

بررسی هیدروژئوشیمیایی و ژئوترموتری چشمه‌های آب گرم سیستم ژئوترمال منطقه شوط - ماکو

نصرت آقازاده^{۱*}، توحید پاشایی قرگوز^۲

۱. استادیار گروه عمران، واحد ارومیه، دانشگاه آزاد اسلامی، ارومیه، ایران

۲. دانش‌آموخته گروه زمین‌شناسی، واحد ارومیه، دانشگاه آزاد اسلامی، ارومیه، ایران

(تاریخ دریافت ۱۴۰۰/۰۷/۰۱؛ تاریخ بازنگری ۱۴۰۰/۰۸/۳۰؛ تاریخ تصویب ۱۴۰۰/۱۱/۱۱)

چکیده

هدف از این پژوهش، بررسی خصوصیات هیدروژئوشیمیایی چشمه‌های آب گرم مربوط به میدان زمین‌گرمایی خوی-ماکو، تأثیر واحدهای سنگی و نقش سیالات هیدروترمال بر افزایش غلظت عناصر در ترکیب آب چشمه‌ها و تخمین دمای مخزن بود که برای این منظور در شهریورماه ۱۳۹۷ از آب چشمه‌های گرم و سرد منطقه مطالعه شده نمونه‌برداری صورت گرفت. نتایج بررسی‌های هیدروژئوشیمیایی نشان می‌دهد آب چشمه‌ها جزء رده آب‌های محصور و کم‌عمق با تیپ بی‌کربناته سدیک است، به طوری که مقدار Na و HCO_3 به ترتیب ۷۳۶ و ۲۱۲۲ میلی‌گرم بر لیتر می‌رسد. نتایج بررسی نسبت‌های مختلف یونی و نمودارهای هیدروژئوشیمیایی نشان داد زیاد بودن غلظت عناصر در ترکیب آب چشمه بیشتر مربوط به تأثیر سنگ‌های میزبان و فرایند تعویض یونی است. در چشمه‌های آب گرم با غلظت زیاد HCO_3 ، Na و عناصر فرعی As و B با مقادیر ۱/۴۷ و ۰/۷ میلی‌گرم بر لیتر، به دلیل نبود سنگ‌های تبخیری، همچنین به دلیل حضور توده‌های گرم ماگمایی در اعماق، منشأ این یون‌ها می‌تواند به جدایش آن‌ها از سیستم ماگمایی و هیدروترمال مرتبط باشد. آب‌های حرارتی منطقه مطالعه شده بر اساس دیگرام Na-K-Mg جزء آب‌های نابالغ است، بنابراین نتایج حاصل از ژئوترموترهای کاتیونی با دمای مخزن بین ۲۲ تا ۶۶۷ درجه سانتی‌گراد نمی‌تواند از صحت و دقت کافی برخوردار باشد. بر اساس نتایج حاصل از ژئوترموترهای سیلیس، شاخص اشباعیت کانی‌های کوارتز و کلسدونی و مدل اختلاط آنتالپی سیلیس دمای مخزن خیلی زیاد نیست و حدود ۷۰ تا ۷۸ درجه سانتی‌گراد برآورد می‌شود.

کلیدواژگان: آب گرم، تعویض یونی، ژئوترموتر، ماکو، هیدروژئوشیمی.

مقدمه

چشمه‌های آب گرم اغلب در مناطق آتش‌فشانی فعال یا تازه‌فعال شده در سراسر جهان یافت می‌شوند که ویژگی‌های فیزیکیوشیمیایی آب این چشمه‌ها می‌تواند به عنوان شاخصی از وضعیت سیستم‌های زمین‌گرایی زیرین باشد [۱]. به طور کلی، منشأ دمای آب چشمه‌های آب گرم فعالیت‌های ولکانیکی، گرا دیان زمین‌گرایی با گردش عمیق آب، فعل و انفعالات فیزیکیوشیمیایی، واپاشی رادیواکتیو و فعالیت‌های تکتونیکی است. بررسی خصوصیات فیزیکیوشیمیایی آب چشمه‌های گرم، مطالعات زمین‌شناسی، اثر متقابل آب و سنگ، فرایند اختلاط آب‌های گرم و سرد می‌تواند به درک هیدرودینامیک چشمه‌ها، شرایط هیدروژئولوژیکی سیستم‌های زمین‌گرایی، دمای عمقی مخزن، مکانیسم تغذیه، اختلاط و شناسایی منشأ آب‌ها کمک کند [۲-۴].

بررسی ارتباط همبستگی بین یون‌های مختلف، تعیین نسبت‌های مختلف یونی مانند Ca/Cl ، SO_4/Cl ، HCO_3/Cl ، Na/Cl ، و استفاده از نمودارهای مختلف هیدروژئوشیمیایی مانند دیاگرام مثلثی $\text{Cl-SO}_4\text{-HCO}_3$ ، نمودار رابطه بین Na+K و Ca+Mg نسبت به مجموع کاتیون‌ها، رابطه بین Na-Cl با $(\text{Ca+Mg})\text{-}(\text{SO}_4\text{+HCO}_3)$ و نسبت Ca+Mg در مقابل $\text{SO}_4\text{+HCO}_3$ می‌تواند در شناسایی مکانیسم حاکم بر شیمی آب و تعیین فرایندهای هیدروژئوشیمیایی غالب در سیستم‌های ژئوترمال کمک کند. همچنین، در مطالعات هیدروژئوشیمیایی از ایزوتوپ‌های پایدار ^{18}O ، ^2H ، ^3H ، ^{13}C و ^{11}B برای تعیین سن، منشأ آب چشمه‌ها و نیز تعیین ارتفاع تغذیه استفاده می‌شود. در مطالعات مربوط به اکتشاف منابع زمین‌گرایی، تخمین دمای مخزن سیستم زمین‌گرایی با استفاده از مطالعات ژئوشیمیایی و ژئوترموتر حائز اهمیت است [۵]. ژئوترموترها را بر اساس چگونگی تأثیر حرارت بر انحلال کانی‌ها و یا تأثیر حرارت بر واکنش تعویض یونی بین کانی‌های مختلف با سیالات گرم تقسیم‌بندی می‌کنند. شاخص‌های ژئوشیمیایی و ژئوترموترهای مختلفی توسط محققان برای برآورد دمای مخازن زمین‌گرایی ارائه شده است که از آن جمله می‌توان به شاخص اشباعیت کانی‌ها نسبت به

دما، مدل اختلاط سیلیس-آنتالپی^۱ و ژئوترموتر مختلف سیلیس (شامل کوارتز، کلسدون، کریستوبالیت) و ژئوترموترهای کاتیونی (K/Mg ، Na-K ، Na-K-Ca ، Na-) (Li) اشاره کرد [۶-۱۰].

استفاده از انواع ژئوترموترها مستلزم بررسی وضعیت تعادلی و بالغ^۲ یا نابالغ^۳ بودن آب چشمه است. اگر تعادل کامل بین آب و سنگ مخزن برقرار باشد، آب چشمه بالغ است، ولی اگر اختلاط بین آب گرم با آب‌های زیرزمینی کم‌عمق و آب‌های سطحی وجود داشته باشد، تعادل بین آب و سنگ مخزن برقرار نیست و آب نابالغ است. برای تعیین میزان وضعیت تعادلی آب و سنگ در سیستم‌های ژئوترمالی بیشتر از دیاگرام Na-K-Mg استفاده می‌شود [۸].

در خصوص هیدروژئوشیمی چشمه‌های حرارتی مطالعات مختلفی صورت گرفته است که در این مطالعات بیشتر به تعیین مکانیسم حاکم بر شیمی آب‌ها، شناسایی فرایندهای هیدروژئوشیمیایی غالب، تعیین دمای مخزن زمین‌گرایی از طریق ژئوترموترهای مختلف، بررسی اثرات متقابل آب و سنگ و نیز به تأثیر ترکیبات یونی محلول‌هایی که در سیستم‌های زمین‌گرایی یافت می‌شوند، پرداخته شده است [۷-۱۳]. بر اساس نتایج به‌دست‌آمده از مطالعات Afsin و همکاران (۲۰۱۴) و Guo و همکاران (۲۰۱۷)، در مناطق ژئوترمال به دلیل فرایندهای ژئوشیمیایی، انحلال سنگ‌ها، اختلاط^۴ آب‌های گرم عمقی با آب‌های سرد نزدیک سطح زمین و تأثیر فعالیت‌های ماگمایی غلظت برخی از عناصر فرعی مانند As, B, F, Ba, زیاد است [۱۴ و ۱۵].

Alçiçek و همکاران (۲۰۱۹) در منطقه ژئوترمال قره حیات^۵ ترکیه از مدل اختلاط آنتالپی سیلیس برای تعیین تأثیر فرایند اختلاط و تخمین دمای مخزن و از ایزوتوپ‌های پایدار ^{18}O ، $\delta^2\text{H}$ ، $\delta^3\text{H}$ and $\delta^{13}\text{C}$ برای تعیین منشأ آب چشمه‌ها و نیز تعیین ارتفاع تغذیه استفاده کردند. بر اساس یافته‌های این تحقیق، منشأ چشمه‌های حرارتی منطقه مورد مطالعه توسط سیستم‌های جریان‌های منطقه‌ای و محلی^۶ کنترل شده و فرایند اختلاط آب گرم با

1. Enthalpy-silica mixing model
2. Immature water
3. Mature water
4. Mixing
5. Karahayıt
6. Regional and local flow systems

(۲۰۰۸) [۲۳]، چشمه چنگال توسط Mohammadi و همکاران (۲۰۱۰) [۲۴]، تعیین عمق و دمای چشمه‌های گرمابی ایوب پیغمبر و شفا در شمال شرق ایران با استفاده ژئوترموتری و ایزوتوپ‌های پایدار ^2H و ^{18}O توسط Mohammadzadeh and Zakeri (۲۰۱۷) [۲۵]، مطالعات ژئوشیمی و ژئوترموتری چشمه‌های تنگ بیجار توسط Rafighdoust و همکاران (۲۰۱۵) [۲۶]، و نیز مطالعات هیدروژئوشیمیایی صورت گرفته توسط Ebrahimi و همکاران (۲۰۱۹) و Rezaei و همکاران در آذربایجان اشاره کرد [۲۷] و [۲۸].

در شمال غرب ایران سه میدان مهم زمین‌گرمایی سهند (20°C - 60°C)، سیلان (33°C - 80°C) و خوی-ماکو (24°C - 55°C) وجود داشته که منطقه زمین‌گرمایی شوط با دمای آب چشمه‌ها حدود 32°C از مهم‌ترین مناطق مربوط به میدان زمین‌گرمایی خوی-ماکو به شمار می‌آید. هدف از این تحقیق، بررسی مکانیسم حاکم بر شیمی آب چشمه‌ها است که این فرایند از طریق تعیین منشأ آب‌ها، ارزیابی تعادل آب و سنگ، تعیین اختلاط آب‌های گرم عمقی با آب‌های سرد هنگام صعود به سطح زمین و شناسایی فرایندهای هیدروژئوشیمیایی غالب صورت گرفت. همچنین، در این مطالعه به منظور تعیین دمای تعادل مخزن از ژئوترموترهای مختلف شیمیایی، شاخص اشباعیت نسبت به کانی‌ها و مدل اختلاط آنتالپی-سیلیس استفاده شد. بر اساس نتایج به دست آمده و مقایسه آن با شرایط محیطی، ژئوترموتر مناسب انتخاب و بر اساس آن دمای مخزن جهت هر گونه مصارف متناسب تعیین شد.

مواد و روش‌ها

موقعیت و زمین‌شناسی منطقه مطالعه شده

سیستم زمین‌گرمایی شوط از توابع شهرستان ماکو در استان آذربایجان غربی و در بخش شمال غربی ایران واقع شده است (شکل ۱). آب‌های گرم منطقه مطالعه شده برای اهداف استحمام درمانی (بالنئولوژی^۱)، اثرات درمانی، و تفریحی مورد استفاده قرار گرفته و پتانسیل منطقه در لیست اولویت‌های ارزیابی اقتصادی بسیار زیاد است. منطقه مطالعه شده از نظر تقسیمات زمین‌شناسی بخشی از زون ساختاری البرز-آذربایجان محسوب می‌شود [۲۹].

آب‌های سرد سطحی هنگام صعود به سطح زمین صورت گرفته است. نتایج آنالیز نمونه آب‌های جوی منطقه مورد مطالعه و مقایسه آن با آب‌های گرم نشان می‌دهد غلظت عناصر در ترکیب این آب‌ها پایین بوده، به طوری که میانگین HCO_3 ، Cl ، SO_4 ، Na ، Ca ، Mg به ترتیب ۲۵۸، ۱۲، ۱۰، ۷، ۶ میلی‌گرم بر لیتر و میانگین هدایت الکتریکی ۳۸۲ میکروزیمنس بر سانتی‌متر است که بر اساس نتایج مطالعات ایزوتوپی، ارتفاع تغذیه چشمه‌ها ۹۰۰ متر بالاتر از سطح آزاد دریاها است [۱۶].

ترکیب آب گرم در مناطق آتش‌فشانی با سیستم‌های ژئوترمال فعال می‌تواند علاوه بر ارتباط سیال و سنگ، متأثر از جدایش فاز، نفوذ ماگما و فرایند اختلاط باشد. نتایج مطالعات Zhao و همکاران (۲۰۱۹) در منطقه چانگ باشان^۱ چین و مطالعات Jácome-Pazthe و همکاران (۲۰۱۹) در مناطق ژئوترمال مکزیک تأثیر فعالیت‌های ماگمایی بر شیمی آب چشمه‌ها و منشأ گازهای موجود در ترکیب آب آن‌ها را نشان می‌دهد. بر اساس نتایج این مطالعات، در صورت تعادل بین آب و مخزن، استفاده از ژئوترموترهای کاتیونی از دقت مناسب در تخمین دمای عمقی مخزن برخوردار است [۱۷ و ۱۸]. همچنین، مطالعات هیدروژئوشیمیایی Wang و همکاران ۲۰۲۱ در منطقه ژئوترمال کونا^۲ تبت نشان داد اختلاط و گاززدایی^۳ از مهم‌ترین فاکتورهای کنترل‌کننده شیمی آب چشمه‌های منطقه هستند [۱۹].

ایران در کمربند کوه‌زایی و تکتونیک فعال آلپ-هیمالیا قرار دارد و دارای بسیاری از ساختارهای تکتونیک از جمله کربن‌ها، سیستم‌های گسلی فعال، مناطق آتش‌فشانی-هیدروترمال، مناطق زمین‌گرمایی و چشمه‌های آب گرم است [۲۰ و ۲۱].

به دلیل اهمیت چشمه‌های حرارتی، مطالعات متعددی توسط محققان در مناطق مختلف ایران انجام شده است که از آن جمله می‌توان به مطالعه منشأ چشمه‌های آب گرم اهرم، میراحمد و گرو در استان بوشهر توسط Karimi and Moore (۲۰۰۸) [۲۲]، هیدروژئوشیمی و ژئوترموتری چشمه‌های آب گرم تفتان توسط Shakeri و همکاران

1. Changbaishan
2. Cuona
3. Degassing

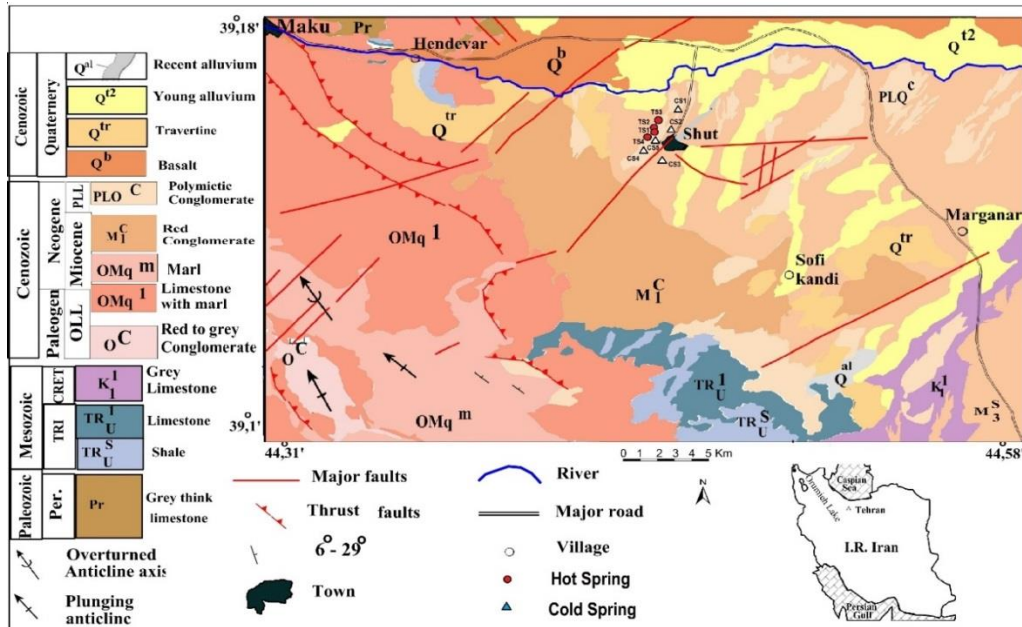
طی مطالعات صحرایی، برخی پارامترها از جمله EC, T, pH توسط دستگاه پرتابل WTW Multi 340i / SETS در محل چشمه‌ها اندازه‌گیری شد. در محل هر چشمه، تعداد سه نمونه آب جمع‌آوری شد (نمونه اول برای تجزیه عناصر سنگین، نمونه دوم برای تجزیه کاتیون‌های اصلی و نمونه سوم نیز برای تجزیه آنیون‌های اصلی). برای جمع‌آوری نمونه آب گرم مربوط به آنالیز عناصر سنگین و کاتیون‌های اصلی از بطری‌های ۲۵۰ میلی‌لیتری پلی‌اتیلن و برای جمع‌آوری آنیون‌ها از بطری‌های یک هزار میلی‌لیتری استفاده شد که قبل از نمونه‌برداری هر ظرف سه بار به وسیله آب چشمه آبکشی شده و با یک غشای اندازه منافذ ۰/۴۵ میکرون فیلتر شدند. به بطری عناصر کمیاب و کاتیون‌های اصلی پس از برداشت آب بلافاصله ۲/۵ ml اسید HNO₃ خالص برای جلوگیری از تشکیل کمپلکس‌های فلزات سنگین با اکسیژن اضافه شد تا pH < 2 کاهش یابد و در دمای ۴ درجه سانتی‌گراد تا زمان تجزیه و تحلیل حفظ شدند. آنالیز فلزات به روش ICP-MS، غلظت Ca, HCO₃, Cl و SiO₂ با استفاده از روش تیتراسیون، Na و K به روش فلیم فتومتر و SO₄ به روش اسپکتروفتومتری انجام شد. همچنین، به منظور تعیین غلظت Mg و TDS از روش محاسبه استفاده شد. نتایج حاصل از آنالیز نمونه‌ها در جدول ۱ آورده شده است.

شاخص‌های ژئوشیمیایی و ژئوترموترهای مختلفی توسط محققان برای برآورد دمای مخازن زمین‌گرمایی ارائه شده است که در این مطالعه از ژئوترموتر مختلف سیلیس (شامل کوارتز، کلسدون، کریستوبالیت)، ژئوترموترهای کاتیونی (Na-K, Na-K-Ca, K/Mg, Na-Li)، شاخص اشباعیت کانی‌ها نسبت به دما و مدل اختلاط سیلیس-آنتالپی^۳ استفاده شد [۸-۱۰ و ۲۷]. به منظور محاسبه شاخص‌های اشباع کانی‌های رایج از نرم‌افزار Phreeqc، ارزیابی خصوصیات هیدروشمیایی از نرم‌افزار Aquachem و تهیه نقشه زمین‌شناسی از نرم‌افزار Arc GIS استفاده شد.

سنگ‌های میزبان منطقه شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های رسوبی تا آتشفشانی است که از زمان پرمین تا عهد حاضر است. بر اساس مطالعات چینه‌شناسی، واحدهای سنگ‌شناسی این محدوده از قدیم به جدید شامل سنگ آهک متوسط لایه تا توده‌ای خاکستری تا خاکستری سیاه مربوط به پرمین، سنگ آهک و سنگ آهک دولومیتی چرت‌دار با تداخلی از ماسه سنگ قرمز و شیل مربوط به تریاس، واحدهای سنگی میوسن با لیتولوژی کنگلومرای قرمز، مارن با میان لایه‌های از گچ، کنگلومرای خاکستری ضخیم لایه تا توده‌ای پلیوسن و بازالت و تراورتن‌های مربوط به کواترنری است (شکل ۱). جریان گدازه‌های بازالتی از پهنه‌های شرقی و جنوب شرقی کوه آرات سرچشمه گرفته و دشت‌های شمال‌غرب منطقه مورد مطالعه را پوشانده‌اند. وجود چشمه‌های آب گرم به همراه رخنمون رسوبات تراورتن که آن‌ها نیز بر اثر فعالیت چشمه‌های آب گرم به وجود آمده‌اند، از جمله مهم‌ترین آثار وجود منابع انرژی زمین‌گرمایی در منطقه مورد مطالعه هستند (شکل ۱). گسل‌های منطقه مطالعه شده شامل مجموعه‌ای از گسل‌های امتدادلغز و شیب‌لغز هستند، ولی گسل‌های شیب‌لغز با مکانیسم راندگی از چیرگی برخوردارند و همه گسل‌های اصلی در رده راندگی‌ها جای می‌گیرند از مهم‌ترین گسل‌های اصلی منطقه می‌توان به گسل شوط^۱ و داش فشیل^۲ اشاره کرد. چشمه‌های حرارتی منطقه عموماً در امتداد گسل‌ها قرار دارند و به احتمال زیاد تشکیل مخازن آبگرم مربوط به وقوع سیستم‌های گسلی است که در ظهور چشمه‌های حرارتی منطقه نقش اساسی داشته‌اند. آبدهی چشمه‌ها دائمی است و به طور میانگین تخلیه آب در چشمه‌های گرم بین ۱ تا ۴ لیتر بر ثانیه و در چشمه‌های سرد بین ۲ تا ۱۰ لیتر بر ثانیه است و بیشتر به مصارف آب‌درمانی و کشاورزی می‌رسند.

نمونه‌برداری و آنالیز

در این مطالعه به منظور بررسی خصوصیات هیدروژئوشیمیایی آب‌های گرم و نیز برای بررسی دمای عمقی مخزن از طریق ژئوترموترهای مختلف، از تعداد ۴ چشمه آب گرم موجود در منطقه و ۵ چشمه آب سرد در شهریورماه ۱۳۹۷ نمونه‌برداری صورت گرفت (شکل ۱).



شکل ۱. موقعیت و نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰)

جدول ۱. نتایج آنالیز نمونه آب مربوط به چشمه‌های آب گرم و سرد منطقه مطالعه‌شده

ID	T (°C)	Q (l/s)	EC (µS/cm)	TDS	pH	Water type	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	SiO ₂
TS1	34	4	2898	1920	6.6	Na-HCO ₃	270	110.4	328.9	31.2	1830	148.8	147.33	26
TS2	32	1	2750	1750	8.3	Na-HCO ₃	260	109.2	317.4	31.2	1726.3	128.64	134.9	24.2
TS3	26	1.2	2560	1640	6.5	Na-HCO ₃	230	73.2	397.9	27.3	1555.5	268.8	266.25	23.6
TS4	21	1.2	2500	1625	8.5	Na-HCO ₃	148	115	313	29	1257	279	284	-
CS1	16		1820	1183	7.6	Mg-HCO ₃	100	97.2	142.6	7.8	597.8	432	95.85	-
CS2	16		1100	715	7.5	Na-HCO ₃	50	50.4	142.6	7.8	591.7	96	42.6	-
CS3	16		1510	981.5	7.4	Na-HCO ₃	100	37.2	193.2	3.9	732	183.84	42.6	-
CS4	11		3230	2100	6.5	Na-HCO ₃	200	76.8	508.3	35.1	2122.8	17.28	191.7	-
CS5	13		3400	1073	7.1	Na-HCO ₃	147	96	736	27.3	2074	25.92	213	-

TS, Thermal spring; CS, Cold spring

یافته‌ها

شیمی آب چشمه‌ها و فرایندهای هیدروژئوشیمیایی

دمای سطحی چشمه‌های آب گرم منطقه مطالعه‌شده بین ۲۶ تا ۳۴ و چشمه‌های آب سرد بین ۱۱ تا ۱۶ درجه سانتی‌گراد تغییر می‌کند. نتایج آنالیز نمونه‌ها نشان می‌دهد در چشمه‌های آب گرم و سرد منطقه مقدار TDS زیاد است و مقدار آن به ۲۱۰۰ میلی‌گرم بر لیتر می‌رسد (جدول ۱). همچنین، غلظت یون‌های Na و HCO₃ در این آب‌ها زیاد است و حداکثر غلظت این یون‌ها به ترتیب به ۷۳۶ و ۲۱۲۲ میلی‌گرم بر لیتر می‌رسد. در چشمه‌های آب گرم روند کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی به ترتیب سرد نیز تقریباً این روند حاکم است. تغییرات در خصوصیات شیمیایی چشمه‌های آب گرم و آب سرد

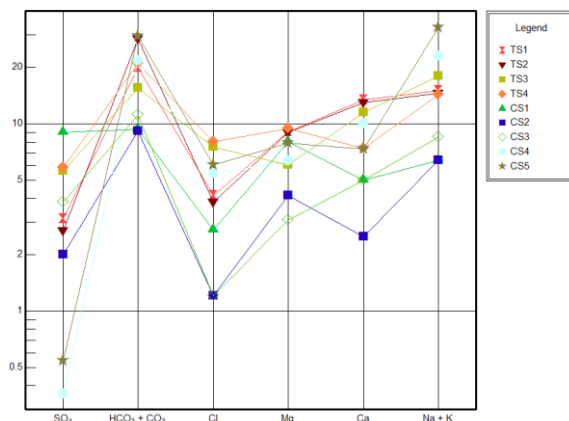
منطقه مطالعه‌شده می‌تواند به تأثیر لیتولوژی‌های مختلف و منشأ متفاوت آن‌ها باشد (شکل ۲).

بررسی‌ها نشان می‌دهد HCO₃ آنیون غالب در تمامی نمونه آب‌های سرد و گرم بوده که حاصل از تأثیر سنگ‌های کربناته می‌زبان است، ولی با توجه به اینکه در چشمه‌های آب گرم همچنین زیاد بودن HCO₃ می‌تواند مربوط به آزاد شدن CO₂ از فرایندهای ماگمایی نیز باشد، بنابراین منشأ این یون در آب‌های گرم انحلال سنگ می‌زبان و فرایندهای ماگمایی است. نتایج آنالیزها نشان می‌دهد غلظت HCO₃ در چشمه آب سرد CS5، CS4 نسبت به دو چشمه آب سرد دیگر خیلی زیاد است که علت آن می‌تواند اختلاط آب گرم و سرد هنگام انتقال به سطح زمین باشد. آنیون Cl⁻ در چشمه‌های آب گرم و آب سرد اختلاط یافته (چشمه‌های CS4، CS5) از غلظت زیادی برخوردار است که مقادیر زیاد

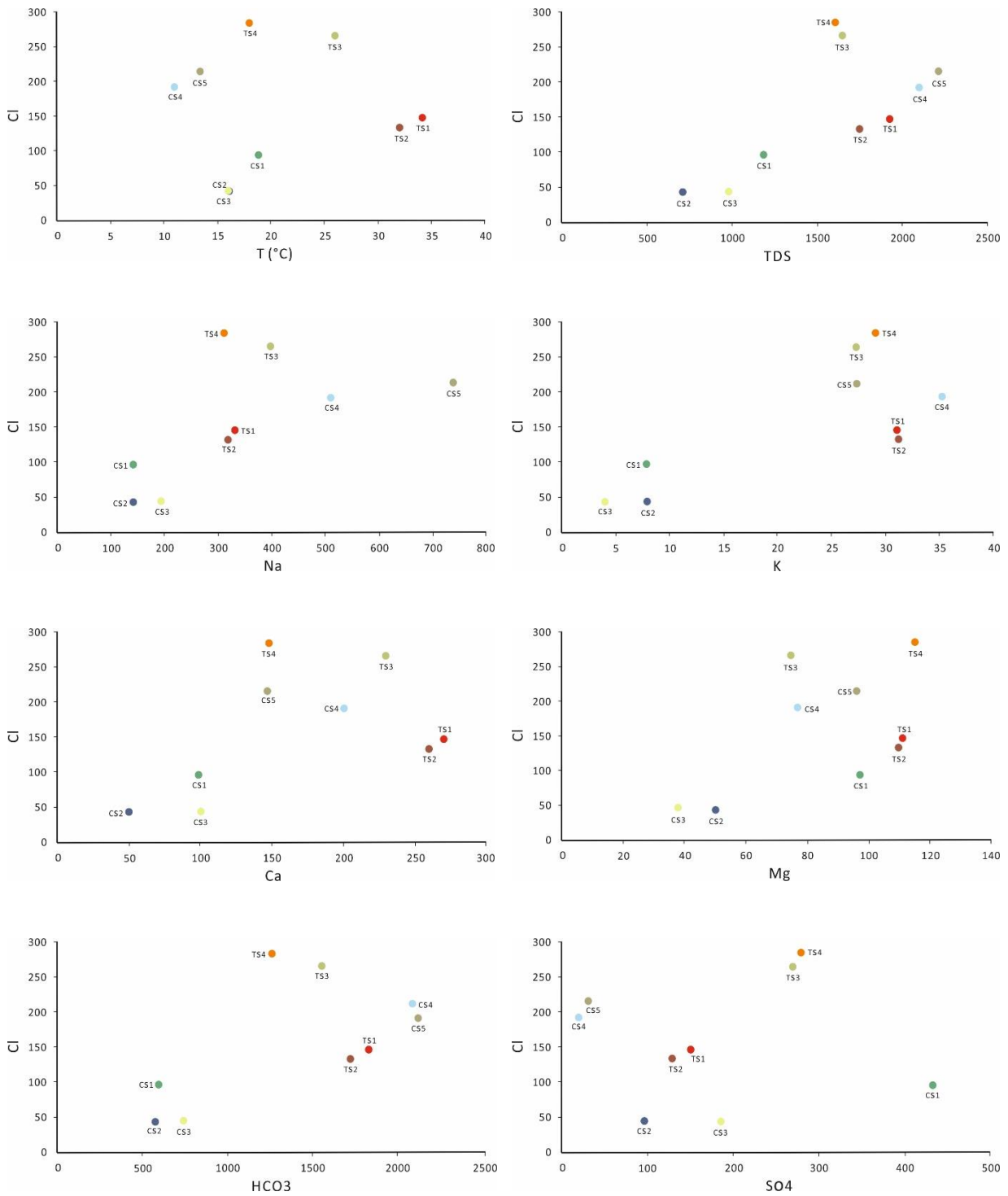
انحلال کلسیت و یا دولومیت همراه با هوازگی پلاژیوکلاز حاوی کلسیم می‌تواند دلیل نسبت زیاد Ca/Cl در آب‌های گرم باشد. به طور کلی، هیچ ارتباط خوبی بین کلر و سایر یون‌های اصلی در آب‌های گرم وجود نداشته و دما نیز بر مقدار آن تأثیرگذار نبوده است (شکل ۳).

بررسی تیپ آب چشمه‌های منطقه مطالعه‌شده از طریق دیاگرام پایپر (شکل ۴) نشان می‌دهد چشمه آب گرم و سرد منطقه به طور گسترده از نوع Na-HCO_3 هستند. به غیر از نمونه CS1 که در آن کاتیون غالب Mg و آنیون غالب HCO_3 است، تمامی نمونه‌های آب در منطقه کاتیون مخلوط واقع شده‌اند و مقدار نسبتاً زیاد Na آن‌ها که به عنوان یکی از کاتیون‌های غالب، نشان‌دهنده تجزیه فلدسپار در عمق است. علاوه بر این، غلظت زیاد سدیم در نمونه‌های CS2 و CS3 ممکن است مربوط به اختلاط و تجزیه پلاژیوکلاز باشد که ترکیب اصلی بازالت‌هاست و می‌تواند سدیم را به داخل آب‌های زیرزمینی رها کند. از طرفی، HCO_3 آنیون غالب در تمامی نمونه‌هاست که نشان از آن دارد که آب از درون سازندهای کربناته جریان می‌یابد. در این تحقیق برای طبقه‌بندی اولیه آب‌های سیستم زمین‌گرایی شوط از دیاگرام مثلثی $\text{Cl-SO}_4-\text{HCO}_3$ که توسط Giggenbach (۱۹۸۸) ارائه شده، استفاده شد [۸] (شکل ۵). تمامی نمونه‌های آب روی این دیاگرام در میدان HCO_3 واقع شده که رده آب‌های محصور و کم‌عمق را برای این آب‌ها (یعنی چشمه‌های گرم و سرد) نشان می‌دهد. غنای HCO_3 می‌تواند توسط منبع مایعات گرم یا همچنین، اختلاط با آب‌های زیرزمینی از طریق افزایش صعودی ایجاد شود.

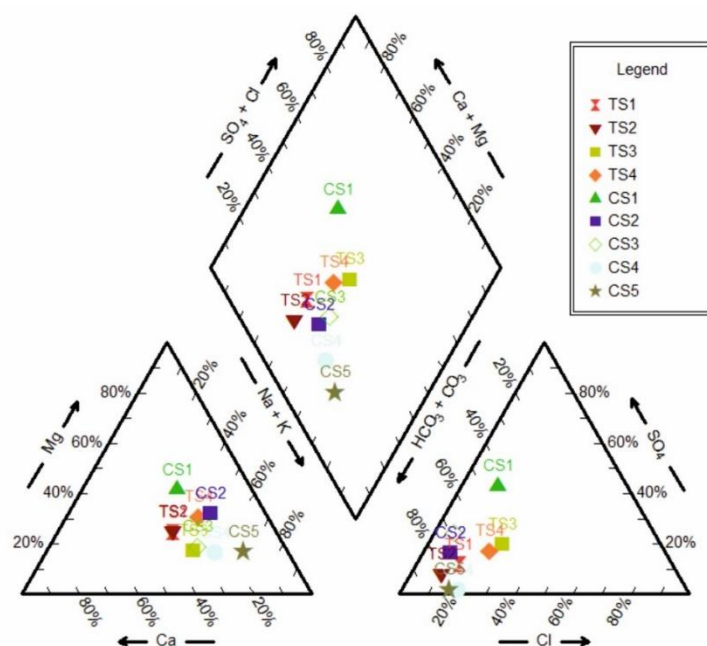
این آنیون می‌تواند به تأثیر لیتولوژی و یا در چشمه‌های آب گرم به جدایش آن از سیستم ماگمایی-هیدروترمالی مرتبط باشد. کاتیون غالب در بیشتر چشمه‌های سرد و آب گرم Na است، به طوری که غلظت آن تا ۷۳۶ میلی‌گرم بر لیتر می‌رسد. زیاد بودن غلظت یون سدیم می‌تواند مربوط به تأثیر واحدهای سنگی تبخیری باشد و نیز این یون سازنده اصلی در سیالات هیدروترمال بوده و از تجزیه پلاژیوکلاز در سنگ‌های آذرین شکل می‌گیرد [۳۰]. آنیون Cl^- به عنوان یون محافظه‌کار (یون با تمایل کم برای واکنش‌های شیمیایی) می‌تواند به شاخص مناسبی برای شناسایی منشأ یون‌های موجود در ترکیب آب چشمه‌ها مورد استفاده قرار گیرد. رابطه خطی بین Cl^- و یون‌های Na, K, Ca, Mg, SO_4 , TDS, HCO_3 نشان می‌دهد در چشمه‌های گرم و سرد منطقه مطالعه‌شده همبستگی خوبی بین کلر و سایر یون‌ها وجود ندارد (شکل ۳). چشمه‌های آب سرد در مقایسه با چشمه‌های گرم از نسبت بالای HCO_3/Cl برخوردار هستند که به طور کلی، نسبت بالای HCO_3/Cl در چشمه‌های سرد مسیر جریان کوتاه‌تر و از این‌رو گردش سریع‌تر را نشان می‌دهد، در حالی که نسبت HCO_3/Cl پایین‌تر در چشمه‌های آب گرم نشان‌دهنده مسیر جریان طولانی زیرسطحی و گردش عمیق است. بررسی‌ها نشان داد در آب‌های گرم منطقه نسبت Na/Cl کم است که زمان ساکن کم جریان آب‌های زیرزمینی می‌تواند از افزایش نسبت غلظت این یون‌ها جلوگیری کند. نسبت بالای SO_4/Cl نیز در آب‌های گرم نشان می‌دهد یک منبع مشترک آن‌ها را تغذیه می‌کند. بررسی‌ها نشان می‌دهد نسبت Ca/Cl در آب‌های گرم پایین است. به طور کلی،



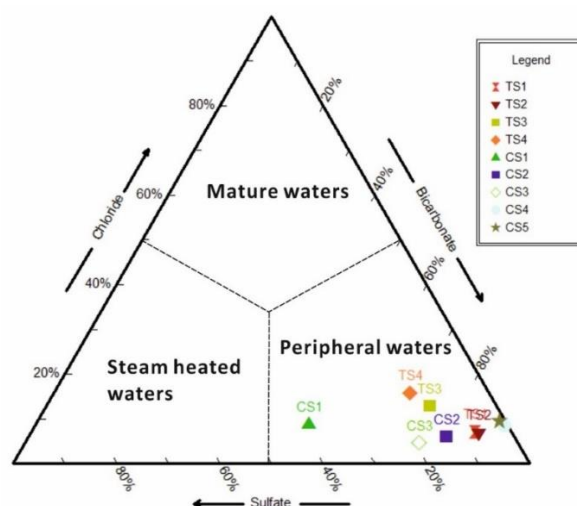
شکل ۲. دیاگرام شولر مربوط به نمونه آب چشمه‌های منطقه مطالعه‌شده



شکل ۳. رابطه بین Cl و H, Ca, Mg, K, Na, T, SO₄, CO₃



شکل ۴. دیاگرام پایپر و موقعیت نمونه آب چشمه‌های منطقه مطالعه شده در آن



شکل ۵. دیاگرام سه‌تایی $\text{Cl-SO}_4\text{-HCO}_3$ و موقعیت نمونه آب چشمه‌های منطقه مطالعه شده در آن

بررسی غلظت عناصر جزئی و کمیاب در چشمه‌های حرارتی منطقه مطالعه شده نشان داد مقادیر عناصر زیاد است (جدول ۲). به طور کلی، افزایش غلظت عناصر جزئی و کمیاب در آب‌های گرم به تعامل آب و سنگ در دمای بیشتر و زمان اقامت طولانی‌تر نسبت داده می‌شود [۲]. نتایج نشان می‌دهد در چشمه‌های گرم منطقه آرسنیک محتوای زیادی دارد و مقدار آن بیش از یک هزار میکروگرم بر لیتر است. بر اساس مطالعات پترولوژی انجام شده در منطقه توسط محققان مختلف، آتش‌فشان آرات با غنی‌سازی آرسنیک همراه است و مواد آتش‌فشانی حاصل از آن نیز می‌تواند منبع مهمی از As در آب‌های زیرزمینی باشد. همچنین، زیاد بودن غلظت As در آب این چشمه‌ها می‌تواند به دلیل جنس سنگ‌های مسیر عبور تا ظهور آب چشمه (یعنی تراورتن‌های کانی‌سازی شده و مارن‌های قرمز با شیل‌های رس‌دار) باشد. مقادیر B در آب‌های گرم منطقه افزایش چشمگیری را نشان نمی‌دهد که معمولاً سیستم‌های ماگمایی قدیمی‌تر نسبت به سیستم‌های ماگمایی جوان از بور تهی‌تر بوده و دارای مقادیر بور کمتری هستند. طبق این

بررسی غلظت عناصر جزئی و کمیاب در چشمه‌های حرارتی منطقه مطالعه شده نشان داد مقادیر عناصر زیاد است (جدول ۲). به طور کلی، افزایش غلظت عناصر جزئی و کمیاب در آب‌های گرم به تعامل آب و سنگ در دمای بیشتر و زمان اقامت طولانی‌تر نسبت داده می‌شود [۲]. نتایج نشان می‌دهد در چشمه‌های گرم منطقه آرسنیک محتوای زیادی دارد و مقدار آن بیش از یک هزار میکروگرم بر لیتر است. بر اساس مطالعات پترولوژی انجام شده در منطقه توسط محققان مختلف، آتش‌فشان آرات با

نشان داده که سنگ‌های آتشفشانی (بازالت‌ها) منطقه مورد مطالعه حاوی کانی‌های سیلیکاته، آپاتیت و فلوروپاتیت هستند و احتمالاً هوازگی این کانی‌ها منبع اصلی F در آب‌های زیرزمینی منطقه است. به علاوه، وقوع آب‌های زیرزمینی با غلظت‌های زیاد HCO_3 و Na که توسط برهم کنش‌های آب و سنگ کنترل می‌شود، دلیل اصلی انتشار فلوراید از ماتریکس آبخوان به داخل آب‌های زیرزمینی است [۳۰ و ۳۱].

جدول ۲. غلظت عناصر فرعی در ترکیب آب چشمه‌های گرم منطقه مطالعه شده (بر حسب میلی‌گرم بر لیتر)

ID	As	B	Cu	F	Mn
TS1	1.36	0.52	0.01	1.23	0.02
TS2	1.42	0.45	0.01	1.16	0.02
TS3	1	0.7	0.004	0.8	0.06

می‌دهد فرایند تعویض یونی مستقیم فرایند غالب ژئوشیمیایی است، ولی تنها عامل کنترل‌کننده شیمی آب چشمه نیست. با توجه به اینکه فعالیت‌های انسانی در محل و اطراف چشمه‌ها وجود نداشته، بنابراین جدایش عناصر از سیستم ماگمایی-هیدروترمالی نیز می‌تواند یکی از فرایندهای ژئوشیمیایی کنترل‌کننده شیمی آب چشمه‌ها باشد.

منشأ طبیعی کلسیم و منیزیم موجود در ترکیب آب‌های سرد و حرارتی می‌تواند انحلال کانی‌های کربناته نظیر کلسیت و دولومیت و یا سایر فرایندها باشد. در مطالعات هیدروژئوشیمیایی معمولاً برای تعیین منشأ یون‌های ناشی از فرایند انحلال کانی‌ها از نمودار Ca+Mg در مقابل SO_4+HCO_3 استفاده می‌کنند. بر اساس این نمودار اگر انحلال کلسیت، دولومیت و ژئوپس فقط واکنش‌های غالب در سیستم باشند، موقعیت نمونه‌ها نزدیک به خط 1:1 خواهد بود و در نمونه‌های بالای خط، فرایند هیدروژئوشیمیایی تعویض یونی تنها عامل کنترل‌کننده شیمی آب زیرزمینی است [۳۲]. موقعیت نمونه‌های آب چشمه‌های گرم و سرد منطقه مطالعه شده روی این نمودار نشان می‌دهد (شکل E-۶) که بیشتر آن‌ها در پایین خط 1:1 قرار می‌گیرند که بر این اساس، انحلال کانی‌های کربناته و نیز فرایند تعویض یونی تنها فرایندهای هیدروژئوشیمیایی طبیعی کنترل‌کننده شیمی و کیفیت آب زیرزمینی در منطقه مطالعه شده نبوده و احتمالاً فرایندهای ماگمایی نیز باعث افزایش غلظت عناصر در ترکیب آب چشمه‌ها شده‌اند.

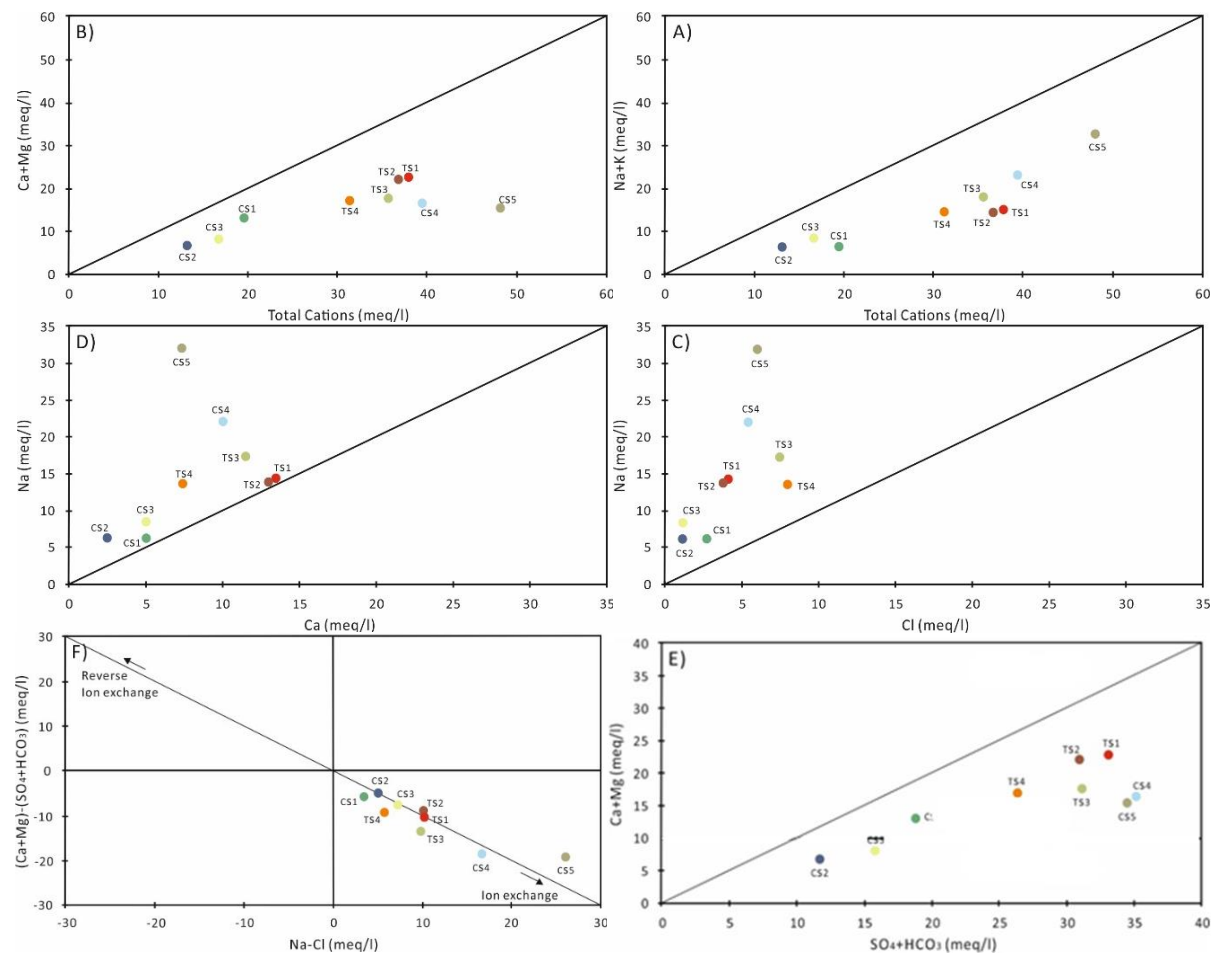
گفته، شاید بتوان مقادیر کمتر بور در چشمه‌های آب گرم منطقه را به قدیمی بودن سیستم ماگمایی نسبت داد که البته اظهار نظر قطعی و دقیق در خصوص قدیمی بودن سیستم زمین‌گرایی منطقه نیاز به بررسی‌های بیشتر و مطالعات ایزوتوپی دارد. نتایج نشان می‌دهد میزان F در آب چشمه‌های گرم منطقه حدود ۱ میلی‌گرم بر لیتر است. بر اساس نتایج مطالعات انجام‌شده روی منشأ فلئور در آب‌های زیرزمینی منطقه ماکو (نواحی اطراف منطقه مطالعه‌شده)

در این مطالعه به منظور تعیین فرایندهای هیدروژئوشیمیایی غالب و مکانیسم حاکم بر شیمی آب‌های منطقه مطالعه‌شده از نمودارهای ژئوشیمیایی و نسبت‌های مختلف یونی استفاده شد (شکل ۶). بررسی غلظت Na+K و Ca+Mg نسبت به مجموع کاتیون‌ها (TC) نشان می‌دهد تمامی نمونه‌های آب منطقه مطالعه‌شده در زیر خط 1:1 قرار گرفته‌اند (شکل A, B-۶) که بر این اساس تعویض یونی، انحلال کانی‌های کربناته و سولفات و نیز هوازگی کانی‌های سیلیکاته می‌تواند از فرایندهای هیدروژئوشیمیایی طبیعی کنترل‌کننده کیفیت و شیمی آب‌های منطقه مطالعه‌شده باشند. مقایسه غلظت Na نسبت به Cl نشان می‌دهد Na/Cl در نمونه آب‌های منطقه مطالعه‌شده بیشتر از یک بوده و موقعیت تمامی نمونه‌ها روی نمودار Na نسبت به Cl است (شکل C-۶) که نشان از تبادل یونی بین آب و محیط دارد. همچنین، مقایسه Na نسبت به Ca نشان می‌دهد مقادیر این نسبت نیز بیشتر از یک است و بیشتر نمونه آب‌ها روی خط و یا در بالای خط 1:1 قرار می‌گیرند (شکل D-۶). زیاد بودن یون سدیم و بی‌کربنات در ترکیب آب چشمه‌های منطقه را می‌توان به فرایند تبادل یونی و انحلال کانی‌ها نسبت داد. اگر تبادل یونی تنها عامل کنترل‌کننده شیمی آب چشمه باشد، رابطه بین Na-Cl با $(\text{SO}_4+\text{HCO}_3)$ -Ca+Mg باید رابطه خطی منفی بوده و موقعیت نمونه‌ها روی خط و نزدیک آن باشد. پراکندگی نمونه‌ها روی نمودار شکل F-۶ نشان می‌دهد تمامی نمونه‌ها دارای یک روند خطی منفی کمتر از واحد بوده، ولی در بالا و پایین خط روند قرار دارند که نشان

ژئوترموتری

در مطالعات مربوط به اکتشاف منابع زمین گرمایی، تخمین دمای مخزن سیستم زمین گرمایی با استفاده از مطالعات ژئوشیمیایی و ژئوترموتری به منظور تعیین نوع مصرف آبهای گرم حائز اهمیت است. در این مطالعه، برای به

دست آوردن یک ایده کلی در مورد مخزن سیستم زمین گرمایی شوط و تخمین دمای عمقی مخزن زمین گرمایی منطقه مورد مطالعه از ژئوترموترهای پر کاربرد سیلیس و کاتیونی، شاخص اشباعیت کانیها و مدل اختلاط استفاده شد که نتایج آن در جدول ۳ آورده شده است.



شکل ۶. A) رابطه بین Na+K و TC؛ B) رابطه بین Ca+Mg و TC؛ C) رابطه بین Na و Cl؛ D) رابطه بین Na و Ca؛ E) رابطه بین Ca+Mg و (SO_4+HCO_3) ؛ F) رابطه بین $(Ca+Mg)-(SO_4+HCO_3)$ و Na-Cl

جدول ۳. نتایج تخمین دمای مخزن زمین گرمایی منطقه مطالعه شده بر اساس ژئوترموترهای مختلف

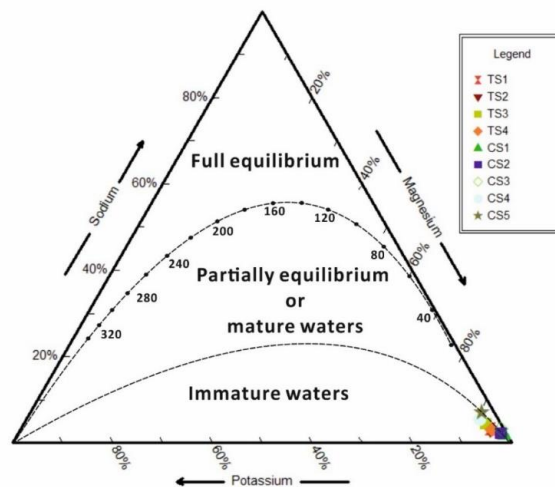
ID	SiO ₂ (amorphous silica)	SiO ₂ (α-cristobalite)	SiO ₂ (β-cristobalite)	SiO ₂ (Chalcedony)	SiO ₂ (Quartz)	SiO ₂ (quartz-steam loss)	Na-K-Ca Fournier and Truesdell (1973)	K/Mg Gigenbach (1988)	Na/K Tonani (1980)
Fournier (1977)									
TS1	-38	24	-21	42	74	78	664	22	190
TS2	-40	20	-23	39	71	75	667	22	192
TS3	-41	20	-24	38	70	75	592	21	156
TS4	-	-	-	-	-	-	624	24	187

$T = 731 / (4.52 - \log SiO_2) - 273.15$
 $T = 1000 / (4.78 - \log SiO_2) - 273.15$
 $T = 781 / (4.51 - \log SiO_2) - 273.15$
 $T = 1032 / (4.69 - \log SiO_2) - 273.15$
 $T = 1309 / (5.19 - \log SiO_2) - 273.15$
 $T = 1522 / (5.75 - \log SiO_2) - 273.15$
 $T = 4410 / 14 + \log (K^2/Mg) - 273.15$
 $T = 833 / 0.780 + \log (Na/K) - 273.15$
 $T = 1647 / (2.47 + \log (Na/K) - \beta [\log (\sqrt{Ca/Na}) + 2.06]) - 273.15$, $\beta = 43$ if $T < 100^\circ C$, $\beta = 1/3$ if $T > 100^\circ C$

و Na/K دمایی بالایی است، بنابراین نتایج به دست آمده از این ژئوترموترها قابل اطمینان نیست.

به منظور توصیف وضعیت تعادل شیمیایی آب‌های منطقه مطالعه شده و مناسب بودن ژئوترموترهای کاتیونی برای برآورد دمای مخزن از دیاگرام سه‌گانه $Na-K-Mg$ استفاده شد. این دیاگرام تعادل آب-سنگ را نشان می‌دهد و یکی از تکنیک‌های بسیار مهم در سیستم زمین‌گرمایی محسوب می‌شود. بر اساس این دیاگرام (شکل ۷)، تمامی نمونه‌های آب چشمه‌های منطقه مطالعه شده در زون آب‌های نابالغ قرار می‌گیرند که بر این اساس، هیچ‌یک از آب‌ها با سنگ‌های میزبان مخزن به تعادل شیمیایی نرسیده‌اند بنابراین نتایج به دست آمده از ژئوترموترهای کاتیونی نمی‌تواند از صحت و دقت کافی برخوردار باشد و باید از ژئوترموترهای تک‌عضوی مثل کوارتز استفاده کرد. بر اساس نتایج به دست آمده از ژئوترموترهای کوارتز، دمای مخزن بین ۷۰ تا ۷۸ درجه سانتی‌گراد برآورد شد که این رنج دمایی قابل اعتمادتر از سایر موارد است.

نتایج دمای محاسبه شده از ژئوترموترهای کریستوبالیت و سیلیس آمورف بین ۲۴- تا ۴۷- درجه سانتی‌گراد است که این دامنه دمایی با واقعیت همپوشانی ندارد، بنابراین نتایج به دست آمده از این روش صحیح نیست. دمای به دست آمده برای مخزن زمین‌گرمایی منطقه مطالعه شده با استفاده از ژئوترموتر کلسدونی بین ۳۸ تا ۴۲ درجه سانتی‌گراد است که این دما نزدیک به دمای اندازه‌گیری شده آب چشمه‌ها در سطح زمین بوده، بنابراین نمی‌تواند دمای مخزن در عمق باشد، زیرا دمای آب‌های گرم عمقی هنگام صعود به سطح زمین بر اثر اختلاط و تماس با سنگ‌های مسیر کاهش می‌یابد. دمای به دست آمده برای مخزن زمین‌گرمایی منطقه مطالعه شده با استفاده از ژئوترموتر K/Mg بین ۲۱ تا ۲۴ درجه سانتی‌گراد و بر اساس ژئوترموترهای Na/K و $Na-K-Ca$ بین ۱۵۶ تا ۶۶۷ درجه سانتی‌گراد است. با توجه به اینکه دمای به دست آمده از طریق ژئوترموتر K/Mg مقادیر دمایی پایین‌تر از دمای آب چشمه‌ها و دمای مربوط به ژئوترموترهای $Na-K-Ca$



شکل ۷. دیاگرام $Na-K-Mg$ و موقعیت نمونه آب چشمه‌های منطقه مطالعه شده در آن

منطقه مطالعه شده آورده شده است. نتایج نشان داد مقادیر شاخص اشباعیت چشمه‌های آب گرم منطقه مطالعه شده نسبت به کانی‌های انیدریت، فلونوریت، ژپس و هالیت بین ۰/۷۹- تا ۶- تغییر می‌کند که نشان‌دهنده تحت اشباع آب چشمه‌ها نسبت به این کانی‌ها است. بر اساس نتایج به دست آمده مقادیر شاخص اشباعیت نسبت به کانی‌های آراگونیت، کلسیت، کلسدونی، دولومیت، کوارتز و سپولیت بین ۰/۰۶ تا ۴/۵۳ است که بر این اساس آب چشمه‌های

شاخص اشباعیت نسبت به کانی‌های مختلف بیانگر اثر متقابل آب زیرزمینی و سنگ میزبان بوده، به طوری که مقادیر منفی این شاخص نشان‌دهنده شرایط تحت اشباع، مقادیر مثبت شرایط اشباع تا فوق اشباع و مقادیر صفر حالت تعادل کامل کانی و آب است. در جدول ۴ نتایج حاصل از محاسبه شاخص اشباعیت کانی‌های انیدریت، آراگونیت، کلسیت، کلسدونی، دولومیت، فلونوریت، ژپس، هالیت، کوارتز و سپولیت برای چشمه‌های آب گرم و سرد

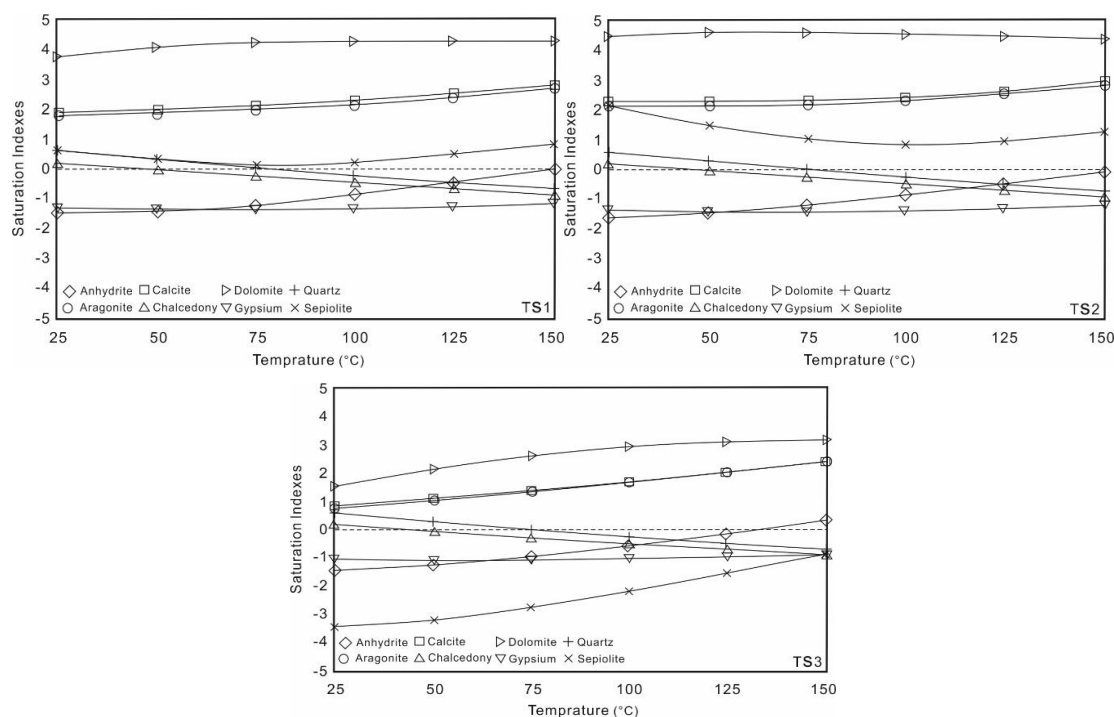
است. شاخص اشباع کانی ژیپس نیز در آبهای حرارتی با افزایش دما در حالت تحت اشباع قرار داشته، ولی شاخص اشباع کانی انیدریت در دماهای ۱۳۳ تا ۱۵۳ درجه سانتیگراد به صفر می‌رسد. شاخصهای اشباع کانیهای کلسدونی و کوارتز در محدوده دمای ۳۸ تا ۷۵ درجه سانتیگراد خط صفر را عبور می‌دهند. به طور کلی، اگر گروهی از کانیها مقادیر شاخص اشباعیت (SI) نزدیک به شرایط تعادل (SI= 0) در دمای مشابه داشته باشند، این محدوده دما می‌تواند به عنوان یک محدوده دمای تعادل در مخزن در نظر گرفته شود. با توجه به نتایج به دست آمده از نمودارهای شاخص اشباعیت دمای مخزن سیستم زمین گرمایی منطقه مطالعه شده بین ۳۸ تا ۱۵۳ درجه سانتیگراد است، که این مقادیر با نتایج حاصل از ژئوترموتری تا حدودی مطابقت دارد.

گرم نسبت به این کانیها اشباع تا فوق اشباع است. اشباع بیش از حد آبهای گرم منطقه نسبت به برخی از کانیها منعکس کننده مدت زمان طولانی ماندن آب در دمای پایین تر قبل از ظهور در سطح است. همچنین، چشمه های آب سرد (به جز چشمه CS1 به دلیل اختلاط) نسبت به کانیهای کربناته اشباع تا فوق اشباع و نسبت به کانیهای سولفات تحت اشباع هستند.

در این مطالعه، از نمودارهای شاخص اشباع نسبت به دمای بین ۲۵ تا ۱۵۰ درجه سانتیگراد به عنوان ژئوترموتر برای تخمین دمای عمقی مخزن استفاده شد (شکل ۸). نتایج نشان داد در چشمه های گرم منطقه، شاخص اشباع کانیهای آراگونیت، کلسیت، دولومیت و سپیولیت در حالت فوق اشباع قرار دارند که این وضعیت نشان از تأثیر گذاری سنگهای میزبان روی آبهای منطقه

جدول ۴. شاخص اشباعیت نمونه آب چشمه های منطقه مطالعه شده نسبت به کانی های مختلف

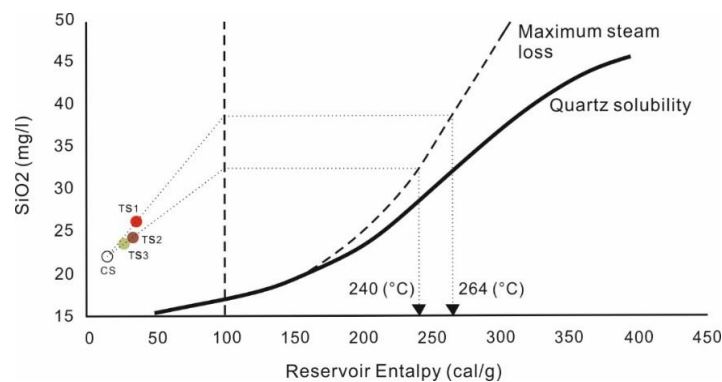
ID	Anhydrite	Aragonite	Calcite	Chalcedony	Dolomite	Fluorite	Gypsum	Halite	Quartz	Sepiolite
TS1	-1.52	1.78	1.92	0.08	3.91	-0.79	-1.34	-6.00	0.49	0.45
TS2	-1.61	2.69	2.22	0.06	4.53	-0.85	-1.43	-6.05	0.47	1.88
TS3	-1.29	0.72	0.86	0.14	1.59	-1.06	-1.07	-5.64	0.57	3.43
TS4	-1.44	0.27	0.42	-	0.98	-	-1.20	-5.69	-	-
CS1	-1.34	-0.36	-0.21	-	-0.17	-	1.10	-6.48	-	-
CS2	-2.14	0.93	1.08	-	2.40	-	-1.90	-6.80	-	-
CS3	-1.61	0.61	0.76	-	1.32	-	-1.37	-6.68	-	-
CS4	-2.53	1.22	1.38	-	2.48	-	-2.27	-5.64	-	-
CS5	-2.75	2.40	2.55	-	5.20	-	-2.50	-5.45	-	-



شکل ۸. نمودارهای شاخص اشباعیت کانی های مختلف برای آب چشمه های گرم منطقه مطالعه شده

مطالعه‌شده ترکیبی از آب‌هایی با منشأ، عمق و دماهای مختلف است. بر اساس این مدل و با توجه به نقطه تلاقی خط و منحنی انحلال سیلیس، دمای مخزن ثانویه سیستم زمین گرمایی شوط ۲۴۰ تا ۲۶۴ درجه سانتی‌گراد است. با توجه به رنج دمایی زیاد به دست آمده از این روش، از طریق این مدل امکان تخمین دمای عمقی مخزن منطقه مطالعه‌شده وجود ندارد، ولی با توجه به دمای ارائه‌شده، می‌توان نتیجه گرفت که دمای مخزن در سیستم زمین گرمایی منطقه مطالعه‌شده از ۲۶۴ درجه سانتی‌گراد نمی‌تواند تجاوز کند.

آب‌های گرم عمقی هنگام صعود به سطح زمین بیشتر با آب‌های سرد کم‌عمق اختلاط پیدا می‌کنند که برای تعیین دمای آب گرم قبل از اختلاط و نیز تعیین دمای مخزن بیشتر از مدل اختلاط سیلیس-آنتالپی استفاده می‌شود. مدل اختلاط سیلیس-آنتالپی بر اساس تعادل دما و سیلیس بوده و بر این فرض استوار است که دمای آب بعد از اختلاط تغییر زیادی نداشته باشد. در این مطالعه از مدل اختلاط سیلیس-آنتالپی برای برآورد دمای مخزن در سیستم زمین گرمایی منطقه مطالعه‌شده استفاده شد (شکل ۹). نتایج این مدل نشان داد آب‌های گرم منطقه



شکل ۹. دیاگرام آنتالپی سیلیس چشمه‌های آب گرم منطقه مطالعه‌شده

خیلی زیاد بوده که با توجه به نبود فعالیت‌های انسانی در محل و اطراف چشمه‌ها، علاوه بر تأثیر سنگ‌ها، آزاد شدن CO_2 از فرایندهای ماگمایی و جدایش عناصر از سیستم ماگمایی-هیدروترمالی می‌تواند عامل مؤثر باشد که تعیین دقیق منشأ عناصر از فعالیت‌های ماگمایی نیاز به مطالعات ایزوتوپی دارد. نتایج به دست آمده از محاسبه دمای مخزن زمین گرمایی منطقه مطالعه‌شده با استفاده از ژئوترموترهای کاتیونی به دلیل عدم تعادل آب و سنگ و نابالغ بودن آب‌ها از دقت کافی برخوردار نبوده، بنابراین ژئوترموترهای سیلیس برای تخمین دمای مخزن سیستم ژئوترمال منطقه مناسب است. بر اساس نتایج ژئوترموترهای کلسدونی، کوارتز و شاخص اشباعیت نسبت کانی‌ها دمای مخزن در منطقه زمین گرمایی مورد مطالعه بین ۳۸ تا ۷۸ درجه سانتی‌گراد تخمین زده شد. همچنین، بر اساس مدل اختلاط آنتالپی سیلیس دمای مخزن نمی‌تواند بیش از ۲۶۴ درجه سانتی‌گراد باشد. بر اساس رنج دمایی به دست آمده برای مخزن سیستم زمین گرمایی منطقه مطالعه‌شده، امکان

بحث و نتیجه‌گیری

نتایج بررسی‌های هیدروژئوشیمیایی نشان داد در تمامی نمونه آب‌های سرد و گرم منطقه HCO_3 و Na به عنوان آنیون و کاتیون غالب بوده و رخساره غالب چشمه‌های آب گرم و سرد (به جز نمونه CS1) $Na-HCO_3$ است. بر اساس نتایج به دست آمده از بررسی نسبت بین Cl^- با یون‌های مختلف، منشأ آب‌های گرم منطقه مورد مطالعه متفاوت بوده و نتایج هیدروژئوشیمیایی نشان داد مهم‌ترین فرایندهای طبیعی کنترل‌کننده شیمی آب چشمه‌ها، تعویض یونی، انحلال و هوازگی کانی‌ها (انحلال کانی‌های کربناته و سولفات) و نیز هوازگی کانی‌های سیلیکاته) است. بر اساس نمودارهای هیدروژئوشیمیایی و رابطه بین $Na+K$ و $Ca+Mg$ نسبت به مجموع کاتیون‌ها، رابطه بین $Na-Cl$ با $(Ca+Mg)$ (SO_4+HCO_3) و نسبت $Ca+Mg$ در مقابل SO_4+HCO_3 تعویض یونی مستقیم فرایند غالب ژئوشیمیایی بوده، ولی تنها عامل کنترل‌کننده شیمی آب چشمه‌ها نیست. نتایج نشان داد در چشمه‌های آب گرم، غلظت HCO_3 ، As ، Na

- [10]. Alacali M. Hydrogeochemical investigation of geothermal springs in Erzurum, East Anatolia (Turkey), *Environmental Earth Sciences*. 2018; 77(24):802.
- [11]. Ellis AJ, Mahon, WAJ. *Chemistry and Geothermal Systems*. Academic Press. 1977.
- [12]. Giggenbach WF, Gonfiantini R, Jangi BL, Truesdell AH. Isotopic and chemical composition of Parbati valley geothermal discharges, NW-Himalaya, India. *Geothermics*. 1983; 12(2): 199–222.
- [13]. Vengosh A, Helvacı C, Karamanderesi IH. Geochemical constraints for the origin of thermal waters from western Turkey. *Applied Geochemistry*. 2002; 17(3): 163–183.
- [14]. Afsin M, Allen DM, Kirste D, Durukan UG, Gurel A, Oruc O. Mixing processes in hydrothermal spring systems and implications for interpreting geochemical data: a case study in the Cappadocia region of Turkey. *Hydrogeology Journal*. 2014; 22(1): 7–23.
- [15]. Guo Q, Liu M, Li J, Zhou C. Geochemical Genesis of Arsenic in the Geothermal Waters from the Rehai Hydrothermal System, Southwestern China. *Procedia Earth Planet Sci*. 2017; 17:49-52.
- [16]. Alçiçek H, Bülbül A, Yavuzer İ, Alçiçek MC. Hydrogeochemical and isotopic assessment and geothermometry applications in relation to the Karahayit Geothermal Field (Denizli Basin, SW Anatolia, Turkey). *Hydrogeology Journal*. 2019; doi.org/10.1007/s10040-019-01927-y.
- [17]. Zhao R, Shan X, Wu C, Yi J, Hao G, Wang P. Formation and evolution of the Changbaishan volcanic geothermal system in a convergent plate boundary back-arc region constrained by boron isotope and gas data. *J Hydrol*. 2019; 569:188-202.
- [18]. Jácome-Paz MP, Pérez-Zárate D, Prol-Ledesma RM, et al. Two new geothermal prospects in the Mexican Volcanic Belt: La Escalera and Agua Caliente – Tzitzio geothermal springs, Michoacán, México. *Geothermics*. 2019; 80:40-55.
- [19]. Wang, Y., Gu, H., Li, D. et al. Hydrochemical characteristics and genesis analysis of geothermal fluid in the Zhaxikang geothermal field in County, southern Tibet. *Environ Earth Sci*. 80: doi.org/10.1007/s12665-021-09577-8.
- [20]. Sharif R, Moore F, Mohammadi Z, Keshavarzi B. Estimation of deepwater temperature and hydrogeochemistry of springs in the Takab geothermal field, West Azerbaijan, Iran. *Environ Monit Assess*. 2016; 188(1):1-20.

تولید جریان برق از حرارت مخزن فراهم نیست، ولی از آن می‌توان برای مصارف آب درمانی، استحمام، تأمین سیستم گرمایش، مصارف صنعتی و کشاورزی استفاده کرد. توضیح اینکه تعیین دقیق دما و عمق مخزن سیستم ژئوترمال منطقه مستلزم حفاری‌های اکتشافی در محل و مطالعات تکمیلی است.

منابع

- [1]. Modabberi S, Jahromi Yekta SS. Environmental geochemistry and sources of potentially toxic elements in thermal springs in the Sabalan volcanic field, NW Iran. *Environ Earth Sci*. 2014; 71(6):2821–2835.
- [2]. Karimi S, Mohammadi Z, Nozar Samani N. Geothermometry and circulation depth of groundwater in Semnan thermal springs, Northern Iran. *Environ Earth Sci*. 2017; 76(19):659-663.
- [3]. Rezaei A, Javadi H, Rezaeian M, Barani S. Heating mechanism of the Abgarm–Avaj geothermal system observed with hydrochemistry, geothermometry, and stable isotopes of thermal spring waters, Iran. *Environmental Earth Sciences*. 2018; 77(18):1-18.
- [4]. Florentino AKM, Esteller MV, Domínguez MVE, Expósito JL, Paredes J. Hydrogeochemistry, isotopes and geothermometry of Ixtapan de la Sal – Tonicato hot springs, Mexico. *Environmental Earth Sciences*. 2019; 78(20):1-27.
- [5]. Trabelsi S, Makn J, Bouri S, Ben Dhia H. Hydrochemistry of thermal waters in Northeast Tunisia: water–rock interactions and hydrologic mixing. *Arab J Geosci*. 2015; 8(3): 10.1007/s12517-014-1293-2.
- [6]. Fournier RO. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*. 1977; 5(4):41–50.
- [7]. Fournier RO. A revised equation for Na-K-geothermometer. *Geoth. Res. Council, Transactions*. 1979; 3: 221–224.
- [8]. Giggenbach WF. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na–K–Mg–Ca geothermometers. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1988; 52: 2749–2765.
- [9]. Kharaka YK, Mariner RH. Chemical geothermometers and their application to formation waters from sedimentary basins. In: Naeser ND, McCulloh TH (eds) *Thermal history of sedimentary basins*. Springer, New York. 1989; 99–117.

- [21]. Noorollahi Y, Jamaledini MR, Ghazban F. Geothermal Potential Areas in Iran. Renewable Energy Organization of Iran (SUNA).1998; 175 p. [Persian].
- [22]. Karimi H, Moore F. The source and heating mechanism for the Ahram, Mirahmad and Garu thermal springs, Zagros Mountains, Iran. Geothermics. 2008; 37(1): 84-100.
- [23]. Shakeri A, Moore F, Kompani-Zare M. Geochemistry of the thermal springs of Mount Taftan, southeastern Iran. J Volcanol Geotherm Res. 2008;178(4):829-836.
- [24]. Mohammadi Z, Bagheri R, Jahanshahi R. Hydrogeochemistry and geothermometry of Changanal thermal springs, Zagros region, Iran. Geothermics. 2010; 39(3): 242-249.
- [25]. Mohammadzadeh H, Zakeri M. Geofluids Assessment of the Ayub and Shafa Hot Springs in Kopet-Dagh Zone (NE Iran): An Isotopic Geochemistry Approach. Geofluids. 2017; 1-11.
- [26]. Rafighdoust Y, Eckstein Y, Moussavi Harami R, Mahmudy Gharaie MH, Griffith E M, Mahboubi A. Isotopic analysis, hydrogeochemistry and geothermometry of Tang-Bijar oilfield springs, Zagros region, Iran. Geothermics. 2015; 55: 24-30.
- [27]. Rezaei A, Rezaeian M, Porkhial S. The hydrogeochemistry and geothermometry of the thermal waters in the Mouil Graben, Sabalan volcano, NW Iran, Geothermics. 2019; 78: 9–27.
- [28]. Ebrahimi D, Nouraliee J, Dashti A. Inspecting geothermal prospects in an integrated approach within the West Azarbaijan Province of Iran. Geothermics. 2019; 77:224-235.
- [29]. Aghanabati A. Geology of Iran. Geological Survey of Iran Publications. 2006. [Persian].
- [30]. Abasnejad H, Alipour S, Kohen D. Evaluation and Comparison of the Anomaly of Fluoride in Rock, Soil and Water Bodies in the Northern Axis of Zangmar River, North of West Azarbaijan, Northwest of Iran. Iranian journal of Ecohydrology. 2019; 6(4): 969-982. [Persian].
- [31]. Asghari Moghaddam A, Fijani E. Distribution of fluoride in groundwater of Maku area, northwest of Iran. Environ Geol. 2008; 56(2):281–287.
- [32]. Aghazadeh N, Chitsazan M, Golestan Y. Hydrochemistry and quality assessment of groundwater in the Ardabil area, Iran. Applied Water Science. 2017; 7(7): 3599-3616.