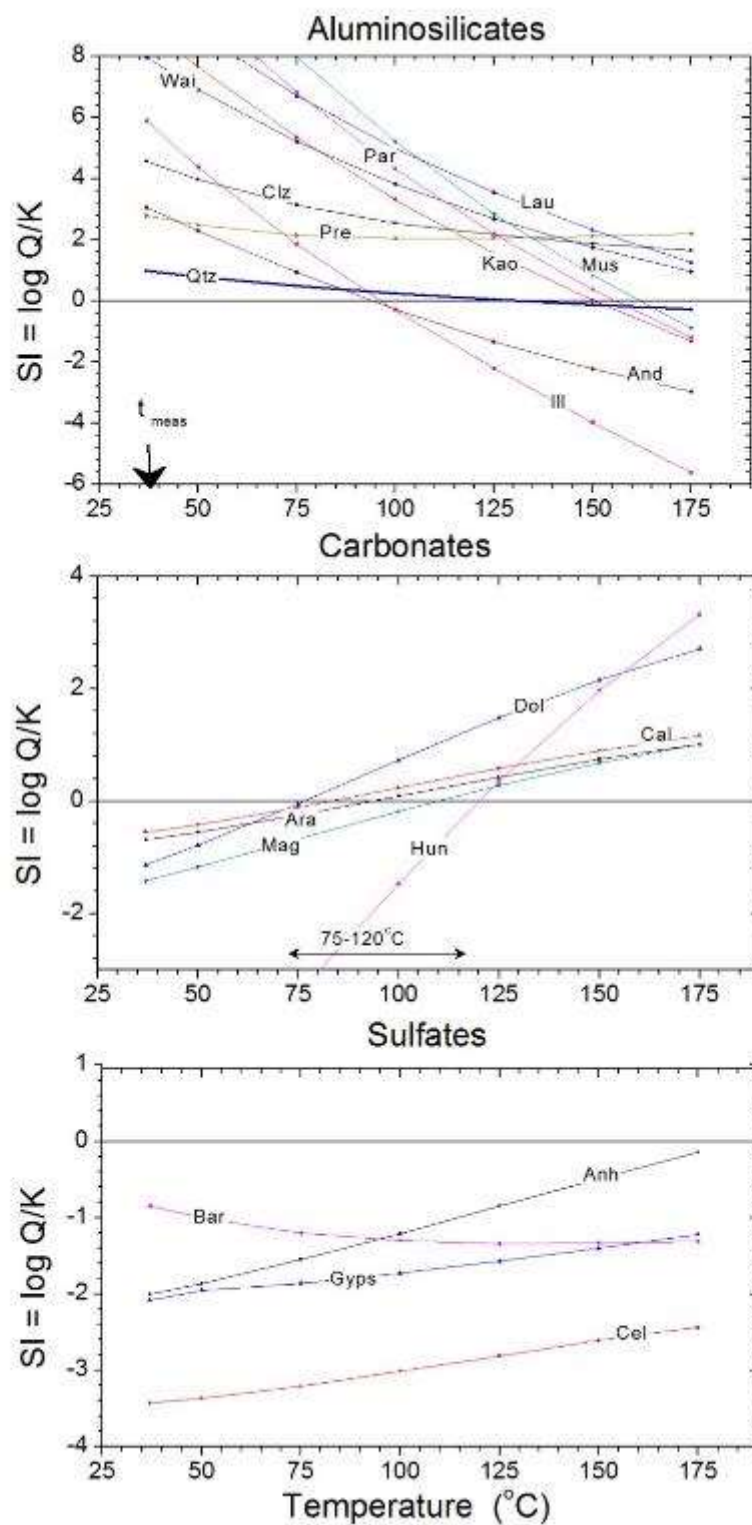
در این تحقیق برای تخمین دما در چشمه های آب گرم منطقه بزمان، شاخص های اشباع آلومینوسیلیکات ها، کربنات ها و سولفات ها محاسبه شد. دمای محاسبه شده شاخص اشباع برای دو مورد از چشمه های آب گرم (B1 و B5) بر روی نمودار (شکل های a و b ۴-۹۳) نشان داده شده است. نمودار شکل a ۴-۹۳ برای چشمه B5 از گروه C نشان می دهد که خطوط آلومینوسیلیکات ها از خط اشباع در محدوده وسیعی از دما (۸۰-۱۴۰ درجه سانتی گراد) عبور می کنند که با دمای بدست آمده از کوارتز و Na / K و دمای محاسبه شده بر اساس $Na-K-Ca-Mg$ مطابقت دارند. در این نمودار خطوط کربنات ها تقریباً در دمای پایین، زیر ۷۵ درجه سانتی گراد از خط اشباع عبور می کنند. در بین سولفات ها، باریت در دمای نزدیک به دمای سطحی چشمه ها اشباع می شود و انیدریت در دمای ~ 140 درجه سانتی گراد، اشباع را نشان می دهد که مطابق با سایر زمین دماسنج ها است، در حالی که ژئوپس و سلسترین در تمام محدوده دمایی اشباع نمی شوند.

شکل b ۴-۹۳ نتایج و همبستگی‌های مشابهی را برای چشمه B1 و سایر چشمه‌ها در گروه A را نشان می‌دهد. برای چشمه‌های گروه A خطوط آلومینوسیلیکات در خط اشباع (به‌جز ایلیت و آندالوزیت) همگرا نمی‌شوند، که احتمالاً ناشی از غلظت بیش از حد Al است (Pang and Reed, 1998). خطوط کربنات‌ها در چشمه B1 از خط اشباع (در محدوده ۷۵-۱۲۰ درجه سانتی‌گراد) عبور می‌کنند. تمام سولفات‌ها در کل محدوده دمایی تحت اشباع هستند.

به‌طور کلی، نتایج بدست آمده از زمین‌دماسنج‌های مورد استفاده در این تحقیق، دماهای تخمینی عمق برای چشمه‌های گرمایی بزمان را در محدوده ۶۰ تا ۱۴۰ درجه سانتی‌گراد نشان می‌دهد. بالاترین دما (زمین‌دماسنج‌های SiO₂ و Na-K) برای شمالی‌ترین چشمه‌ها مربوط به گروه A است که از جریان گدازه‌های مجموعه‌ی آتشفشانی بزمان در ارتفاع حدود ۱۰۰۰ متر بالاتر از سطح دریا تخلیه می‌شوند. چشمه‌های گروه B که بیشترین میزان دبی را دارند (تا ۱۵۰ لیتر بر ثانیه)، کمترین میزان دمای تخمین زده شده را نشان می‌دهند که می‌تواند نشان دهنده اختلاط بالا باشد. جنوبی‌ترین چشمه‌ها (B5 و B6، گروه C) با بالاترین شوری و دمای سطحی و کمترین ارتفاع از سطح دریا (~660 m.a.s.l.) دمای ۸۰ تا ۱۴۰ را برای سنگ مخزن نشان می‌دهند. این چشمه‌ها تا حدی با سنگ‌های میزبان خود در تعادل هستند و دبی پایینی دارند (۱/۵ لیتر بر ثانیه). چشمه‌های گروه D که در نزدیکی چشمه‌های گروه C در ارتفاع ۷۳۰ m.a.s.l. واقع شده‌اند به تعادل نرسیده‌اند و در محدوده آب‌های نابالغ قرار دارند. این چشمه‌ها شبیه به چشمه‌های گروه A و B می‌باشند که در فاصله ۳۰ کیلومتری شمال این چشمه‌ها واقع شده‌اند.



شکل ۴-۹۳-ا دمای تخمینی بر اساس SI برای چشمه B5. SOLVEQ (Reed and Spycher, 1984)

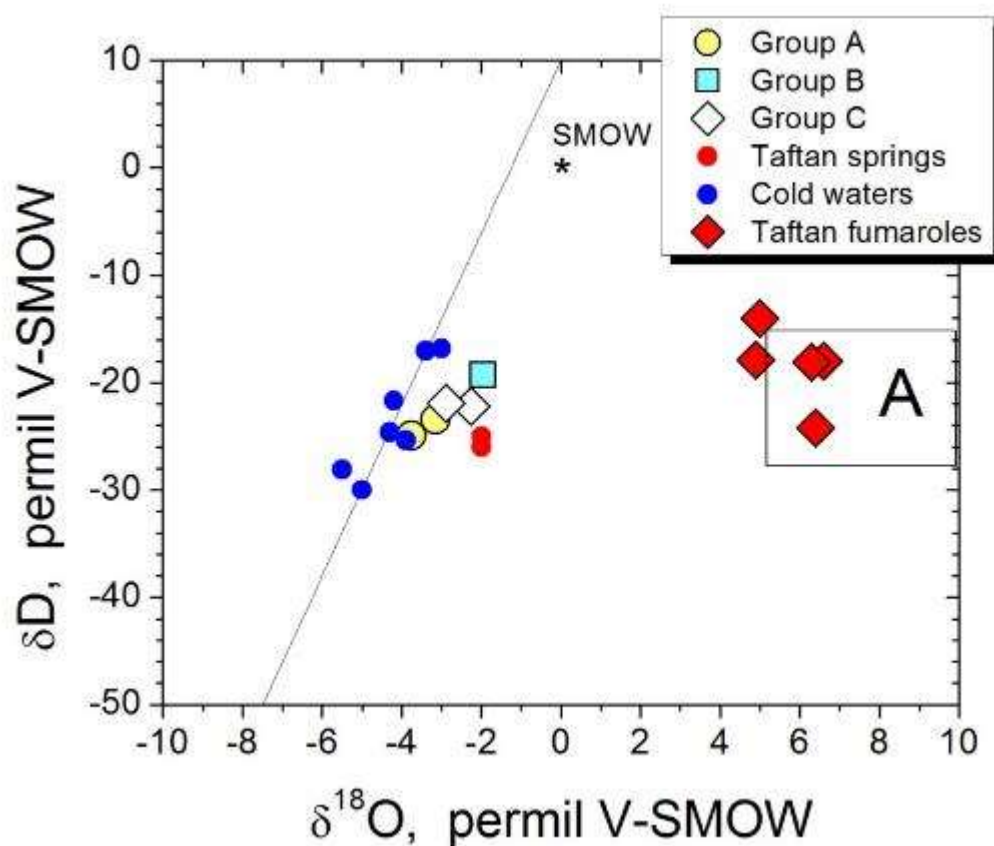


شکل ۴-۹۳ b-دمای تخمینی بر اساس SI برای چشمه B1, SOLVEQ (Reed and Spycher, 1984)

۴-۴-۶-۸- ترکیب ایزوتوپ‌ها در چشمه‌ها آب گرم

۴-۴-۶-۸-۱- ایزوتوپ‌های پایدار در آب

ترکیب ایزوتوپی آب چشمه‌های بزمان در نمودار δD vs. $\delta^{18}O$ رسم شده است (شکل ۴-۹۴). در این شکل خط آب جوی جهانی به‌عنوان مرجع ارائه شده است (MWL, Craig, 1961) و ناحیه A که براساس پژوهش‌های تاران و همکاران (Taran et al., 1989) آب‌های با منشأ قوس ماگمایی را نشان می‌دهد. همه چشمه‌ها به خط MWL نزدیک بودند، فقط مقدار پایینی جابه‌جایی اکسیژن و دوتریم نسبت به خط MWL را داشتند. با توجه به آب و هوای گرم و خشک منطقه، این تغییرات می‌توانند در اثر تبخیر سطحی یا هر دو واکنش تبخیر و تبادل ایزوتوپی آب - سنگ ایجاد شوند. با در نظر گرفتن مقادیر بالای کلر در چشمه‌های گروه C و وجود مقادیری از He گوشته‌ای در گازهای آزاد B5 مقادیر پایینی از ترکیبات ماگمایی در این آب‌ها می‌تواند وجود داشته باشد. تفسیر منشأ دقیق سخت است زیرا جعبه مستطیلی آب‌های با منشأ قوس ماگمایی در شکل ۴-۹۴ (به Taran and Zelenski, 2014 مراجعه کنید) دامنه δD مشابهی به آب‌های حرارتی و جوی منطقه بزمان-تفتان را دارند.

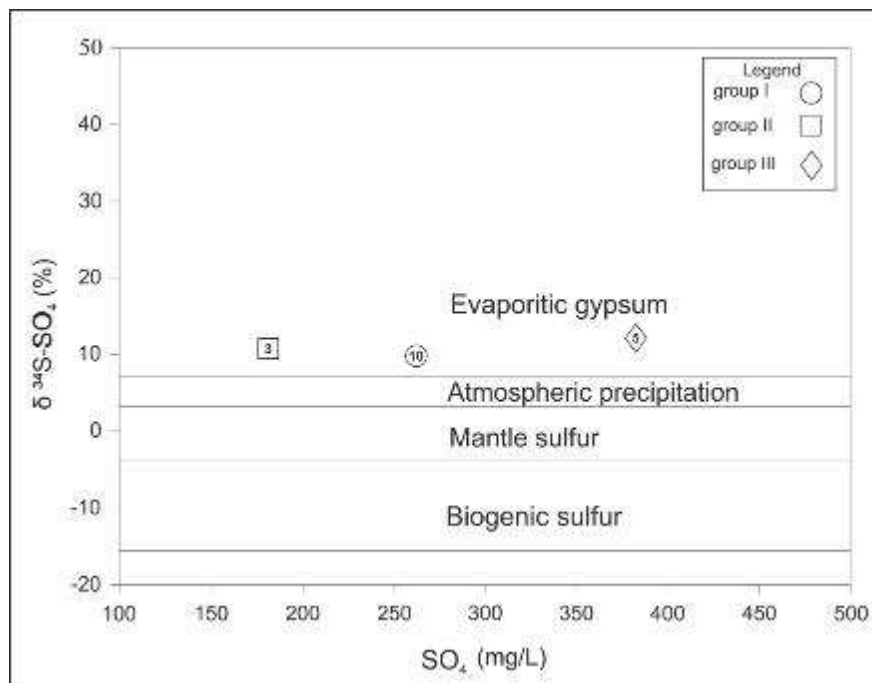


شکل ۴-۹۴- ترکیبات ایزوتوپی چشمه‌های آب گرم بزمان

۴-۴-۶-۸-۲- ایزوتوپ‌های گوگرد

منشأ سولفات موجود در آب‌های گرمابی بسیار متغیر است و می‌تواند مربوط به انحلال کانی‌های سولفات (به‌عنوان مثال ژیپس و انیدریت)، اکسیداسیون سولفید (به‌عنوان مثال پیریت) و فعالیت بیولوژیکی باشد (Ohmoto and Goldhaber, 1997). سولفات حاصل از انحلال رسوبات تبخیری دریایی، مانند ژیپس و انیدریت، معمولاً مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ بین +۱۰ تا +۳۰ درصد را نشان می‌دهند. در حالی که سولفات حاصل از اکسیداسیون رسوبات سولفیدی معمولاً مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ را منفی نشان می‌دهد. مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ چشمه‌های بزمان (B3، B5 و B10)، به‌طور

قابل توجهی از ۹+ تا ۱۱+ با توجه به CDT تغییر می‌کند، که برای بسیاری از آب‌های گرمایی در مکان‌های مختلف تکتونیکی و زمین‌شناسی رایج است. احتمالاً این ترکیبات به دلیل انحلال انیدریت و ژپس با منشاءهای مختلف باشند و مرتبط به گوگرد ماگمایی نیستند (شکل ۴-۹۵).



شکل ۴-۹۵- نمودار ترکیب ایزوتوپی گوگرد در آب زیرزمینی منطقه تفتان

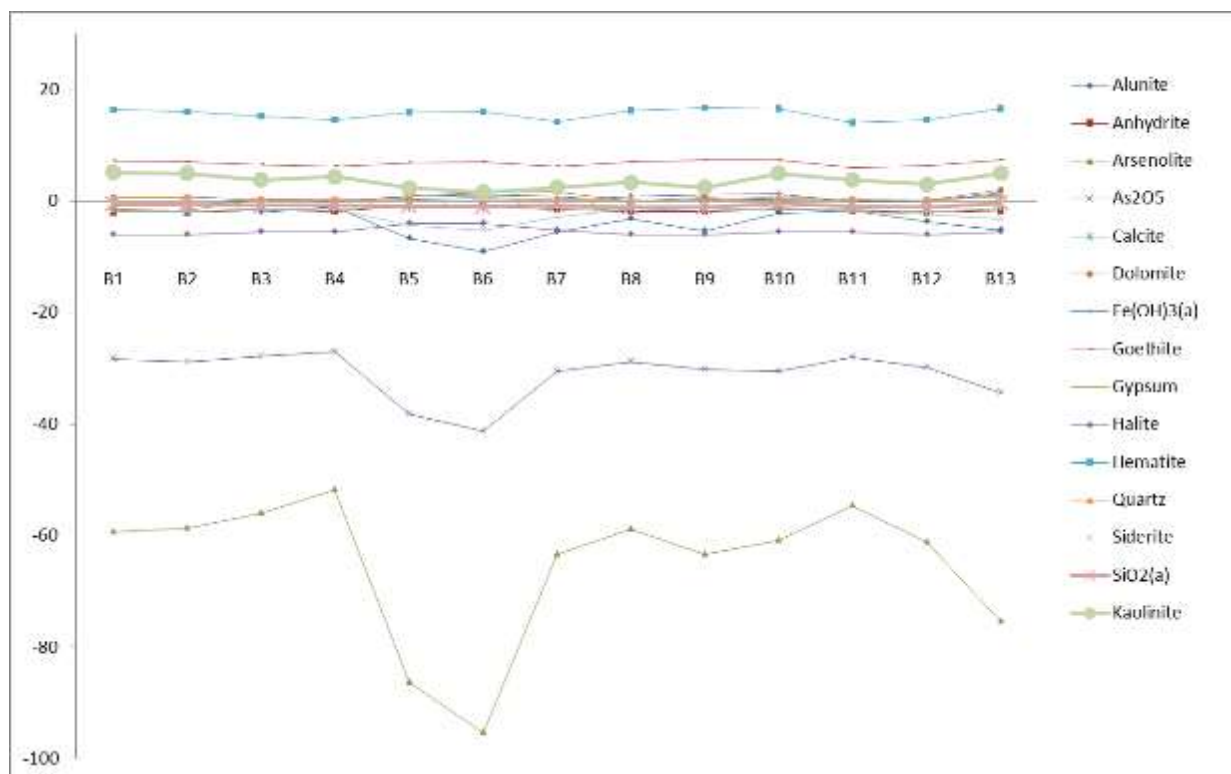
۴-۶-۹- شاخص اشباع

محاسبات تعادل کانی‌ها در پیش‌بینی حضور کانی‌های واکنش‌پذیر و تخمین میزان واکنش کانی‌ها در سیستم آب‌های زیرزمینی مفید است (Deutsch, 1997). شاخص اشباع کانی‌ها در تخمین اینکه کدام کانی‌ها ممکن است در طول مسیرهای جریان رسوب یا حل شوند، مفید است. شاخص‌های اشباع کانی‌ها (SI) برای کانی‌هایی که احتمالاً در مخزن سیستم زمین گرمایی وجود داشته باشند، با استفاده از کد رایانه‌ای PHREEQC در دما و pH

اندازه‌گیری شده در سر زمین محاسبه شدند (Parkhurst and Appelo, 1999). SI یک ماده معدنی خاص را می‌توان از طریق رابطه زیر محاسبه کرد:

$$SI = \log IAP / KT$$

که در آن IAP فعالیت یون واکنش کانی‌ها و آب است و KT تعادل ترمودینامیکی است که با دمای نمونه داده شده تنظیم می‌شود. شاخص اشباع صفر نشان می‌دهد که فعالیت یونی و حلالیت برابر است و تعادل ترمودینامیکی با فاز جامد وجود دارد. شاخص منفی یا مثبت به ترتیب تحت اشباع یا فوق اشباع را نشان می‌دهد (Gemici and Filiz, 2001). نتایج محاسبات SI برای چشمه‌های بزمان در شکل ۴-۹۶ نشان داده شده است. آب‌های منطقه با توجه به گوئیت، همتیت، کائولینیت و کوارتز فوق اشباع بودند و با توجه به آلونیت، آنیدریت، آرسنولیت، As_2O_5 ، ژیپس، هالیت و سیدریت تحت اشباع بودند. همچنین در منطقه زمین گرمایی بزمان ۳۰/۳۷۶ درصد، ۳۸/۴۶ درصد و ۷/۶۹ درصد از نمونه‌های آب از نظر کلسیت، دولومیت و $Fe(OH)_3$ تحت اشباع بودند.



شکل ۴-۹۶- محاسبه شاخص اشباع برای کانی‌های مختلف برای چشمه‌های بزمان

۴-۶-۱۰- ژئوشیمی آرسنیک در چشمه‌های منطقه بزمان

غلظت بالای آرسنیک در آب‌های زیرزمینی در محیط‌های متنوعی یافت می‌شود، که این مناطق شامل اکسیداسیون (تحت شرایط pH بالا) و همچنین کاهش آبخوان‌ها و مناطقی است که تحت تأثیر فعالیت‌های زمین‌گرمایی، معدنی و فعالیت‌های صنعتی قرار دارند. تبخیر همچنین می‌تواند غلظت آرسنیک را به شکل قابل ملاحظه‌ای افزایش دهد. در بسیاری از مناطق فعالیت‌های آتشفشانی و زمین‌گرمایی باعث افزایش غلظت آرسنیک و دیگر عناصر آلاینده محیط زیست مانند فلوراید (F)، بور (B) و سلنیم (Se) در آب‌های زیرزمینی و سطحی می‌شوند (Kaasalainen and Stefánsson, 2012, Shah et al., 2015, Webster and Nordstrom, 2003).

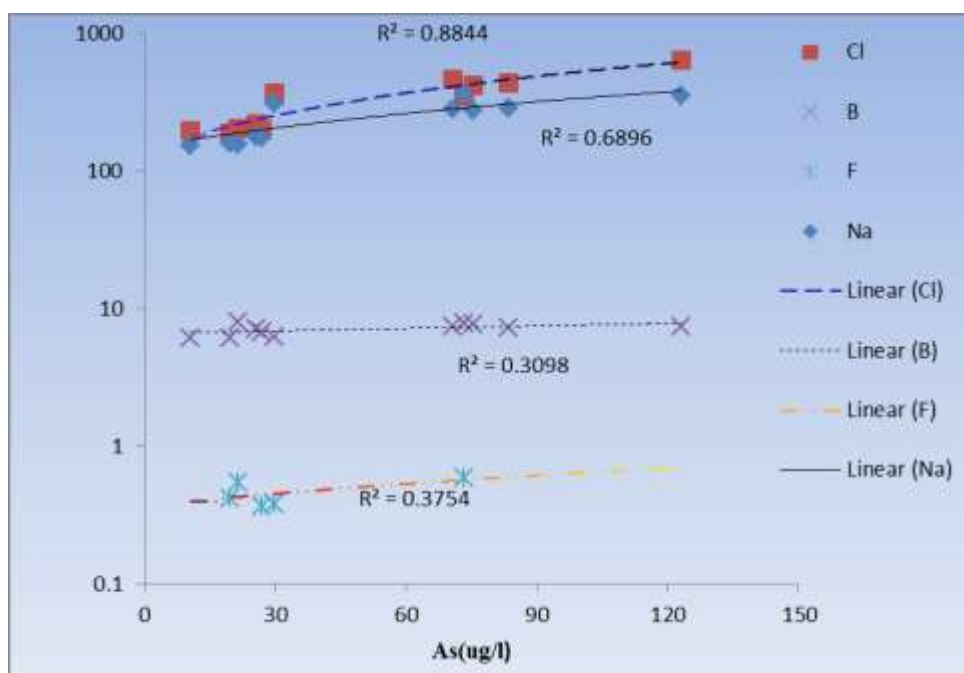
آرسنیک عموماً به‌عنوان یک شبه‌فلز سمی و سرطانزا شناخته می‌شود که یک ترکیب قابل مشاهده در سیستم‌های زمین‌گرمایی است (Maizel et al., 2016, Feng et al., 2014, Keller et al., 2014). حضور آرسنیک و دیگر

عناصر سمی در آب‌های زمین‌گرمایی و اثرات زیست محیطی آن در کشورهای مختلف دنیا مورد بررسی قرار گرفته است. به‌عنوان مثال آمریکا (Wilkie and Hering, 1998)، مکزیک (Birkle and Merkel, 2000, González et al., 2001)، آمریکای لاتین (Lopez et al., 2012) و ایران (Mosaferi et al., 2003, Shakeri et al., 2015). غلظت‌های بالای آرسنیک در آب‌های بالغ با تیپ Na-Cl پیدا می‌شوند که برای مدت زمان طولانی در تماس با سنگ‌های اطراف بوده‌اند (Birkle et al., 2010 ; Bundschuh and Maity, 2015).

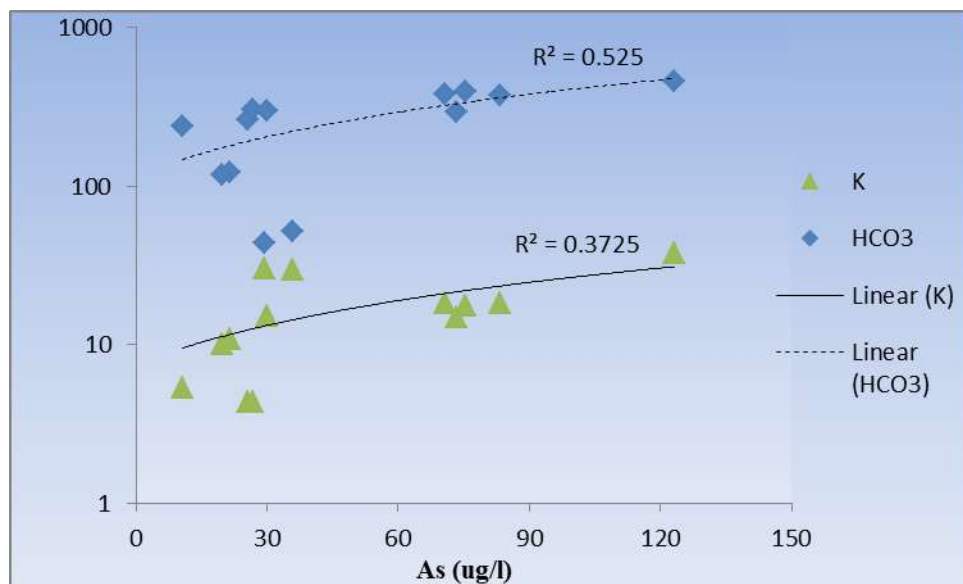
محدوده وسیعی از غلظت‌های آرسنیک (کمتر از ۰/۱ تا تقریباً ۵۰ میلی‌گرم در لیتر)، به زمین‌شناسی و خصوصیات هیدروژئوشیمیایی منطقه بستگی دارد (Ballantyne and Moore, 1988; Bundschuh and Maity, 2015). مجموعه‌ای از آزمایش‌های تعامل آب و سنگ با درجه حرارت بالا در دهه ۱۹۶۰ برای توصیف تعامل بین آب‌های حرارتی و انواع سنگ‌ها از جمله بازالت‌ها، آندزیت‌ها، ریولیت‌ها و ماسه‌سنگ‌ها انجام شد. این آزمایشات در دمای ۱۵۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد و تحت فشارهای مختلف انجام شد (Ellis and Mahon, 1977; Ellis and Mahon, 1964) و تأیید کردند که Cl، B و F می‌توانند به سرعت وارد محلول شوند، حتی قبل از اینکه دگرسانی بالا در سنگ میزبان رخ دهد. چشمه‌های آب گرم، سرشار از کلر و سیلیس و با pH تقریباً خنثی، بیانگر تخلیه مستقیم آب گرم است. تجزیه و تحلیل‌های اولیه در مورد چشمه‌های آتشفشانی منطقه آتشفشانی تاپو در نیوزلند توسط ریچی (Ritchie, 1961) همبستگی مثبتی بین As و Cl را نشان داد که بعد از این مطالعه در بسیاری از مناطق زمین‌گرمایی تأیید شده است. سیلیکات‌ها و فلدسپار سدیک و کانی‌های میکا مانند بیوتیت، هورنبلند و کوارتز مشاهده شدند. این کانی‌ها ترکیبات مهمی از ریولیت و ایگنمبیرت‌ها هستند. آرسنیک و فلوئور در سنگ‌هایی مانند سیلیکات‌ها یافت می‌شوند (Chae et al. 2006, 2007). ممکن است ریولیت‌ها غلظت‌های قابل توجهی از آرسنیک و فلوئور داشته باشند که می‌توانند هنگام تماس با آب‌های زیرزمینی در شرایط اکسیداسیون وارد آب شوند (Christiansen et al., 1986; Robertson, 1989). همبستگی بین As و Cl به تنهایی نمی‌تواند یک منشأ مشترک را برای این عناصر نشان دهد، زیرا آرسنیک عمدتاً از شسته شدن سنگ‌های میزبان مخزن به‌دست می‌آید،

در حالی که ممکن است یون‌های کلرید از (۱) سنگ میزبان مخزن منشأ گرفته شوند (۲) از آب دریا و (۳) HCl گازی از ترکیبات ماگمایی باشد (Ballantyne and Moore, 1988; Bundschuh and Maity, 2015). شرایط آب و هوایی خشک و میزان تبخیر نسبتاً زیاد می‌تواند غلظت یون‌های آرسنیک و کلر را در آب‌های زیرزمینی افزایش دهد (Smedley and Kinniburgh, 2013; Khorasanipour and Esmaeilzadeh, 2015). غلظت آرسنیک در نمونه‌های آب از محدوده ۱۰/۵۷ تا ۱۲۳/۱۷ میکروگرم بر لیتر قرار دارد که همه نمونه‌ها غلظت بیشتری نسبت به استاندارد جهانی (WHO) برای آرسنیک (۱۰ میکروگرم بر لیتر) داشتند. بالاترین غلظت آرسنیک مربوط به نمونه آب سطحی (B7) بود که بیش از ۱۲ برابر مقدار حد مجاز استاندارد WHO است. این غلظت بالا نشان می‌دهد که حداقل برخی از این مقدار آرسنیک می‌تواند مربوط به تبخیر نزدیک به سطح باشد. از نظر غلظت آرسنیک چشمه‌های آب گرم گروه C (از جمله آن‌هایی که درجه حرارت بین ۴۱-۴۴ درجه سانتیگراد دارند) دارای غلظت نسبتاً پایینی بودند. غلظت آرسنیک نمونه‌های آب در برابر برخی از پارامترهای فیزیکوشیمیایی انتخاب شده و چند عنصر دیگر رسم شد (شکل ۴-۹۷ و ۴-۹۸). چشمه‌های گروه C به دلیل داشتن مقادیر بالای عناصر محلول نسبت به بقیه چشمه‌ها در شکل ۴-۹۷ حذف شدند. این چشمه‌ها (گروه C) بیشترین مقادیر Na، F، B و Cl را داشتند و داده‌ها را از حالت نرمال خارج می‌کردند و همبستگی داده‌ها را از بین می‌بردند، بر همین اساس در شکل ۴-۹۷ گروه C آورده نشده است تا بتوان به رابطه بین آرسنیک و این عناصر را پی برد. در شکل ۴-۹۷ آرسنیک با Na، F، B و Cl همبستگی معنی‌داری ($r > 0.30$) را نشان می‌دهد. رابطه بین آرسنیک و بور در آب‌های زیرزمینی توسط سایر محققان نیز گزارش شده است (Smedley et al., 2002; Bhattacharya et al., 2006). ارتباط آرسنیک با بور و فلوئور ممکن است نشان‌دهنده منشأ مشترک برای این عناصر باشد. همبستگی مثبت و معنی‌دار بین بی‌کربنات و آرسنیک (شکل ۴-۹۸) نشان می‌دهد که این یون می‌تواند از طریق رقابت برای جذب و با تشکیل کمپلکس‌های آرسنو-کربنات نقش مهمی در تحرک آرسنیک داشته باشد (Kim et al., 2003; Bhattacharya et al., 2006). همبستگی نسبتاً خوب پتاسیم با آرسنیک و همچنین با بی‌کربنات و سدیم می‌تواند نتیجه فرآیند هیدروشیمیایی مانند هیدرولیز فلدسپار پتاسیک و آلبیت باشد، که منجر به افزایش پتاسیم، سدیم

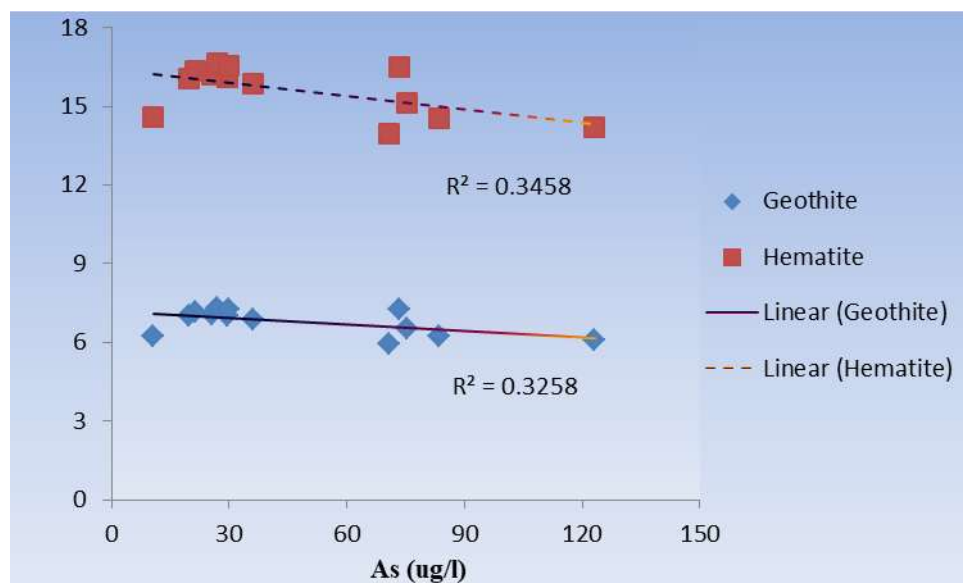
و بی‌کربنات در آب‌های زیرزمینی می‌گردد. می‌توان نتیجه گرفت که منشأ آرسنیک و دیگر عناصر از واکنش‌های آب-سنگ در آبخوان زیرزمینی و در طی صعود آب به سطح می‌باشد. مقادیر آرسنیک را نیز کربنات‌ها با تشکیل کمپلکس با آرسنیک‌ها کنترل می‌کنند، به شرحی که هر چقدر میزان کربنات‌ها بیشتر باشد آرسنیک تحرک بیشتری دارد. علاوه بر کربنات‌ها کانی‌های آهن‌دار نظیر گوتیت و هماتیت نیز میزان آرسنیک محلول را کنترل می‌کنند. به‌طور کلی آرسنیک و کانی‌های اصلی آرسنیک‌دار می‌توانند تا بیش از 76000 mg/kg جذب سطحی اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن شوند (pal et al., 2002, Smedley and Kinniburgh, 2002). با توجه به شکل ۹۹-۴ هنگامی که گوتیت و هماتیت فوق‌اشباع می‌شوند، غلظت آرسنیک با جذب شدن در سطح اکسیدها و هیدروکسیدهای این کانی‌ها آهن‌دار کاهش پیدا می‌کند.



شکل ۹۷-۴- همبستگی بین آرسنیک و عناصر بور، کلر، فلوئور و سدیم در چشمه‌های منطقه بزمان (به جز گروه C)



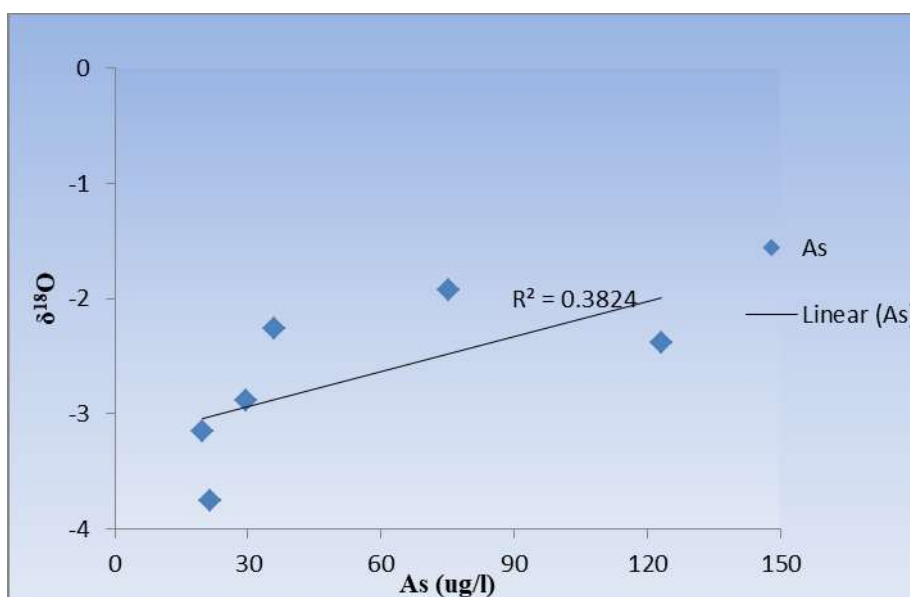
شکل ۴-۹۸- همبستگی بین آرسنیک با پتاسیم و بیکربنات در چشمه‌های منطقه بزمان



شکل ۴-۹۹- همبستگی بین آرسنیک و کانی‌های گوتیت و هماتیت در چشمه‌های منطقه بزمان

با توجه به غلظت زیاد آرسنیک در نمونه‌های آب و هدف این مطالعه، باید فهمید که آیا احتمال مشاهده رابطه بین تبخیر و غلظت آرسنیک در آب‌های مورد مطالعه منطقه وجود دارد. میزان تبخیر زیاد می‌تواند pH و شوری

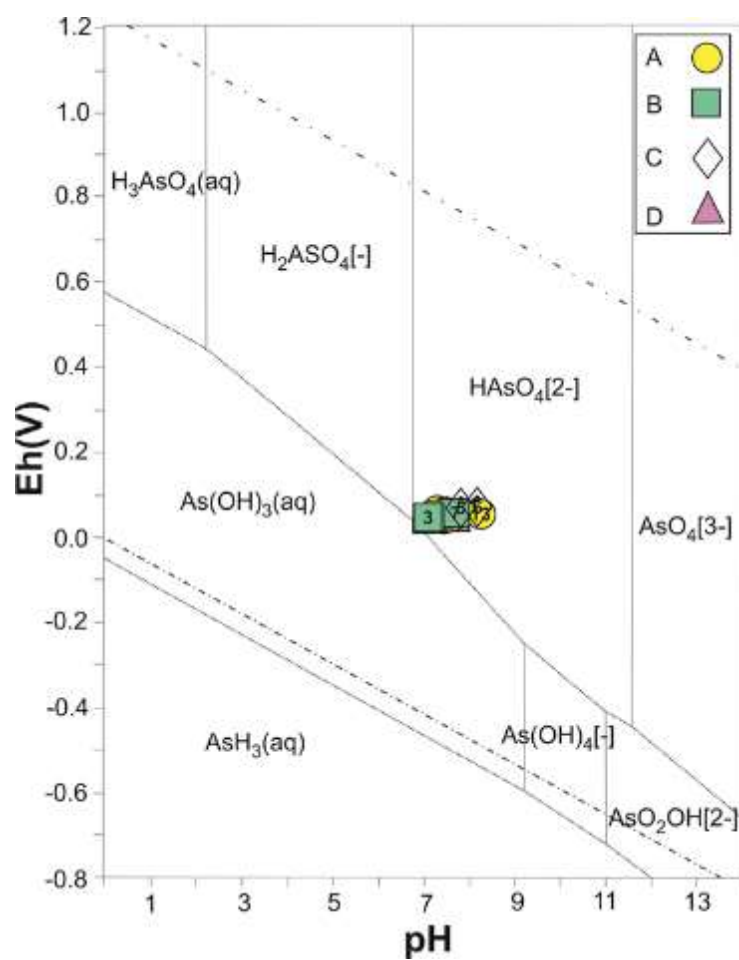
آب را افزایش دهد و به نوبه خود باعث کاهش واکنش دفع آرسنیک از سطوح اکسید معدنی شود (Mladenov et al., 2014; Camacho et al., 2011; Nickson et al., 2005). در نمودار $\delta^{18}\text{O}$ و δD ، آب چشمه‌ها (پنج نمونه) نزدیک به خط MWL بودند و مقادیر جابجایی کمی برای ایزوتوپ‌های اکسیژن و هیدروژن داشتند و این تغییر ممکن است که به علت تبخیر سطحی یا تبخیر و تبادل ایزوتوپی سنگ و آب باشد. در نمودار $\delta^{18}\text{O}$ با آرسنیک روند نسبتاً مثبتی وجود دارد (شکل ۴-۱۰۰). آب‌های حاوی مقادیر آرسنیک بالا دارای $\delta^{18}\text{O}$ سنگین‌تر می‌باشند، که ممکن است تا حدودی بیانگر سهم آب‌های جوی و تبخیر و انحلال در آزادسازی آرسنیک از آبخوان به آب‌های زیرزمینی باشد.



شکل ۴-۱۰۰- همبستگی بین آرسنیک و $\delta^{18}\text{O}$ در چشمه‌های منطقه بزمان

آرسنیک در همه نمونه‌های آب با توجه به گونه‌های آرسنیک (آرسونالایت و As_2O_5) بسیار تحت اشباع بود که نشان‌دهنده این است که آرسنیک به طور کلی در آب‌های زیرزمینی محلول باقی می‌ماند. پتانسیل احیا (Eh) و pH مهم‌ترین عواملی هستند که فرم غالب گونه‌زایی آرسنیک در محیط آب را کنترل می‌کنند. در شرایط

اکسیداسیون، H_2AsO_4 در pH پایین (کمتر از 6.9 pH) غالب است، در حالی که در pH بالاتر، $HAsO_4^{2-}$ غالب می‌شود. در آب‌های خنثی و کمی قلیایی، گونه‌های (III) غالب هستند و گونه‌های اصلی $As(OH)_3$ و $HAsO_2$ هستند (Planer-Friedrich et al., 2007). طبق مطالعات انجام شده قبلی در مناطق زمین‌گرمایی مختلف در سراسر جهان، H_3AsO_3 گونه غالب در عمق و در زمان صعود است، گونه‌های کاهش یافته آرسنیک به H_3AsO_4 اکسیده می‌شوند (Schwenzer et al., 2001; Webster and Nordstrom., 2003). آرسنیک (V) در نمونه‌های آب بزمان گونه غالب هستند (شکل ۴-۱۰) و تمام نمونه‌ها در محدوده $HAsO_4^{2-}$ قرار می‌گیرند. با در نظر گرفتن برقراری تعادل ترمودینامیکی، آرسنیک به صورت H_3AsO_3 وارد آب‌های سطحی می‌شود و باید به سرعت تحت شرایط اکسیداسیون به شکل یون‌های آرسنات دربیاید (H_2AsO_4 یا در pH بیشتر از ۶/۹ به شکل $HAsO_4^{2-}$). آرسنات مشخصاً در آب‌های بزمان مانند سایر نقاط دنیا گونه غالب بود (Aggett and Aspell, 1978; McLaren and Kim, 1995; Nimick et al., 1998).



شکل ۴-۱۰- نمودار Eh-pH عنصر آرسنیک برای نمونه‌های آب چشمه‌های منطقه بزمان

فصل پنجم

نتیجه گیری و پیشنهادات

۵-۱- نتیجه گیری

بررسی نتایج پارامترهای فیزیکوشیمیایی نشان داد که چاه های نزدیک به آتشفشان تفتان و در مجاورت شکستگی های عمیق اسیدپتته بالاتری دارند و مقادیر هدایت الکتریکی در چاه های واقع در محل خروجی دشت خاش (آبخوان پشتکوه) بالاتر است.

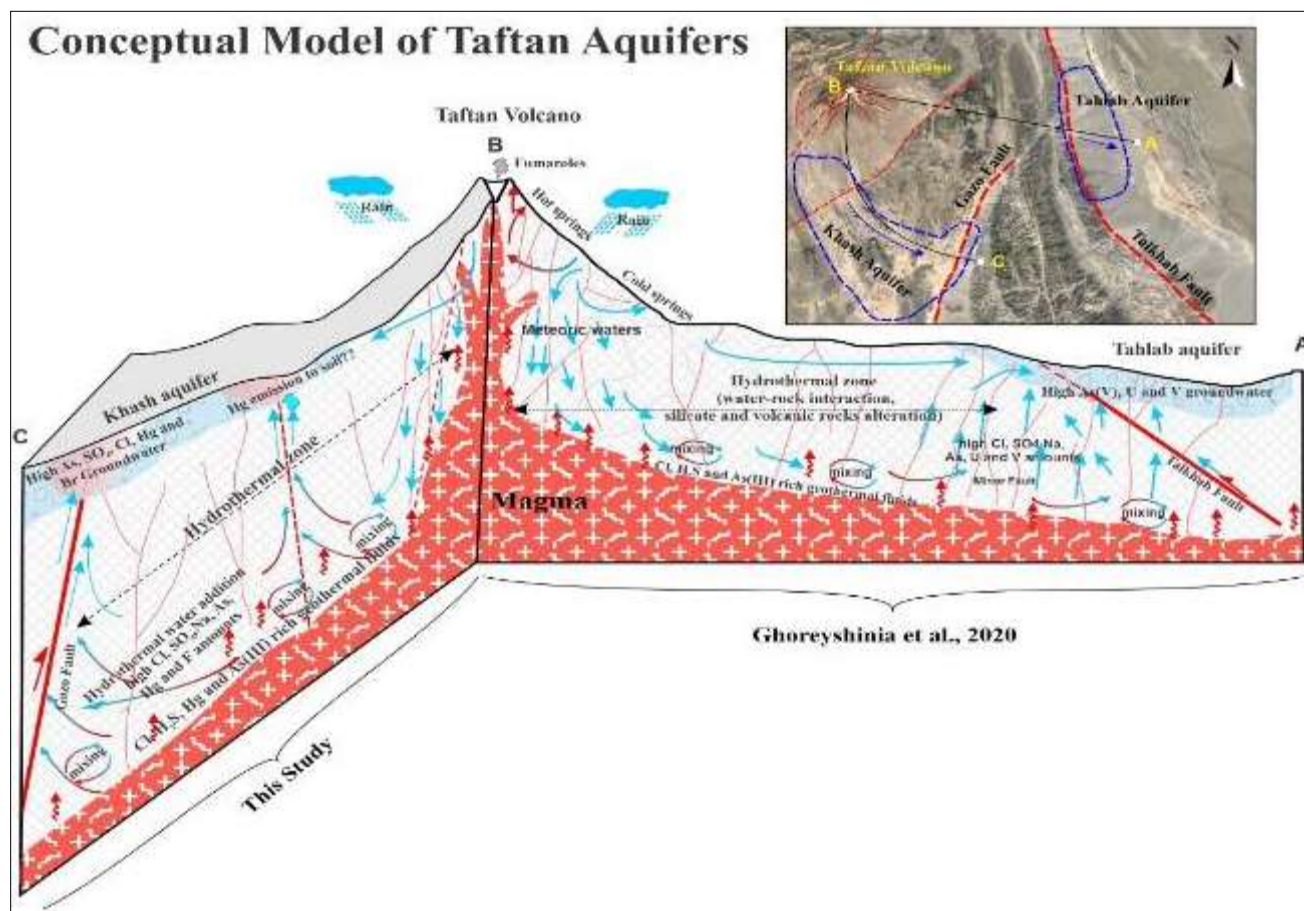
نمودارهای هیدرژئوشیمیایی نشان دادند که بیشتر نوع و رخساره آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه سولفات-کلروره و تحت تأثیر آتشفشان تفتان هستند. تلفیق نتایج نمودارهای دو متغیره و نمودار گیبس نشان داد که تمامی نمونه های آب در داخل محدوده هوازدگی سنگ های سیلیکاتی و واکنش آب-سنگ قرار دارند. همچنین تبادل کاتیونی بین آبخوان و سنگ کف و جدار تأثیر بسیار کمتری در شیمی آب زیرزمینی داشته است و نمودارهای عناصر پایستار در تایید دیگر نتایج نشان دهنده تأثیر منشاء هیدرورترمالی بر افزایش غلظت یو نه های اصلی و عناصر جزئی مورد مطالعه در آب زیرزمینی دشت خاش است. بررسی ایزوتوپ های گوگرد و اکسیژن-دوتریم نیز در آب چاه ها و چشمه های سرد و گرم منطقه، نتایج فوق را تایید نمود. نمونه های آب نیز محاسبه ارزیابی ریسک عناصر بالقوه سمناک انتخابی نمونه های آب در دشت خاش نشان داد عناصر کادمیم، سرب و بخصوص آرسنیک بیشترین ریسک مصرف برای آب شرب را دارند.

با توجه به اهمیت دشت خاش در تولید محصولات کشاورزی منطقه، شدت آلودگی خاک، ارتباط آن با آبیاری و ارزیابی ریسک محصولات کشاورزی مورد بررسی قرار گرفت. نتایج شاخص های غنی شدگی، زمین انباشت و ارزیابی ریسک اکولوژیک نشان داد که آرسنیک و سرب بیشترین آلودگی و ریسک خطر و عناصر کادمیم، نیکل، وانادیم و منگنز آلودگی و ریسک متوسط را در خاک های کشاورزی داشت خاش دارند. شاخص پتانسیل خطر بوم شناختی کل (RI) نشان داد که برای مجموع عناصر انتخابی، ریسک متوسط وجود دارد. تلفیق نتایج بدست آمده از آب و خاک نشان داد که افزایش غلظت عنصر آرسنیک و گوگرد در خاک بشدت تحت تأثیر آبیاری با آب زیرزمینی (بویژه اراضی نزدیک تر به آتشفشان تفتان) است. در این میان بیشترین شاخص خطر ریسک خطر

سرطانزایی (HI) در کودکان و بزرگسالان مربوط به عنصر آرسنیک است. بررسی نتایج نمونه های گیاه (یونجه و جو) در تایید نتایج آب و خاک نشان داد که غلظت عناصر بشدت تحت تاثیر کیفیت خاک و آب زیرزمینی دشت خاک است و عناصر آرسنیک و سرب بیشترین ریسک خطر را در این دو محصول برای مصرف دام دارند و همچنین مصرف جو برای کودکان در ارتباط با این دو عنصر محدودیت دارد. از اینرو با توجه به اینکه علاوه بر گوشت دام، محصولات لبنیاتی حاصل از دام ها تقریبا تماما در منطقه مورد استفاده ساکنان محلی قرار می گیرد، افزایش ریسک خطر برای بزرگسالان نیز علاوه بر کودکان در درآزمدت می تواند بوجود آید.

برای درک بهتر چرخه عناصر بالقوه سمناک از منشاء آن تا ورود به آبخوان، خاک و گیاه از مدل مفهومی زیر (شکل ۵-۱) استفاده شده است. این مدل مفهومی، مدل توسعه یافته از نتایج بدست آمده این تحقیق و یافته های حاصل از تحقیقات صورت گرفته توسط قریشی نیا و همکاران در سال ۲۰۲۰ (Ghoreishinia et al, 2020) در خصوص آبخوان تهلاب در شرق منطقه زمین گرمایی تفتان است. همانگونه که در شکل ۵-۱ مشاهده می شود آبخوان خاش واقع در قسمت جنوب غربی و جنوب آتشفشان تفتان در قسمت خروجی حوزه و از طریق رودخانه گزو و حتی گسل گزو می تواند داری ارتباط نزدیکی با آبخوان تهلاب باشد و از طرفی تغذیه اصلی هر دو آبخوان از طریق حوزه آبریز تفتان صورت می گیرد. از اینرو تلفیق نتایج بدست آمده از این تحقیق و نتایج قریشی نیا و همکاران (۲۰۲۰) نشان می دهد که غلظت یون های اصلی و عناصر جزئی آبخوان های مجاور آتشفشان تفتان، بویژه خاش تحت تاثیر اضافه شدن یونها و عناصر از منابع هیدروترمال است که در عمق این چرخش اتفاق می افتد و از طریق گسل ها و شکستگی های عمیق وارد آبخوان می شوند و در ادامه خاک و گیاهان را تحت تاثیر قرار می گیرند. در خصوص منشاء عنصر جیوه بنظر می رسد که علاوه بر آبهای هیدروترمال، با توجه به ویژگی های آن و نتایج مشابه در دیگر مناطق جهان، این عنصر می تواند احتمالا همراه با گازهای زمین گرمایی و از طریق شکستگی ها وارد خاک های کشاورزی دشت خاش شود. بطور کلی نتایج این تحقیق نشان داد که کیفیت آب،

خاک و گیاهان منطقه تفتان بشدت تحت تاثیر منشاء زمین زاد عناصر بالقوه سمناک با منشاء دائمی زمین گرمایی تفتان قرار دارند.



شکل ۵-۱- مدل مفهومی برای آبخوان‌های محدوده تفتان

در محدوده آتشفشان بزمان به طور کلی کیفیت آب از نظر یون‌های اصلی شرایط بهتری دارد. دو تیپ عمده آب در منابع آب زیرزمینی منطقه بزمان شامل سدیک-کلروره و سدیم بیکربنات مشاهده می‌شود که با توجه به برخی واحدهای رسوبی-تخریبی در منطقه، نشان دهنده تاثیر این واحدها (مارن، ژئپس، آهک، کنگلومرا و ...) در کنار آتشفشان بزمان بر آبخوان بزمان است. بررسی‌ها نشان می‌دهد در این منطقه مهم‌ترین عامل کنترل کننده شیمی

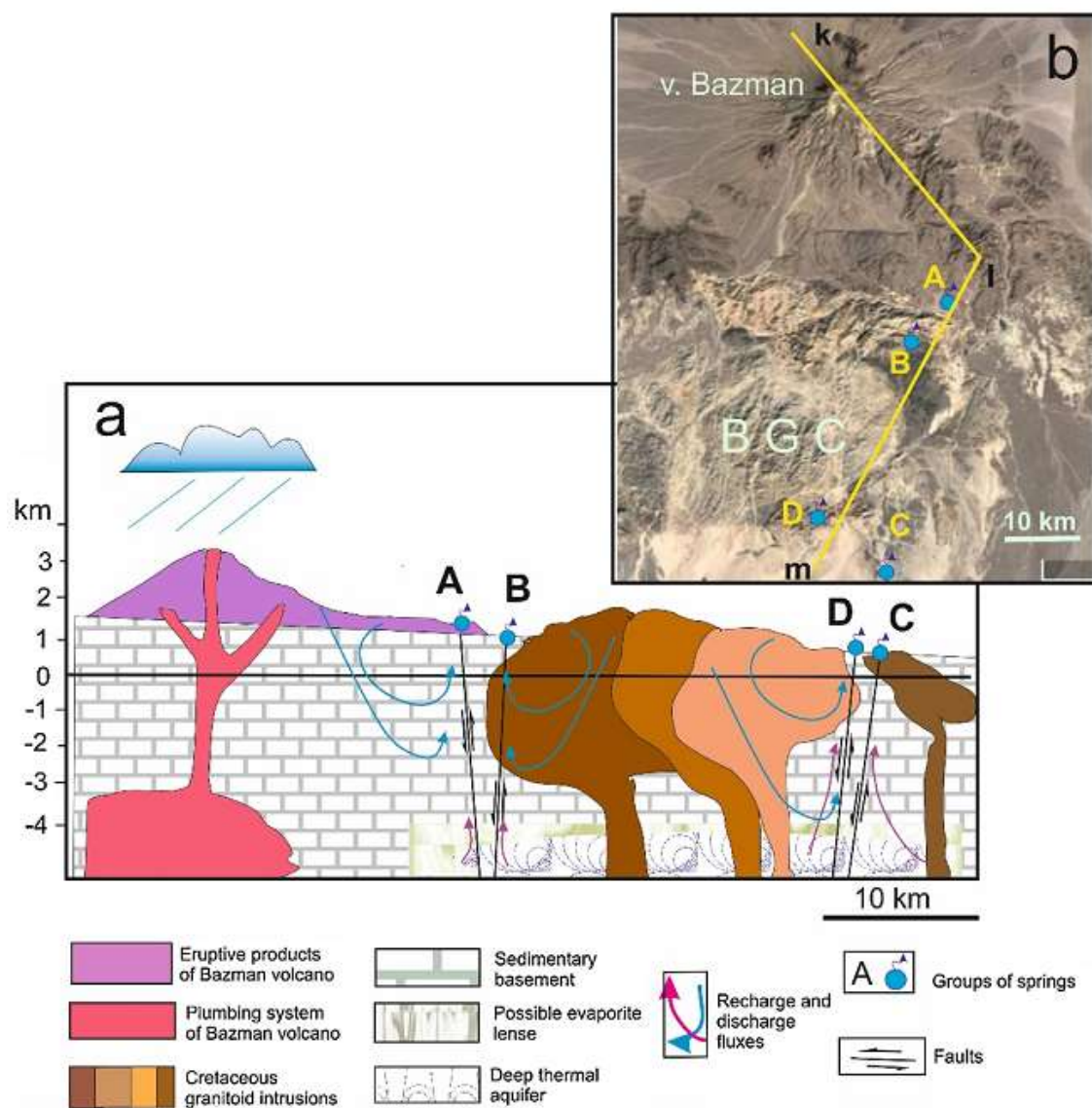
آب تبخیر و به میزان کمتر واکنش آب-سنگ است، اگرچه فرایندهای تبادل یونی نیز شیمی آب منطقه را تحت تاثیر قرار داده است. مقایسه نمونه‌های مربوط به چشمه‌های گرمابی با نمونه‌های آب چاه و قنات تفاوت اندکی را نشان می‌دهد که نشان دهنده این است که علاوه بر فرایندهای هیدروشیمیایی مانند تبادل یونی، انحلال نمک و انیدریت و سیلیکات‌ها، آب زیرزمینی منطقه تحت تاثیر فرایندهای هیدروترمال نیز قرار گرفته و متاثر از منابع مشابه با چشمه‌های گرمابی هستند. از آنجایی که در منطقه مورد مطالعه علاوه بر سنگ‌های آتشفشانی، سنگ‌های رسوبی، تبخیری و تخریبی نیز وجود دارد در نتیجه نشان دهنده منشأ متنوع برای این یون‌ها است. علاوه بر این بالا بودن ضریب همبستگی کلر با یون‌های مختلف نشان‌دهنده اختلاط آب زیرزمینی با سیالات سیستم هیدروترمالی منطقه بزمان است.

از میان عناصر بالقوه سمناک مورد مطالعه، آرسنیک مهمترین عنصر آلاینده در آب منطقه بزمان است که در تمام ایستگاه‌های نمونه‌برداری غیر از دو نمونه غلظت‌های بالاتر از حد استاندارد آب شرب دارند. عدم همبستگی آرسنیک و آهن در نمونه‌های آب بیانگر نقش اندک اکسیدهای آهن در جذب سطحی و خارج کردن آرسنیک محلول در منطقه است. با این وجود، اختلاط آبهای هیدروترمال با آب زیرزمینی یک منشأ مهم آرسنیک در منطقه بزمان محسوب می‌شود. علیرغم غلظت بالای آرسنیک در آب زیرزمینی بزمان، کمتر بودن غلظت یون‌های اصلی در این منطقه نسبت به بزمان موجب شده است که در مجموع شاخص‌های کیفیت آب برای شرب و کشاورزی شرایط مناسب‌تری را در این منطقه داشته باشند. با این حال شاخص خطر سلامت آرسنیک در این منطقه برای هر دو گروه سنی بزرگسالان کودکان خطر بالایی را نشان می‌دهد.

تیپ آب در چشمه‌های منطقه بزمان نیز عمدتاً سدیم-کلروره است و عمدتاً غلظت بسیار بالایی نیز از آنیون بیکربنات در آنها مشاهده می‌شود. تغییرات غلظت پایین در این چشمه‌ها نشان می‌دهد که در طی صعود آب به سطح زمین با گذر از سنگ‌های با جنس مختلف، فرایندهای هیدروژئوشیمیایی مانند اختلاط با آب‌های زیرزمینی یا تبخیر و انحلال باعث این تغییرات کم در ترکیب آب چشمه‌های گرمابی شده است. در چشمه‌های آب گرم

منطقه بزمان برخلاف تفتان، هوازدگی سیلیکات‌ها اهمیت زیادی در شیمی آب دارد. به طور کلی تخلیه آب‌های هیدروترمال در جنوب آتشفشان بزمان مشابه با آنچه در مناطق با تکتونیک فعال "آب‌های نیتروژن‌دار" نامیده می‌شود شباهت دارد. این آبها به واسطه نفوذ عمیق آب جوی، داغ شدن در عمق‌های زیاد (تا حدود ۵ کیلومتر) و بالا آمدن از طریق سیستم‌های گسلی تشکیل می‌شوند. دمای این آبها به گرادیان دمایی محلی هر منطقه و درجه خنک سازی هدایتی در مسیر بالا آمدن بستگی دارد. از طرف دیگر ترکیب آبها نیز با نوع سنگ میزبان و ترکیب با آب زیرزمینی در عمق کم در ارتباط است. لازم به ذکر است که تمام چشمه‌های اطراف حاشیه شرقی کمپلکس گرانیوتوئید بزمان در حدود ۳۰ کیلومتری جنوب کوه بزمان واقع شده‌اند. این کمپلکس شامل توده‌های پلوتونیک متعددی است و محدوده‌ای در حدود ۹۰۰ کیلومتر مربع را می‌پوشاند. این کمپلکس گرانیوتوئیدی در طی کرتاسه پسین (۷۲ تا ۸۳ میلیون سال پیش) جابجا شده و سنگ‌های رسوبی قدیمی‌تر (پالئوزوئیک) را قطع کرده‌است. چشمه‌های گروه C در این مطالعه در کمترین ارتفاع با منطقه‌ای گرانیتی (گرانیت‌های بیوتیت-هورنبلند با سن ۸۳ تا ۸۴ میلیون سال) تخلیه می‌شوند (Ghodsi et al., 2016). چنین گرانیتهایی مقدار هلیم کمتر از ۰/۱ آزاد می‌کنند بنابراین مقدار نسبت R/Ra حدود ۰/۵ در گازهای خروجی از چشمه‌ها (Deshaee et al., 2022) بدون شک به معنی حضور مقادیر اندک هلیم گوشته‌ای است. ترکیب شیمیایی متفاوت، کانی‌زایی نسبتاً بالا در چشمه‌های گروه C و حضور هلیم گوشته احتمالاً نشانه‌هایی از وجود یک آبخوان عمیق مرتبط با لنزهای تبخیری یا سایر کمپلکس‌های حاوی سدیم-کلسیم-کلر و سولفات در تماس با یک توده پلوتونی سرد شونده جوان‌تر است. این نفوذ ممکن است متعلق به سیستم ماگمایی بزمان مرتبط با فروران‌ش مدرن مکران باشد. تمام چشمه‌های دیگر از طریق یک سیستم گسلی به سطح می‌رسند که انداع مختلف سنگ‌ها را قطع کرده (آهک، دولومیت، ماسه‌سنگ و ...)، با آب‌های زیرزمینی ترکیب شده و نشانه‌هایی از واکنش آب-سنگ را در درجه‌های مختلف نشان می‌دهند. یک مدل مفهومی ساده برای چنین فعالیت هیدروترمالی در این منطقه در شکل ۵-۲ ارائه شده‌است. اگر هیچ منبع گرمایش دیگری وجود نداشته‌باشد، با درنظر گرفتن تنها حضور یک توده نفوذی سرد شونده، عمق

آبخوان اصلی چشمه‌ها، با در نظر گرفتن ثمای تعادلی عمق ۱۳۰ درجه سانتیگراد و گرادیان حرارتی میانگین ۳۰ درجه در هر ۱۰۰ کیلومتر، می‌تواند حدود ۴ تا ۵ کیلومتر باشد.



شکل ۵-۲- مدل مفهومی برای چشمه‌های هیدروترمال محدوده بزمان

۵-۲- پیشنهادات و راهکارهای مدیریتی

با توجه به نتایج به دست آمده در این مطالعه، موارد زیر به منظور تکمیل بانک اطلاعاتی مرتبط با کمربند تفتان- بزمان با مطالعات بیشتر، و مدیریت کیفیت منابع آب پیشنهاد می‌گردد:

۱- با توجه به اینکه آلاینده اصلی در هر دو منطقه شبه‌فلز آرسنیک بوده و غلظت‌های بالایی را نشان می‌دهد، پیشنهاد می‌شود گونه‌زایی این عنصر در منابع آب (چشمه، چاه و قنات) و حتی گیاهان زراعی منطقه مطالعه شود تا علاوه بر درک بهتر چرخه زیست‌زمین‌شیمیایی آرسنیک در محدوده مطالعاتی، خطر سلامت مرتبط با قرارگیری در معرض آن نیز به گونه‌ای دقیق‌تر و جامع‌تر ارزیابی گردد.

۲- با توجه به اهمیت برخی عناصر در محیط‌های ژئوترمال مانند جیوه و رادون، و شرایط خاص این عناصر از نظر آنالیزی، مطالعه جامع آنها کمک زیادی به تکمیل اطلاعات چرخه‌های ژئوشیمیایی عناصر و نیز خطر سلامت ساکنین از طریق قرارگیری در معرض عناصر خواهد کرد.

۳- با مطالعات ژئوفیزیک، چاه‌های نزدیک زون‌های شکستگی (عمق ۵۰۰ متر) و زون‌های احتمالی دگرسانی تعیین شود تا بتوان مدیریت کمی و کیفی این چاه‌ها و دیگر برداشت‌های احتمالی در آینده را برنامه ریزی نمود.

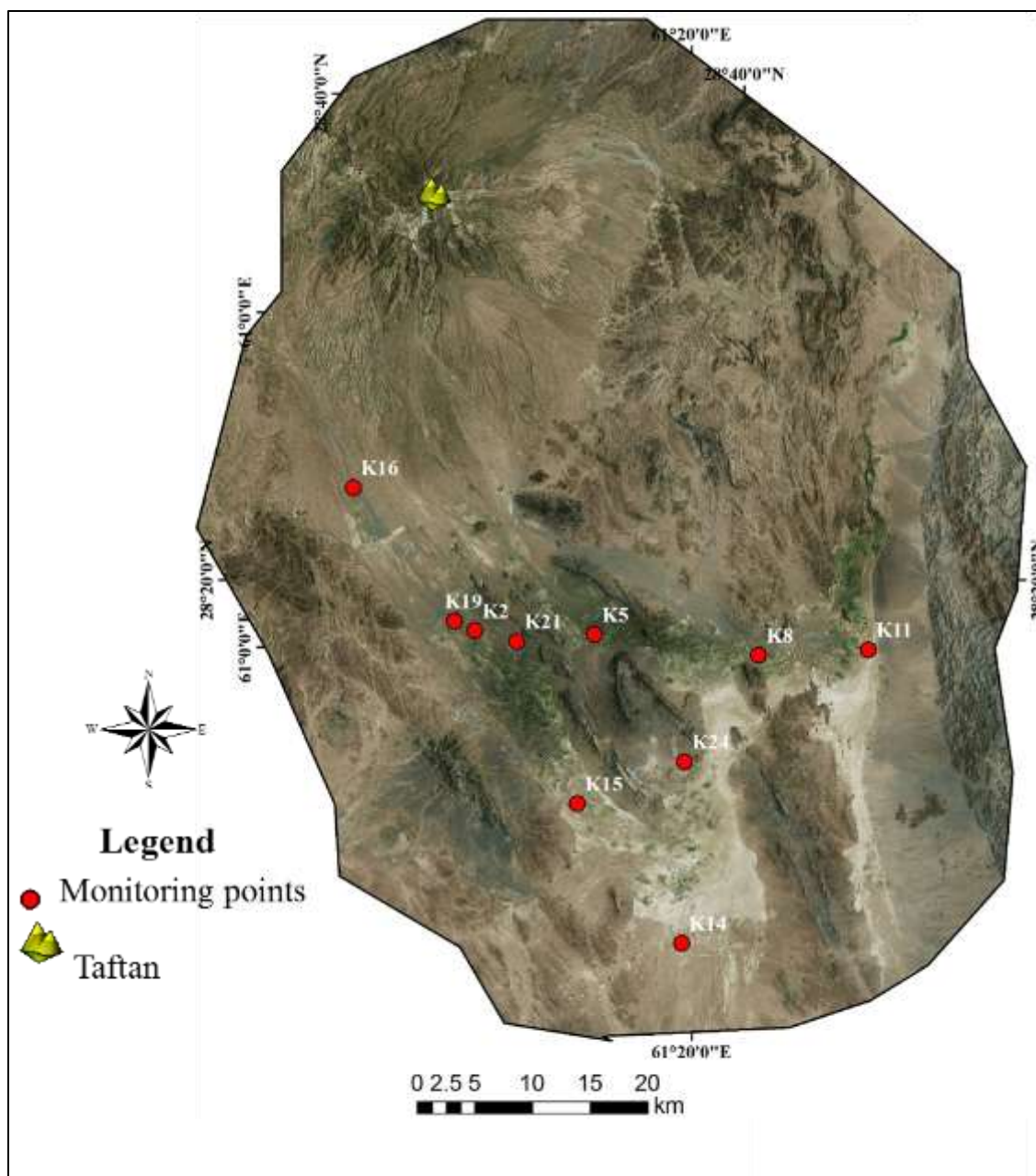
۴- کف شکنی چاه‌ها و اضافه برداشت از آب زیرزمینی بشدت مدیریت شود تا رها سازی عناصر بالقوه سمناک در آبخوان کمتر شود.

۵- با توجه به شرایط موجود، به نظر می‌رسد تامین منابع آب (به ویژه آب شرب) مردم منطقه از منابع برون حوضه‌ای از نظر اجتماعی و سلامت مقرون به صرفه‌تر است. همزمان پاکسازی آلودگی عناصر بالقوه سمناک به ویژه آرسنیک در منابع آب زیرزمینی هردو منطقه تفتان و بزمان می‌تواند به منظور رساندن غلظت این عنصر به محدوده استاندارد در دستور کار قرار گیرد. با توجه به هزینه‌های لازم برای پاکسازی، پیشنهاد می‌شود روش‌های

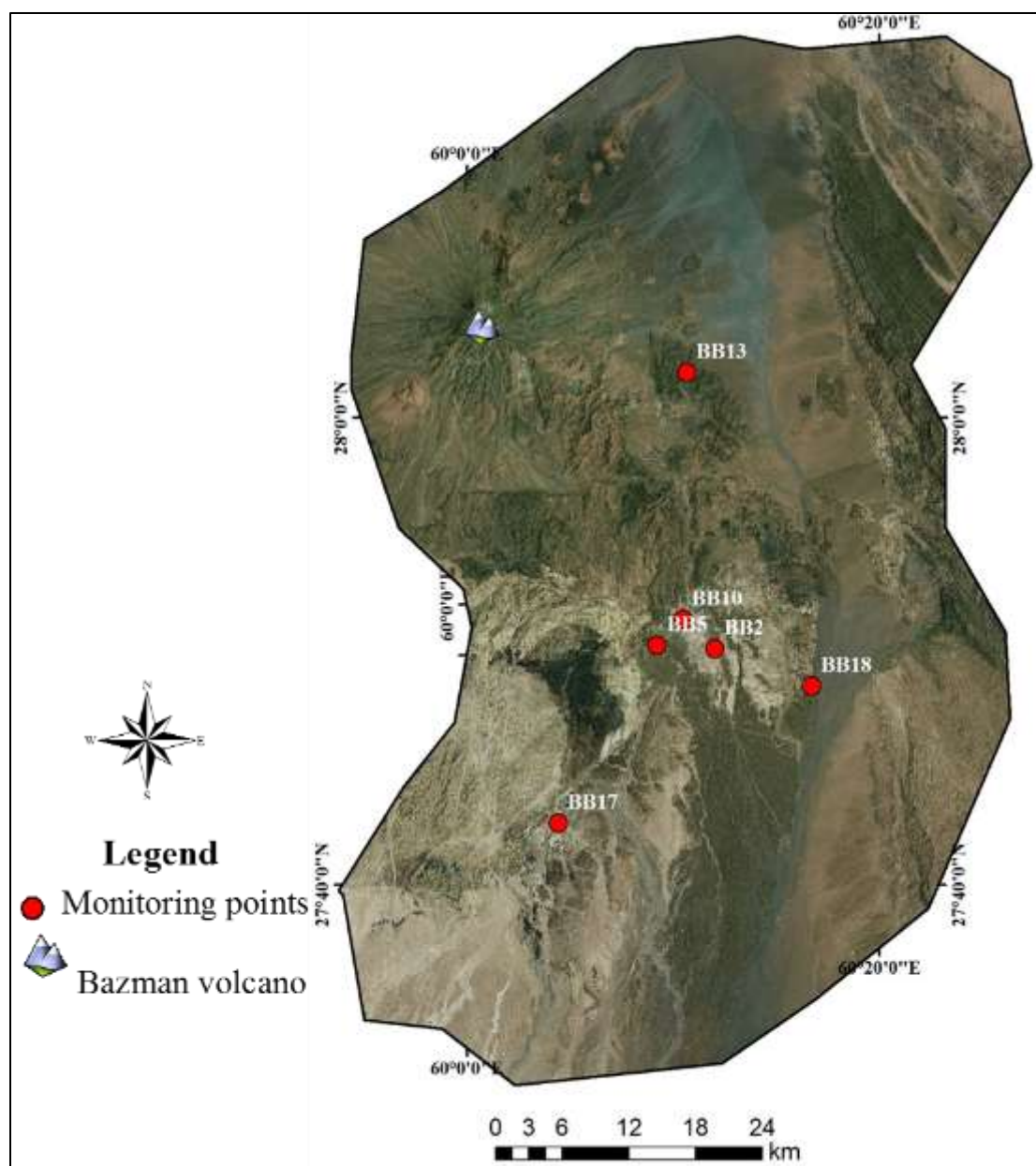
برون چاهی برای این منظور مورد استفاده قرار گیرد. همچنین می‌توان با شناسایی گیاهان بومی دارای قابلیت انباشت زیاد برای آرسنیک، برنامه پاکسازی این عنصر از خاک را نیز اجرا کرد.

۶- به منظور نمونه‌برداری و پایش درازمدت منابع آب منطقه، با درنظر گرفتن تمام شرایط از جمله موقعیت، شباهت نقاط (با استفاده از روش‌هایی مانند تحلیل خوشه‌ای سلسله مراتبی) و کاربری چاه‌ها، شبکه پایش کیفی برای آب طراحی شده و پیشنهاد می‌شود نمونه‌برداری از آنها به صورت دوره‌ای صورت گیرد. شکل‌های ۵-۳ و ۵-۴ به ترتیب شبکه پایش چاه‌های بهره‌برداری در دو محدوده تفتان و بزمان را نشان می‌دهند.

بر اساس تعریف ارائه شده توسط سازمان بین‌المللی استاندارد (ISO) پایش کیفیت آب عبارت است از فرآیند برنامه‌ریزی شده نمونه‌برداری، اندازه‌گیری و ثبت یا علامت‌گذاری ویژگی‌های مختلف آب که اغلب با هدف ارزیابی تناسب و تطابق با هدف یا اهداف کاربری تعریف شده برای آب می‌باشد. پایش کیفیت آب فعالیت متمرکزی است که برای بررسی ویژگی‌های فیزیکی، شیمیایی و زیستی آب در ارتباط با بهداشت انسانی، شرایط بوم‌شناختی و کاربری آب انجام می‌شود. در محدوده مطالعاتی کیفیت آب تحت تاثیر عوامل زمین‌شناختی بوده و منابع آلاینده انسان‌زاد تاثیر چندانی بر کیفیت آب ندارند. از اینرو برنامه پیشنهادی پایش کیفی آب زیرزمینی منطقه با هدف تعیین سیمای کیفی منابع آب و تغییرات کیفی آن با آنالیز آرسنیک به عنوان آلاینده اصلی و پارامترهای اسیدینگی (pH)، هدایت الکتریکی (EC) و غلظت یون‌های اصلی که هریک بر چرخه و غلظت آرسنیک موثر هستند انجام می‌شود. مختصات جغرافیایی و توصیف مکانی ایستگاه‌های پیشنهادی در جدول (۵-۱) نیز آورده شده است. لازم به ذکر است که بازه زمانی نمونه‌برداری و پایش به صورت ماهانه پیشنهاد می‌شود.



شکل ۵-۳- موقعیت چاه‌های پیشنهادی برای پایش آب منطقه تفتان



شکل ۵-۴- موقعیت چاه‌های پیشنهادی برای پایش آب منطقه بزمان

جدول ۵-۱- مختصات جغرافیایی و توصیف مکانی ایستگاه‌های پیشنهادی برای پایش آب

عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	توضیحات	محدوده	شماره ایستگاه
3131653	319954	اکبرآباد- ترکیب آب دو چاه- کاربری کشاورزی	تفتان	K2
3131224	329087	دوربن رکن آباد- کاربری کشاورزی	تفتان	K5
3129471	341659	روستای نیلگون- کاربری کشاورزی	تفتان	K8
3129792	350071	شرق محدوده- خروجی حوضه و در محدوده تهلاب- کاربری کشاورزی	تفتان	K11
3107620	335450	جنوب منطقه- خروجی حوضه- کاربری کشاورزی	تفتان	K14
3118365	327606	بیت آباد- کاربری کشاورزی (آبیاری نخلستان)	تفتان	K15
3142687	310816	کلچات- شمال غرب محدوده- کاربری شرب	تفتان	K16
3132408	318389	اسماعیل آباد- کاربری کشاورزی- آب دارای حباب گاز	تفتان	K19
3130792	323148	اسپیتک- کاربری کشاورزی- آب دارای حباب گاز	تفتان	K21
3121442	335850	جنوب منطقه- در مسیر خروجی حوضه- ابرری کشاورزی	تفتان	K24
3082110	224231	چاه- جنوب شرق محدوده- کاربری کشاورزی و مرغداری	بزمان	BB2
3082455	219659	چاه- غرب شهر بزمان	بزمان	BB5
3084466	221725	چاه- شمال شهر بزمان- مصرف کشاورزی	بزمان	BB10
3103936	222507	قنات- شمال محدوده مطالعاتی- پان ساره- نخلستان	بزمان	BB13
3068602	211435	چاه- جنوب غرب منطقه- منطقه مادر مکسان	بزمان	BB17
3078962	231895	چاه- جنوب شرق بزمان- آسانبگ	بزمان	BB18

منابع

ابراهیمی، داور و جواد نورعلیئی، ۱۳۹۱، بررسی ژئوشیمیایی و زمین دما سنجی منابع زمین گرمایی شهرستان مآو بر اساس آنالیز چشمه های آبگرم، سی و یکمین همایش علوم زمین، تهران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، https://www.civilica.com/Paper-GSI31-GSI31_267.html

بومری، م.، خطیب، م.م.، گرگیج، م.، بیابانگرد، ح.، ۱۳۸۳. ژئوشیمی، پتروگرافی و نحوه تشکیل آتشفشان تفتان- جنوب شرق ایران، طرح تحقیقات بین دانشگاهی (سیستان و بلوچستان و بیرجند). ۲۲۰ ص.

بومری، م.، ۱۳۸۴. بررسی منابع انرژی زمین گرمایی و کانی سازی آتشفشان تفتان با استفاده از ایزوتوپ های پایدار آب. مجله جغرافیا و توسعه.

خلقی خسرقی، م. ح. و محمدی گل، آ. (۲۰۰۵) نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چاه سنگی، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران

درویش زاده، ع.، ۱۳۸۳. زمین شناسی ایران (چینه شناسی، تکتونیک، دگرگونی و ماگماتیسم). انتشارات امیر کبیر، ۴۳۴ ص.

شیعیان، ک.، قلمقاش، ج.، وثوقی عابدینی، م. و مسعودی، ف. (۲۰۱۵) زمین شناسی، ژئوشیمی و پتروژنز آتشفشان بزمان: جنوب خاوری ایران. فصلنامه علمی-پژوهشی علوم زمین ۲۴، ۹۹-۱۱۰.

واحدی، ل، دلاوری، م، دولتی، الف، محمدی، ع.، ۱۳۹۵. پتروژنز و جایگاه تکتونیکی باتولیت بزمان، جنوب شرق ایران. نشریه علوم زمین خوارزمی سال دوم شماره ۱ (بهار و تابستان ۱۳۹۵)، ۱۳۳-۱۵۶.

هزاره، محمدرضا، رسا، ایرج. (۱۳۹۳). 'بررسی کانی سازی طلا در محدوده شمال بزمان (چاه نعلی) فصلنامه علمی-پژوهشی علوم زمین 24, (94- سنگ و کانی) 287-292. doi: 10.22071/gsj.2015.42945

Abedini, A and Calagari, A.A. 2015. Rare earth element geochemistry of the Upper Permian limestone: the Kanigorgeh mining district, NW Iran. Turkish J Earth Sci. (2015) 24: 365-382. doi:10.3906/yer-1412-30.

Adimalla, N. and Venkatayogi, S., 2018. Geochemical characterization and evaluation of groundwater suitability for domestic and agricultural utility in semi-arid region of Basara, Telangana State, South India. *Applied water science*, 8(1), p.44.

Adimalla, N., Vasa, S.K. and Li, P., 2018. Evaluation of groundwater quality, Peddavagu in Central Telangana (PCT), South India: an insight of controlling factors of fluoride enrichment. *Modeling Earth Systems and Environment*, 4(2), pp.841-852.

Aggett, J. and Aspell, A.C., 1978. *Release of arsenic from geothermal sources*. New Zealand Energy Research and Development Committee.

Aghanabati, A., 1998. Major sedimentary and structural units of iran (map). *Geoscience*, V. 7, pp. 29-30.

AGUSA, T., KUNITO, T., FUJIHARA, J., KUBOTA, R., MINH, T. B., TRANG, P. T. K., IWATA, H., SUBRAMANIAN, A., VIET, P. H. & TANABE, S. 2006. Contamination by arsenic and other trace elements in tube-well water and its risk assessment to humans in Hanoi, Vietnam. *Environmental Pollution*, 139, 95-106.

AKSOY, N., ŞİMŞEK, C. & GUNDUZ, O. 2009. Groundwater contamination mechanism in a geothermal field: a case study of Balçova, Turkey. *Journal of Contaminant Hydrology*, 103, 13-28.

Amaral, A.F.S., Radrigues, A.S., 2011. Volcanogenic contamination: chronic exposure. *Earth systems and environmental sciences*. pp. 681-689.

Angelone, M., Cremisini, C., Piscopo, V., Proposito, M., Spaziani, F., 2009. Influence of hydrostratigraphy and structural setting on the arsenic occurrence in groundwater of the Cimino–Vico volcanic area (central Italy). *Hydrogeol. J.* 17, pp. 901-914.

Arnorsson, S., Axelsson, G., Saemudsson, K. 2008. Geothermal systems in Iceland. *JÖKULL*, 58, 269-302.

Arsanova, G.I. 1974. Rare alkalies in thermal waters of volcanic regions. Moscow, Nauka, 111 p. (in Russian).

ATSDR, 2010. Landfill Gas Primer: An Overview for Environmental Health Professionals. Agency for Toxic Substances and Disease Registry, Atlanta.

Bakirdere, S., Orenay, S., Korkmaz, M., 2010. Effect of Boron on Human Health. *The Open Mineral Processing Journal*, V. 3, pp. 54-59.

Ballantyne, J.M., Moore, J.N., 1988. Arsenic geochemistry in geothermal systems. *Geochim. Cosmochim. Acta* 52, 475-483.

Barabanov, L.N., Disler, V.N., 1968. Nitrogen-bearing thermal waters of the USSR. Moscow, Resort Center Eds., 119 p. (in Russian).

Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian journal of earth sciences*, 18(2), pp.210-265.

Berberian, F., Muir, I.D., Pankhurst, R.J. and Berberian, M., 1982. Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran. *Journal of the Geological Society*, 139(5), pp.605-614.

Bhattacharya, P., Claesson, M., Bundschuh, J., Sracek, O., Fagerberg, J., Jacks, G., Martin, R.A., Storniolo, A.D.R. and Thir, J.M., 2006. Distribution and mobility of arsenic in the Rio Dulce alluvial aquifers in Santiago del Estero Province, Argentina. *Science of the total Environment*, 358(1-3), pp.97-120.

BIRKLE, P. & MERKEL, B. 2000. Environmental impact by spill of geothermal fluids at the geothermal field of Los Azufres, Michoacán, Mexico. *Water, air, and soil pollution*, 124, 371-410.

BIRKLE, P., BUNDSCHUH, J. & SRACEK, O. 2010. Mechanisms of arsenic enrichment in geothermal and petroleum reservoirs fluids in Mexico. *Water research*, 44, 5605-5617.

Birkle, P., Bundschuh, J., 2007a. High and low enthalpy geothermal resources and potentials. In: Bundschuh J, Alvarado G, editors. *Central America — Geology, Resources and Hazards*. The Netherlands: Taylor & Francis/Balkema Publishers; pp. 705-76.

Birkle, P., Bundschuh, J., 2007b. Hydrogeochemical and isotope composition of geothermal fluids. In: Bundschuh J, Alvarado G, editors. *Central America — Geology, Resources and Hazards*. The Netherlands: Taylor & Francis/Balkema Publishers, pp. 777-838.

Bischoff, J.L. and Seyfried, W.E., 1978. Hydrothermal chemistry of seawater from 25 degrees to 350 degrees C. *American Journal of Science*, 278(6), pp.838-860.

Bouchaou, L., Warner, N.R., Tagma, T., Hssaisoune, M. and Vengosh, A., 2017. The origin of geothermal waters in Morocco: Multiple isotope tracers for delineating sources of water-rock interactions. *Applied Geochemistry*, 84, pp.244-253.

Boyle, R.W., Jonasson, I.R., 1973. The geochemistry of As and its use as an indicator element in geochemical prospecting. *J. Geochem. Explor.* 2, 251– 256.

BROWN, K. L. & SIMMONS, S. F. 2003. Precious metals in high-temperature geothermal systems in New Zealand. *Geothermics*, 32, 619-625.

Bundschuh, J. and Maity, J.P., 2015. Geothermal arsenic: occurrence, mobility and environmental implications. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 42, pp.1214-1222.

Burg, J.P., 2018. Geology of the onshore Makran accretionary wedge: Synthesis and tectonic interpretation. *Earth-Science Reviews*.

Caliro, S., Chiodini, G., Izzo, G., Minopoli, C., Signorini, A., Avino, R., Granieri, D., 2008. Geochemical and biochemical evidence of lake overturn and fish kill at Lake Averno, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. V. 178. I. 2, 305–316.

Camacho, L.M., Gutierrez, M., Alarcon-Herrera, M.T., Villalba, M.L., Deng, S., 2011. Occurrence and treatment of arsenic in groundwater and soil in northern Mexico and southwestern USA. *Chemosphere*, V. 83, pp. 211-225.

Chae, G.T., Yun, S.T., Kwon, M.J., Kim, Y.S. and Mayer, B., 2006. Batch dissolution of granite and biotite in water: implication for fluorine geochemistry in groundwater. *Geochemical Journal*, 40(1), pp.95-102.

Chae, G.T., Yun, S.T., Mayer, B., Kim, K.H., Kim, S.Y., Kwon, J.S., Kim, K. and Koh, Y.K., 2007. Fluorine geochemistry in bedrock groundwater of South Korea. *Science of the Total Environment*, 385(1-3), pp.272-283.

Chenaker, H., Houha, B. and Vincent, V., 2018. Hydrogeochemistry and geothermometry of thermal water from north-eastern Algeria. *Geothermics*, 75, pp.137-145.

Christiansen, E.H., Burt, D.M. and Sheridan, M.F., 1986. *The geology and geochemistry of Cenozoic topaz rhyolites from the western United States* (Vol. 205). Geological Society of America.

Christodoulidou, M., Charalambous, C., Aletrari, M., Nicolaidou Kanari, P., Petronda, A., Ward, N.I., 2012. Arsenic concentrations in groundwaters of Cyprus. *Journal of Hydrology*, V. 468–469, pp. 94-100.

Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science* 133, 1702–1703.

Cumbal, L., Bundschuh, J., Aguirre, V., Murgueitio, E., Tipan, I., Chavez, C., 2009. The origin of arsenic in waters and sediments from Papallacta Lake in Ecuador. In: Bundschuh J, Armienta MA, Birkle P,

Bhattacharya P, Matschullat J, Mukherjee AB, editors. Natural arsenic in groundwaters of Latin America — Occurrence, health impact and remediation. Taylor & Francis Group, pp. 81-90.

D'Amore, F., Arnórsson, S., 2000. Geothermometry. In: Arnórsson, S. (Ed.), *Isotopic and Chemical Techniques in Geothermal Exploration, Development and Use*. International Atomic Agency, Vienna, pp. 152–199.

Dehghani, G.A. and Makris, J., 1984. The gravity field and crustal structure of Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, pp.215-229.

Deutsch, W.J. and Siegel, R., 1997. *Groundwater geochemistry: fundamentals and applications to contamination*. CRC press.

Dişli, E., 2017. Hydrochemical characteristics of surface and groundwater and suitability for drinking and agricultural use in the Upper Tigris River Basin, Diyarbakır–Batman, Turkey. *Environmental Earth Sciences*, 76(14), p.500.

DUKER, A. A., CARRANZA, E. & HALE, M. 2005. Arsenic geochemistry and health. *Environment international*, 31, 631-641.

Eby, G.N., 2004. *Principles of Environment Geochemistry*, Brooks/cole. 610 pp.

Edmunds M, Smedley P. Fluoride in natural waters. In: Selinus O, Alloway B, Centeno J, Finkelman R, Fuge R, Lindh U, Smedley P, editors. *Essential of medical geology. Impacts of the natural environment on public health*. Amsterdam: Elsevier; 2004. p. 301–29.

Elango, L., Kannan, R., Senthil Kumar, M., 2003. Major ion chemistry and identification of hydrogeochemical processes of groundwater in a part of Kancheepuram district, Tamil Nadu, India. *Environ. Geosci.* 10(4), 157–166.

Ellis, A.J. and Mahon, W.A.J., 1964. Natural hydrothermal systems and experimental hot-water/rock interactions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28(8), pp.1323-1357.

Ellis, A.J. and Mahon, W.A.J., 1977. *Chemistry and geothermanl systems* (No. 553.79 E4).

Ellis, A.J., 1971. Magnesium ion concentrations in the presence of magnesium chlorite, calcite, carbon dioxide, quartz. *Am. J. Sci.:(United States)*, 271(5).

Emadi, A. and Gore, S.D., 2010. Arsenic trioxide—an old drug rediscovered. *Blood reviews*, 24(4-5), pp.191-199.

ENEL, 1983. Geothermal power development studies in Iran. General report on Sabalan geothermal areas. Ministry of Energy, Tehran, Iran, 220 pp.

Engdahl, E.R. and Villseñor, A., 2002. Global Seismicity: 1900-1999, in International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology. edited by WH Lee, H Kanamori, PC Jennings, et al. Academic Press, Amsterdam, Boston, New York, Oxford, Paris, San Diego, San Francisco, Singapore, pp.665-690.

EPA, 2009. Guidelines for Carcinogen Risk Assessment, EPA/630/P-03/001F, Risk Assessment Forum, Washington, DC.

EPA, 2012. Edition of the Drinking Water Standards and Health Advisories. Office of Water U.S. Environmental Protection Agency Washington, DC. Spring, 822-S-12-001.

Farhoudi, G., Karige, D.E., 1977. Makran of Iran and Pakistan as an active arc system. *Geology*, V. 5 (11), pp. 664-668.

Fridleifsson, I.B., 2001. Geothermal energy for the benefit of the people. *Renewable and sustainable energy reviews*, 5(3), pp.299-312.

FENG, T., LIN, H., GUO, Q. & FENG, Y. 2014. Influence of an arsenate-reducing and polycyclic aromatic hydrocarbons-degrading *Pseudomonas* isolate on growth and arsenic accumulation in *Pteris vittata* L. and removal of phenanthrene. *International Biodeterioration & Biodegradation*, 94, 12-18.

Firouzkouhi, Z., Ahmadi, A., Lentz, D.R. and Moridi-Farimani, A.A., 2017. Mixing of basaltic and andesitic magmas in the Bazman volcanic field of southeastern Iran as inferred from plagioclase zoning. *Mineralogical Magazine*, 81(4), pp.975-985.

Fotouhi, M. and Noorollahi, Y., 2000, May. Updated geothermal activities in Iran. In *Proceedings of the World Geothermal Congress 2000, Kyushu-Tohoku, Japan* (pp. 183-185).

Fournier, R.O., 1977. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics* 5, 41e50.

Fronzini, F., Zucchini, A., Comodi, P. 2014. Water–rock interactions and trace elements distribution in dolomite aquifers: The Sassolungo and Sella systems (Northern Italy). *Geochemical Journal*, Vol. 48, 231 - 246

Gaillardet, J., Dupré, B., Louvat, P. and Allegre, C.J., 1999. Global silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chemical geology*, 159(1-4), pp.3-30.

Garrels, R.M., 1967. Genesis of some ground waters from igneous rocks. In: Abelson, P.H. (Ed.), *Researches in Geochemistry*. John Wiley & Sons, New York. pp. 405–421.

Gemici, U., Filiz, S., 2001. Hydrochemistry of the Cesme geothermal area, Turkey. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 110 171-188.

Gemici, Ü. and Tarcan, G., 2002. Hydrogeochemistry of the Simav geothermal field, western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and geothermal research*, 116(3-4), pp.215-233.

Ghods, M.R., Boomeri, M., Bagheri, S., Ishiyama, D. and Corfu, F., 2016. Geochemistry, zircon U-Pb age, and tectonic constraints on the Bazman granitoid complex, southeast Iran. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 25(4), pp.311-340.

Gibbs, R. J., 1970. Mechanisms controlling world's water chemistry. *Science*. 170, 1088–90.

Giggenbach, W.F., 1988. Geothermal solute equilibria: derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers. *Geochim. Cosmochim. Acta* 52, 2749–2765.

Giggenbach, W.F., 1991. Chemical techniques in geothermal exploration. In: *Application of in Geothermal Reservoir Development*, F. D'Amore (Ed.) Rome, pp. 252–270.

Giggenbach, W.F., Gonfiantini, R., Jangi, B.L. and Truesdell, A.H., 1983. Isotopic and chemical composition of Parbati valley geothermal discharges, north-west Himalaya, India. *Geothermics*, 12(2-3), pp.199-222.

Giménez-Forcada, E. and Smedley, P.L., 2014. Geological factors controlling occurrence and distribution of arsenic in groundwaters from the southern margin of the Duero Basin, Spain. *Environmental geochemistry and health*, 36(6), pp.1029-1047.

Glenn, S.M. and Lester, L.J., 2010. An analysis of the relationship between land use and arsenic, vanadium, nitrate and boron contamination in the Gulf Coast aquifer of Texas. *Journal of hydrology*, 389(1-2), pp.214-226.

Goguel R.L. 1983. The rare alkalies in hydrothermal alteration at Wairakei and Broadlands geothermal fields, New Zealand. *Geochim. Cosmochim. Acta* 47(3):429-437

Gomez, J.J., Jillo, J., Sahun, B., 2006. Naturally occurring arsenic in groundwater and identification of the geochemical sources in the Duero Cenozoic Basin, Spain. *Environ Geol.*, V 50, pp. 1151-1170.

GONZÁLEZ, E., TELLO, E. & VERMA, M. 2001. Interaction between geothermal water and springs at the Los Humeros geothermal field, Puebla, Mexico. *Ing Hidraul Mex*, 15, 185-194.

Guo, Q., Liu, M., Li, J. and Zhou, C., 2017. Geochemical genesis of arsenic in the geothermal waters from the Rehai hydrothermal system, southwestern China. *Procedia Earth and Planetary Science*, 17, pp.49-52.

Hepbasli, A. and Ozgener, L., 2004. Development of geothermal energy utilization in Turkey: a review. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 8(5), pp.433-460.

HOPENHAYN-RICH, C., BIGGS, M. L. & SMITH, A. H. 1998. Lung and kidney cancer mortality associated with arsenic in drinking water in Cordoba, Argentina. *International journal of epidemiology*, 27, 561-569.

HOPENHAYN-RICH, C., BIGGS, M. L., FUCHS, A., BERGOGLIO, R., TELLO, E. E., NICOLLI, H. & SMITH, A. H. 1996. Bladder cancer mortality associated with arsenic in drinking water in Argentina. *Epidemiology*, 7, 117-124.

Jackson, J., Haines, J. and Holt, W., 1995. The accommodation of Arabia-Eurasia plate convergence in Iran. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B8), pp.15205-15219.

Jiang, Z., Li, P., Tu, J., Wei, D., Zhang, R., Wang, Y. and Dai, X., 2018. Arsenic in geothermal systems of Tengchong, China: potential contamination on freshwater resources. *International biodeterioration & biodegradation*, 128, pp.28-35.

KAASALAINEN, H. & STEFÁNSSON, A. 2012. The chemistry of trace elements in surface geothermal waters and steam, Iceland. *Chemical Geology*, 330, 60-85.

Kalantary, N., Rahimi, M. and Charchi, A., 2007. Use of composite diagram, factor analyses and saturation index for quantification of Zaviercherry and Kheran plain groundwaters. *J Eng Geol*, 2(1), pp.339-356.

KELLER, N. S., STEFÁNSSON, A. & SIGFÚSSON, B. 2014. Arsenic speciation in natural sulfidic geothermal waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 142, 15-26.

Keshavarzi, B., Moore, F., Mosaferi, M., Rahmani, F., 2011. The Source of Natural Arsenic Contamination in Groundwater, West of Iran. *Water Qual Expo Health*, DOI 10.1007/s12403-011-0051-x.

Khorasanipour, M., Esmaeilzadeh, E., 2015. Geogenic arsenic contamination in the Kerman Cenozoic Magmatic Arc, Kerman, Iran: Implications for the source identification and regional analysis. *Appl. Geochem.* 63, 610-622.

Kim, M.J., Nriagu, J. and Haack, S., 2003. Arsenic behavior in newly drilled wells. *Chemosphere*, 52(3), pp.623-633.

Koffi, K.V., Obuobie, E., Banning, A. and Wohnlich, S., 2017. Hydrochemical characteristics of groundwater and surface water for domestic and irrigation purposes in Veia catchment, Northern Ghana. *Environmental Earth Sciences*, 76(4), p.185.

KOMATINA, M. 2004. Medical geology: effects of geological environments on human health, Elsevier.

Kuhn, M., 2004. "Reactive Flow Modeling of Hydrothermal Systems", Springer, Verlag Berlin Heidelberg New York, 233 pp.

Kukowski, N., Schillhorn, T., Flueh, E.R. and Huhn, K., 2000. Newly identified strike-slip plate boundary in the northeastern Arabian Sea. *Geology*, 28(4), pp.355-358.

LANDRUM, J., BENNETT, P., ENGEL, A., ALSINA, M., PASTÉN, P. & MILLIKEN, K. 2009. Partitioning geochemistry of arsenic and antimony, El Tatio geyser field, Chile. *Applied geochemistry*, 24, 664-676.

Li, P., Wu, J. and Qian, H., 2016. Hydrochemical appraisal of groundwater quality for drinking and irrigation purposes and the major influencing factors: a case study in and around Hua County, China. *Arabian Journal of Geosciences*, 9(1), p.15.

Lopez, D.L., Bundschuh, J., Birkle, P., Armienta, M.A., Cumbal, L., Sracek, O., Cornejo, L., Ormachea, M., 2012. Arsenic in volcanic geothermal fluids of Latin America. *Science of the Total Environment*, V. 429, pp. 57-75.

Lopez, D.L., Ransom, L., Monterrosa, J., Soriano, T., Barahona, F., Olmos, R., et al. 2009. Volcanic arsenic and boron pollution of Ilopango Lake, El Salvador. In: Bundschuh J, Armienta MA, Birkle P, Bhattacharya P, Matschullat J, Mukherjee AB, editors. *Natural arsenic in groundwaters of Latin America- Occurrence, health impact and remediation*. Taylor & Francis Group, p. 129-43.

Lund, J.W., Freeston, D.H. and Boyd, T.L., 2011. Direct utilization of geothermal energy 2010 worldwide review. *Geothermics*, 40(3), pp.159-180.

MAIZEL, D., BLUM, J. S., FERRERO, M. A., UTTURKAR, S. M., BROWN, S. D., ROSEN, B. P. & OREMLAND, R. S. 2016. Characterization of the extremely arsenic-resistant *Brevibacterium linens* strain AE038-8 isolated from contaminated groundwater in Tucumán, Argentina. *International Biodeterioration & Biodegradation*, 107, 147-153.

Mazumder, D.G. and Dasgupta, U.B., 2011. Chronic arsenic toxicity: studies in West Bengal, India. *The Kaohsiung journal of medical sciences*, 27(9), pp.360-370.

McCall, G.J.H., 2002. A summary of the geology of the Iranian Makran. Geological Society, London, Special Publications, 195(1), pp.147-204.

McLaren, S.J. and Kim, N.D., 1995. Evidence for a seasonal fluctuation of arsenic in New Zealand's longest river and the effect of treatment on concentrations in drinking water. *Environmental Pollution*, 90(1), pp.67-73.

Mehdizadeh, H., Liotard, J.M., Dautria, J.M, 2002. Geochemical characteristics of an intracontinental shoshonitic association: the example of the Damavand volcano, Iran. *C. R. Geoscience*. 334, 111–117.

Mladenov, N., Wolski, P., Hettiarachchi, G.M., Murray-Hudson, M., Enriquez, H., Damaraju, S., Galkaduwa, M.B., McKnight, D.M., Masamba, W., 2014. Abiotic and biotic factors influencing the mobility of arsenic in groundwater of a through-flow island in the Okavango Delta, Botswana. *Journal of hydrology* 518, 326-341.

Mohammadi, Z., Bagheri, R. and Jahanshahi, R., 2010. Hydrogeochemistry and geothermometry of Changal thermal springs, Zagros region, Iran. *Geothermics*, 39(3), pp.242-249.

Moore, J.N. and Simmons, S.F., 2013. More power from below. *Science*, 340(6135), pp.933-934.

Morales-Arredondo, I., Rodríguez, R., Armienta, M.A. and Villanueva-Estrada, R.E., 2016. The origin of groundwater arsenic and fluorine in a volcanic sedimentary basin in central Mexico: a hydrochemistry hypothesis. *Hydrogeology journal*, 24(4), pp.1029-1044.

Mosaferi, M., Yunesion, M., Mesdaghinia, A., Naidu, A., Nasser, S. and Mahvi, A.H., 2003, February. Arsenic occurrence in drinking water of IR of Iran: the case of Kurdistan Province. In *Fate of arsenic in the environment. Dhaka: BUET-UNU International Symposium, International Training Network Centre, Bangladesh University of Engineering and Technology, United Nations University, Tokyo*(pp. 1-6).

Muhammad, S., Tahir Shah, M., Khan, S., 2011. Health risk assessment of heavy metals and their source apportionment in drinking water of Kohistan region, northern Pakistan. *Microchemical Journal*, V. 98, pp. 334-343.

Mukherjee, A. and Fryar, A.E., 2008. Deeper groundwater chemistry and geochemical modeling of the arsenic affected western Bengal basin, West Bengal, India. *Applied Geochemistry*, 23(4), pp.863-894.

Mukherjee, A., Fryar, A.E. and O'Shea, B.M., 2009. Major occurrences of elevated arsenic in groundwater and other natural waters. *Arsenic: Environmental chemistry, health threats and waste treatment*, pp.303-350.

Mukherjee, A., Scanlon, B.R., Fryar, A.E., Saha, D., Ghosh, A., Chowdhuri, S. and Mishra, R., 2012. Solute chemistry and arsenic fate in aquifers between the Himalayan foothills and Indian craton (including central Gangetic plain): Influence of geology and geomorphology. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 90, pp.283-302.

Musson, R.M.W., 2009. Subduction in the Western Makran: the historian's contribution. *Journal of the Geological Society*, 166(3), pp.387-391.

Narsimha, A. and Sudarshan, V., 2017. Assessment of fluoride contamination in groundwater from Basara, Adilabad district, Telangana state, India. *Applied Water Science*, 7(6), pp.2717-2725.

Navarro, A., Fonta, X., Viladevall, M., 2011. Geochemistry and groundwater contamination in the La Selva geothermal system (Girona, Northeast Spain). *Geothermics*, V. 40, pp. 275-285.

Nickson, R., McArthur, J., Shrestha, B., Kyaw-Myint, T., Lowry, D., 2005. Arsenic and other

Nimick, D.A., Moore, J.N., Dalby, C.E. and Savka, M.W., 1998. The fate of geothermal arsenic in the Madison and Missouri Rivers, Montana and Wyoming. *Water Resources Research*, 34(11), pp.3051-3067.

Noorollahi, Y., Itoi, R., Fujii, H. and Tanaka, T., 2008. GIS integration model for geothermal exploration and well siting. *Geothermics*, 37(2), pp.107-131.

Ogawa, Y., Ishiyama, D., Shikazono, N., Iwane, K., Kajiwar, M., Tsuchiya, N., 2012. The role of hydrous ferric oxide precipitation in the fractionation of arsenic, gallium, and indium during the neutralization of acidic hot spring water by river water in the Tama River watershed, Japan. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V. 86, pp. 367-383.

Ohmoto H., Goldhaber, M.B. 1997. Sulfur and carbon isotopes. In: *Geochemistry of Hydrothermal ore deposits*. H.L.Barnes (Ed.). John Willey & Sons, NY.

Ozima, M., Podosek, F.A., 2002. *Noble Gas Geochemistry*, (2nd Edition). Cambridge University Press. 286 p.

Ozsvath, D.L., 2009. Fluoride and environmental health: a review. *Reviews in Environmental Science and Bio/Technology*, 8(1), pp.59-79.

Pal, T., Mukhrejee, P.K., Sengupte, S., 2002. Nature of arsenic pollution in groundwater of Bangal Delta – A case study from Baruipur area, West Bangal, India. *Corrent Science*, V. 82, pp. 554-561.

Pang Z-H., Reed, M.H., 1998. Theoretical chemical thermometry on geothermal waters: problems and methods. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62, 1083-1091.

Parkhurst, D. L., Appelo. C. A. J., 1999. User's Guide to PHREEQC (Version 2) – A Computer Program for Speciation, Batch-Reaction, One-Dimensional Transport, and Inverse Geochemical Calculations. United States Geological Survey, Water Resources Investigations Report 99-4259, Washington, DC. 326.

Peiffer, L., Taran, Y.A., Lounejeva, E., Solís-Pichardo, G., Rouwet, D. and Bernard-Romero, R.A., 2011. Tracing thermal aquifers of El Chichón volcano–hydrothermal system (México) with $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Ca/Sr and REE. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 205(3-4), pp.55-66.

Piper, A.M., 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. *Trans - Am Geophys Union*, V. 25, pp. 914-928.

Planer-Friedrich, B., London, J., McCleskey, R. B., Nordstrom, K. D., Wallschläger, D., 2007. Thioarsenates in geothermal waters of Yellowstone National Park: determination, preservation, and geochemical importance. *Environ Sci Technol*. 41, 5245-5251.

Reed, M. and Spycher, N., 1984. Calculation of pH and mineral equilibria in hydrothermal waters with application to geothermometry and studies of boiling and dilution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(7), pp.1479-1492.

Riebel, F.N., Eikman, T., 1986. Natural occurrences of arsenic and its compounds in soils and rocks. *Wiss. Umw.* 3– 4, 108–117.

Ritchie, J.A., 1961. Arsenic and antimony in some New Zealand thermal waters.[Rotorua-Taupo region]. *NZJ Sci.*, 4(2).

Robertson, F.N., 1989. Arsenic in ground-water under oxidizing conditions, south-west United States. *Environmental geochemistry and Health*, 11(3-4), pp.171-185.

ROBINSON, B., DUWIG, C., BOLAN, N., KANNATHASAN, M. & SARAVANAN, A. 2003. Uptake of arsenic by New Zealand watercress (*Lepidium sativum*). *Science of the Total Environment*, 301, 67-73.

Rodríguez-Lado, L., Sun, G., Berg, M., Zhang, Q., Xue, H., Zheng, Q., Johnson, C.A., 2013. Groundwater arsenic contamination throughout China. *Science* 341 (6148):866–868. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1237484>.

Rose, A.W., Hawkas, H.E., Webb, J.S., 1979. *Geochemistry in Mineral Exploration*. Academic Press, London.

Rybach, L., Muffler, L.J.P., 1981. "Geothermal System: Principles and Case Histories", John Wiley and Sons, New York, 359 pp.

Saadat, S., Charles, R.S., 2011. Petrochemistry and genesis of olivine basalts from small monogenetic parasitic cones of Bazman stratovolcano, Makran arc, southeastern Iran. *Lithos*. 125, 607–619.

Sahandi, MR., Padashi, M., 2005. Geological Quadrangle Map of Iran (1:100000 Scale), Sheet 8045 (Bazman). Tehran, Iran: Geology Survey.

Schwenzer, S. P., Tommaseo, C. E., Kersten, M., Kirnbauer, T., 2001. Speciation and oxidation kinetics of arsenic in the thermal springs of Wiesbaden spa, Germany. *Fresenius J Anal Chem*. 371, 927–933.

SHAH, A. A., NAWAZ, A., KANWAL, L., HASAN, F., KHAN, S. & BADSHAH, M. 2015. Degradation of poly (ϵ -caprolactone) by a thermophilic bacterium *Ralstonia* sp. strain MRL-TL isolated from hot spring. *International Biodeterioration & Biodegradation*, 98, 35-42.

Shakeri, A., Ghoreyshinia, S. and Mehrabi, B., 2015. Surface and groundwater quality in Taftan geothermal field, SE Iran. *Water Quality, Exposure and Health*, 7(2), pp.205-218.

Shakeri, A., Ghoreyshinia, S., Mehrabi, B. and Delavari, M., 2015. Rare earth elements geochemistry in springs from Taftan geothermal area SE Iran. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 304, pp.49-61.

Shakeri, A., Moore, F. and Kompani-Zare, M., 2008. Geochemistry of the thermal springs of Mount Taftan, southeastern Iran. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178(4), pp.829-836.

Shamsudduha, M., Uddin, A., Saunders, J.A., Lee, M.K., 2008. Quaternary stratigraphy, sediment characteristics and geochemistry of arsenic-contaminated alluvial aquifers in the Ganges–Brahmaputra floodplain in central Bangladesh. *Journal of Contaminant Hydrology* 99, 112–136 (this issue). doi:10.1016/j.jconhyd.2008.03.010.

SMEDLEY, P. L. & KINNIBURGH, D. 2002. A review of the source, behaviour and distribution of arsenic in natural waters. *Applied geochemistry*, 17, 517-568.

Smedley, P.L., Kinniburgh, D.G., 2013. Arsenic in groundwater and the environment. In: *Essentials of Medical Geology*. Springer, Dordrecht, pp. 279-310.

Smedley, P.L., Nicolli, H.B., Macdonald, D.M.J., Barros, A.J. and Tullio, J.O., 2002. Hydrogeochemistry of arsenic and other inorganic constituents in groundwaters from La Pampa, Argentina. *Applied geochemistry*, 17(3), pp.259-284.

SMITH, A. H., GOYCOLEA, M., HAQUE, R. & BIGGS, M. L. 1998. Marked increase in bladder and lung cancer mortality in a region of Northern Chile due to arsenic in drinking water. *American journal of epidemiology*, 147, 660-669.

Spycher, N., Peiffer, L., Sonnenthal, E.L., Saldaña, G., Reed, M.H., Kennedy, B.N., 2014. Integrated multicomponent solute geothermometry. *Geothermics*, 51, 113-123.

Stefansson, A., Sveinbjörnsdóttir, Á.E., Heinemeier, J., Arnórsson, S., Kjartansdóttir, R. and Kristmannsdóttir, H., 2016. Mantle CO₂ degassing through the Icelandic crust: Evidence from carbon isotopes in groundwater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 191, pp.300-319.

Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG bulletin*, 52(7), pp.1229-1258.

Taran, Y., Zelenski, M., 2014. Systematics of water isotopic composition and chlorine content in arc-volcanic gases. In: Zellmer, G. F., Edmonds, M. & Straub, S. M. (Eds.) *The Role of Volatiles in the Genesis, Evolution and Eruption of Arc Magmas*. Geological Society, London, Special Publications, 410.

Taran, Y.A., Pokrovsky, B.G., Doubik, Y.M., 1989. Isotopic composition and origin of water in andesitic magmas. *Dokl. Earth Sci.* 304, 1191–1194.

Tardy, Y., 1971. Characterization of the principal weathering types by the geochemistry of waters from some European and African crystalline massifs. *Chem Geol.* 7,253–271. Tardy Y (1970) Characterization of the principal weathering types by the geochemistry of waters from some European and African crystalline massifs. *Chem Geol* 7(4):253–271.

Torbehbar, A.K. and Sattari, S.M., 2015. Geochemistry and isotope study of discharged geothermal fluids, NW Sabalan geothermal field, NW Iran. *Geochemistry*, 19, p.25.

TSENG, C.-H., CHONG, C.-K., TSENG, C.-P., HSUEH, Y.-M., CHIOU, H.-Y., TSENG, C.-C. & CHEN, C.-J. 2003. Long-term arsenic exposure and ischemic heart disease in arseniasis-hyperendemic villages in Taiwan. *Toxicology letters*, 137, 15-21.

Turekian, K.K., Wedepohl, K.H., 1961. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. *Bull Geol. Soc. Of America*, 72(2), 175-190.

Vahdati Daneshmand, F., Berberian, M., Jorjandi, M., 2004. Geological Quadrangle Map of Iran (1:100000 Scale), Sheet 7945 (Maksan). Tehran: Iran: Geology Survey.

Valentino, G.M. and Stanzione, D., 2004. Geochemical monitoring of the thermal waters of the Phlegraean Fields. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 133(1-4), pp.261-289.

Venturi, S., Tassi, F., Bicocchi, G., Cabassi, J., Capeccchiacci, F., Capasso, G., Vaselli, O., Ricci, A. and Grassa, F., 2017. Fractionation processes affecting the stable carbon isotope signature of thermal waters from hydrothermal/volcanic systems: The examples of Campi Flegrei and Vulcano Island (southern Italy). *Journal of volcanology and geothermal research*, 345, pp.46-57.

Webster, J.G. and Nordstrom, D.K., 2003. Geothermal arsenic. In *Arsenic in ground water* (pp. 101-125). Springer, Boston, MA.

Wedepohl H. 1995. The composition of the continental crust. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59. 1217-1239.

WHITE, D. E., 1973. Characteristics of geothermal resources. In: Kruger, P. and Otte, C., eds., *Geothermal Energy*, Stanford University Press, Stanford, pp. 69-94.

WHO, 1993. Guidelines for drinking water quality, vol 1, recommendations, 2nd edn. WHO, Geneva, p 130.

WHO, 2008. Guidelines for drinking-water quality, Vol.1, Recommendations, 3rd ed.. world Health organization, Geneva.

WHO.,2011. Guidelines for drinking-water quality 4rd ed. world Health organization, Geneva, Switzerland.1, 564.

Wilkie, J.A., Hering, J.G., 1998. Rapid oxidation of geothermal arsenic (III) in stream waters of the Eastern Sierra Nevada. *Environ Sci Technol*, V. 32, pp. 657-662.

Xiangquan, L., Xinwei, H., Zhichao, Z. and Lingxia, L., 2014. Geochemical characterization and origins of the thermal springs in southern Gaoligong Mountains, China. *Environmental earth sciences*, 72(8), pp.3089-3098.

Yousefi, H., Ehara, S. and Noorollahi, Y., 2007, January. Geothermal potential site selection using GIS in Iran. In *Proceedings of the 32nd workshop on geothermal reservoir engineering*, Stanford University, Stanford, California (pp. 174-82).

Yousefi, H., Noorollahi, Y., Ehara, S., Itoi, R., Yousefi, A., Fujimitsu, Y., Nishijima, J. and Sasaki, K., 2010. Developing the geothermal resources map of Iran. *Geothermics*, 39(2), pp.140-151.

Yurteri, C. and Simsek, S., 2017. Hydrogeological and hydrochemical studies of the Kaman-Savcili-Büyükbaba (Kirsehir) geothermal area, Turkey. *Geothermics*, 65, pp.99-112.

Zarifi, Z., 2007. Unusual subduction zones: case studies in Colombia and Iran.

Zarifi, Z., Atakan, K. and Hanyga, A. The Makran subduction zone (Part II): Seismogenic behavior in the fore-arc setting.

Zartarian, V.G., Xue, J., Özkaynak, H., Dang, W., Glen, G., Smith, L. and Stallings, C., 2006. A probabilistic arsenic exposure assessment for children who contact CCA-treated playsets and decks, Part 1: Model methodology, variability results, and model evaluation. *Risk Analysis: An International Journal*, 26(2), pp.515-531.

Zelenski, M., Chaplygin, I., Farhadian, M., Taran, M., Campion, R., Mehrabi, B., Shakeri, A., Delava, M. 2019. Volcanic gas emissions from Taftan and Damavand, the Iranian volcanoes. EGU- 2019. Abstracts, GMPV2.4/AS3.2

Zhang, K-J., Li, Q-H., Yan, L-L., et al. 2017. Geochemistry of limestones deposited in various plate tectonic settings. *Earth Science Review*,

Zhang, Q., Rodriguez-Lado, L., Johnson, C.A., Xue, H.B., Shi, J.B., Zheng, Q.M., Sun, G.F., 2012. Predicting the risk of arsenic contaminated groundwater in Shanxi Province, Northern Chin. *Environ. Pollut.* 165, 118–123

Zhang, Y., Tan, H., Zhang, W., Wei, H. and Dong, T., 2016. Geochemical constraint on origin and evolution of solutes in geothermal springs in western Yunnan, China. *Chemie der Erde-Geochemistry*, 76(1), pp.63-75.

Zhu, J., Hu, K., Lu, X., Huang, X., Liu, K. and Wu, X., 2015. A review of geothermal energy resources, development, and applications in China: Current status and prospects. *Energy*, 93, pp.466-483.