

فصلنامه کواترنری ایران (علمی- پژوهشی)، دوره ۲، شماره ۳، پاییز ۱۳۹۵
ص ۱۸۳-۱۹۶

هیدروژنوشیمی و منشأ سیالات گرمابی منطقه زمین گرمایی سبلان بر پایه یافته‌های ایزوتوپی

رحیم معصومی*؛ دانشجوی دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز
علی اصغر کلاگری؛ استاد گرایش زمین‌شناسی اقتصادی، گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز
کمال سیاه‌چشم؛ استادیار گرایش زمین‌شناسی اقتصادی، گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز
سهیل پُرخيال؛ دکترای مکانیک سیالات، سازمان انرژی‌های تجدیدپذیر ایران، تهران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۱۰/۲۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۱۲/۲۸

چکیده

شیب زمین گرمایی بالا در اطراف کوه سبلان حاصل رخداد فعالیت‌های پلوتونیک-ولکانیک در این ناحیه است که در اواخر دوره ترشیری رخ داده است. حاصل این فعالیت‌ها تشکیل مخروط استراتوولکان سبلان و دیگر مظاهر سطحی مربوط به عهد حاضر است، از قبیل وجود چشمه‌های آب گرم، دودخان‌ها و منافذ خروج بخار. ترکیب اصلی این آب‌ها سدیم-کلراید، کلراید-بی‌کربنات و کلراید-سولفات است. در این مطالعه، نمونه‌ها از چشمه‌های آب گرم اطراف سبلان (شمال غرب، شرق و جنوب سبلان) و چاه‌های اکتشافی حفر شده در سایت بهره‌برداری از انرژی زمین گرمایی سبلان واقع در شمال غرب سبلان نمونه‌برداری و ترکیب شیمیایی و ایزوتوپی این نمونه‌های ارزیابی شده است. آنالیز ایزوتوپی از آب‌های گرم چشمه‌های مورد مطالعه نشان داد که ترکیبات ایزوتوپی از $7/5$ تا $13/4$ - پرمیل برای ^{18}O ، از $71/1$ تا $78/6$ - پرمیل برای ^{2}D و از $0/1$ تا $34/6$ TU برای 3H تغییر می‌کند. مقادیر منفی ^{18}O و ^{2}D به دست آمده به واسطه منشأ جوی این آب‌ها، واکنش‌های آب-سنگ و حضور کانی‌های رسی است. محتوای 3H این آب‌ها نیز نشان می‌دهد که سیالاتی نسبتاً با سنین مختلف در درون سیستم زمین گرمایی سبلان در حال چرخش است. بعضی از این آب‌ها قبل از انفجارهای هسته‌ای سال ۱۹۵۳ وارد سیستم ژئوترمال شده است، ولی بعضی دیگر بعد از آن وقایع وارد سیستم شده است.

کلیدواژه‌ها: اکسیژن-۱۸، آب‌های زمین گرمایی، تریتوم، دوتریوم، کوه سبلان، هیدروژنوشیمی.

مقدمه

آتشفشان‌های جوان از جمله مناطقی است که از حیث فعالیت‌های زمین گرمایی اهمیت دارد. در این مناطق، به دلیل بالابودن گرادیان زمین گرمایی، متوسط دمای واحدهای لیتولوژیکی زیرسطحی بالاست. همچنین، به دلیل نزدیکی مواد مذاب به سطح زمین، امکان بهره‌برداری از این منبع بیکران انرژی در این مناطق میسر می‌شود. از آنجا که در اغلب موارد سهم عظیمی از آب‌های زمین گرمایی از طریق آب‌های جوی تأمین می‌شود، در برخی مناطق آتشفشانی به دلیل بالابودن میزان بارش، امکان تغذیه منابع آب‌های زیرزمینی از طریق سیستم‌های درز و شکاف و گسل خوردگی‌های همراه با فعالیت‌های آتشفشانی فراهم است و از این طریق میزان سیالات در حال چرخش در سیستم هیدروترمال بالا می‌رود.

در راستای نیل به اهداف اکتشاف و بهره‌برداری از سیستم‌های زمین گرمایی، از ابزارها و روش‌های مختلفی کمک

گرفته می‌شود. یکی از این ابزارها مطالعاتی است که در ارتباط با سیالات گرمایی صورت گرفته و در سیستم‌های زمین‌گرمایی دخیل و دربردارنده اطلاعات باارزشی از اعماق این سیستم‌هاست.

پیش از توسعه تکنیک آنالیزهای ایزوتوپی، تشخیص منشأ ماگمایی یا جوی سیالات زمین‌گرمایی میسر نبود. پس از اینکه کرایگ (۱۹۶۱) مدل مشهور خود را مبنی بر تغییر جهت در مقادیر اکسیژن-۱۸ در محیط‌های آبدار ارائه کرد، تلاش‌های گسترده‌ای در جهت درک تحولات ترکیب ایزوتوپی در سیستم‌های زمین‌گرمایی صورت پذیرفت. پس از ارائه مدل آب‌های آندزیتی گیگنباخ (۱۹۹۲)، محققان سیستم‌های زمین‌گرمایی به منابع ماگمایی بیشتر توجه نشان دادند.

سیستم زمین‌گرمایی سبلان که حاصل فعالیت آتشفشان سبلان است به اشکال مختلف از جمله مجموعه‌ای از چشمه‌های آب‌گرم و بخارت سطحی بیانگر فعالیت‌های گسترده سیالات گرمایی در زیر سطح زمین است.

محققان زیادی سیستم ژئوترمال سبلان را مطالعه کرده‌اند. صفارزاده و نوراللهی (۲۰۰۵)، یوسفی و همکاران (۲۰۱۰) و نوراللهی و یوسفی (۲۰۱۰) به ترتیب مطالعاتی را در مورد پیشرفت‌های صورت گرفته در زمینه ژئوترمال در ایران و انرژی ژئوترمال و کاربردهای آن در ایران انجام داده‌اند. یوسفی و همکاران (۲۰۰۷) در دانشگاه کیوشو نقشه‌های پتانسیل‌یابی منابع ژئوترمال ایران را تهیه کرده‌اند.

بروملی و همکاران (۲۰۰۰)، طالبی و رضوانی (۲۰۰۵) و پرخیال و همکاران (۲۰۱۰) اکتشافات ژئوفیزیکی ناحیه ژئوترمال سبلان را بررسی کردند. پرخیال و همکاران (۲۰۱۰) ویژگی‌های ژئوشیمیایی سیالات ژئوترمال منطقه شمال غرب سبلان و ژئوشیمی عنصری و ایزوتوپ‌های پایدار سیالات ژئوترمال منطقه شمال غرب را مطالعه کردند. معصومی و همکاران (۲۰۱۷) نیز میدان زمین‌گرمایی بوشدی در جنوب سبلان را از نظر زمین‌شناسی و هیدروژئوشیمیایی ارزیابی کردند.

در مطالعه پیش‌رو، سیستم زمین‌گرمایی سبلان از نظر هیدروژئوشیمیایی و ترکیب ایزوتوپی سیالات ارزیابی شده است. در این مطالعه، سیستم زمین‌گرمایی سبلان به سه میدان زمین‌گرمایی شمال غرب سبلان (NWS)، جنوب سبلان (SS) و شرق سبلان (ES) تقسیم شده است. نمونه‌برداری‌ها و تفاسیر مجزایی برای این میادین زمین‌گرمایی سه‌گانه ارائه شده است. ویژگی‌های هیدروژئوشیمیایی سیالات گرمایی دخیل در این سیستم و نیز اختصاصات مربوط به ترکیب ایزوتوپی این سیالات (محتوای ایزوتوپ‌های پایدار $\delta^{18}\text{O}$ و δD ، ایزوتوپ ناپایدار ^3H)، الگوهای توزیع آن‌ها، منشأ و مدت زمان اقامت آب‌ها در داخل این سیستم و تخمین دمای مخزن زمین‌گرمایی از طریق ژئوترمومتری بحث و بررسی شده است.

مواد و روش‌ها

پس از بررسی‌های صحرائی، نمونه‌برداری از فاز سیال انجام گرفت و نمونه‌های مورد نظر از چشمه‌های آب‌گرم گوناگون اطراف سبلان، همچنین چاه‌های بهره‌برداری گرفته شد. در این راستا، نمونه‌های مورد نیاز از چشمه‌های آب‌گرم قینرجه، موئیل و ایبلاندو در شمال غرب سبلان، سردابه، یدّی بولوگ و سرعین در شرق سبلان و بوشدی، قینرجه، دوشانجیق، سقزچی و قره‌شیران در جنوب سبلان و چاه‌های ۱ و ۴ برداشته شد. در مجموع، بیش از ۱۰۰ نمونه از ایستگاه‌های مذکور برداشته شد. در این مطالعه، ۴۸ نمونه از کل نمونه‌های آنالیز شده بررسی و تحلیل شده است. از این میان تعداد نه نمونه (با کد W در جدول ۱) مربوط به چاه‌های حفاری شده و باقی نمونه‌ها مربوط به چشمه‌های آب‌گرم است.

نمونه‌برداری در اوایل فصل زمستان صورت پذیرفت و نمونه‌های مربوط به چشمه‌های آب‌گرم در مظاهر چشمه‌ها و نمونه‌های مربوط به چاه‌های حفاری شده در سرچاه‌ها و به دو طریق یکی از طریق جداساز وِپر^۱ و دیگری از طریق کندانسور بخار آب^۲ انجام شده است.

نمونه‌ها در ظرف‌های پلی‌پروپیلنی به حجم ۶۰ میلی‌لیتر جمع‌آوری شد. نمونه‌های آماده‌شده از فیلترهایی به قطر ۰/۴۵ میکرومتر عبور داده شد و به هر کدام چند قطره اسید نیتریک (HNO_3) تغلیظ‌شده به میزان ۱٪ برای جلوگیری از

1. Weber separator
2. steam condensation

ته‌نشست کاتیون‌ها و عناصر نادر به نمونه‌ها اضافه شد. ظروف نمونه‌ها به‌طور کامل مهر و موم شد و تبادلات ایزوتوپی با هوا به حداقل ممکن رسید.

نمونه‌های آماده‌شده برای آنالیزهای کاتیون‌های اصلی (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+})، آنیون‌ها (F^- , Cl^- , SO_4^{2-})، و ایزوتوپ‌های پایدار ($\delta^{18}\text{O}$, δD) و ناپایدار (^3H) آزمایش شد. دقت آنالیزهای ایزوتوپی $\delta^{18}\text{O}$ و δD به ترتیب $\pm 0.2\%$ و $\pm 1\%$ است.

در این راستا، تعدادی از نمونه‌ها در آزمایشگاه G.G. Hatch Stable Isotope Laboratory دانشگاه اوتاوا در کانادا برای آنالیز ایزوتوپ‌های اکسیژن- ^{18}O و دوتریوم آزمایش شد. آنالیزها با استفاده از (Gasbench + DeltaPlus (ThermoFinnigan, Germany)) ICP-MS در آزمایشگاه ACME Analytical Laboratories LTD کانادا انجام پذیرفت. تعداد دیگری از نمونه‌ها نیز در آزمایشگاه هیدروژن‌شیمی دانشگاه برمن آلمان آزمایش شد. ایزوتوپ‌های پایدار شامل $\delta^{18}\text{O}$ و δD با استفاده از لیزر اسپکترومتر ((LGR DLT-100 Laser Spectrometer (Los Gatos Research)) استفاده از لیزر اسپکترومتر (LGR DLT-100 Laser Spectrometer (Los Gatos Research)) اندازه‌گیری شد.

نتایج و بحث

زمین‌شناختی

از نظر زمین‌شناختی مناطق مورد مطالعه تحت تأثیر فعالیت‌های آتشفشان سبلان قرار گرفته و لیتولوژی غالب را واحدهای آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی شکل داده است. فعالیت‌های زمین‌گرمایی موجود در اطراف سبلان نیز حاصل فعالیت این آتشفشان است و آثار این فعالیت‌ها هم در زمان‌های گذشته و هم در زمان کنونی به‌وضوح در مناطق اطراف آن مشاهده می‌شود. به‌طور کلی، فعالیت‌های این آتشفشان طی مراحل قبل از شکل‌گیری کالدر، هم‌زمان و بعد از شکل‌گیری کالدر اتفاق افتاده است (موسوی و همکاران، ۲۰۱۱).

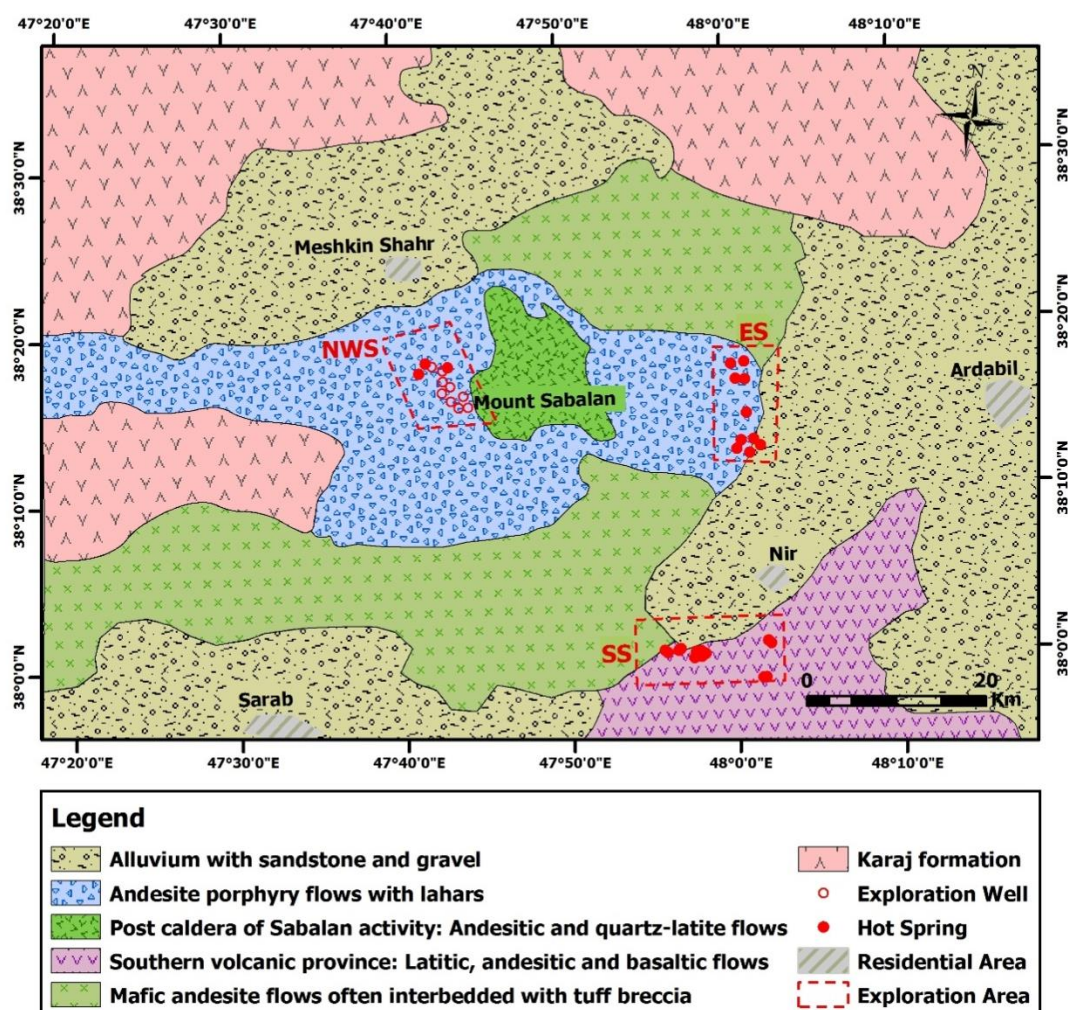
گنبد اصلی سبلان دارای ترکیب داسیتی تا تراکی آندزیتی است که بافت پورفیرییتی آن از پلاژیوکلازهای شکل دار و بی‌شکل، فنوکریست‌های بیوتیت و هورنبلند در خمیره هیالو میکروولیتی با میکروولیت‌هایی از آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز و کوآرتز تشکیل شده است.

سنگ‌های آتشفشانی سبلان روی توده‌های پلوتونیک میوسن گسترده شده است. فعالیت آتشفشان سبلان با فوران‌های آندزیتی طی پلیوسن پیشین آغاز شد. طی این فاز جریان خاکستر با ترکیب آندزیتی تا داسیتی و نهشته‌های ایگنمبریتی به‌همراه جریان گدازه‌ای به ضخامت زیادی (تا ۳۰۰۰ متر) در منطقه صورت پذیرفت (Ghalamghash et al., 2016). این سنگ‌ها به احتمال فراوان از چندین محل فوران کرده و مجموعه‌های آتشفشانی با ترکیب متعددی را شکل داده است که طی پلیوستوسن چندین بار دچار فروریختگی شده و کالدرای سخت و عدسی‌شکلی به قطر تقریبی ۱۲ کیلومتر را شکل داده است (Alberti & Stolfa, 1973; Didon & Gemain, 1976).

فوران ریولیتی-آندزیتی بعدی که موجب شکل‌گیری گنبدهای ولکانیکی و جریان‌های گدازه‌ای در بخش مرکزی کالدر شده است، مخروط دوم را به‌وجود آورده است. جوان‌ترین فوران‌های دارای ترکیب تراکی آندزیتی، به‌طور عمده در مرزهای کالدر رخ داده است (شکل ۱).

واحدهای پیروکلاستیکی در بخش شمال‌غربی سبلان در حوالی قوتورسویی و شیروان دره‌سی گسترش چشمگیری دارد و عمدتاً با رنگی روشن است و ضخامت آن به ۱۵ متر می‌رسد. ترکیب اصلی آن پومیس است. این واحدها عمدتاً سست است و در درون ماتریکسی از لاپیلی توف واقع شده و قطعات سنگی از جنس گدازه در درون آن قابل مشاهده است.

در ناحیه شرقی سبلان، واحدهای قبل از کالدر با ترکیب گدازه و خاکستر به ضخامت بیش از ۵۰۰ متر مشاهده می‌شود. لایه‌های زیرین دچار آلتراسیون شده است و کانی‌زایی سولفیدی در آن مشاهده می‌شود. این واحدهای قدیمی با گدازه‌های جوانی از جنس ریولیتی، داسیتی و تراکی آندزیتی پوشیده شده است.



شکل ۱. نقشه ساده زمین‌شناسی منطقه آتشفشانی سیلان (اصلاح شده بعد از ENEL (1983))، دربردارنده واحدهای لیتولوژیکی عمده، میادین سه‌گانه زمین‌گرمایی مورد مطالعه (شمال‌غرب، شرق و جنوب سیلان) و ایستگاه‌های نمونه‌برداری مربوط

بخش اعظمی از لیتولوژی سطحی اطراف سیلان را آبرفت‌های قدیم و جدید شکل داده است (شکل ۱). این واحدها از تکه‌های سنگ‌های آتشفشانی در اندازه‌های مختلف، گردشده و زاویه‌دار، تشکیل شده است که بقایایی از گدازه‌های قدیمی‌تر است. این ذرات اغلب بدون جوش خوردگی و در زمینه‌ای از رس، خاکستر آتشفشانی و ماسه قرار دارد. آبرفت‌های جوان‌تر، رسوبات یخچالی و مورن‌ها نیز در سرتاسر دره موئیل مشاهده می‌شود. در درون این واحدها تکه‌سنگ‌های بزرگ و دارای سطح صیقلی و مخطط به وفور مشاهده می‌شود.

در پاره‌ای از نقاط در قسمت‌های میانی محدوده مورد مطالعه نهشته‌های تراورتن در اطراف چشمه‌های آب‌گرم برجای مانده است. به نظر می‌رسد این نهشته‌ها دارای منشأ هیدروترمال است که طی کواترنری و در اثر فعالیت‌های گسترده و نشأت‌گرفته از خروج سیالات زمین‌گرمایی دمابالا در سطح زمین صورت پذیرفته و تحت تأثیر عوامل مختلفی - نظیر دمای چشمه‌ها، سرعت کاهش دما، مورفولوژی مسیرهای جریان، فعالیت‌های زیستی، سرعت تبخیر و CO_2 زدایی - نوسانات زیادی را طی فرایند تشکیل متحمل شده است. در نتیجه این نوسانات فیزیکی - شیمیایی نهشته‌های تراورتن به صورت عدسی‌های متعددی در قسمت‌های مختلف شکل گرفته است.

به لحاظ تکنونیک، گسل‌ها و شکستگی‌های متعددی در منطقه مشاهده می‌شود. عمده‌ترین این گسل‌خوردگی‌ها در ناحیه سرعین و سردابه گسل‌های با روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق نقش مهمی در ظهور چشمه‌های آب‌گرم در سطح داشته است. در بخش جنوبی محدوده مورد بررسی، چین‌خوردگی‌هایی با روند عمومی شمال‌شرق - جنوب‌غرب نمایان

است. به نظر می‌رسد این فعالیت‌های تکتونیکی متأثر از آخرین فعالیت‌های آتشفشان سبلان است و سیستم ژئوترمال موجود در منطقه را تحت کنترل خود درآورده است.

هیدروژئوشیمیایی

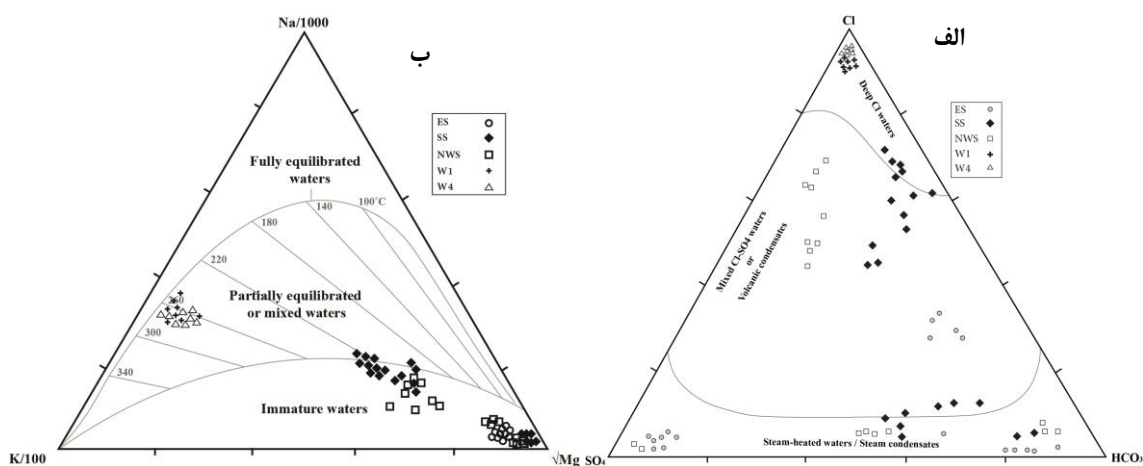
تفاوت اساسی سیالات گرمایی با آب‌های سطحی و زیرزمینی در خصوصیات فیزیکی - شیمیایی حاکم بر آن‌هاست. در منطقه شمال غرب سبلان، بیشینه دمای خروجی از چشمه‌های آب گرم ۸۴ درجه سانتی‌گراد و از چشمه آب گرم قینرجه است. در برخی اندازه‌گیری‌ها، مقدار ۸۹ درجه سانتی‌گراد نیز برای این چشمه ثبت شده است که البته با در نظر گرفتن ارتفاع حدود ۲۱۰۰ متر از سطح دریا و تأثیر کاهش فشار هوا، به نظر می‌رسد دمای واقعی بیش از این مقدار باشد. در منطقه جنوب سبلان هم بیشینه دمای خروجی ۷۷ درجه سانتی‌گراد و مربوط به چشمه آب گرم بوشدی است. گستره دمای خروجی چشمه‌های آب گرم در منطقه شرق سبلان نسبت به این مناطق کمتر و بین ۱۱ تا ۴۶ درجه سانتی‌گراد در نوسان است. اندازه‌گیری دما در دهانه چاه‌های ۱ و ۴، حاکی از دمای نسبتاً بالاست. از این‌رو، در چاه ۱ دامنه دمایی ۹۲ تا ۱۲۵ و با متوسط دمایی ۱۰۲ درجه سانتی‌گراد در تمامی نمونه‌ها ثبت شده است. در چاه ۴ دامنه دمایی ۶۸ تا ۲۰۲ درجه سانتی‌گراد اندازه‌گیری شده است.

بر اساس این اندازه‌گیری‌ها، مقادیر pH در منطقه شمال غرب سبلان از ۴/۲ تا ۷/۶ (میانگین ۶)، در منطقه جنوب سبلان از ۶/۴ تا ۷/۴ (میانگین ۶/۸)، در منطقه شرق سبلان از ۴/۵ تا ۸/۸ (میانگین ۵/۵)، در چاه ۱ از ۷/۹ تا ۹/۱ (میانگین ۸/۵) و در چاه ۴ از ۸/۴ تا ۸/۸۲ (میانگین ۸/۵) متغیر است. بنابراین، پایین‌ترین مقدار pH مربوط به چشمه آب گرم موئیل در منطقه شمال غرب سبلان با میزان ۴/۲ و بیشترین مقدار pH مربوط به نمونه‌ای از چاه ۱ با مقدار ۹/۱ است.

تغییرات TDS در چشمه‌های آب گرم منطقه شمال غرب سبلان از ۲۰۹ تا ۳۲۰۰ (میانگین ۱۸۰۷) میلی‌گرم بر لیتر، در منطقه جنوب سبلان از ۲۲۷ تا ۷۰۰۶ (میانگین ۳۸۳۴) میلی‌گرم در لیتر، در منطقه شرق سبلان از ۲۷۵ تا ۱۰۲۴ (میانگین ۶۶۹) میلی‌گرم بر لیتر، در چاه ۱ از ۳۱۰۰ تا ۵۳۸۰ (میانگین ۴۹۵۹) میلی‌گرم بر لیتر و در چاه ۴ از ۲۵۶۰ تا ۵۱۴۰ (میانگین ۴۶۸۰) میلی‌گرم بر لیتر اندازه‌گیری شده است. از این‌رو، از بین مناطق سه‌گانه مورد مطالعه، کمترین میانگین TDS در منطقه شرق سبلان رخ و بیشینه مقدار TDS نیز در چشمه‌های آب گرم منطقه جنوب سبلان رخ داده است (۷۰۰۶ میلی‌گرم بر لیتر). این میزان از TDS حتی از نمونه‌های مربوط به چاه‌های ۱ و ۴ نیز بیشتر است.

ترسیم مقادیر به‌دست‌آمده از آنالیز کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی نمونه‌های مورد مطالعه روی نمودار $\text{Cl-SO}_4\text{-HCO}_3$ (Giggenbach, 1988; Giggenbach & Goguel, 1989؛ شکل ۲) تعیین‌کننده نوع و ترکیب سیالات گرمایی فعال در سیستم زمین گرمایی منطقه سبلان است. همان‌گونه که در شکل ۲ مشاهده می‌شود، نمونه‌های مطالعه‌شده از ایستگاه‌های مختلف رخساره‌های ژئوشیمیایی مختلفی را به نمایش می‌گذارد. بر این اساس، تمامی نمونه‌های مربوط به چاه‌های ۱ و ۴ و بخشی از نمونه‌های مربوط به سیالات گرمایی میدان زمین گرمایی جنوب سبلان متعلق به آب‌های کلرایدی و آب‌های عمیق است.

به‌لحاظ منشأ، سهم عمده‌ای از این آب‌ها متعلق به آب‌های ماگمایی است، هر چند در مسیر صعود به سطح زمین اختلاط با آب‌های جوی نیز محتمل است. تعدادی از نمونه‌های مربوط به چشمه‌های آب گرم شمال غرب، جنوب و شرق سبلان در محدوده اختلاط آب‌ها قرار دارد و ترکیب Cl-SO_4 را نشان می‌دهد. تعدادی از نمونه‌های مربوط به چشمه‌های آب گرم شرق و شمال غرب سبلان ترکیب اسید سولفات را نشان می‌دهد و مبین سیالات سطحی است که در اثر تغلیظ گازهای زمین گرمایی در آب‌های زیرزمینی اکسیژن‌دار نزدیک سطح به‌وجود می‌آید (Nicholson, 1993). گروهی از نمونه‌ها هم که متعلق به هر سه میدان زمین گرمایی است و ترکیب بی‌کربناته را به‌نمایش می‌گذارد، شامل سیالات غنی از CO_2 و ماحصل میعان گازها و بخارات در آب‌های زیرزمینی دارای فوگاسیته اکسیژن پایین است.



شکل ۲. موقعیت سیالات گرمایی سیلان روی الف) نمودار سه تایی $\text{Cl-SO}_4\text{-HCO}_3$ ، نشان دهنده ترکیب سیالات زمین گرمایی سیلان و ب) نمودار سه تایی K-Na-Mg ، نشان دهنده دمای مخزن و میزان به تعادل رسیدن سیالات سیستم

ژئوترمومتری از طریق مواد محلول در سیالات

ژئوترمومتری امکان تخمین دمای سیالات مخزن را میسر می‌کند. برای انجام ژئوترمومتری بر پایه مواد محلول، روش‌های گوناگونی استفاده می‌شود که هر کدام به عناصر مختلفی به‌عنوان ردیاب حرارتی توجه دارد. ژئوترمومتری Na-K را فومیر (۱۹۷۹)، آمورسون و همکاران (۱۹۸۳)، آرنوسون (۱۹۸۵) و گیگنباخ (۱۹۸۸)، ژئوترمومتری Na-K-Ca را فومیر و ترودل (۱۹۷۳)، ژئوترمومتری Na-Li را فویلاک و میچارد (۱۹۸۱) و خاراکا و همکاران (۱۹۸۲) پیشنهاد کردند.

نتایج ژئوترمومتری سیالات گرمایی مورد مطالعه

قبل از انجام مطالعات مربوط به ژئوترمومتری، باید سلسله بررسی‌هایی صورت پذیرد و اطمینان حاصل شود که سیالات مورد بررسی تا چه میزانی نتایج قابل اطمینانی نشان خواهد داد. در این راستا، از روش‌های مختلفی استفاده می‌شود. از جمله رایج‌ترین این روش‌ها استفاده از دیاگرام پیشنهادی گیگنباخ (۱۹۸۸) است. این نمودار سه‌وجهی بیانگر وضعیت ترکیب سیالات از لحاظ روابط تعادلی است.

$$T (^{\circ}\text{C}) = \frac{1647}{\log\left(\frac{\text{Na}}{\text{K}}\right) + \beta \left(\log\left(\frac{\text{Ca}}{\text{Na}}\right) + 2.06\right) + 2.47} - 273.15$$

$$T (^{\circ}\text{C}) = \frac{1217}{\left[\log\left(\frac{\text{Na}}{\text{K}}\right) + 1.483\right]} - 273$$

$$T (^{\circ}\text{C}) = \frac{1590}{\left[\log\left(\frac{\text{Na}}{\text{Li}}\right) + 0.779\right]} - 273$$

$$T (^{\circ}\text{C}) = \frac{1195}{\left[\log\left(\frac{\text{Na}}{\text{Li}}\right) + 0.130\right]} - 273$$

ترسیم نمونه‌های مورد مطالعه روی نمودارهای شکل ۲ نشان دهنده این مطلب است که نمونه‌های مربوط به چاه‌های ۱ و ۴ در محدوده آب‌های نسبتاً به تعادل رسیده و نزدیک مرز بین آب‌های دارای تعادل بخشی و دارای تعادل کامل واقع شده است. این بدین معناست که نتایج محاسبات ژئوترمومتری مربوط به این نمونه‌ها قابل اعتماد است. تعدادی از نمونه‌های مربوط به میدان زمین گرمایی جنوب سیلان در نزدیکی مرز آب‌های دارای تعادل بخشی و آب‌های نابالغ قرار دارد. این آب‌ها نیز برای اهداف ژئوترمومتری به کار برده می‌شود، هر چند نتایج حاصل از این محاسبات نسبت به آب‌های دارای بلوغ بالاتر اعتبار کمتری دارد.

بخشی از نمونه‌های مورد مطالعه نیز در نزدیکی رأس Mg قرار دارد. این نمونه‌ها در محدوده آب‌های نابالغ قرار دارد و معمولاً نتایج ژئوترمومتری حاصل از این آب‌ها ممکن است همراه با خطا باشد (شکل ۲).

جدول ۱. خصوصیات فیزیکی - شیمیایی، ترکیب شیمیایی و ایزوتوپی سیستم زمین گرمایی سیلان

O ¹⁸ Δ ‰	δD ‰	TDS mg/l	pH	T (°C)	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Ca ⁺ mg/l	Cl ⁻ mg/l	SO ₄ ⁻² mg/l	HCO ⁻³ mg/l	H ⁺ TU	کد ایستگاه	کد نمونه
-۹/۸	-۷۲/۵	۲۶۱۰	۶/۸	۸۹	۶۹۰	۱۰۹/۵	۱۳۰	۹۹۳	۴۴۲	۱۵۹	۱/۱	قینرجه	۴NWS
-۱۰/۱	-۷۲/۳	۲۶۱۸	۶/۴	۸۹	۸۲۰	۱۵۰	۱۱۳	۲۰۰	۲۵۰	۱۴۰	-	قینرجه	۵NWS
-	-	۱۸۰۰	۶/۱	۳۷	۳۳۲	۴۳	۸۰	۴۲۵	۲۸۳	۱۶۵	۴/۶	ایلاندو	۱۱NWS
-۱۰/۲	-۷۱/۹	۱۴۶۴	۶	۳۷	۲۷۶	۳۹/۱	۷۲	۳۹۰	۲۸۸	۱۵۳	۶/۳	ایلاندو	۱۲NWS
-۱۱/۲	-۷۳/۵	۸۷۸	۵/۷	۴۵	۸۰	۳۰/۱	۹۲	۲	۴۸۰	۲	۰/۱	موئیل	۱۷NWS
-۹/۱	-۷۷/۱	۲۵۳	۷/۵	۱۲	۱۸	۳	۴۲	۵	۵	۱۸۳	۴۱/۷	وله‌زیر	۲۶NWS
-۱۰/۹	-۷۷/۶	۲۴۹	۷/۶	۹	۱۸	۲/۹	۴۴	۵	۲۰	۱۸۳	۳۱	وله‌زیر	۲۷NWS
-۱۰/۸	-۷۴/۷	۷۰۱	۷	۱۱	۸۵/۰۶	۱۴	۱۲۰	۶۳/۸	۱۴۸	۳۶۰	۹۶/۸	بوشدی	۱SS
-۱۱/۷	-۷۴/۴	۶۹۲	۷/۱	۱۵/۵	۸۵/۰۶	۱۴	۱۱۰	۷۰/۹	۱۳۴	۳۹۰	۱۰۵	بوشدی	۲SS
-۸/۴	-۷۲/۲	۶۲۵۰	۷/۱	۶۲	۱۹۰۸	۲۶۹	۱۴۰	۳۰۱۳	۲۷۸	۱۲۲۰	۵/۶	بوشدی	۳SS
-۹	-۷۲/۷	۶۳۱۶	۷/۳	۷۷	۲۲۰۷	۲۶۵	۵۴/۱	۲۹۰۷	۱۲۹	۱۸۳۰	۰/۸	بوشدی	۴SS
-۹/۲	-۷۳/۷	۴۷۱۵	۷	۵۹	۱۴۰۲	۱۹۹	۲۰۰	۲۰۹۱	۲۷۸	۹۱۵	۲۸	بوشدی	۵SS
-۸/۶	-۷۳/۳	۴۷۲۹	۷	۵۲/۵	۱۵۸۶	۲۱۸	۱۸۰	۱۹۸۵	۲۳۵	۱۰۹۸	۳۰/۹	بوشدی	۶SS
-	-	۲۴۵	۷/۲	۱۲	۱۷/۰۱	۳/۰۱	۲۸/۰۵	۸/۸۶	۱۳/۴	۱۲۸	۱۵	دوشانجیق	۹SS
-	-	۴۵۶	۶/۵	۴۰	۸۵/۰۶	۹/۳۸	۶۲/۱۲	۱۲۰/۵	۲۴/۹۷	۲۳۱	۱۴/۹	ایلانجیق	۱۰SS
-۷/۵	-۷۱/۱	۶۴۴۶	۶/۷	۴۰/۵	۲۰۰۰	۲۵۸	۱۳۰/۲	۲۸۰۰	۲۷۳	۱۲۲۰	۵/۰۷	ایلانجیق	۱۲SS
-	-	۷۶۱	۷/۲	۱۱	۱۰۱	۳/۲۸	۱۲۰/۲	۲۵/۸	۲۸۸	۲۹۲	۳۶/۸	قره‌شیران	۱۳SS
-	-	۷۶۸	۶/۵	۱۱	۹۸/۸۵	۳/۲	۸۶/۱۷	۲۱/۹۸	۲۴۴	۳۸۴	۴۱/۴	قره‌شیران	۱۴SS
-۹/۸	-۷۷/۳	۶۸۵۷	۷/۱	۴۴	۲۰۰۰	۱۷۹/۸	۱۹۰/۳	۲۳۰۴	۱۲۹۶	۱۷۰۸	۱/۲	قره‌شیران	۱۵SS
-۹/۴	-۷۸	۷۰۰۶	۶/۷	۴۱/۵	۲۰۹۲	۱۷۵/۹	۱۹۰/۳	۲۰۹۱	۱۰۵۶	۱۵۸۶	۰/۶۵	قره‌شیران	۱۶SS
-۱۱/۵	-۷۷/۹	۸۳۵	۶/۵	۱۲	۱۱۹	۱۰/۱۶	۱۲۰/۲	۶۲/۸۱	۲۶۸	۳۷۲	۳۲/۱	سقرچی	۲۲SS
-۱۱/۱	-۷۸/۶	۸۸۵	۶/۸	۱۳/۵	۱۲۴	۱۲/۱۲	۱۲۴/۲	۷۷/۹۹	۲۵۹	۴۳۳	۳۴/۶	سقرچی	۲۳SS
-۸/۹	-۷۴/۷	۶۳۹۴	۶/۴	۴۰	۱۹۰۸	۲۳۰	۲۴۰/۴	۲۵۸۸	۵۲۸	۱۲۸۱	۱/۹	سقرچی	۲۴SS
-۹	-۷۵/۱	۶۴۷۴	۶/۵	۴۰/۵	۲۰۹۲	۲۶۹	۲۲۰/۴۴	۲۴۸۱	۱۰۵۶	۱۵۸۶	۰/۷	سقرچی	۲۵SS
-۹/۵	-۷۵/۸	۵۸۶۶	۶/۵	۲۸	۱۶۰۹	۲۳۰	۲۶۰/۵	۲۱۹۸	۵۲۸	۱۵۲۵	۱/۷	سقرچی	۲۶SS
-۹	-۷۶/۲	۵۶۰۵	۶/۶	۲۲	۱۸۱	۲۱۸	۲۲۰/۴	۲۱۹۸	۴۶۱	۱۳۴۲	۲/۷	سقرچی	۲۷SS
-۱۳/۴	-۷۵/۸	۱۰۱۶	۵/۳	۴۴	۱۷۹	۳۹/۱	۷۰	۱۹۹	۹۶	۴۳۹	۱/۳	سرعین	۱ES
-۱۱/۲	-۷۴/۳	۹۳۶	۶	۴۴	۱۹۱	۳۶	۷۲	۲۰۹	۹۶	۴۱۵	۱/۵	سرعین	۲ES
-۱۳/۴	-۷۴/۷	۳۹۶	۵/۴	۴۴	۱۹	۳/۸	۴۶	۱۱	۵۸	۱۴۰	۱۳/۵	سرعین	۳ES
-۱۲/۴	-۷۴/۸	۲۷۷	۵/۶	۴۴	۱۳	۲/۵	۴۲	۱۷۵	۴۸	۱۳۴	۱۹/۵	سرعین	۴ES
-	-	۸۳۰	۴/۵	۲۶	۲۱	۶/۶	۱۸۴	۶	۴۸۰	۳۳	۰/۵	سردابه	۱۲ES
-۱۲/۵	-۷۴/۹	۸۷۶	۴/۶	۲۶	۲۳	۶/۳	۱۷۴	۲	۴۸۰	۱۶	۱/۲	سردابه	۱۳ES
-۱۱/۹	-۷۴/۹	۸۹۱	۴/۸	۳۷	۲۲	۷	۱۸۰	۲	۵۲۸	۳۵	۱/۹	سردابه	۱۴ES
-	-	۵۱۰	۶/۵	۱۷	۱۵	۲/۵	۹۲	۳/۵	۲۳۱	۷۹	۱۴/۷	سردابه	۱۵ES
-	-	۷۷۷	۴/۵	۲۲	۲۰	۶/۳	۱۷۰	۴	۴۴۲	۲۸	۷/۴	سردابه	۱۶ES
-	-	۲۷۵	۵/۸	۱۱	۱۴	۳/۱	۴۸	۳	۳۷	۱۸۳	۲/۴	ویله‌دره	۲۶ES
-۱۱/۵	-۷۴/۴	۳۶۹	۵/۵	۱۷	۲۳	۷	۵۴	۵	۴۴	۲۵۰	۱	ویله‌دره	۲۷ES
-	-	۲۸۸	۶/۳	۱۱	۱۲	۲	۴۶	۴	۱۲	۱۹۵	۵	ویله‌دره	۲۸ES
-۱۲/۸	-۷۴/۶	۳۹۰	۵/۹	۱۷	۲۵	۶/۶	۵۴	۴	۳۵	۲۵۶	۱/۹	ویله‌دره	۲۹ES
-	-	۵۳۳۰	۸/۳۶	۱۲۵	۱۷۲۰	۳۴۰	۸	۲۸۵۶	۱۱۱	۷۹	-	چاه ۱	۲-۱W
-	-	۵۲۹۰	۸/۴۶	۱۲۵	۱۷۲۰	۳۳۰	۳	۲۸۴۵	۱۱۳	۷۰	-	چاه ۱	۳-۱W
-	-	۵۳۷۰	۸/۰۹	۱۰۰	۱۵۴۵	۲۷۸	۲۰	۲۷۳۵	۱۲۰	۱۰۱	-	چاه ۱	۴-۱W
-	-	۵۳۸۰	۸/۲۳	۱۰۰	۱۵۶۷	۲۸۱	۲۰	۲۷۲۴	۱۱۶	۹۵	-	چاه ۱	۵-۱W
-	-	۵۳۵۰	۸/۱۵	۱۰۰	۱۵۵۱	۲۷۶	۲۰	۲۷۰۲	۱۲۲	۹۵	-	چاه ۱	۶-۱W
-	-	۵۰۷۰	۸/۵۸	۶۸	۱۴۴۰	۲۷۲	۲۸	۲۵۷۰	۱۱۱	۷۰	-	چاه ۴	۵-۴W
-	-	۴۷۴۰	۸/۱	۲۰۲	۱۳۱۲	۲۶۱	۲۲	۲۳۹۰	۱۲۲	۸۰	-	چاه ۴	۸-۴W
-	-	۴۹۲۰	۸/۰۴	۱۷۳	۱۴۴۱	۲۷۰	۲۴	۲۴۳۰	۱۰۷	۷۳	-	چاه ۴	۱۳-۴W
-	-	۴۹۳۰	۸/۴۲	۲۰۲	۱۳۵۰	۲۵۳	۲۶	۲۵۷۰	۱۱۶	۷۸	-	چاه ۴	۱۴-۴W

نتایج ژئوترموتری سیالات زمین گرمایی سبلان در جدول ۲ ارائه شده است. بر اساس آن، محاسبات مربوط به ژئوترموتری Na-K-Ca با استفاده از رابطه پیشنهادی ترودل و فومیر (۱۹۷۶) برای نمونه‌های مربوط به شمال غرب، جنوب و شرق سبلان و نمونه‌های مربوط به چاه‌های ۱ و ۴ به ترتیب ۲۲۹/۳، ۲۲۷/۳، ۲۰۶/۱، ۲۶۴/۸ و ۲۶۳/۹ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد (شکل ۳الف).

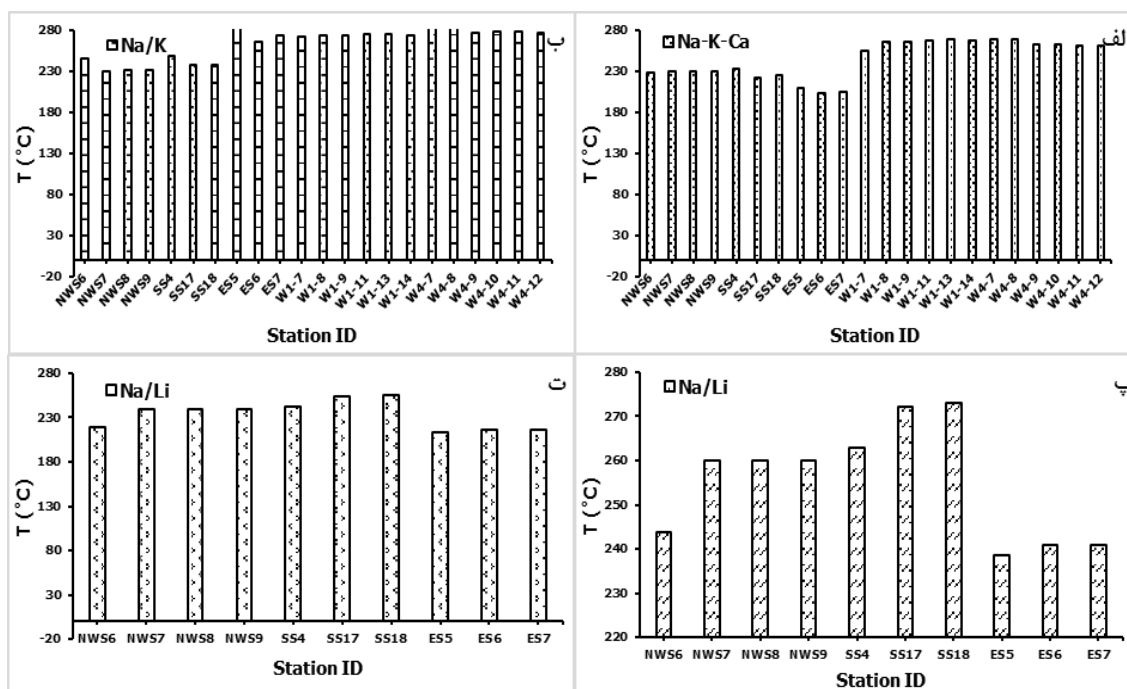
تخمین دمای مخزن بر پایه ژئوترموتری Na/K از طریق رابطه پیشنهادی فومیر (۱۹۷۹) نشان‌دهنده متوسط دمای ۲۳۳/۹ درجه سانتی‌گراد برای میدان زمین گرمایی شمال غرب سبلان، ۲۴۰/۹ درجه سانتی‌گراد برای میدان زمین گرمایی جنوب سبلان، ۲۷۵ درجه سانتی‌گراد برای میدان زمین گرمایی شرق سبلان، ۲۷۳/۵ درجه سانتی‌گراد برای میدان شمال غرب سبلان بر پایه یافته‌های به دست آمده از چاه ۱ و ۲۷۹/۶ درجه سانتی‌گراد برای میدان شمال غرب سبلان بر پایه یافته‌های به دست آمده از چاه ۴ برآورد شده است (شکل ۳ب).

ژئوترموتری Na/Li با استفاده از روابط پیشنهادی فویلاک و میچارد (۱۹۸۱؛ شکل ۳پ) و خاراکا و همکاران (۱۹۸۲؛ شکل ۳ت) نشان‌دهنده دماهای ۲۳۴ و ۲۵۵/۹ درجه سانتی‌گراد برای میدان زمین گرمایی شمال غرب سبلان، ۲۵۰/۴ و ۲۶۹/۳ درجه سانتی‌گراد برای جنوب سبلان و ۲۱۴/۸ و ۲۴۰/۱۴ درجه سانتی‌گراد برای میدان زمین گرمایی شرق سبلان است.

دماهای به دست آمده از طریق این سه ژئوترموتری دماهای بالاتر از ۲۳۰ درجه سانتی‌گراد را برای سیستم زمین گرمایی سبلان نشان می‌دهد. علی‌رغم اینکه نوسانات دمایی حدود ۵۰ درجه سانتی‌گراد در نتایج مشاهده می‌شود، اعتماد بالایی دارد. از میان دماهای برآورد شده دماهای مربوط به سیالات زمین گرمایی حاصل از چاه‌های اکتشافی در منطقه شمال غرب سبلان (W1, W4) مقادیر نسبتاً ثابتی را نشان می‌دهد و به نظر می‌رسد اعتبار بالایی دارد.

جدول ۲. نتایج ژئوترموتری از طریق مواد محلول در سیالات گرمایی مخزن زمین گرمایی سبلان

Na-K-Ca Fournier and Trusdell (۱۹۷۳) ^(۱)	Na/K Fournier (۱۹۷۹) ^(۲)	Na/Li Kharaka et al (۱۹۸۲) ^(۳)	Na/Li Fouillac and Michard (۱۹۸۱) ^(۴)	کد ایستگاه	کد نمونه
۲۲۸/۷۷	۲۴۵/۰۵	۲۴۳/۸۱	۲۱۹/۲۷	قینرجه	۶NWS
۲۲۹/۴۶	۲۲۹/۱۴	۲۵۹/۹۴	۲۳۸/۹	قینرجه	۷NWS
۲۲۹/۸۷	۲۳۰/۶۸	۲۶۰/۰۴	۲۳۹/۰۲	قینرجه	۸NWS
۲۲۹/۴۶	۲۳۰/۸۶	۲۶۰/۰۶	۲۳۹/۰۴	قینرجه	۹NWS
۲۳۳/۳۹	۲۴۸/۴۶	۲۶۳/۰۳	۲۴۲/۶۹	بوشدی	۴SS
۲۲۲/۶۲	۲۳۷/۰۴	۲۷۲/۰۲	۲۵۳/۸۲	قینرجه	۱۷SS
۲۲۵/۹۲	۲۳۷/۳۸	۲۷۲/۹۳	۲۵۴/۹۵	قینرجه	۱۸SS
۲۰۹/۱۳	۲۸۶/۰۴	۲۳۸/۶۶	۲۱۳/۰۷	سرعین	۵ES
۲۰۳/۷	۲۶۵/۲۲	۲۴۰/۹۹	۲۱۵/۸۷	سرعین	۶ES
۲۰۵/۵۲	۲۷۳/۷۹	۲۴۰/۷۸	۲۱۵/۶۱	سرعین	۷ES
۲۵۴/۶۹	۲۷۱/۲۷	-	-	چاه ۱	۷-۱W
۲۶۵/۰۸	۲۷۴/۱۱	-	-	چاه ۱	۸-۱W
۲۶۶/۳۳	۲۷۲/۸	-	-	چاه ۱	۹-۱W
۲۶۷/۶۲	۲۷۴/۸۸	-	-	چاه ۱	۱۱-۱W
۲۶۸/۲۳	۲۷۴/۵۲	-	-	چاه ۱	۱۳-۱W
۲۶۷/۳۲	۲۷۳/۸۱	-	-	چاه ۱	۱۴-۱W
۲۶۸/۱۷	۲۸۴/۴۴	-	-	چاه ۴	۷-۴W
۲۶۸/۲	۲۸۴/۱۶	-	-	چاه ۴	۸-۴W
۲۶۲/۱۲	۲۷۶/۶۷	-	-	چاه ۴	۹-۴W
۲۶۲/۴۵	۲۷۷/۶۳	-	-	چاه ۴	۱۰-۴W
۲۶۱/۷۵	۲۷۸/۰۴	-	-	چاه ۴	۱۱-۴W
۲۶۰/۹۶	۲۷۷/۰۶	-	-	چاه ۴	۱۲-۴W



شکل ۳. نتایج حاصل از تخمین دمای مخزن از طریق ژئوترموترهای مختلف. الف) ژئوترموتری Na-K-Ca، ب) ژئوترموتری Na-K، ج) ژئوترموتری Na-Li فویلاک و میچارد (۱۹۸۱)، د) ژئوترموتری Na-Li خاراکا و همکاران (۱۹۸۲)

مطالعات ایزوتوپی

مدتهاست که مشخص شده است ترکیبات شیمیایی و ایزوتوپی ابزارهای مهمی در مطالعه منشأ و تاریخچه آب‌های زمین گرمایی است (Young & Lewis, 1982). در مواقعی که مطالعات هیدرودینامیکی سیستم‌های زمین گرمایی مورد نظر باشد، ایزوتوپ‌های هیدروژن، اکسیژن و کربن در تعیین ژنر این آب‌ها نقش مهمی ایفا می‌کند. این پارامترها همچنین، در شناسایی فرایندهای اختلاط بین آب‌های گرم و سرد، ردیابی حرکت آب‌های زیرسطحی و نیز تعیین سن نسبی آب‌های گرم اهمیت بسیاری دارد (Sveinbjörnsdóttir et al., 2000; Wang & Sun, 2001; Chen, 2008). نتایج حاصل از آنالیز ۲۹ نمونه از چشمه‌های آب گرم و سرد مربوط به میداین زمین گرمایی اطراف سبلان در بردارنده $\delta^{18}\text{O}$ ، δD و ^3H در جدول ۱ نمایش داده شده است. بر اساس آن، گستره تغییرات $\delta^{18}\text{O}$ در این نمونه بین $-7/5$ تا $-13/4$ و دامنه تغییرات δD از $-71/1$ تا $-78/6$ و ^3H از $0/1$ تا $34/6$ است.

از رابطه خطی بین $\delta^{18}\text{O}$ و δD می‌توان در تعیین منشأ آب‌های گرم استفاده کرد (Clark & Fritz, 1997; Wang, 1991; Zhou et al., 2008). تغییرات $\delta^{18}\text{O}$ در برابر δD در چشمه‌های آب گرم و سرد اطراف سبلان در شکل ۳ الف نشان داده شده است. در این نمودار خط GMWL با معادله $\delta\text{D}=8\delta^{18}\text{O}+10$ مبین تغییرات جهانی $\delta\text{D}/\delta^{18}\text{O}$ آب‌های جوی (Craig, 1961) و NMWL با معادله خطی $\delta\text{D}=6.89\delta^{18}\text{O}+6.57$ مبین متوسط تغییرات $\delta\text{D}/\delta^{18}\text{O}$ در آب‌های جوی ایران است (Shamsi & Kazemi, 2014).

نظر به اینکه معادله خط متوسط بارش محلی با متوسط بارش جهانی اندکی متفاوت است، طبق معادله $\delta\text{D}=6.89\delta^{18}\text{O}+6.57$ (Shamsi & Kazemi, 2014) به سمت چپ نمودار متمایل است (شکل ۳ الف). در این نمودار موقعیت بیشتر نمونه‌ها بین خطوط GMWL و NMWL واقع شده است. در واقع، مقدار تغییر اکسیژن که ترودل و هالستون (۱۹۸۰) آن را در بررسی ایزوتوپ‌های پایدار معیار ارزیابی کرده‌اند و آن را نتیجه اندرکنش بین سیال و سنگ مخزن دانسته‌اند، بسیار اندک است. در واقع، محتوای $\delta^{18}\text{O}$ این آب‌ها در بیشترین مقدار خود در حدود $5/7\%$ جابه‌جا شده است. از این رو، بررسی مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ این نمونه‌ها حاکی از آن است که غنی‌شدگی این آب‌ها نسبت به $\delta^{18}\text{O}$ پایین است.

از آنجا که در اصل محتوای $\delta^{18}\text{O}$ آب‌های جوی در تعادل با سنگ‌ها نیست و واکنش‌های تبادلی آب-سنگ، تبخیر، اختلاط با آب‌های ماگمایی یا مخلوطی از این فرایندها باعث غنی‌شدگی $\delta^{18}\text{O}$ می‌شود (Craig, 1966; Gokgoz, 1998; Ohba et al., 2000; Varekamp & Kreulen, 2000; Purnomo & Pichler, 2014). میزان پایین $\delta^{18}\text{O}$ در این آب‌ها را می‌توان به اختلاط به آب‌های سطحی نسبت داد، ولی با در نظر گرفتن اینکه عواملی نظیر ارتفاع، عرض جغرافیایی و نیز فاصله از دریا نیز در میزان تمرکز $\delta^{18}\text{O}$ دخیل است، تحت چنین شرایطی به دلیل بالا بودن میزان بارش‌های منطقه نسبت به تبخیر، رقیق‌شدگی $\delta^{18}\text{O}$ تا حدودی پذیرفتنی است. از طرفی دیگر، نمونه‌برداری در فصل مرطوب را می‌توان دلیل دیگری بر پایین بودن نسبت $\delta^{18}\text{O}$ دانست که در واقع میزان تمرکز آن را به دلیل اختلاط با آب‌های جوی پایین نشان می‌دهد. به هر صورت، بررسی‌های مربوط به $\delta^{18}\text{O}$ نشان می‌دهد سهم منشأ ماگمایی در نمونه‌های مورد مطالعه بسیار ناچیز است و همان‌گونه که در شکل ۳ الف مشاهده می‌شود، فاصله نقاط از موقعیت سیالات ماگمایی بسیار زیاد است.

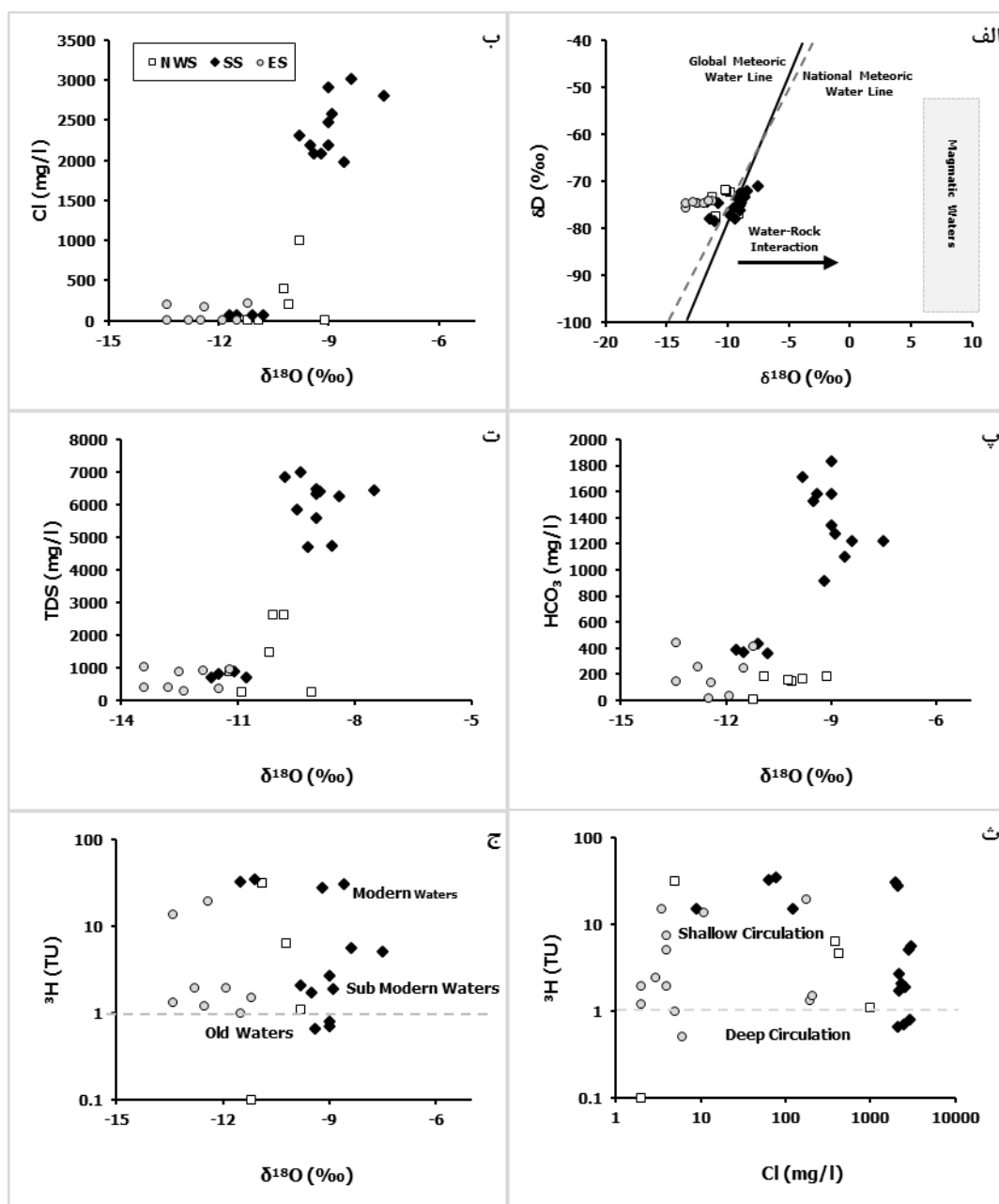
تغییرات δD در شکل ۴ الف قابل مشاهده است. در حالت کلی، غنی‌شدگی δD در اثر عواملی نظیر تبخیر و اندرکنش سیال-سنگ اتفاق می‌افتد، ولی ایس و ماهون (۱۹۷۷) اظهار می‌دارند که از آنجا که در مقایسه با آب‌ها، مقادیر اندکی از هیدروژن در سنگ‌ها موجود است، اندرکنش مستقیم آب-سنگ عامل Deuterium shift تلقی نمی‌شود و تنها در مواردی که مقادیر زیادی از رس‌ها و کانی‌های میکادار در محیط وجود داشته باشد، تبادل هیدروژن تا اندازه‌ای با کانی‌های آبدار صورت می‌پذیرد.

ترسیم $\delta^{18}\text{O}$ در برابر Cl حاکی از آن است که نمونه‌های حاوی بیشترین تمرکز یون کلراید (نمونه‌های مربوط به میدان زمین‌گرمایی جنوب سبلان) و دارای نشانه‌ای از آب‌های عمیق به لحاظ ترکیب ایزوتوپی نیز محتوای $\delta^{18}\text{O}$ مثبت‌تری است (شکل ۴ ب). در مقابل، نمونه‌های مربوط به میدان شرق سبلان با محتوای کلراید و دمای پایین‌تر به لحاظ ترکیب $\delta^{18}\text{O}$ نشانگر مقادیر منفی‌تری است.

ارتباطی که بین $\delta^{18}\text{O}$ و HCO_3 مشاهده می‌شود (شکل ۴ پ) گویای نوعی رابطه خطی است. سیالات گرمایی حاوی HCO_3 که عمدتاً از انحلال بخارهای CO_2 دار گرمایی در سفره‌های آب‌های زیرزمینی شکل می‌گیرد، در نمونه‌های مورد مطالعه نوسانات زیادی را نشان می‌دهد، به گونه‌ای که در اغلب نمونه‌های HCO_3 دار مربوط به میادین شرق و شمال غرب سبلان و حاوی مقادیر کمتر HCO_3 نسبت به نمونه‌های مربوط به جنوب سبلان، $\delta^{18}\text{O}$ نیز منفی‌تر است که نشان از منشأ سطحی این سیالات است؛ ولی در پاره‌ای از نمونه‌های مربوط به میدان جنوب سبلان این موضوع برعکس است که احتمالاً گویای سهم سیالات عمیق در تشکیل آن‌هاست.

بین $\delta^{18}\text{O}$ و TDS نیز رابطه‌ای مستقیم مشاهده می‌شود (شکل ۴ ت). در نمونه‌هایی که مقادیر TDS بالایی نشان می‌دهند ترکیب $\delta^{18}\text{O}$ نیز مقادیر مثبت‌تری را نشان می‌دهد. با توجه به اینکه نمونه‌های دارای مقادیر TDS بالا عموماً به لحاظ دمایی و ترکیب کلرایدی نیز مقادیر بالاتری (شکل ۳ ب) نشان می‌دهند و نمودی از سیالات عمیق است، روند مذکور با ماهیت سیالات عمیق همخوانی دارد.

محتوای ایزوتوپ ناپایدار تریتیوم (^3H) در سیالات گرمایی درگیر در سیستم زمین‌گرمایی سبلان در جدول ۱ ارائه شده است. مقادیر مربوط به ^3H این نمونه‌ها نوسانات زیادی را نشان می‌دهد. تریتیوم با نیمه‌عمر ۱۲/۴ سال ردیابی بسیار عالی در ارزیابی بازه زمانی جریان آب و اختلاط‌های احتمالی محسوب می‌شود. این ایزوتوپ ناپایدار به لحاظ ژئوشیمیایی نسبتاً خنثی است و در مطالعه فرایندهای با عمر کمتر از ۱۰۰ سال در چرخه سیالات گرمایی استفاده می‌شود (Kendall & Doctor, 2005). گات (۱۹۸۰) نشان داد که بعد از آزمایش بمب‌های هسته‌ای در ۱۹۵۳، مقادیر تریتیوم به‌طور قابل‌ملاحظه‌ای در اتمسفر زمین افزایش پیدا کرد. مقادیر تریتیوم کمتر از ۱ TU در آب‌ها نشان می‌دهد که این آب‌ها قبل از ۱۹۵۳ وارد محیط شده است (Mazor, 1991; Güleç & Mutlu, 2002) و در صورتی میزان تمرکز ^3H بیش از این مقدار باشد، بسته به میزان تمرکز، آب‌های درگیر جوان تر تلقی می‌شود.



شکل ۴. نمودارهای دو متغیره بیانگر تغییرات ترکیب ایزوتوپی سیالات گرمابی میداین زمین گرمایی اطراف سبلان در برابر پارامترهای مختلف. الف) $\delta^{18}\text{O}$ در برابر δD ، ب) $\delta^{18}\text{O}$ در برابر Cl، پ) $\delta^{18}\text{O}$ در برابر HCO_3 ، ت) $\delta^{18}\text{O}$ در برابر TDS، ث) Cl در برابر ^3H ، ج) $\delta^{18}\text{O}$ در برابر ^3H

از نمودار دو متغیره ^3H در برابر کلراید در جهت پیش‌بینی سن نسبی سیالات در حال چرخش در درون سیستم زمین گرمایی استفاده می‌شود. همان‌گونه که در شکل ۴ مشاهده می‌شود، تعدادی از نمونه‌ها مقادیر تریتم کمتر از ۱ TU را نشان می‌دهد و تعدادی دیگر نیز نزدیک مرز ۱ TU قرار گرفته است. از این رو، می‌توان گفت که نمونه‌هایی که در نزدیکی خط ۱ TU واقع شده است، نشانه‌هایی از آب‌های عمیق را ارائه می‌دهد، در حالی که نمونه‌هایی که نسبت به خط ۱ TU دورتر است نشان از آب‌های سطحی دارد.

شکل ۴ ترسیمی است که $\delta^{18}\text{O}$ را در برابر ^3H قرار داده است. از این گراف در پیش‌بینی مدت زمان اقامت

آبها در سیستم ژئوترمال استفاده می‌شود که بر اساس آن مقادیر ترتیم کمتر از ۱ به آبهای قدیمی^۱ برمی‌گردد که مدت زمان اقامت آن در سیستم قبل از ۱۹۵۳ است (Clark & Fritz, 1997). مقادیر بالاتر از ۱ TU آبهای sub-modern waters و modern waters در نظر گرفته می‌شود. رابوکومار و سوماشکار (۲۰۱۱) و آلچیک و همکاران (۲۰۱۶) بیان می‌کنند که مقادیر ترتیم بین ۱ تا ۸ بیانگر اختلاطی از آبهای جدید و قدیمی است که آبهای موجود در مخزن واپاشی رادیواکتیو را متحمل شده است.

با توجه به شکل ۴ج، اغلب نمونه‌های مورد مطالعه و متعلق به میدین سه‌گانه جنوب، شرق و شمال غرب سیلان آبهای قدیمی را نشان می‌دهد. با وجود این، تعدادی از نمونه‌ها نیز در قلمرو آبهای نیمه‌قدیمی و جوان قرار دارد.

نتیجه‌گیری

از بررسی‌های فوق نتایج زیر به دست آمده است:

- سیالات گرمایی همراه با سیستم زمین گرمایی سیلان به لحاظ ترکیب شیمیایی و رخساره‌های هیدروژئوشیمیایی متنوع است و با توجه به فواصل جغرافیایی در انواع کلرایدی، بی‌کربناتی و سولفات‌ها یافت می‌شود.
- نمونه‌های مربوط به چاه‌های اکتشافی ۱ و ۴ دارای ترکیب سدیم-کلرایدی و مبین سیالات گرمایی با منشأ عمیق است. این در حالی است که ترکیب چشمه‌های آب گرم موجود در میدین زمین گرمایی سه‌گانه اطراف آتشفشان سیلان محتوای کلرایدی پایین‌تری به نمایش می‌گذارد.
- اغلب نمونه‌های مربوط به چشمه‌های آب گرم موجود در شمال غرب سیلان و جنوب سیلان در محدوده اختلاط کلراید-بی‌کربنات و کلراید-سولفات واقع شده است که در واقع جزء محدوده volcanic condensates است. تعدادی دیگر نیز به همراه نمونه‌های مربوط به میدان شرق سیلان در محدوده steam-heated waters قرار می‌گیرد.
- ژئوترمومتری سیالات زمین گرمایی از طریق تشکیل دهنده‌های Na/K، Na-K-Ca، و Na/Li برای سیالات زمین گرمایی سیلان محاسبه شد. ژئوترمومتر Na/K دماهای ۲۳۳/۹، ۲۴۰/۹، ۲۷۵، ۲۷۳/۵ و ۲۷۹/۶ درجه سانتی‌گراد، ژئوترمومتر Na-K-Ca دماهای ۲۳۳/۳، ۲۲۷/۳، ۲۰۶/۱، ۲۶۴/۸ و ۲۶۳/۹ درجه سانتی‌گراد به ترتیب در مخازن زمین گرمایی شمال غرب، جنوب، شرق سیلان و چاه‌های اکتشافی ۱ و ۴ مشاهده شده است. ژئوترمومتر Na/Li نیز دماهای ۲۵۵/۹، ۲۶۹/۳ و ۲۴۰/۱ درجه سانتی‌گراد به ترتیب در مخازن زمین گرمایی شمال غرب، جنوب و شرق سیلان برآورد می‌شود.
- تغییرات $\delta^{18}\text{O}$ در سیالات گرمایی سیستم زمین گرمایی سیلان $-7/5$ تا $-13/4$ پرمیل است که دامنه تغییرات $5/9$ پرمیل را نشان می‌دهد. δD نیز $-71/1$ تا $-78/6$ است که نوسانات $5/7$ پرمیل در آن مشاهده می‌شود و ^3H نیز از $0/1$ تا $34/6$ تغییر کرده است.
- تغییرات صورت گرفته در محتوای $\delta^{18}\text{O}$ در نمونه‌های مورد مطالعه هر چند کم ولی متأثر از اندرکنش بین آب-سنگ است و تغییرات صورت گرفته در δD نیز احتمالاً تحت تأثیر کانی‌های رسی و کانی‌های میکادار رخ داده است.
- نمودارهای دو متغیره $\delta^{18}\text{O}-\text{Cl}$ و $\delta^{18}\text{O}-\text{TDS}$ نشان‌دهنده رابطه مستقیمی است که نمونه‌های حاوی Cl و TDS بالا و عمدتاً دارای نشان از منشأ عمیق و ماگمایی این سیالات، نسبت $\delta^{18}\text{O}$ مثبت‌تری را به نمایش می‌گذارد.
- نمونه‌های با میزان تمرکز پایین‌تر از ۱ TU که تعدادی از نمونه‌های میدین شرق، شمال غرب و جنوب سیلان را شامل می‌شود عمدتاً شامل آب‌هایی است که قبل از انفجارات هسته‌ای ۱۹۵۳ وارد چرخه سیالات گرمایی سیستم زمین گرمایی سیلان شده است و جزء آبهای قدیمی محسوب می‌شود. نمونه‌های دارای مقادیر بالاتر ترتیم مربوط به آب‌های نسبتاً جوان‌تر است.

1. old waters

تقدیر و تشکر

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 زمین گرمایی) 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.

منابع

- Alberti, A.A., Stofa, D. (1973). First data on the Savalan volcano (eastern Azerbaijan, Iran): the upper series. *Rendiconti della Societa Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 29: 369-385.
- Alçıçek, H., Bülbül, A., Alçıçek, M.C. (2016). Hydrogeochemistry of the thermal waters from the Yenice geothermal field (Denizli Basin, Southwestern Anatolia, Turkey). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 309: 118-138.
- Amorsson, S., Gunnlaugsson, E., Svavarsson, H. (1983). The chemistry of geothermal waters in Iceland m. *Chemical geothermometry in geothermal investigations. Geochim. Cosmochim. Acta.*, 47: 567-577.
- Amorsson, S. (1985). The use of mixing models and chemical geothermometers for estimating underground temperatures in geothermal systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23: 299-335.
- Bromley, C., Khosrawi, K., Talebi, B. (2000). Geophysical exploration of Sabalan geothermal prospects in Iran. *Proceedings World Geothermal Congress, Kyushu- Tohoku, Japan, May 28- June 10.*
- Chen, G. (2008). The isotopic and chemical characteristics of geothermal fluids from the western Fjords, Iceland and two selected hot spring area in Jiangxi province, SE China, Geothermal training program, Report, The United Nations University, 32p.
- Clark, I.D., Fritz, P. (1997). *Environmental isotopes in hydrogeology.* Lewis Publishers, New York, pp. 328.
- Craig, H. (1966). Isotopic composition and origin of the Red Sea and Salton Sea geothermal brines. *Science*, 154: 1544-1548.
- Craig, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133: 1702-1703.
- Didon, J., Gemain, Y.A. (1976). Le Sabalan, Volcano Plio-quatenaire de Azarbaijan oriental (Iran). *Etude geologique et Petrographique de lediflce et Son environment regional-These 3 ame Cycle, University Scentifique et Medicale de Grinoble, France.*
- Ellis, A.J., Mahon, W.A.J. (1977). *Chemistry and geothermal systems.* Academic Press, New York, 392 pp.
- ENEL (1983). *Geothermal power development studies in Iran, General Report on Sabalan Geothermal Areas.* Ministry of Energy, Tehran, Iran, 220 pp.
- Fouillac, C., Michard, G. (1981). Sodium/Lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs. *Geothermics*, 10: 55-70.
- Fournier, R.O. (1979). A revised equation for Na-K geothermometer. *Geoth Res. Council, Transactions*, 3: 221-224.
- Fournier, R.O., Truesdell, A.H. (1973). An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 37: 1255-1275.
- Gat, J.R. (1980). The isotopes of hydrogen and oxygen in precipitation. In: *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, The Terrestrial Environment* (eds) Fritz P, Fontes J-Ch; vol 1. A. Elsevier, Amsterdam, pp 21-48.
- Ghalamghash, J., Mousavi, S.Z., Hassanzadeh, J., 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. (1992). Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. *Earth Planet Sci. Lett.*, 113: 495-510.
- Giggenbach, W.F., Goguel, R.L. (1989). *Collection and analysis of geothermal and volcanic water and gas discharges, DSIR report CD 2401.* 4th ed., Pentone, New Zealand.
- Giggenbach, W.F. (1988). Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca Geoinicators, *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 52: 2749-2765.
- Gokgoz, A. (1998). *Geochemistry of the Kizildere-Tekkehamambuldan-Pamukkale geothermal fields, Turkey, Geothermal training program report, United Nations University, Iceland, 42p.*
- Güleç, N., Mutlu, H. (2002). Isotope geochemistry in geothermal field. *Application of Earth Science in Geothermal, Summer School, Dokuz Eylul University: 74-103.*
- Kendall, C.; Doctor, D.H. (2005). Stable isotope applications in hydrologic studies. In: *Surface and ground water, weathering and soils, Drever. J.I, Elsevier Publications, 626 p.*
- Kharaka, Y.K., Lico, M.S., Law, L.M. (1982). Chemical geothermometers applied to formation waters, Gulf of Mexico and California basins. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 66: 588.
- Masoumi, R., Calagari, A.A., Siahcheshm, K., Porkhial, S., Pichler, T. (2017). Consideration of geological aspects and geochemical parameters of fluids in Bushdi geothermal field, south of mount Sabalan, NW Iran. *Journal of African Earth Sciences*, 129: 692-700.
- Mazor, E. (1991). *Applied chemical and isotopic groundwater hydrology,* Buckingham.
- Mousavi, Z., Darvishzadeh, A., Ghalamghash, J., Vosoughi Abedini, M. (2011). Discussion on Stratigraphy Questions at Sabalan Volcano and Sabalan Geothermal Exploration Project, Meshkinshahr, Iran. *GRC Transactions*, 35: 931-934.
- Nicholson, K. (1993). *Geothermal fluids.* Springer Verlag, Berlin, XVIII+264 pp.
- Noorollahi, Y., Yousefi, H. (2010). Geothermal energy resources and applications in Iran. *Proceedings World Geothermal Congress, Bali, Indonesia, 25-29 April.*

- Ohba, T., Hirabayashi, J., Nogami, K. (2000). D/H and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of water in the crater lake at Kusatsu-Shirane volcano, Japan. *J Volcanol Geotherm Res.*, 97: 329-346.
- Porkhial, S., Rigor, D.M., Bayrante, L.F., Layugan, D.B. (2010a). Magnetotelluric survey of NW Sabalan geothermal project, Iran. *Proceedings World Geothermal Congress, Bali, Indonesia, 25-29 April.*
- Porkhial, S., Ghomshei, M.M., Yousefi, P. (2010b). Stable Isotope and Elemental Chemistry of Mt. Sabalan Geothermal Field, Ardebil Province of North West Iran, *Proceedings World Geothermal Congress, Bali, Indonesia, 25-29 April.*
- Purnomo, B.J., Pichler, T. (2014). Geothermal systems on the island of Java, Indonesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 285: 47-59.
- Ravikumar, P., Somashekar, R.K. (2011). Geochemistry of groundwater, Markandeya River Basin, Belgaum district, Karnataka State, India. *Chin J Geochem.*, 30: 51-74.
- Saffarzadeh, A., Noorollahi, Y. (2005). Geothermal development in Iran: A country update. *Proceedings World Geothermal Congress, Antalya, Turkey, 24-29 April.*
- Shamsi, A., Kazemi, G. (2014). A review of research dealing with isotope hydrology in Iran and the first Iranian meteoric water line. *J Geope.*, 4(1): 73-86.
- Sveinbjörnsdóttir, Á.E., Arnórsson, S., Heinemeier, J., Boaretto, E. (2000). ^{14}C ages of groundwater in Iceland. *Proceedings of the World Geothermal Congress 2000, Kyushu-Tohoku, Japan, 1797-1802.*
- Talebi, B., Rezvani, M. (2005). An analysis of well measurements from the Sabalan geothermal area, NW Iran. *Proceedings World Geothermal Congress, Antalya, Turkey, 24-29 April.*
- Truesdell, A.H., Hulston, J.R. (1980). Isotopic evidence of environments of geothermal systems, In: Frilz, P., and Fontes, I.C., (editors), *Handbook J Environmental isotope Chemistry*. Elsevier, New York: 179-226.
- Truesdell, A.H., Fournier, R.O. (1976). Calculations of deep temperatures in geothermal systems from the chemistry of boiling spring waters of mixed origin. *Proceedings 2nd UN Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, 1975, 1: 837-844.*
- Varekamp, J.C., Kreulen, R. (2000). The stable isotope geochemistry of volcanic lakes, with examples from Indonesia. *J Volcanol Geotherm Res.*, 97: 309-327.
- Wang, J., Sun, Z. (2001). Brief review on the development of isotope hydrology in China. *Science in China, Ser. E*, 44: 1-5.
- Wang, H. (1991). *Introduction to isotope hydrogeology*. Geological Publishing House, Beijing.
- Young, H., Lewis, R. (1982). Hydrology and geochemistry of thermal ground water in southwestern Idaho and north-central Nevada. *Geological Survey Professional Paper 1044-J.*
- Yousefi, H., Noorollahi, Y., Ehara, S., Itoi, R., Yousefi, A. (2010). Developing the geothermal resources map of Iran. *Geothermics*, 39: 140-151.
- Yousefi, H., Ehara, S., Noorollahi, Y. (2007). Geothermal potential site selection using GIS in Iran. *Proceeding of 32nd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford, CA, USA, January 22-24: 174-182.*
- Zhou, X., Li, J., Zhou, H., Fang, B., Yu, L., Li, S. (2008). Increase in thermal groundwater due to a flowing well near the Songshan hot spring in Beijing, China. *Environ. Geol.*, 53: 1405-1411.