

بررسی تمرکز عناصر سنگین و کمیاب در سیالات گرمابی فعال در میدان زمین‌گرمایی جنوب کوه سبلان، استان اردبیل، شمال باختر ایران

رحیم معصومی^۱، علی‌اصغر کلکری^۲، کمال سیاه‌چشم^۳ و سهیل پرخیا^۴

^۱دانشجوی دکترا، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۲استاد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۳استادیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۴استادیار، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد کرج، کرج، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۹/۲۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۳/۰۲

چکیده

میدان زمین‌گرمایی جنوب کوه سبلان قسمتی از سیستم زمین‌گرمایی ناحیه آتشفشان سبلان است که در آن نمودهای فعالیت‌های آتشفشانی جوان از قبیل چشمه‌های آب گرم و بخارات سطحی دیده می‌شوند. سیالات گرمابی سطحی در این منطقه بیشینه دمای ۷۷ درجه سانتی‌گراد و بازه pH از ۶/۴ تا ۷/۴ و بیشینه TDS ۷۰۰۶ میلی‌گرم بر لیتر را نشان می‌دهند. این آب‌ها به طور کلی از نظر ترکیبی به دو دسته تقسیم می‌شوند. دسته اول عمدتاً آب‌هایی با ترکیب Na-Cl و دسته دوم به طور عمده آب‌هایی با ترکیب Ca-Na-HCO₃ هستند. عناصر کمیاب و سنگین در این سیالات عمدتاً شامل بور، لیتیم، روبیدیم، سزیم، آرسنیک و جیوه بوده که بیشینه فراوانی آنها به ترتیب ۱۴۲۶۵، ۱۰۳۶۶، ۴۱۵۹ و ۵ ppb است. با در نظر گرفتن واحدهای سنگ‌شناختی منطقه و نیز فعالیت گسترده سیالات گرمابی و وجود زون‌های دگرسانی گسترده، کانی‌های حاوی بور به عنوان منبع اصلی این عنصر در نظر گرفته شد که توسط سیالات زمین‌گرمایی آبشویی و حمل شده‌اند. غلظت این عنصر تا اندازه‌ای با تثبیت در کانی‌های رسی کنترل می‌شود. بررسی‌های بیشتر رفتار ژئوشیمیایی عناصر کمیاب و سنگین در این میدان زمین‌گرمایی نشان داد که جذب لیتیم توسط کوارتز و جذب روبیدیم توسط کانی‌های رسی در دماهای کمتر از ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد صورت گرفته و یون کلراید در حمل جیوه نقش اصلی را ایفا کرده است. گرچه مقادیر غلظت بور، جیوه، آرسنیک و لیتیم به قدر کافی بالا نیست که بتواند کانه‌زایی اقتصادی احتمالی را برای این عناصر تضمین کند؛ ولی حضور این عناصر در این آب‌های داغ از دو جنبه محیط زیستی بسیار مهم تشخیص داده شدند؛ اولاً به دلیل اینکه از این آب‌ها مستقیماً برای استحمام در منطقه استفاده می‌شود؛ ثانیاً این آب‌ها ممکن است هنگام اختلاط با آب‌های زیرزمینی و آشامیدنی به عنوان یک منبع آلاینده خطرناک عمل کنند.

کلیدواژه‌ها: کوه سبلان، آب‌های زمین‌گرمایی، عناصر کمیاب و سنگین، فعالیت‌های آتشفشانی جوان.

E-mail: Rah_masoumi@tabrizu.ac.ir

*نویسنده مسئول: رحیم معصومی

۱- پیش‌نویس

این سیالات به وجود می‌آورد و با توجه به اینکه رابطه مستقیم و اجتناب‌ناپذیری بین انسان و آب‌های گرم برقرار است و با در نظر گرفتن کاربردهای مستقیم و غیرمستقیم این آب‌ها از یک سو و احتمال اختلاط آن با سفره‌های آب‌های زیرزمینی از سوی دیگر، عدم توجه به چنین آلاینش‌هایی می‌تواند عواقب جبران‌ناپذیری در پی داشته باشد.

با توجه به اینکه فلات ایران به لحاظ زمین‌شناختی دارای گوناگونی‌های قابل توجهی بوده و فعالیت‌های آتشفشانی در بسیاری از نقاط در سرتاسر این فلات به وقوع پیوسته است و نظر به اینکه از حدود ۴۰ سال پیش نخستین گام‌ها در جهت به کارگیری انرژی زمین‌گرمایی برداشته شد و در یکی از نخستین مطالعات ۱۴ منطقه از ایران به عنوان مناطق مستعد برای به کارگیری انرژی سیالات گرمابی مطرح شد (ENEL, 1983)؛ اغلب مطالعات صورت گرفته بر جنبه‌های چگونگی به کارگیری انرژی زمین‌گرمایی متمرکز شده است و بررسی میزان تمرکز عناصر سنگین و نادر به عنوان بخش کوچکی از این مطالعات مد نظر بوده است؛ ولی با این وجود در برخی از مطالعات (Haeri et al., 2011) به صورت جداگانه به بررسی توزیع این عناصر در سیالات گرمابی پرداخته شده است. لذا نویسندگان با در نظر گرفتن لزوم مطالعه این موضوع در صدد آن برآمده‌اند که الگوهای پراکندگی عناصر سنگین و کمیاب را که متأثر از واکنش‌های آب-سنگ تحت دماهای بالا در سیستم‌های گرمابی رخ داده و باعث شستشوی این عناصر و تمرکز آن در این سیالات شده‌اند؛ بررسی و سازوکارهای دخیل در این رخدادها تشریح شود.

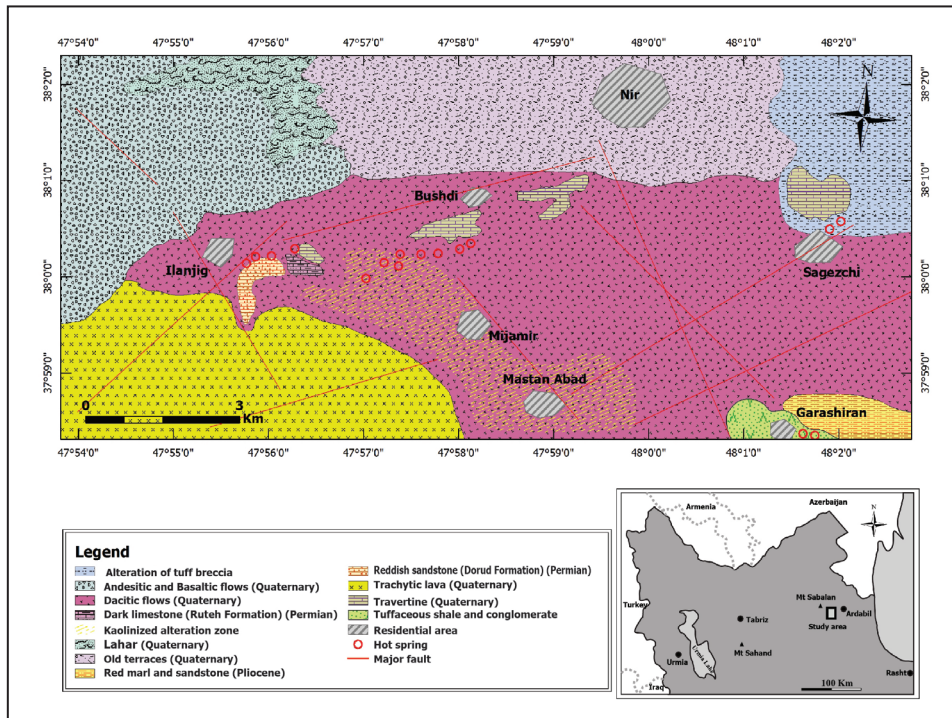
۲- روش کار

بعد از انجام مشاهدات صحرائی گسترده و ارزیابی ویژگی‌های زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه، نقشه زمین‌شناسی برای منطقه مورد نظر رسم شد.

استراتژولوکانوی سبلان به سن پلیو کواترنری منطقه‌ای به وسعت ۷۰۰ کیلومتر مربع را پوشانده است. این آتشفشان یکی از ۸ قله آتشفشانی است که در ایالت آتشفشانی الیگوسن-کواترنری مابین بخش جنوبی دریای خزر و دریای سیاه قرار گرفته است (Forster et al., 1972). یافته‌های اندکی در ارتباط با سن سنجی سبلان در دست و مربوط به سن سنجی از طریق ایزوتوپ‌های K/Ar است که توسط Alberti et al. (1980) صورت پذیرفته است. ایشان اظهار می‌دارند که فعالیت اولیه آتشفشان سبلان ۲/۹ تا ۵/۶ میلیون سال پیش اتفاق افتاده است. آخرین فعالیت‌های آتشفشانی سبلان به فوران‌هایی بر می‌گردد که ۱/۴ تا ۱/۶ میلیون سال پیش رخ داد که طی آن سقف آشیانه ماگما و کالدرای سبلان شکل گرفت (Ghahamghash et al., 2016).

منطقه جنوب سبلان بعد از شمال باختر سبلان بیشترین مظاهر زمین‌گرمایی را بروز داده است. چشمه‌های آب گرم موجود در این منطقه با دارا بودن ویژگی‌های دمایی و به لحاظ ترکیب شیمیایی آب‌های گرم خروجی از سطح زمین، جزو مناسب‌ترین مناطق برای انجام مطالعات زمین‌گرمایی هستند. نزدیک‌ترین شهر به این مجموعه چشمه‌های آب گرم، شهرستان نیر است (شکل ۱) که به لحاظ جغرافیایی در فاصله ۳۰ کیلومتری از اردبیل و در کنار بزرگراه اردبیل-تبریز واقع شده است. در میدان زمین‌گرمایی جنوب سبلان مظاهر زمین‌گرمایی به وفور در سطح زمین مشاهده می‌شود؛ به گونه‌ای که چشمه‌های آب گرم دما بالا و انتشار بخارات از بارزترین نمودهای آن است و چشمه‌های آب گرم بوشدی، قینرجه، سقزچی، دوشانچیق و قره‌شیران با دارا بودن بیشترین دما مهم‌ترین آنها هستند.

سیالات گرمابی مرتبط با سیستم‌های زمین‌گرمایی از جمله محیط‌هایی هستند که امکان تمرکز عناصری نظیر Li, B, As, Hg در آنها بالاست؛ در برخی از میدان‌های زمین‌گرمایی تمرکز برخی از این عناصر به اندازه‌ای بالاست که آلودگی‌های قابل ملاحظه‌ای را در



شکل ۱- الف) نقشه شماتیک شمال باختر ایران و موقعیت محدوده مورد مطالعه در آن؛ ب) نقشه زمین شناسی میدان زمین گرمایی بوشدی در جنوب آتشفشان سبلان.

آبرفت‌های جوان هستند. به جز دو واحد نخست که به سن پرمین هستند؛ تشکیل آنها به قبل از شروع فعالیت آتشفشان سبلان بر می‌گردد و در بخش کوچکی رخنمون یافته‌اند؛ سایر واحدها تحت تأثیر فعالیت‌های آتشفشان سبلان هستند که باعث شده است اغلب در منطقه پوششی از آثار فعالیت‌های آتشفشانی مشاهده شود و حتی نهشته‌های آبرفتی جدید نیز اغلب دربردارنده قطعاتی از گدازه‌های آتشفشانی و رسوبات آذرآواری هستند. نهشته‌های تراورتن نیز حاصل فعالیت‌های سیالات گرمایی منشأ گرفته از سیستم زمین گرمایی سبلان هستند.

۳-۱. ماسه‌سنگ قرمز آهک‌دار

این واحد که به صورت برونزد کوچکی در قسمت مرکزی محدوده مورد مطالعه و در مجاورت چشمه آب گرم قینرجه دیده می‌شود؛ دربردارنده ماسه‌سنگ‌های آهکی متمایل به قرمز است که در زیر سنگ‌های آهکی سازند روته جای گرفته و به احتمال فراوان هم ارز سازند دورود به سن پرمین است (Amini, 1994).

۳-۲. آهک‌های خاکستری تیره

این واحد شامل سنگ‌های آهکی سبتر تا متوسط لایه به رنگ خاکستری تیره است که رگچه‌های بیشمار کلسیتی سفید رنگ و در مواردی اکسید آهن متمایل به قرمز آنها را قطع کرده است. سبترای این آهک‌ها به ۱۰۰ متر می‌رسد. سنگ‌های آهکی این واحد به طور همشیب روی ماسه‌سنگ‌های هم‌ارز سازند درود قرار گرفته و روی سطح فرسایشی آنها گدازه‌های آندزیتی-بازالتی نئوژن جای گرفته است. این آهک‌ها به احتمال فراوان معادل سازند روته در البرز مرکزی هستند و سن آن پرمین فوقانی است.

۳-۳. گدازه‌های آندزیتی

این واحد شامل جریان‌های گدازه و گدازه‌های برشی شده با ترکیب آندزیتی-پیروکسن آندزیتی است که با ضخامت حدود ۸۰۰ متر در قسمت جنوبی منطقه مورد مطالعه رخنمون دارد. این گدازه‌ها دارای بافت میکروولیتی پورفیری هستند و درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، هورنبلند و اوژیت در آنها مشاهده می‌شود. این گدازه‌ها در بسیاری از نقاط در اثر نفوذ محلول‌های گرمایی دگرسان شده و تا حدود زیادی ماهیت اصلی خود را از دست داده‌اند (شکل ۱).

از میان تعداد فراوانی از چشمه‌های آب گرم و سرد که در محدوده میدان زمین گرمایی جنوب سبلان جریان دارند؛ نمونه‌برداری از چشمه‌هایی با بالاترین نرخ جریان انجام پذیرفت که در مورد چشمه‌های آب گرم اولویت نمونه‌برداری به محل‌هایی با حداکثر نرخ جریان و بالاترین دمای خروجی اختصاص داده شده است. دما و هدایت الکتریکی (EC) مستقیماً در محل نمونه‌برداری اندازه‌گیری و میزان HCO_3^{3-} با استفاده از تیتراسیون تعیین شد.

کلیه نمونه‌های آب در بطری‌های پلی پروپیلنی جمع‌آوری و برای انجام آزمایشات و تعیین مقادیر کاتیون‌ها، آنیون‌ها، عناصر کمیاب و آنالیزهای ایزوتوپ‌های پایدار به آزمایشگاه ارسال شد. نمونه‌های آماده شده از صافی به قطر ۰/۴۵ میکرومتر عبور داده شد و جهت جلوگیری از ته‌نشست کاتیون‌ها و عناصر نادر، HNO_3 تغلیظ شده به میزان یک درصد به نمونه‌ها اضافه شد.

نمونه‌های آماده شده برای اندازه‌گیری کاتیون‌های اصلی (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{+2})، آنیون‌های اصلی (Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^{3-})، عناصر کمیاب (Li, Rb, Cs, B) و سنگین (As, Hg) در آزمایشگاه‌های معتبر مورد آزمایش قرار گرفتند. در این راستا تعدادی از نمونه‌ها با استفاده از دستگاه ICP-MS در آزمایشگاه ACME Analytical Laboratories LTD کانادا مورد آنالیز شیمیایی قرار گرفت و تعداد دیگری از نمونه‌ها نیز در آزمایشگاه هیدروژئوشیمی دانشگاه برمن آلمان آنالیز شد که دربردارنده کاتیون‌های اصلی (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{+2}) با استفاده از دستگاه ICP-OES مجهز به iCAP-Q (ترموفیشر) و آنیون‌های اصلی (SO_4^{2-} و Cl^-) با استفاده از کروماتوگرافی یونی مجهز به کروماتوگراف IC Plus (Metrohm) (ion chromatography using an IC Plus Chromatograph) است.

۳- زمین شناسی محدوده مورد مطالعه

از نقطه نظر سنگ‌شناختی در محدوده مورد مطالعه تنوع لیتولوژیکی خاصی مشاهده می‌شود. در این منطقه واحدهای سنگی رخنمون یافته به ترتیب از قدیم به جدید شامل ماسه‌سنگ قرمز آهک‌دار، آهک‌های خاکستری تیره، گدازه‌های آندزیتی، گدازه‌های آندزیتی-بازالتی، لاهار، نهشته‌های تراورتن، پادگانه‌های آبرفتی قدیمی و

۳-۴. گدازه‌های آندزیتی-بازالتی

گدازه بازالتی و آندزیتی-بازالتی که اغلب متخلخل و به همراه اسکوری هستند؛ در بخش شمال باختر محدوده مورد مطالعه رخنمون دارند. این سنگ‌ها دارای بافت میکروولیتی پورفیری تا ویتروفیریک و رنگ خاکستری تیره و در برخی موارد سیاه هستند و ستبرای آنها در پاره‌ای از نقاط به ۱۵۰ متر می‌رسد. این گدازه‌ها روی گدازه‌ها و برش‌های پلیوسن قرار گرفته‌اند و دارای درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، اورژیت و اولیوین هستند.

۳-۵. لاهار

این واحد متشکل از تکه‌های سنگ‌های آتشفشانی در اندازه‌های مختلف، گرد شده و زاویه‌دار و گدازه‌های قدیمی سیلان است. این اجزا بدون جوش خوردگی، در زمینه‌ای از رس، خاکستر آتشفشانی و ماسه و تقریباً بدون لایه‌بندی هستند که حاکی از حمل و رسوب‌گذاری سریع در اثر باران‌های شدید فصلی در زمان معین است. در پاره‌ای از نقاط از جمله در بخش شمالی محدوده مورد مطالعه این واحد مشاهده می‌شود که ستبرای مابین ۱۰ تا ۵۰ متر دارد.

۳-۶. نهشته‌های تراورتن

در پاره‌ای از نقاط در قسمت‌های میانی محدوده مورد مطالعه نهشته‌های تراورتن در اطراف چشمه‌های آب گرم بر جای مانده است (شکل ۱). به نظر می‌رسد این نهشته‌ها که دارای خواستگاه گرمایی هستند؛ در طی دوره کواترنری و در اثر فعالیت‌های گسترده منشأ گرفته از خروج سیالات زمین گرمایی دما بالا در سطح زمین نهشت شده (Amini, 1994) و تحت تأثیر عوامل مختلفی نظیر دمای چشمه‌ها، نرخ کاهش دما، ریخت‌شناسی مسیرهای جریان، فعالیت‌های زیستی، نرخ تبخیر و CO_2 زدایی، نوسانات زیادی را در طی فرایند تشکیل تحمل کرده‌اند (Friedman, 1970; Minissale, 2004) و در نتیجه این نوسانات فیزیکوشیمیایی، نهشته‌های تراورتن به صورت عدسی‌های متعددی در قسمت‌های مختلف شکل گرفته است. هر کدام از این عدسی‌ها خصوصیات فیزیکی و ظاهری گوناگونی را از لحاظ عواملی چون رنگ، سختی، میزان خلل و فرج و تخلخل نشان می‌دهد که هر کدام از این خصوصیات ظاهری معلول شرایط فیزیکوشیمیایی خاص زمان تشکیل آن است. نهشته‌های تراورتن این منطقه به لحاظ بافتی در برخی قسمت‌ها با بافت توده‌ای با حفرات فراوان و در پاره‌ای از بخش‌ها با بافت اسفنجی مشاهده می‌شود. این نهشته‌ها دارای طیف رنگی مابین شیری تا قرمز آجری هستند و ضخامت آنها در برخی نقاط به ۲۰ متر نیز می‌رسد.

۳-۷. پادگانه‌های آبرفتی قدیمی

سطح عمده‌ای از محدوده مورد مطالعه را پادگانه‌های قدیمی می‌پوشاند. این واحد متشکل از تکه‌سنگ‌هایی عمدتاً با منشأ گدازه‌های قدیمی سیلان است که از نوع تراکی آندزیتی، آندزیت و تراکیت با بافت پورفیری هستند که در زمینه‌ای از ماسه، سیلت و رس پراکنده شده‌اند.

۳-۸. آبرفت‌های جوان

آبرفت‌های جوان در قسمت‌های کوچکی از محدوده مورد مطالعه مشاهده می‌شود. این نهشته‌ها عمدتاً در مجاورت بستر رودخانه اصلی مشاهده می‌شوند که از کنار آب گرم‌های بوشدی و قینرجه عبور می‌کند و عموماً شامل رسوبات رودخانه‌ای شسته شده از واحدهای قدیمی تر و خرده‌های گدازه‌ها و سنگ‌های آتشفشانی به همراه قطعات آذرآواری حاصل از فعالیت آتشفشان سیلان هستند که در بستری از ذرات ریزتر تجمع یافته است (شکل ۱).

۴- خصوصیات فیزیکوشیمیایی سیالات گرمایی

ترکیب شیمیایی ۲۷ نمونه آب از چشمه‌های آب گرم منطقه بوشدی در جدول ۱ ارائه شده است. علاوه بر ترکیب شیمیایی سیالات گرمایی معیارهای فیزیکوشیمیایی از قبیل دما، pH و TDS نیز در جدول ۱ نشان داده شده است. در محدوده مورد مطالعه، گستره دمایی چشمه‌های آب گرم مابین ۲۲ تا ۷۷ درجه سانتی‌گراد و pH

نیز مابین ۶/۴ تا ۷/۳ در حال تغییر است. کل مواد جامد محلول (TDS) مابین ۴۵۶ تا ۷۰۰۶ میلی‌گرم بر لیتر متغیر است. در مقابل، گستره دمایی چشمه‌های آب سرد منطقه بین ۱۱ تا ۱۵/۵ و تغییرات pH مابین ۶/۵ تا ۷/۴ است. میزان کل مواد جامد محلول نیز از ۲۲۷ تا ۸۸۵ میلی‌گرم بر لیتر تغییر می‌کند (جدول ۱).

در میان کاتیون‌های اصلی Na^+ بیشترین تمرکز را در سیالات زمین گرمایی منطقه جنوب سیلان دارد که این میزان گستره وسیعی را دربر دارد و مقدار آن از ۱۶/۰۹ تا ۲۲۰۷ میلی‌گرم بر لیتر در حال تغییر است. محتوای Na^+ این آب‌ها بسته به دمای آن متغیر است؛ به نحوی که در سیالات دما پایین کمترین و در سیالات دما بالا بیشترین میزان تمرکز کاتیون‌ها را دارد. تمرکز نسبتاً بالای یون K^+ و Ca^{2+} از دیگر ویژگی‌های بارز سیالات زمین گرمایی میدان جنوب سیلان است که به ترتیب مابین ۲/۶۹ تا ۲۷۳ و ۲۷/۳۳ تا ۲۶۰/۵ میلی‌گرم بر لیتر نوسان دارد. میزان تمرکز Mg^{+2} نیز مقادیری از ۴/۱۳ تا ۶۱/۹۷ میلی‌گرم بر لیتر را نشان می‌دهد. بیشترین مقادیر Fe^{2+} و Mn^{2+} به ترتیب ارقام ۲/۰۴ و ۱/۸ میلی‌گرم بر لیتر را نمایش می‌دهند. محتوای سیلیکای این آب‌ها گستره‌ای مابین ۳۰ تا ۱۵۰ میلی‌گرم بر لیتر دارد. در بین آنیون‌ها Cl^- بیشترین مقدار را نشان می‌دهد و در برخی نمونه‌ها مقدار آن به ۳۰۱۳ میلی‌گرم بر لیتر می‌رسد. مقدار کل آلکالینیته (HCO_3^-) نسبتاً بالاست و بین ۱۱۵ تا ۱۸۳۰ میلی‌گرم بر لیتر در نوسان است. SO_4^{2-} نوسانات گسترده‌ای را نشان می‌دهد و مقدار آن مابین ۴/۶ تا ۱۲۹۶ میلی‌گرم بر لیتر متغیر است. F^- مقادیر اندکی را به ثبت رسانده است و در بالاترین حد خود به ۵/۳ میلی‌گرم بر لیتر می‌رسد (جدول ۱).

مقایسه نتایج حاصل از مطالعه کنونی با مطالعات پیشین از محدوده‌های مشابه (KML, 1998) نشان می‌دهد که Ca^{2+} و Mg^{2+} و Cl^- مقادیر پایین‌تری دارند. در دهه‌های اخیر با توجه به تغییرات رخ داده در شرایط اقلیمی منطقه و کاهش قابل ملاحظه پارامترهایی نظیر نرخ بارش سالانه، این قبیل تغییرات در محتوای یونی سیالات گرمایی منطقه قابل انتظار است.

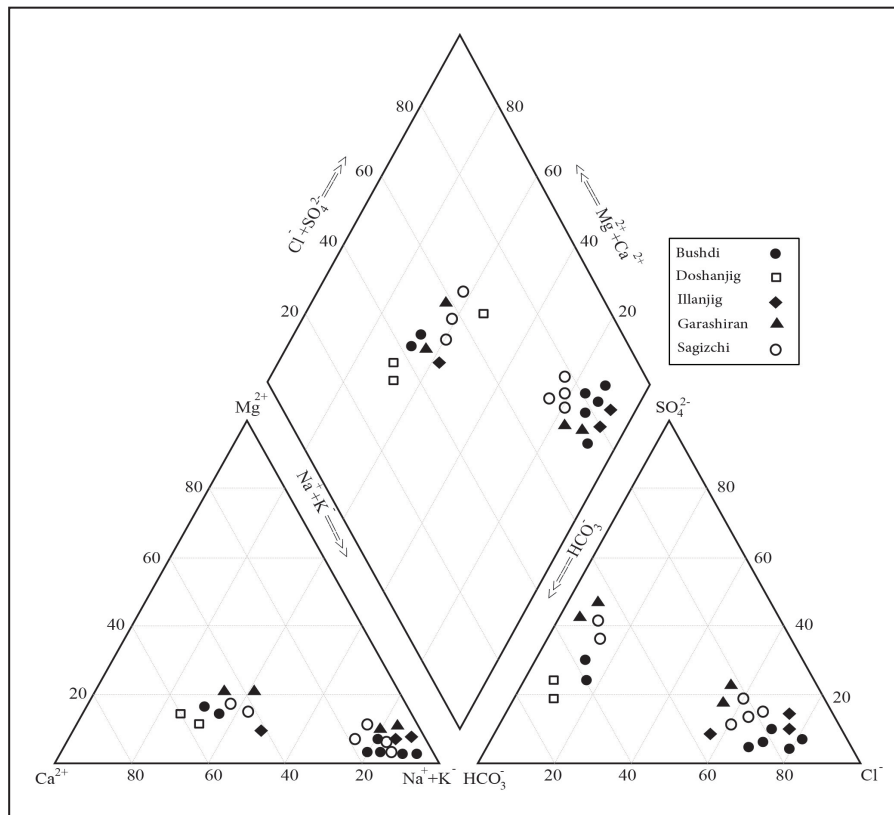
ترکیب شیمیایی آب‌های مورد مطالعه توسط نرم‌افزار AquaChem 2011.1 (Calmbach, 1997) مورد ارزیابی قرار گرفته و مشخصات هیدروژئوشیمیایی نمونه‌ها تعیین شده است. رسم موقعیت این نمونه‌ها روی نمودار Piper (1944) نشان می‌دهد که به لحاظ خصوصیات هیدروژئوشیمیایی چشمه‌های آب گرم و سرد منطقه بوشدی در دو نوع دسته‌بندی می‌شوند. ترکیب دسته اول Na-Cl و ترکیب دسته دوم Ca-Na-HCO_3 است (شکل ۲).

۵- عناصر کمیاب

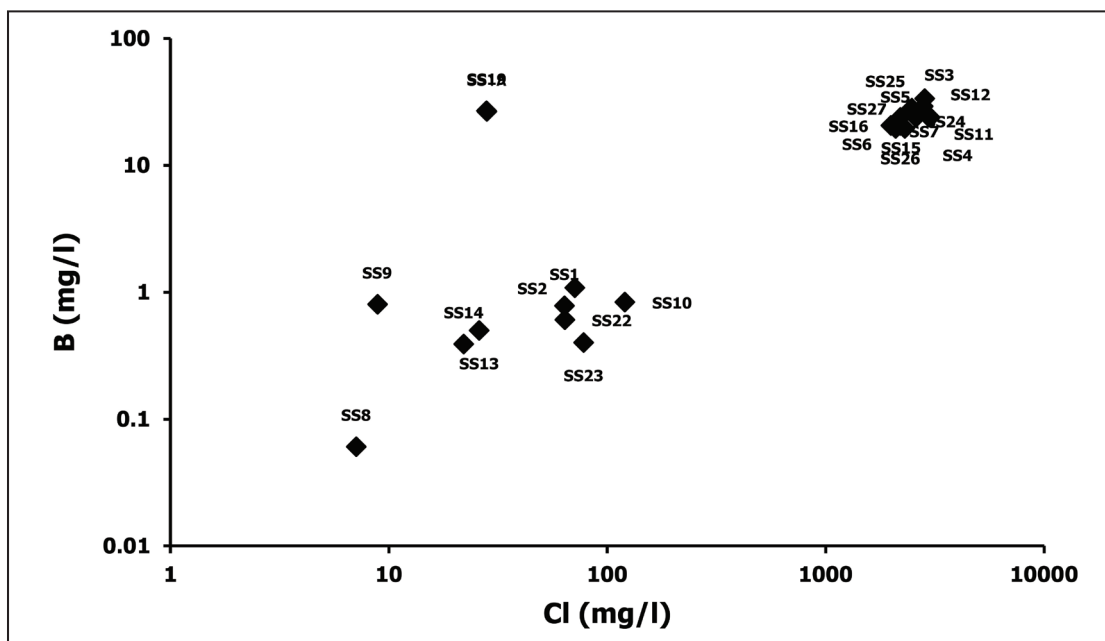
۵-۱. بور (B)

بور عنصری با تحرک بالا و واکنش‌پذیری پایین است که تمرکزش در آب‌های زمین گرمایی به واکنش‌های آب-سنگ در سنگ میزبان و تحت دماهای بالا بستگی دارد (Aggarwal et al., 2000; Kaasalainen, and Stefansson, 2012; Yuan et al., 2014). محتوای B در نمونه‌های مورد مطالعه از ۶۰ تا ۳۳۵۱۱ ppb متغیر است (جدول ۱). بیشترین تمرکز B مربوط به نمونه‌های آنالیز شده از چشمه‌های آب گرم بوشدی (SS3, SS4, SS5, SS6, SS7)، ایلانجیق (SS11, SS12)، قره‌شیران (SS15, SS16)، قینرجه (SS18, SS19) و سقزچی (SS24, SS25, SS26, SS27) است.

تمرکز B در آب‌های زمین گرمایی می‌تواند تحت کنترل انحلال کانی‌های غنی از B نظیر مسکوویت، بیوتیت و آمفیبول صورت پذیرد (Yuan et al., 2014). همچنین گاززدایی در ماگما و تبادلات فازی و متعاقب آن تشکیل سفره‌های آب زیرزمینی می‌تواند غنی‌شدگی B را در پی داشته باشد (Armósson and Andrésdóttir, 1995). به عنوان یک روند کلی، B و Cl در آب‌های زمین گرمایی دما بالا یک روند خطی نشان می‌دهند (Armósson and Andrésdóttir, 1995) که منشأ رایج B و Cl را نشان می‌دهد (شکل ۳).



شکل ۲- موقعیت کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی سیالات زمین گرمایی جنوب سیلان بر روی نمودار پایپر.



شکل ۳- رابطه بین بور و کلر در نمونه‌های مربوط به چشمه‌های آب گرم میدان زمین گرمایی جنوب سیلان.

جدول ۱- ویژگی‌های فیزیکی- شیمیایی و محتوای کاتیون‌ها، آنیون‌ها، عناصر کمیاب و سنگین سیالات زمین‌گرمایی جنوب سیلان.

Sample ID	Station	TDS mg/l	Elev (m)	FR (l/min)	T (°C)	pH	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Ca ²⁺ mg/l	Mg ²⁺ mg/l	Cl ⁻ mg/l	SO ₄ ²⁻ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l	Li ppb	B ppb	Rb ppb	Cs ppb	Hg ppb	As ppb	CBE
SS1	Bushdi	701	1800	15	11	7	85.06	14	120	23.08	63.8	148	360	388	778	119	172	1.4	-	5.24
SS2	Bushdi	692	1800	1	15.5	7.1	85.06	14	110	23.08	70.9	134	390	194	1081	179	770	5	-	1.61
SS3	Bushdi	6250	1790	300	62	7.1	1908	269	140	31.59	3013	278	1220	9717	23782	3162	3322	0.2	-	-5.35
SS4	Bushdi	6316	1804	5	77	7.3	2207	265	54.1	31.59	2907	129	1830	5691	24863	3162	10366	0.5	-	-2.89
SS5	Bushdi	4715	1801	60	59	7	1402	199	200	26.73	2091	278	915	7635	19458	2393	2259	2.8	-	-0.09
SS6	Bushdi	4729	1820	12	52.5	7	1586	218	180	25.52	1985	235	1098	4234	20539	1538	2126	5	-	4.14
SS7	Bushdi	5900	1799	-	51.5	6.8	1816	273	156.3	35.24	2836	302	573	11799	33511	3418	-	-	-	0.56
SS8	Doshanjiugh	227	2000	80	13	7.4	1609	2.69	32.06	4.374	7.09	24.5	115	5.96	60.53	9.4	1.99	1	-	2.74
SS9	Doshanjiugh	245	2000	8	12	7.2	17.01	3.01	28.05	4.131	8.863	13.4	128	580	799	5.98	39.87	5	-	-0.09
SS10	Hanjugh	456	1801	50	40	6.5	85.06	9.38	62.12	7.899	120.5	24.97	231	312	832	47.86	26.58	0.6	-	-0.08
SS11	Hanjugh	6227	1800	50	42	6.9	1908	258	120.2	24.30	2907	297	1098	9717	24863	2734	2791	1.1	-	-4.18
SS12	Hanjugh	6446	1805	3	40.5	6.7	2000	258	130.2	24.30	2800	273	1220	5413	29187	2222	5714	0.5	-	-1.21
SS13	Garashiran	761	1650	150	11	7.2	101	3.28	120.2	29.16	25.88	288	292	65.24	497	4.01	15	1	-	5.64
SS14	Garashiran	768	1650	5	11	6.5	98.85	3.20	86.17	26.73	21.98	244	384	29.15	389	4.95	19.93	0.5	-	-4.5
SS15	Garashiran	6857	1650	50	44	7.1	2000	179.8	190.3	43.74	2304	1296	1708	6941	19458	1794	1594	1	-	-6.78
SS16	Garashiran	7006	1650	3	41.5	6.7	2092	175.9	190.3	42.53	2091	1056	1586	3886	20539	1196	3189	5	-	0.74
SS17	Gaynarja	-	1710	-	69	6.8	1920	240	138.3	19.49	-	-	-	14066	26316	3217	-	-	4146	-
SS18	Gaynarja	-	1705	-	55	7.1	1929	242	105.3	19.71	28.11	4.6	-	14265	26470	3316	-	-	3993	-
SS19	Gaynarja	-	1705	-	49	6.8	1912	243	37.52	19.71	28.03	4.6	-	14203	26884	3346	-	-	4159	-
SS20	Gaynarja	-	1697	-	65	7	1921	243	149.4	19.84	-	-	-	13970	26604	3299	-	-	3820	-
SS21	Gaynarja	-	1694	-	53	7.1	1934	242	27.33	19.09	-	-	-	14223	26693	3324	-	-	4033	-
SS22	Sagizchi	835	1600	70	12	6.5	119	10.16	120.2	26.73	63.81	268	372	117	605	47.86	34.55	0.8	-	0.68
SS23	Sagizchi	885	1600	26	13.5	6.8	124	12.12	124.2	27.95	77.99	259	433	63.16	399	4.95	59.8	0.5	-	-1.47
SS24	Sagizchi	6394	1600	50	40	6.4	1908	230	240.4	61.97	2588	528	1281	8329	23782	2307	1727	1.1	-	0.5
SS25	Sagizchi	6474	1600	10	40.5	6.5	2092	269	220.44	59.54	2481	1056	1586	4719	28106	1538	1594	5	-	-1.76
SS26	Sagizchi	5866	1600	300	28	6.5	1609	230	260.5	58.33	2198	528	1525	7635	20539	940	1461	1	-	-2.23
SS27	Sagizchi	5605	1600	10	22	6.6	181	218	220.4	52.25	2198	461	1342	4095	23782	1282	1329	5	-	-

۵-۳. آرسنیک

آرسنیک یکی از عناصری است که تقریباً در تمامی سیستم‌های زمین گرمایی فعال و قدیمی به همراه عناصری از قبیل جیوه، آنتیموان و سلنیوم یافت می‌شود و به لحاظ زیست‌محیطی حائز اهمیت است (Welch and Stollenwerk, 2003). علی‌رغم اینکه سازمان بهداشت جهانی (WHO) میزان تمرکز آرسنیک را در آب آشامیدنی ۰/۰۵ تا ۰/۰۱ ppm اعلام کرده؛ تمرکز این عنصر در سیالات زمین گرمایی عمدتاً بیش از این مقدار بوده و حتی در برخی میدانی زمین گرمایی نظیر بخش باختری یلواستون غلظت آرسنیک در حدود ۲۰ ppm است و حتی در برخی موارد مقادیر آرسنیک تا ۴۰۰ ppm نیز گزارش شده است.

هر چند که منبع اصلی آرسنیک در این محیط‌ها شستشوی آرسنیک از کانی‌های آرسنیک‌دار از قبیل آرسنوپیریت و پیریت است (Mahon, 1967)؛ اما در بسیاری از سیستم‌های زمین گرمایی سیالات عمیق از آرسنوپیریت و سایر کانی‌های آرسنیک‌دار تحت اشباع هستند (Ballantyne and Moore, 1988). از این رو نهشته‌های آرسنیک‌دار در چنین شرایطی اغلب تمایل به انحلال دارند تا رسوب (Fournier et al., 1986). نظر به اینکه در طی بالا آمدن، سیالات زمین گرمایی دچار پدیده جوشش می‌شوند و آرسنیک در طی این فرایند در فاز مایع باقی می‌ماند؛ متعاقب آن میزان آرسنیک در آب‌های گرم افزایش می‌یابد. در مقابل اختلاط مابین سیالات زمین گرمایی و آب‌های زیرزمینی و یا آب‌های سطحی و آب‌های گرم ناشی از بخارهای گرم (آب‌های سولفات یا بی‌کربناته) می‌تواند موجب کاهش محتوای آرسنیک شود. بنابراین روشن است که محتوای آرسنیک آب‌های گرم تابعی از نوع سیالات گرم و قوانین حاکم بر سیالات موجود است.

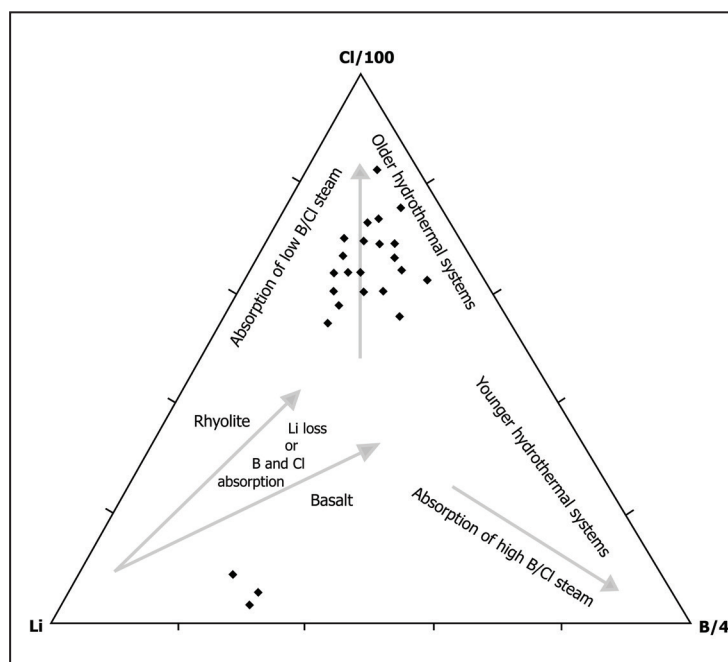
محتوای آرسنیک سیالات زمین گرمایی جنوب سیلان تنها برای ۵ نمونه مورد آزمایش قرار گرفته است که تمامی این نمونه‌ها از چشمه‌ی آب گرم قینرجه برداشته شده‌اند و نتایج آن مورد بررسی قرار گرفته است. مقادیر آرسنیک در نمونه‌های مورد بررسی ۳ تا ۴ ppm اندازه‌گیری شده است (جدول ۱). این میزان از آرسنیک در واقع جزو مقادیر نسبتاً بالا محسوب می‌شود و هر چند که این مقادیر برای سیستم‌های زمین-گرمایی دور از انتظار نیست ولی جهت بررسی‌های زیست‌محیطی حائز اهمیت است.

این روند در پاره‌ای از نمونه‌ها مشاهده می‌شود. در پاره‌ای از نمونه‌ها این رابطه مشاهده نمی‌شود که دلیل آن می‌تواند متأثر از به دام افتادن B در کانی‌های رسی مانند اسمکتیت، ایلیت-اسمکتیت و کلریت باشد (Reyes et al., 2002).

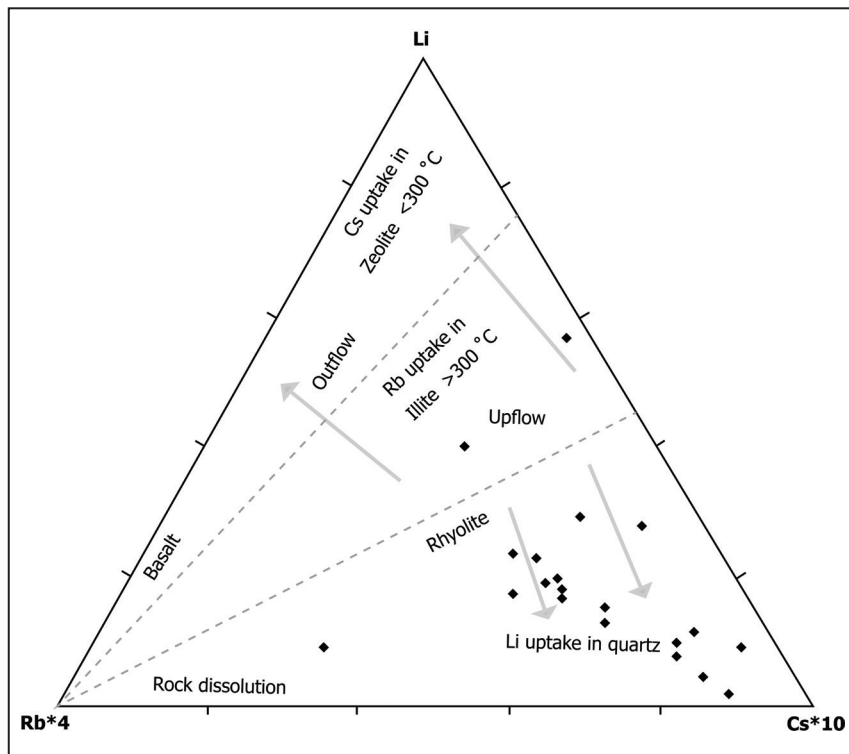
موقعیت نمونه‌های مورد بررسی روی نمودار سه‌تایی Li-Cl-B (Giggenbach, 1991) نشان داده شده است. در این رسم، بیشتر نمونه‌ها در سمت قطب Cl متمرکز شده‌اند و مابین سیالات متعلق به سیستم‌های گرمایی قدیمی تر هستند که در آنها مقادیر B/Cl کمتری از فاز بخار جذب شده است (شکل ۴).

۵-۲. عناصر قلیایی (لیتیم-رویدیم-سزیم)

عناصر قلیایی لیتیم-رویدیم و سزیم واکنش‌پذیری نسبتاً کمتری دارند و در سیستم‌های زمین گرمایی به عنوان عناصر بی‌تحرک در نظر گرفته می‌شوند. تمرکز این سه عنصر در نمونه‌های مختلف مقادیر متفاوتی نشان می‌دهد و در بین آنها عنصر لیتیم با میزان تمرکز مابین ۵/۹۶ تا ۱۴۲۶۵ ppb بیشترین میزان را دارد (جدول ۱). نمونه‌های SS20، SS17، SS19، SS21، SS18 و SS7 بیشترین مقادیر لیتیم را نشان می‌دهند. سزیم نیز با مقادیر بین ۱/۹۹ تا ۱۰۳۶۶ ppb مقادیر قابل توجهی را نشان می‌دهد و بالاترین تمرکز آن در نمونه‌های SS3، SS12، SS4 و SS16 رخ داده است. گستره تغییرات تمرکز رویدیم هم مابین ۴/۰۱ تا ۳۴۱۸ ppb است که در بین سه عنصر قلیایی مذکور، تمرکز پایین‌تری دارد. تمرکز این عنصر در نمونه‌های SS19، SS20، SS18، SS21، SS3، SS17 و SS4 در بالاترین حد است. بالاترین تمرکز این عناصر قلیایی رابطه مستقیمی با دمای خروجی چشمه‌های آب گرم نشان می‌دهد. به گونه‌ای که چشمه‌های آب گرم قینرجه و بوشدی که بیشترین دما را در سطح زمین نشان می‌دهند؛ حاوی بالاترین تمرکز از این عناصر هستند. موقعیت نمونه‌ها در نمودار سه‌تایی رویدیم-لیتیم-سزیم (شکل ۵) حاکی از آن است که به جز یک نمونه که در محدوده فروشویی از سنگ میزبان واقع شده؛ این فرایند در تمرکز عناصر قلیایی نقش اصلی را بازی نکرده است و به نظر می‌رسد فرایندهایی نظیر جذب عنصر لیتیم از طریق کوارتز (Giggenbach, 1988 and 1991) و جذب رویدیم از طریق کانی‌های رسی نظیر ایلیت که فرایندی رایج در بسیاری از سیستم‌های زمین-گرمایی است؛ در تمرکز این عناصر مؤثر بوده است (Pasvanoğlu, 2011) (شکل ۵).



شکل ۴- موقعیت نمونه‌های مربوط به چشمه‌های آب گرم منطقه جنوب سیلان بر روی نمودار سه‌تایی (Giggenbach, 1991) Li-Cl-B



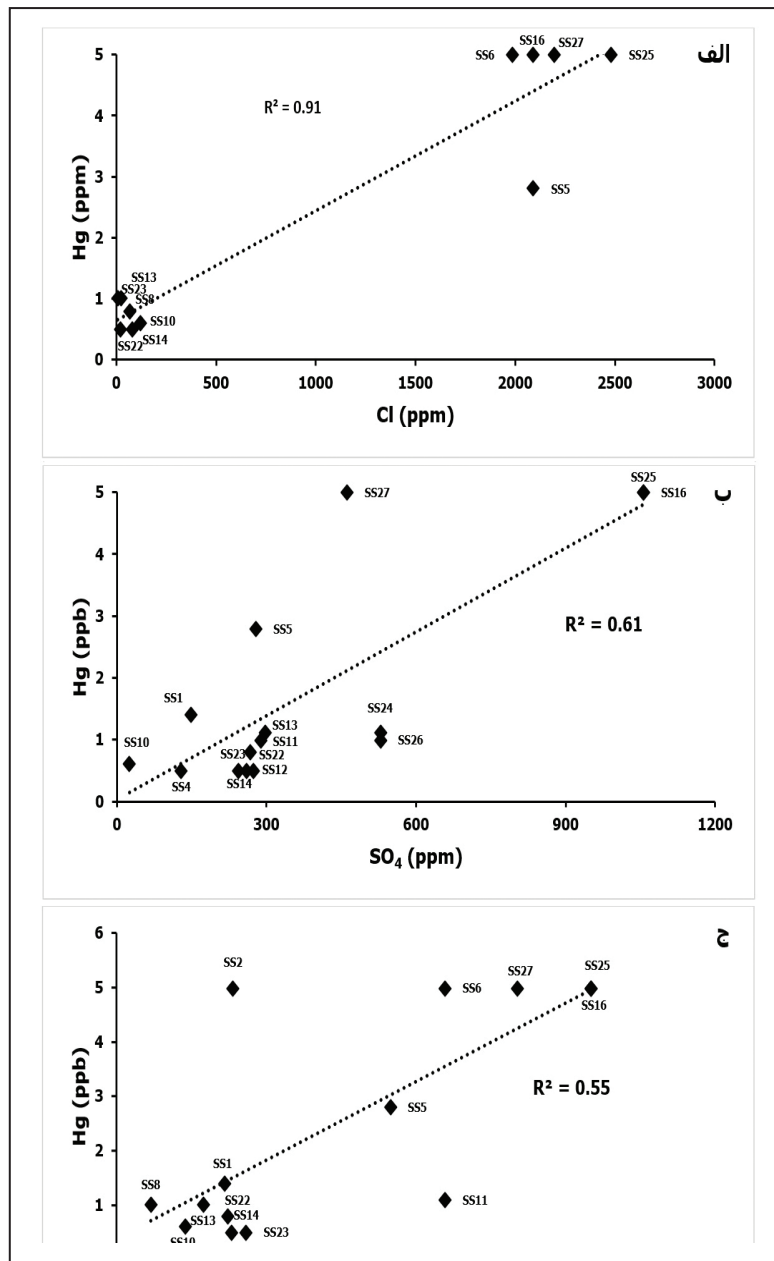
شکل ۵- موقعیت نمونه‌های مربوط به چشمه‌های آب گرم منطقه جنوب سیلان بر روی نمودار سه‌تایی Rb-Li-Cs (Giggenbach, 1991).

۴-۵. جیوه

شکل ۶- الف مشاهده می‌شود؛ همبستگی مثبت و نسبتاً خوبی مابین جیوه و یون کلراید نمایان است. به گونه‌ای که با افزایش در غلظت یون کلراید، افزایش در محتوای جیوه نیز مشهود است. این افزایش تقریباً به صورت خطی است و در دو محدوده مشاهده می‌شود. قسمت اول مربوط به مقادیر یون کلراید کمتر از ۱۰۰ ppm و قسمت دوم ۱۵۰۰ تا ۳۰۰۰ ppm است. این همبستگی مثبت با توجه به رفتار ژئوشیمیایی یون کلراید در بسیاری از میداین زمین‌گرایی مشهور مشاهده می‌شود. رسم مقادیر محتوای فلز جیوه در نمونه‌های بررسی شده میدان زمین‌گرایی جنوب سیلان نسبت به یون‌های سولفات و بی‌کربنات، همبستگی نسبتاً ضعیف این آنیون‌ها را با فلز جیوه نمایان می‌کند (شکل‌های ۶-ب و ج). به نحوی که با افزایش در غلظت این یون‌ها افزایش منظم و منسجمی در غلظت جیوه این سیالات مشاهده نمی‌شود و غنی‌شدگی و رقیق‌شدگی به صورت پراکنده و خارج از الگوهای منظم خاصی دیده می‌شود.

در حالت کلی می‌توان چنین اظهار داشت که تمرکز جیوه در این آب‌ها تحت تأثیر غلظت یون کلراید قرار داشته است؛ ولی با این وجود نمی‌توان نقش H_2S و CO_2 محلول را در تجمع فلز جیوه در سیالات گرمایی محدوده مورد مطالعه نادیده گرفت که در تشکیل آب‌های سولفات و بی‌کربنات سطحی نقش عمده‌ای بازی می‌کنند (Strauffer and Thompson, 1984).

محتوای جیوه سیالات گرمایی و نیز سنگ‌های دربرگیرنده، اطلاعات با ارزشی در ارتباط نوع سنگ منشأ و فرایندهای شستشو و حمل توسط سیالات گرمایی در اختیار قرار می‌دهد. متوسط تمرکز این فلز سنگین در شیل‌ها حدود ۳۰۰ ppb و بیشترین مقدار تمرکز در سیالات گرمایی نیوزیلند حدود ۴ ppb است. این فلز سنگین اغلب در محیط‌های گرمایی در حد اقتصادی یافت می‌شود (Barnes and Seward, 1997). محتوای جیوه سیالات گرمایی در منطقه جنوب سیلان ما بین ۰/۲ تا ۵ ppb متغیر و بیشترین میزان آن ۵ ppb مربوط به نمونه‌های SS25، SS16، SS9، SS6، SS2 و SS27 است (جدول ۱). نمودارهای دوتایی جیوه-کلراید، جیوه-سولفات و جیوه-بی‌کربنات (شکل ۶) ابزارهایی هستند که از طریق آنها الگوهای غنی‌شدگی و رقیق‌شدگی فلز جیوه در سیالات گرمایی به دست می‌آید. از آنجایی که یون کلراید از اختصاصات سیالات گرمایی ژرف است و نیز طی فرایند جوشش بر میزان آن افزوده می‌شود؛ می‌تواند به عنوان شاخصی در جهت ردیابی منشأ فلزات سنگین نظیر جیوه در محیط‌های گرمایی مدنظر قرار گیرد. از طرفی دیگر آنیون‌هایی نظیر سولفات و بی‌کربنات که از اختصاصات سیالات گرمایی سطحی هستند نیز می‌توانند به عنوان شاخصی برای منشأ غنی‌شدگی و رقیق‌شدگی فلزات سنگین مد نظر قرار گیرند (Herdianita and Priadi, 2008). همان‌گونه که در



شکل ۶- نمودارهای دو متغیره مابین جیوه و الف) کلراید؛ ب) سولفات؛ ج) پی کرنات؛ در نمونه‌های مربوط به سیالات زمین گرمایی منطقه جنوب سیلان.

۶- نتیجه گیری

از مطالعه فوق نتایج زیر حاصل شده است:

میدان زمین گرمایی جنوب سیلان که در حاشیه جنوب آتشفشان سیلان واقع شده؛ دربر دارنده چشمه‌های آب گرم فراوانی است که با ترکیب‌های شیمیایی مختلف در سطح زمین ظهور پیدا کرده‌اند. این چشمه‌های آب گرم با در نظر گرفتن فواصل جغرافیایی با ترکیب کلرایدی، سولفات و بی کرناته و هر یک دارای اختصاصات فیزیکی شیمیایی منحصر به خود هستند.

بور (B) به عنوان یکی از عناصر کمیاب که در برخی از میداین زمین گرمایی تمرکز بالایی نشان می‌دهد؛ در سیالات گرمایی جنوب سیلان نیز از تمرکز نسبتاً بالایی برخوردار است و میزان این عنصر در نمونه‌های مختلف از ۶۰ تا ۳۳۵۱۱ ppb تغییر می‌کند. چشمه‌های آب گرم بوشدی، ایلانجیق، قره شیران بیشترین مقادیر بور را دارند. به نظر می‌رسد گاززدایی در ماگما و متعاقب آن تشکیل سفره‌های آب زیرزمینی غنی از عنصر بور و نیز به دام افتادن بور در کانی‌های رسی

از قبیل اسمکتیت، ایلیت- اسمکتیت و کلریت از مهم‌ترین عوامل غنی‌شدگی بور در این آب‌ها باشند.

عناصر قلیایی لیتیم- روییدیم- سزیم به عنوان عناصری که از واکنش‌پذیری نسبتاً کمتری برخوردار هستند و به منزله عناصر نسبتاً بی‌تحرك در سیالات گرمایی در نظر گرفته می‌شوند؛ تمرکز نسبتاً بالایی در نمونه‌های مربوط به منطقه جنوب سیلان دارند. غلظت عناصر لیتیم- روییدیم- سزیم در این آب‌ها به ترتیب ۵/۹۶ تا ۱۴۲۶۵ ppb، ۴/۰۱ تا ۳۴۱۸ ppb و ۱/۹۹ تا ۱۰۳۶۶ ppb است. رسم مقادیر این عناصر روی نمودار سه تایی Rb-Li-Cs حاکی از آن است که فرایند جذب لیتیم از طریق کوارتز و جذب روییدیم از طریق کانی‌های رسی، مهم‌ترین فرایندها در تمرکز این عناصر در سیالات گرمایی این منطقه بوده‌اند.

غلظت آرسنیک در سیالات گرمایی این محدوده ۳ تا ۴ ppm است. این میزان از آرسنیک هر چند که در مقایسه با استانداردهای آب آشامیدنی بسیار بالاست

غلظت یون کلراید نقش اساسی در تمرکز جیوه در این سیالات ایفا کرده است.

سیاسگزاری

نگارندگان از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه تبریز برخوردار بوده‌اند؛ لذا شایسته است نهایت سپاس خود را ابراز دارند. نگارندگان همچنین از سازمان انرژی‌های نو ایران (بخش انرژی زمین‌گرمایی) و نیز کارکنان گروه هیدروژئوشیمی دانشگاه برمن (آلمان) که امکانات و تسهیلات لازم را در این مطالعه فراهم کردند کمال تقدیر و تشکر را به عمل می‌آورند.

ولی در بین میادین زمین‌گرمایی مشهور در حد متوسط قرار دارد. واکنش‌های آب-سنگ و شستشو از سنگ میزبان حاوی آرسنوپیریت و پیریت می‌تواند به عنوان منشأ اصلی آرسنیک در این منطقه تلقی شود.

میزان تمرکز جیوه در نمونه‌های آب گرم محدوده مورد مطالعه مقادیر نسبتاً بالایی را نشان می‌دهد. تمرکز این فلز سنگین در بیشترین حد خود به میزان ۵ ppb اندازه‌گیری شده است. مطالعه پراکندگی فلز جیوه در برابر آنیون‌های اصلی (کلراید، سولفات و بی‌کربنات) حاکی از آن است که این فلز همبستگی نسبتاً مثبتی با یون کلراید دارد و در اکثر نمونه‌ها رابطه خطی با آن نشان می‌دهند و می‌توان چنین گفت که

References

- Aggarwal, J. K., Palmer, M. R., Bullen, T. D., Arnórsson, S. and Ragnarsdóttir, K. V., 2000- The boron isotope systematics of Icelandic geothermal waters: 1 meteoric water charged systems. *Geochim Cosmochim Acta* 64: 579–585.
- Alberti, A. A., Comin-Charamonti, P., Sinigoi, S., Nicoletti, T. M. and Petrucciani, C., 1980- Neogen and Quaternary volcanism in Eastern Azerbaijan (Iran): Some K-Ar age determination and geodynamic implications, *Rendiconti della Societa Italiana di Mineralogia e Petrologia* 69: 216-225.
- Amini, B., 1994- Geological detailed map of Meshkin Shahr, 1:100000, Geological survey of Iran.
- Arnórsson, S. and Andrésdóttir, A., 1995- Processes controlling the distribution of boron and chlorine in natural waters in Iceland. *Geochim Cosmochim Acta* 59: 4125–4146.
- Ballantyne, J. M. and Moore, J. N., 1988- Arsenic geochemistry in geothermal systems. *Geochimica et Cosmochemica Acta*, 52: 475-483.
- Barnes, H. and Seward, T. M., 1997- Geothermal systems and Mercury deposits, in: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, John Wiley & Sons, 3rd Edition: 972p.
- Calmbach, L., 1997- AquaChem computer code-version 3.7.42. Waterloo hydrogeologic, Waterloo, Ontario, Canada, N2L 3L3.
- ENEL, 1983- Geothermal power development studies in Iran. General report on Sabalan geothermal areas. Ministry of Energy, Tehran, Iran: 220 pp.
- Forster, H., Fesefeldt, K. and Kursten, M., 1972- Magmatic and orogenic evolution of the Central Iranian volcanic belt. *Proc. 24th Int. Geol. Congr* 2: 198-210.
- Fournier, R. O., Thompson, J. M. and Hutchison, R. A., 1986- Fluctuations in composition of Cistern Spring, Norris Geyser Basin, Yellowstone National Park, Wyoming – variable boiling and mixing 1962-1985, in *Proceeding 5th Water-Rock Interaction Symposium*, Reykjavik, Iceland: 206-209.
- Friedman, I., 1970- Some investigations of the deposition of travertine from hot-springs; the isotopic chemistry of a travertinedepositing spring. *Geochim. Cosmochim. Acta* 34: 1303 – 1315.
- Ghalamghash, J., Mousavi, S. Z., Hassanzadeh, J. and Schmitt, A. K., 2016- Geology, zircon geochronology, and petrogenesis of Sabalan volcano (northwestern Iran). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*: In press.
- Giggenbach, W. F., 1988- Geothermal solute equilibria. Derivation of NaK-Mg-Ca geoindicators. *Geochimica Cosmochim Acta* 52: 2749–2765.
- Giggenbach, W. F., 1991- Chemical techniques in geothermal exploration. In: D'Amore F (ed) *Application of geochemistry in geothermal reservoir development*: UNITAR/UNDP pp 119–114.
- Haeri, A., Strelbitskaya, S., Porkhial, S. and Ashayeri, A., 2011- Distribution of arsenic in geothermal waters from Sabalan geothermal field, NW Iran. *Thirty-Sixth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, Jan 31-Feb 2*.
- Herdianita, N. R. and Priadi, B., 2008- Arsenic and Mercury Concentrations at Several Geothermal Systems in West Java, Indonesia. *ITB J. Sci* 40: 1-14.
- Kaasalainen, H. and Stefánsson, A., 2012- The chemistry of trace elements in surface geothermal waters and steam, Iceland. *Chemical Geology* 330–331.
- KML, 1998- Sabalan geothermal project, Stage 1, Surface exploration, final exploration report. Kingston Morrison Limited Co. Report 2505-RPT-GE-003 for the Renewable Energy Organization of Iran(SUNA), Tehran, Iran: 83 pp.
- Mahon, W. A. J., 1967- Natural hydrothermal systems and the reaction of hot water with sedimentary rocks. *New Zealand Journal of Science* 10: 206-221.

- Minissale, A., 2004- Origin, transport and discharge of CO₂ in central Italy, *Earth-Science Reviews* 66: 89 – 141.
- Pasvanoglu, S., 2011- Hydrogeochemical and isotopic investigation of the Bursa-Oylat thermal waters, Turkey, *Environmental Earth Sciences*, 64, 4: 1157–1167.
- Piper, A. M., 1944- A graphic procedure in geochemical interpretation of water analyses, *Am Geophys Union Trans* 25: 914–923.
- Reyes, A. G., Trompetter, W. J., Britten, K. and Searle, J., 2002- Mineral deposits in the Rotokawa geothermal pipelines, New Zealand. *J Volcanol Geotherm Res* 119: 215–239.
- Strauffer, R. E. and Thompson, J. M., 1984- Arsenic and Antimony in Geothermal Waters of Yellowstone National Park, Wyoming, USA, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48: 2247-2561.
- Welch, A. H. and Stollenwerk, K. G., 2003- Arsenic in ground water, Kluwer Academic Publishers, 27p.
- Yuan, J., Guo, Q. and Wang, Y., 2014- Geochemical behaviours of boron and its isotopes in aqueous environment of the Yangbajing and Yangyi geothermal fields, Tibet, China. *J Geochem Explor* 140: 11–22.

Investigation on concentration of heavy and rare elements in active hydrothermal fluids in the geothermal field, south of Mount Sabalan, Ardebil province, NW Iran

R. Masoumi^{1*}, A. A. Calagari², K. Siahcheshm³ and S. Porkhial⁴

¹Ph.D. Student, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

²Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

³Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

⁴Assistant Professor, Islamic Azad University, Karaj Branch, Karaj, Iran

Received: 2016 December 14

Accepted: 2017 May 23

Abstract

The geothermal field at the south of Mount Sabalan is a part of the geothermal system of the Sabalan volcano region wherein manifestations of young volcanic activities including hot springs and surficial steams are observable. The surficial hydrothermal fluids in this area show maximum temperature of 77°C, pH range of 6.4-7.4, and maximum TDS values of 7006 mg/l. Generally, these waters are divided compositionally into two groups. The first are mainly Na-Cl waters while the second are chiefly Ca-Na-HCO₃ waters. The rare and heavy elements in these fluids are principally boron, lithium, rubidium, cesium, arsenic, and mercury whose maximum abundances are 33511, 14265, 3418, 10366, and 5 ppb, respectively. Considering the lithologic units in the area, vast hydrothermal fluid activities, and wide-spread alteration zones, boron-bearing minerals were regarded to be as the major sources of this element, which was leached and transported by geothermal fluids. Boron concentration in these fluids is controlled in part by fixation in clay minerals. Further considerations in geochemical behavior of the rare and heavy elements in this geothermal field demonstrated that lithium and rubidium were absorbed by quartz and clay minerals, respectively at temperatures <300°C, and also Cl⁻ ion played a main role for transportation of mercury. Although the concentration values of B, Hg, As, and Li in the geothermal fluids of the studied area are not high enough to warrant the potential economic mineralization for these elements, the presence of these elements in these hot waters was recognized to be very consequential from two environmental respects; firstly because these geothermal waters are being directly used for swimming and bathing in the area, and secondly they may act as hazardous pollutant sources when mixed with the underground and drinking waters.

Keywords: Mount Sabalan, Geothermal waters, Rare and heavy elements, Young volcanic activities.

For Persian Version see pages 293 to 302

*Corresponding author: R. Masoumi; E-mail: Rah_masoumi@tabrizu.ac.ir