

نگرشی بر تشکیل عقیق‌های گیوی در استان اردبیل بر اساس یافته‌های ایزوتوپ‌های پایدار و سیال‌های درگیر

علی لطفی بخش*

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۴/۱۰/۲، نسخه نهایی: ۱۴۰۴/۱۲/۱۲)

چکیده: منطقه مورد بررسی بر پهنه البرز غربی-آذربایجان در استان اردبیل واقع است. عقیق‌ها در این منطقه به صورت توده‌ای و گاهی با ساختار زمینسان هستند که درون حفره‌ها و فضاها خالی سنگ میزبان آندزیتی به سن ائوسن قرار دارند. بر اساس نتایج به دست آمده از سیال‌های درگیر و داده‌های ایزوتوپی، دمای تشکیل عقیق‌ها ۵۱/۷ تا ۶۳/۹ درجه سانتی‌گراد برآورد شده است. نتایج به دست آمده از تحلیل مستقیم مقدار ایزوتوپ هیدروژن (δD) سیال‌های درگیر اولیه در بلورهای کوارتز و مقادیر محاسبه شده ایزوتوپ اکسیژن نشان می‌دهد که آب‌های جوی مسؤل اصلی کانی‌سازی هستند. تصور می‌شود که آب‌های جوی در منطقه با نفوذ به درون واحدهای آتشفشانی جوان گرم شده و با تبدیل شدن به سیال گرمابی و ایجاد دگرسانی آرژیلیکی در سنگ‌های آتشفشانی سبب رهاسازی سازهای سیلیسی از کانی‌های دگرسان شده شده‌اند. این سیال‌های با چرخش در حفره‌ها و شکستگی‌های سنگ‌های آتشفشانی و رسوب سیلیس و سایر سازهای همراه خود سبب تشکیل عقیق و دیگر کانی‌ها در آنها شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: عقیق؛ ایزوتوپ پایدار؛ سیال‌های درگیر؛ گیوی؛ اردبیل.

مقدمه

می‌دهد که تشکیل عقیق‌های آتشفشانی می‌تواند با فرآیندهای دگرسانی دیرنگام یا پس از آتشفشان در سنگ‌های میزبان در ارتباط باشد [۳] که برای آزادسازی سیلیس و سایر عناصر شیمیایی تشکیل‌دهنده کانی‌های ثانویه ضروری هستند [۳، ۴]. تشکیل عقیق در محیط‌های رسوبی در مقایسه با سنگ‌های میزبان آتشفشانی به نسبت نادر است. سیلیسی شدن بقایای جانوران و گیاهان در سطح رسوب‌های ویژه و واحدهای آتشفشانی - رسوبی نیز رایج است. از جمله آنها می‌توان به عقیق‌های تشکیل شده در بدنه چوب‌های سیلیسی شده، استخوان دایناسورها و بقایای مرجانی اشاره کرد [۵]. بررسی‌های اخیر کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی در دهه‌های گذشته به طور قابل توجهی دانش ما را در مورد کانی‌شناسی و پیدایش

عقیق از جمله کانی‌های نیمه‌قیمتی است که در طبیعت با اندازه چند میلی‌متری تا چند متری یافت می‌شود. عقیق‌ها تقریباً در همه انواع سنگ‌ها وجود دارند، اما در سنگ‌های آتشفشانی بیشترین فراوانی را دارند. از این رو بیشتر ذخایر عقیق در سراسر جهان مربوط به سنگ‌های آتشفشانی فقیر از SiO_2 (چون آندزیت‌ها، بازالت‌ها) و غنی از SiO_2 (مانند ریولیت‌ها و ریوداسیت‌ها) هستند. انواع دیگر عقیق ممکن است به عنوان عقیق رگه‌ای گرمابی یا به دلیل انباشت سیلیس در رسوب‌ها و سنگ‌های رسوبی رخ دهند [۱، ۲]. ترکیب شیمیایی عقیق‌ها و همچنین وجود کانی‌های همبرزادی ویژه (کربنات‌ها، کانی‌های رسی، زئولیت‌ها، ترکیب‌های آهن) نشان

*نویسنده مسؤل، تلفن: ۰۹۱۲۹۴۵۲۰۴۹، پست الکترونیکی: lotfibaikhsh@uma.ac.ir



شده بودند با همان طیف‌سنج جرمی، انجام شد. نمونه‌ها نخست با گرمادهی تا ۱۵۰ درجه سانتیگراد در خلأ به مدت ۳ ساعت، از مواد فرار ناپایدار گاززدایی شدند. آب با گرمادهی نمونه‌ها تا حدود ۵۰۰ درجه سانتیگراد در کوره القایی آزاد شده و با عبور از پودر روی گرم شده تا ۴۱۰ درجه سانتیگراد، به هیدروژن تبدیل می‌شود. سپس هیدروژن با طیف‌سنج جرمی MAT-252 تجزیه شد. داده‌های ایزوتوپ پایدار برای هیدروژن و اکسیژن بر حسب در هزار (‰) نسبت به میانگین استاندارد مرجع میانگین آب اقیانوس (SMOW) بیان می‌شوند. دقت اندازه‌گیری‌ها برای ایزوتوپ‌های پایدار برای $\delta^{18}\text{O}$ برابر با $\pm 0.2\%$ و برای δD برابر با $\pm 2\%$ بود. اندازه‌گیری‌های ریزدماسنجی بر مقاطع نازک دو بر صیقل با دستگاه لینکام Linkam THMS600 با گستره دمایی ۱۹۵- تا ۶۰۰+ درجه سانتیگراد انجام شد. دقت دمای اندازه‌گیری شده آن حدود ± 1 درجه سانتیگراد بین ۱۰۰ تا ۶۰۰ درجه است. نرخ گرمایش اغلب از $0.2^\circ\text{C}/\text{min}$ تا $5^\circ\text{C}/\text{min}$ متغیر بود، اما در نزدیکی تبدیل فاز به کمتر از $0.2^\circ\text{C}/\text{min}$ کاهش می‌یابد.

همچنین تعداد ۹ نمونه از کلسیت‌های همراه با عقیق‌ها انتخاب و پس از پودر شدن برای تعیین مقادیر ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن به آزمایشگاه ایزوتوپ‌های پایدار دانشگاه اراک ارسال گردیدند. نمونه‌های پودر شده درون کپسول‌های شیشه‌ای که پیشتر هوای موجود در آنها تخلیه شده بود در معرض اسید فسفریک قرار داده شدند تا گاز CO_2 متصاعد شود. این گاز پس از خالص‌سازی و رطوبت‌گیری از راه دستگاه ورودی دوگانه (Dual-Inlet) به طیف‌سنج جرمی نسبت ایزوتوپی تزیق شد و نسبت، جرمی $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ تعیین گردید. این اندازه‌گیری با دستگاه ISOPRIME 100 با دقت ± 0.01 در هزار برای $\delta^{18}\text{O}$ انجام شد. نتایج نمونه‌ها نسبت به استاندارد مرجع پی دی بلمنیت (PDB) سنجیده و بر حسب در هزار (‰) بیان شدند.

بحث و بررسی

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد بررسی بین طول‌های جغرافیایی $48^\circ 29' 19''$ تا $48^\circ 31' 57''$ و عرض‌های جغرافیایی $37^\circ 10' 13''$ تا $37^\circ 12' 19''$ بین شهرستان‌های گیوی و خلخال در استان اردبیل و در ۹۰ کیلومتری جنوب-جنوب شرق اردبیل واقع است. این منطقه بر اساس تقسیم‌بندی واحدهای ساختری ایران [۱۴] روی پهنه البرز غربی-آذربایجان و همچنین بر پایه نقشه زیر تقسیم‌های اصلی زمین ساختی ایران [۱۵] در پهنه

عقیق افزایش داده است. با توجه به این پژوهش‌ها، عقیق‌ها را می‌توان به عنوان کلسدونی نواری در نظر گرفت که با سایر فازهای سیلیس رشد کرده یا در هم آمیخته‌اند. افزون بر این، عقیق‌ها اغلب دارای مقادیر قابل توجهی میانبارهای کانیایی و آب (۱-۲ درصد وزنی) به عنوان دو گروه مولکولی بینابینی H_2O و سیلانول هستند [۶]. این ناخالصی‌ها ممکن است ساختارهای داخلی تماشایی را تشکیل دهند یا مسئول رنگ‌های مختلف عقیق باشند [۷]. با اینکه نظرهای کلی در مورد تشکیل عقیق وجود دارد، خاستگاه عقیق هنوز کامل شناخته نشده است. بحث‌ها همچنان جای بررسی دارند، به ویژه به این دلیل که تاکنون به روشنی تشکیل عقیق در زمان واقعی مستند نشده است و عقیق‌ها هرگز با موفقیت در آزمایشگاه سنتز نشده‌اند [۸]. امروزه پژوهش‌های بر پایه سیال‌های درگیر و ایزوتوپ‌های پایدار رهیافت قابل قبولی را برای درک شرایط تشکیل عقیق‌ها ارائه کرده‌اند [۹-۱۳]. بر پایه اطلاعات ارزشمند برآمده از بررسی‌های ایزوتوپی و سیال‌های درگیر در ارتباط با شرایط زایش کانی‌ها، در این پژوهش چگونگی و شرایط تشکیل عقیق‌ها در منطقه بررسی شده است.

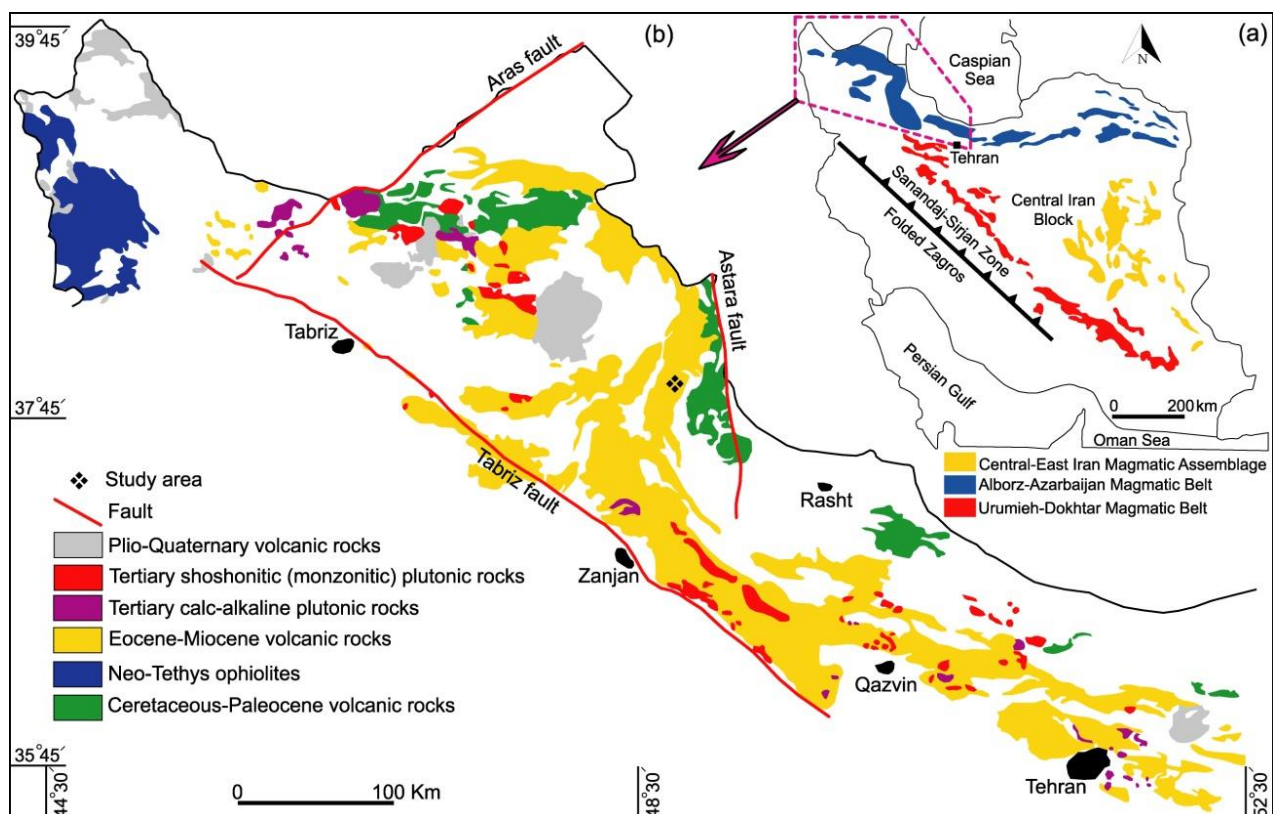
روش بررسی

طی بازدید میدانی از منطقه مورد بررسی، از رخنمون عقیق‌ها و سنگ میزبان آنها نمونه‌برداری شد. به منظور رده‌بندی شیمیایی و تعیین دقیق نوع سنگ‌های آتشفشانی، تعداد ۶ نمونه به نسبت سالم و غیر هوازده از سنگ‌های میزبان انتخاب شده و پس از تهیه مقطع برای تعیین اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی به روش طیف‌سنجی فلئورسانس پرتو ایکس (XRF) به آزمایشگاه مهماکس ارسال گردیدند. از تعدادی از نمونه‌های عقیق و کانی‌های همراه آن نیز به منظور بررسی‌های سنگ‌نگاری و سیال‌های درگیر، مقاطع نازک و دو بر صیقل تهیه شد. تعداد ۹ نمونه عقیق و ۳ نمونه کوارتز برای تعیین $\delta^{18}\text{O}$ تجزیه شدند. همچنین ۳ نمونه سیال درگیر در بلورهای کوارتز به منظور ریزدماسنجی و تعیین δD سیال بررسی گردیدند. ریزدماسنجی و تعیین مقادیر ایزوتوپ‌های اکسیژن و هیدروژن در دانشگاه نانجینگ کشور چین انجام شد. پس از جدایش نمونه‌های کوارتز و عقیق، اکسیژن از راه واکنش با BrF_5 از نمونه‌ها آزاد و روی یک میله کربنی با روکش پلاتین به CO_2 تبدیل شده و نسبت $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ با استفاده از طیف‌سنج جرمی MAT-252 اندازه‌گیری گردیدند. تجزیه و تحلیل ترکیب‌های ایزوتوپی هیدروژن در میانبارهای سیال برای نمونه‌های کوارتزی که برای ایزوتوپ‌های اکسیژن اندازه‌گیری

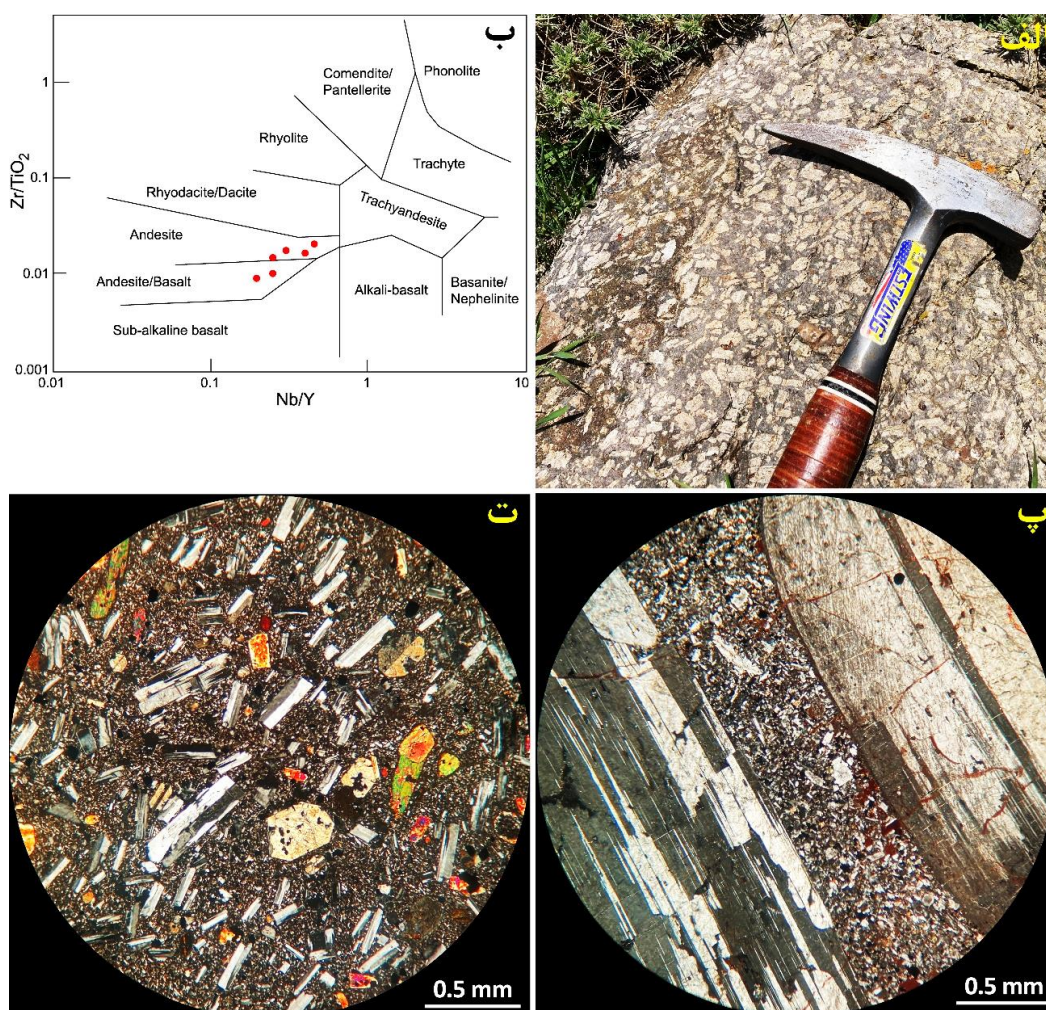
شده، سنگ میزبان عقیق در منطقه مورد بررسی در گستره آندزیت و آندزیت بازالتی قرار می‌گیرند (شکل ۲ ب). آنها در مقطع نازک بافت پورفیری تا مگاپورفیری با زمینه ریزسنگی نشان می‌دهند. پلاژیوکلازها در اندازه درشت تا بسیار درشت با ماکل کالسباد و چندریختی که گاهی حالت منطقه‌بندی نیز نشان می‌دهند حضور دارند. در بخش‌های تجزیه شده، پلاژیوکلازها بیشتر به کلسیت تبدیل شده‌اند. پلاژیوکلازها به صورت درشت بلور و ریزسنگ، اصلی‌ترین کانی سنگ را تشکیل می‌دهند. هورنبلند و کلینوپیروکسن نیز به مقدار کم در بعضی از نقاط دیده می‌شوند که اغلب به کلریت تبدیل گشته‌اند. بیوتیت نیز در اندازه متوسط که اغلب به کلریت و کانی‌های تیره دگرسا شده قابل مشاهده است. متن سنگ ریزبلور است و در برخی نقاط حالت شیشه‌ای دارد. بلورهای زمینه را اغلب پلاژیوکلازها به همراه مقادیر کمی فلدسپات قلیایی تشکیل داده‌اند. اکسید آهن، کانی‌های کربناتی، کلریت و دانه‌های ریز کانی‌های تیره از جمله کانی‌های ثانویه موجود در متن سنگ به شمار می‌روند. در متن سنگ حفره‌هایی دیده می‌شوند که اغلب با کلسیت پر شده‌اند (شکل‌های ۲ پ-ت).

آتشفشانی پالئوژن قرار دارد (شکل ۱). در حوضه کم عمق و در حال فرو نشست ائوسن آغازین، مجموعه آتشفشانی - رسوبی گسترده‌ای با تناوبی از توف‌های سبز، توف شیلی و آهکی و آهک توفی ایجاد شده که معادل و هم‌ارز با توف‌های سبز البرز (سازند کرج) است. به این واحد آتشفشانی-رسوبی، به تدریج سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت بازالتی و آندزیتی اضافه شده است.

بافت غالب سنگ‌های میزبان که گسترده‌ترین واحد سنگی منطقه را تشکیل می‌دهند پورفیری تا مگاپورفیری در بردارنده درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز است که اغلب به شکل مستطیلی در متن سنگ پراکنده هستند. پلاژیوکلازها اغلب بزرگ‌تر از یک سانتی‌متر هستند و گاهی اندازه آنها به بیش از ۳ سانتی‌متر نیز می‌رسد (شکل ۲ الف). برای رده‌بندی و تعیین نوع سنگ‌های منطقه با توجه به نتایج تجزیه، از نمودارهای وینچستر و فلویید [۱۶] بر پایه نسبت عناصر کمیاب غیر متحرک (Nb/Y) و اکسید تیتانیم (Zr/TiO_2) استفاده شد. با توجه به ماهیت غیر متحرک بودن عناصر مورد استفاده، این رده‌بندی برای رده‌بندی سنگ‌ها به ویژه در مناطق به شدت دگرسا شده اطمینان بالاتری دارد. با توجه به تجزیه نمونه‌های برداشت



شکل ۱ (الف) توزیع مجموعه‌های ماگمایی سنوزوئیک در ایران [۱۷] (ب) نقشه زمین‌شناسی که واحدها و ساختارهای سنگی اصلی کمر بند ماگمایی البرز-آذربایجان و موقعیت منطقه مورد بررسی در شمال غرب ایران را نشان می‌دهد [۱۸].



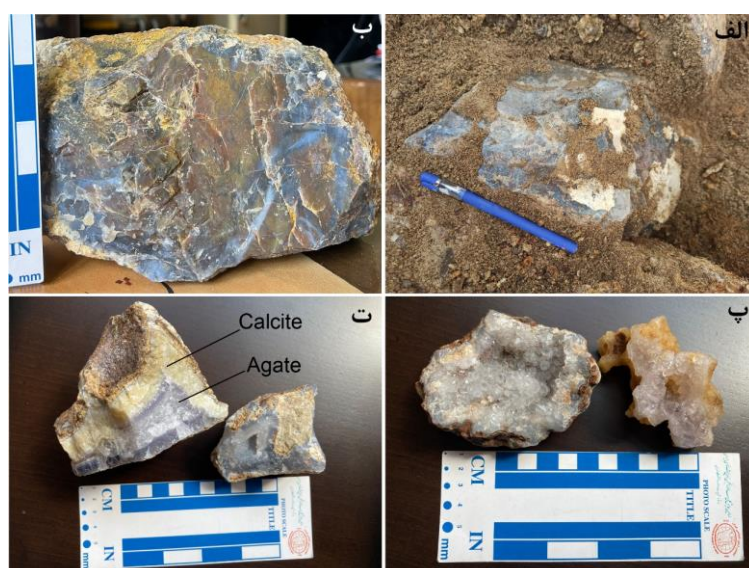
شکل ۲ (الف) نمایی نزدیک از بافت مگاپورفیری سنگ میزبان. (ب) گستره قرارگیری نمونه‌های سنگ میزبان در نمودار وینچستر و فلوید [۱۶]. (پ) آندزیت مگاپورفیری شامل درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه ریزبلور در نور قطبیده متقاطع (ت) آندزیت پورفیری شامل درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در زمینه شیشه‌ای در نور قطبیده متقاطع.

رخداد عقیق در منطقه

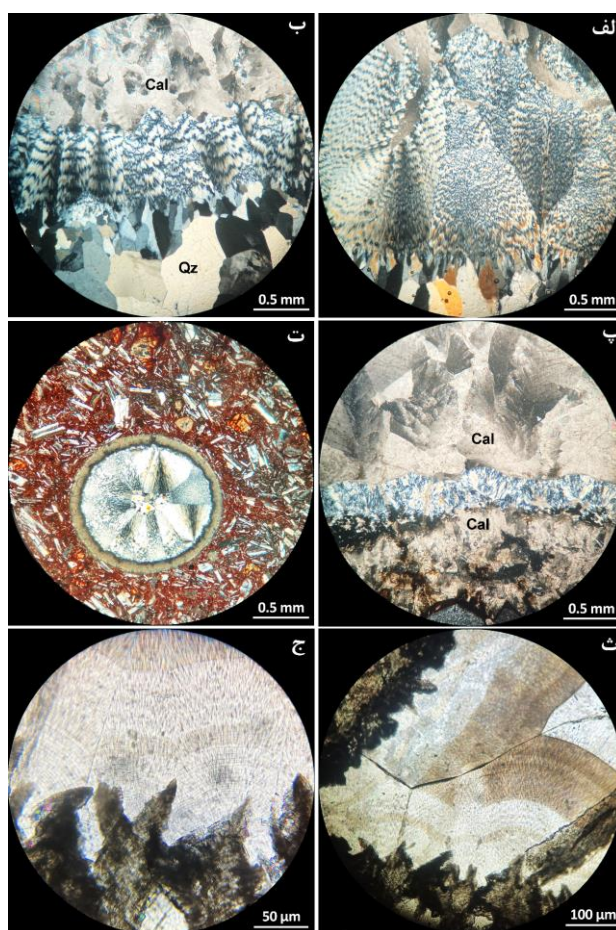
همراه عقیق هستند. چگونگی حضور و ساختار عقیق در منطقه به احتمال بسیار نشان دهنده دیرزاد بودن و تشکیل آن توسط سیال‌های گرمابی است.

در شکل ۴، مقاطع نازک میکروسکوپی از عقیق‌های برداشت شده نشان شده است. عقیق‌ها از الیاف‌های کلسدونی با رشد منطقه‌ای تشکیل شده‌اند و در برخی از مقاطع، به صورت رگه‌ای درون کانی میزبان ایجاد شده‌اند. کانی‌های کلسیت و کوارتز بلورین همبرهای اصلی همراه عقیق را در مقاطع تشکیل می‌دهند. در مقاطع دوبرصیقل، لایه‌بندی رنگی و رشد عقیق به صورت نوارهای ظریف کاملاً مشخص است.

عقیق‌ها در منطقه مورد بررسی بیشتر به صورت توده‌ای درون رگه‌ها و گاهی با ساختار زمینسان هستند که در حفره‌ها و فضاهای خالی سنگ میزبان آتشفشانی قرار دارند. رنگ نمونه‌ها از آبی خاکستری تا زرد، نارنجی و قهوه‌ای متغیر است. نمونه‌های کوچک رنگ یکدست‌تری دارند، اما در نمونه‌های توده‌ای بزرگ تنوع رنگی قابل توجهی دیده می‌شود. انواع با ساختار زمینسان دارای لایه‌بندی مشخصی هستند، اما در انواع توده‌ای، هیچ نوع ساخت مشخصی در مقیاس دستی دیده نمی‌شود (شکل ۳). کلسیت و کوارتز اصلی‌ترین کانی‌های



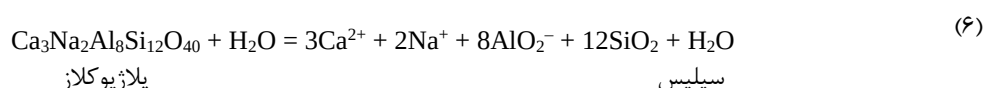
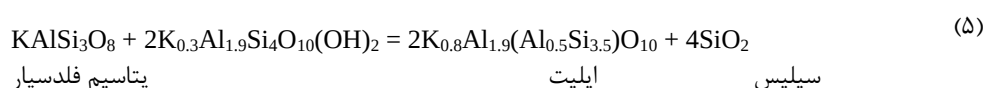
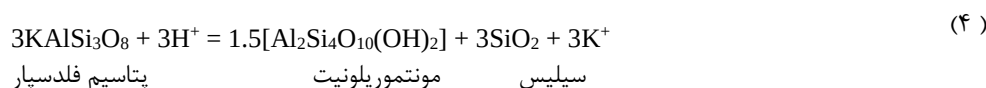
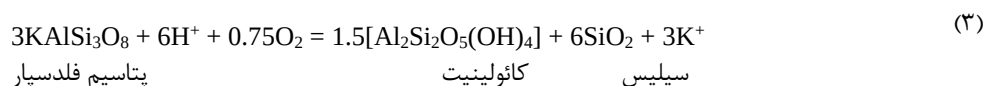
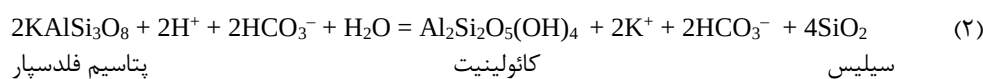
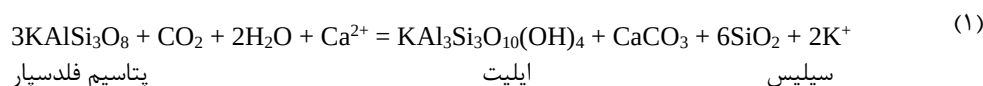
شکل ۳ الف) نمونه‌ای از عقیق توده‌ای به رنگ خاکستری روشن تا خاکستری مایل به آبی. ب) دو نمونه عقیق خاکستری با لایه‌بندی مشخص همراه با کلسیت. پ) عقیق توده‌ای بزرگ با تنوع رنگی از خاکستری روشن تا قهوه‌ای. ت) نمونه‌هایی از کوارتزهای تمام بلورین در گستره دربردارنده عقیق.



شکل ۴ الف) زمینه دربردارنده کلسدونی الیافی با رشد منطقه‌ای. ب) رگه‌ای از کلسدونی در بین کوارتز و کلسیت. پ) رگه‌ای از کلسدونی درون کلسیت. ت) حفره پر شده با کلسدونی در سنگ میزبان آندزیتی (الف - ت) مقطع نازک در نور قطبیده متقاطع. پ) نواربندی رنگی در عقیق ج) لایه‌های ظریف رشدی در عقیق (پ و ت: مقطع دوبر صیقل در نور قطبیده ساده).

پیش شرط تشکیل عقیق، وجود حفره‌ها یا فضاهای باز است که سیلیس محلول بتواند در آنها انباشته شود. بسته به محیط زمین‌شناسی، انواع مختلفی از حفره‌ها و شکاف‌ها ممکن است وجود داشته باشند که به طور قابل توجهی بر ظاهر و ویژگی‌های عقیق اثر می‌گذارند. شکل بیرونی یک عقیق کم و بیش شبیه حفره‌ای است که عقیق در آن تشکیل شده است. از این رو، عقیق‌ها تنوع گسترده‌ای از شکل ظاهری دارند. در سنگ‌های آتشفشانی بازیک و حدواسط (بازالت‌ها، آندزیت‌ها)، انباشت سیلیس و تشکیل عقیق‌ها در حفره‌های به جای مانده از حباب‌های گاز/مایع گدازه جامد شده (آمیگدال‌ها) رخ می‌دهد [۱۹]. منابع SiO_2 برای تشکیل عقیق آشکارا می‌تواند به محیط زمین‌شناسی عقیق‌ها مربوط باشد. سیلیس موجود در عقیق‌های آتشفشانی نشان دهنده فراورده دگرسانی/هوازدگی دیر هنگام یا پس از آتشفشانی سنگ‌های میزبان آتشفشانی است [۳]. تشکیل عقیق در سنگ‌های آتشفشانی به ویژه در بخش‌های لبه‌ای توده‌های آتشفشانی و مناطقی با فعالیت‌های بالای سیال‌ها و آب رخ می‌دهد. داده‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند که آب‌های جوی گرم شده در تعامل با سیال‌های ماگمایی به شدت با سنگ‌های میزبان واکنش می‌دهند و منجر به فرآیندهای دگرسانی می‌شوند. این فرآیندهای دگرسانی در ترکیب شیمیایی عقیق‌ها بازتاب دارند که نشان‌دهنده غلظت بالایی عناصر از زمینه سنگ چون Ca , Na , K , Fe , Al و وجود

کانی‌های ثانویه مشخص مانند همتایت، گوتیت، کلسیت، زئولیت و کانی‌های رسی در عقیق‌هاست [۱۹]. به ویژه، شیشه‌ها و کانی‌های آتشفشانی ناپایدار (برای مثال، پیروکسن و فلدسپار) به کانی‌های رسی (کائولینیت، ایلیت یا مونتموریلونیت)، زئولیت‌ها و اکسیدها/هیدروکسیدهای آهن تبدیل می‌شوند که همه این واکنش‌ها با آزادسازی مقادیر زیادی SiO_2 و عناصر قلیایی همراه است. وجود کلسیت در منطقه نشان دهندهٔ بالا بودن مقدار CO_2 در سیال گرمایی است. چنین سیالی در مواجهه با فلدسپارها که کانی غالب تشکیل دهندهٔ سنگ‌های آذرین میزبان عقیق هستند با تبدیل آنها به ایلیت سبب آزادسازی SiO_2 می‌شود (واکنش ۱) [۲۰]. همچنین واکنش فلدسپارها در برخورد با سیال‌های اسیدی و تبدیل شدن آنها به کائولینیت (واکنش‌های ۲ و ۳)، مونتموریلونیت (واکنش ۴) و ایلیت (واکنش ۵) نیز می‌تواند SiO_2 آزاد کند [۲۱]. تجزیه پلاژیوکلازها نیز می‌تواند بخش قابل توجهی از سیلیس همراه با کلسیم و سدیم مورد نیاز برای تشکیل عقیق و زئولیت‌ها را فراهم کند (واکنش ۶) [۲۲]. وجود لکه‌های دگرسان شده در بخش‌های مختلف مناطق مورد بررسی همراه با رگه‌های زئولیتی (شکل ۵) نشان دهنده انجام واکنش‌های بیان شده و تأمین سیلیس مورد نیاز برای تشکیل عقیق در فضاهای مناسب درون سنگ‌هاست.



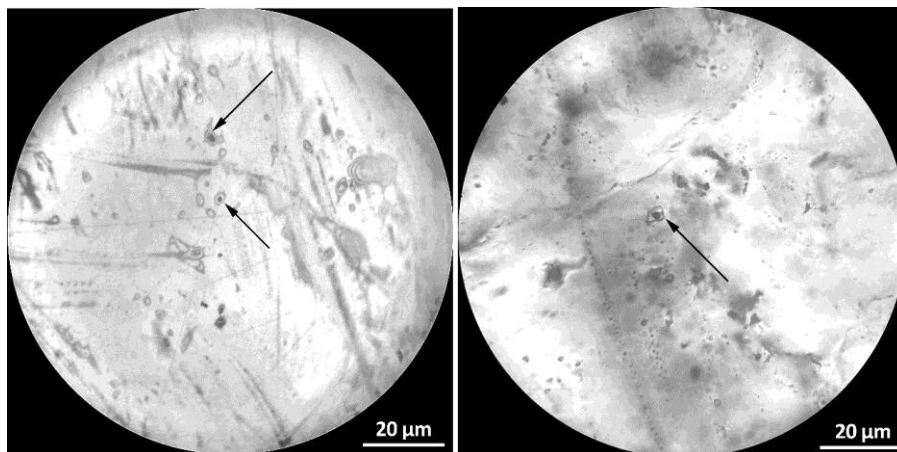


شکل ۵ الف) نمایی از لکه‌های دگرسانی رسی در گستره تشکیل عقیق. ب) رگه ژئولیتی تشکیل شده در واحد آندزیت مگاپورفیری.

بررسی‌های سیال‌های درگیر و ایزوتوپی

از آنجا که بسیاری از پدیده‌های زمین شناسی عمری طولانی دارند، به ندرت می‌توان شواهدی یافت که به درستی شرایط شکل‌گیری آن پدیده‌ها را بیان کند. سیال‌های درگیر از جمله نشانه‌های بی‌مانندی هستند که به دلیل محبوس بودن در یک فضای محدود، با گذشت زمان تغییر نامحسوسی دارند و می‌توانند در رسم و بازسازی شرایط هنگام تشکیل کانی‌ها چون دما و نوع سیال به کار گرفته شوند. به دلیل ساختار الیافی و بیش از حد دانه‌ریز بودن بلورهای کلسدونی، سیال درگیری در آنها دیده نمی‌شود. از این رو، بررسی سیال‌های درگیر برای بلورهای کوارتزی که همراه با کلسدونی (عقیق) تشکیل شده‌اند انجام می‌پذیرد [۱۹]. تعداد سیال‌های درگیر اولیه قابل بررسی در بلورهای کوارتز همراه با عقیق‌های منطقه کم است و اندازه آنها تا ۱۰ میکرون می‌رسد. سیال‌های درگیر شکل‌ها و اندازه‌های بسیار متفاوتی دارند و بیشتر دو فازی هستند (شکل ۶).

در پوسته زمین، سیال‌های گوناگونی شامل ماگمایی، دگرگونی، سنگواره، گرمایی، اقیانوسی و جوی وجود دارند که هر یک طبیعت ایزوتوپی ویژه خود را دارند. از این رو، می‌توان با بررسی مقادیر ایزوتوپی هیدروژن و اکسیژن سیال‌های درگیر به ماهیت سیال سازنده کانی پی برد. از آنجا که ممکن است مقدار $\delta^{18}\text{O}$ سیال درگیر در معرض تبادل ایزوتوپی با کانی میزبان قرار گرفته و ترکیب اولیه آن تغییر یابد [۲۳]، تنها مقادیر δD سیال‌های درگیر اندازه‌گیری شد. تفکیک ایزوتوپ‌های اکسیژن بین سیال و کانی تابعی از دماست [۲۴]. بر پایه رابطه $1000\ln\alpha = 3.38 \times (10^6/T^2) - 3.40$ [۲۵] که در آن $\alpha = (1000 + \delta\text{s}) / (1000 + \delta\text{w})$ اختلاف بین مقدار $\delta^{18}\text{O}$ نمونه و سیالی است که نمونه از آن تشکیل شده است، δD و دمای همگن‌شدگی سیال‌های درگیر، می‌توان ترکیب ایزوتوپ اکسیژن سیال را بر اساس مقدار $\delta^{18}\text{O}$ کوارتز محاسبه کرد [۲۶] (جدول ۱).



شکل ۶ تصاویری از سیال‌های درگیر موجود در مقاطع صیقلی تهیه شده از بلورهای کوارتز در نور قطبیده ساده.

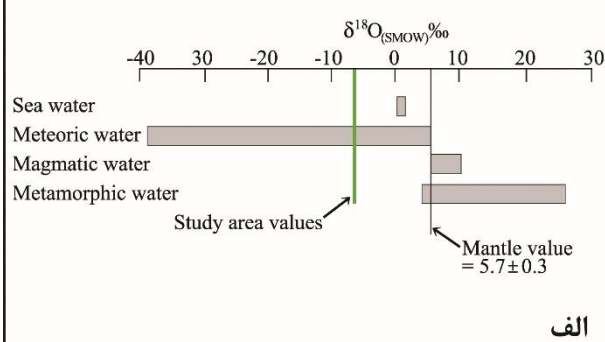
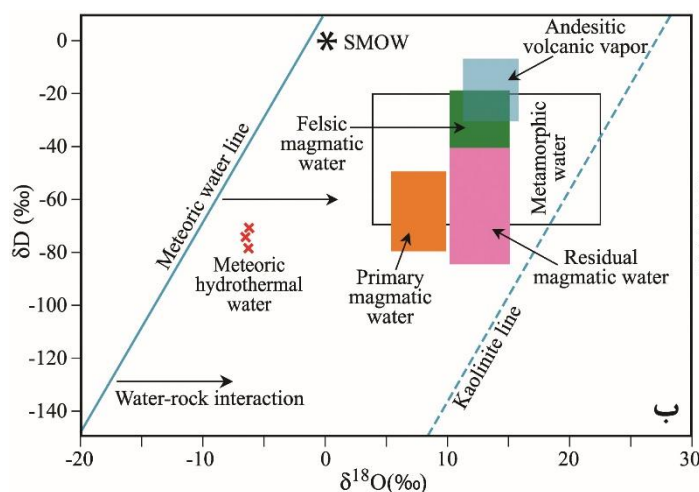
جدول ۱ محاسبه ترکیب ایزوتوپی سیال بر اساس داده‌های سیال درگیر و ایزوتوپ اکسیژن کوارتز

Sample	Mineral	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Qz(SMOW)}} (\text{‰})$	$T_{\text{H}} (^{\circ}\text{C})$	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}} (\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} (\text{‰})$
Kv-1	Quartz-1	۱۱٫۲	۱۲۷	۷۴٫۳-	۶٫۶-
Kv-2	Quartz-2	۱۱٫۹	۱۲۴	۷۹٫۱-	۶٫۲-
Kv-3	Quartz-3	۱۲٫۳	۱۱۹	۷۱٫۶-	۶٫۳-

گستره به نسبت وسیعی از ۱۳+ تا ۳۳+ در هزار را نشان می‌دهد [۱۹]. در بیشتر موارد، کوارتز بزرگ بلور در یک نمونه دارای مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ کمی کمتر از کلسدونی در همان نمونه است و بیشتر با مقادیر کوارتزهای گرمایی ایجاد شده توسط سیال های ماگمایی تأخیری همخوانی دارد [۲۹]. بر پایه بیشتر پژوهش‌های انجام شده در سال‌های اخیر عقیق در دمای کمتر از 100°C تشکیل می‌شود [۳۰]. دمای تشکیل عقیق‌های منطقه مورد بررسی بر پایه رابطه کلیتون $(1000\ln\alpha = 3.38 \times (106/T_2) - 3.40)$ [۲۵] و بر اساس مقادیر ایزوتوپ‌های اکسیژن محاسبه شده برای سیال کانی‌ساز برآورد شده است (جدول ۲).

مقادیر ایزوتوپ اکسیژن محاسبه شده برای سیال گرمایی با داده‌های سیال‌های جوی همخوانی دارد (شکل ۷ الف). همچنین بر اساس نتایج به دست آمده از تحلیل مستقیم δD سیال‌های درگیر اولیه در بلورهای کوارتز و مقادیر محاسبه شده ایزوتوپ اکسیژن، داده‌ها در گستره سیال‌های گرمایی با خاستگاه جوی قرار دارند (شکل ۷ ب).

بر پایه اصل وابستگی دمایی تفکیک ایزوتوپی اکسیژن بین سیال و کانی، در صورت داشتن ترکیب ایزوتوپی سیال و اندازه‌گیری مقادیر ایزوتوپی $\delta^{18}\text{O}$ در عقیق‌ها می‌توان دمای تشکیل آنها را برآورد کرد. ترکیب ایزوتوپ‌های اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}$) در عقیق‌ها از مکان‌های مختلف و از انواع مختلف،



الف

شکل ۷ الف) گستره ایزوتوپ اکسیژن در سیال‌های مختلف [۲۷] و مقادیر آن در این پژوهش. ب) مقادیر ایزوتوپ‌های اکسیژن و هیدروژن در سیال‌های مختلف [۲۸] و مقادیر آنها در این پژوهش.

جدول ۲ دمای تشکیل عقیق‌ها بر اساس مقدار ایزوتوپ اکسیژن عقیق و سیال سازنده.

Sample	Ag-1	Ag-2	Ag-3	Ag-4	Ag-5	Ag-6	Ag-7	Ag-8	Ag-9
$\delta^{18}\text{O}_{\text{Ag(SMOW)}} (\text{‰})$	۲۰٫۳۹	۲۰٫۷۷	۱۹٫۹۳	۲۱٫۵۱	۲۱٫۸۹	۲۱٫۲۶	۲۲٫۰۷	۲۲٫۵۷	۲۱٫۷۵
$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} (\text{‰})$	۶٫۶-			۶٫۲-			۶٫۳-		
T ($^{\circ}\text{C}$)	۶۱٫۴	۵۹٫۳	۶۳٫۹	۵۷٫۶	۵۵٫۶	۵۸٫۹	۵۴٫۲	۵۱٫۷	۵۵٫۸

بر اساس نتایج به دست آمده از جدول ۲، دمای تشکیل عقیق-های همراه با کوارتزهایی که از داده‌های ایزوتوپی و سیال‌های درگیر آنها برای برآورد ایزوتوپ اکسیژن سیال استفاده شده زیر ۱۰۰ درجه محاسبه شده است (۵۹/۳ تا ۶۳/۹، ۵۵/۶ تا ۵۸/۹ و ۵۱/۷ تا ۵۴/۲ درجه سانتیگراد). این نتایج با داده‌های به دست آمده برای عقیق‌های رضاآباد (۳۶ تا ۴۸ °C، با فرض $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -6.3$) [۱۳] و عقیق‌های نامیبیا (۲۶ تا ۶۷ °C، با فرض $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -6$) [۱۰] همخوانی قابل قبولی دارد. این همخوانی به ویژه با عقیق‌های منطقه رضاآباد در شاهرود که در سنگ‌های میزبان بازالت، آندزیت بازالتی و سنگ‌های آذرآواری ائوسن (شبیه با منطقه مورد بررسی در این پژوهش) رخ داده‌اند قابل مقایسه است.

کلسیت از کانی‌های فراوان گرمابی است که در بیشتر سامانه‌های در ارتباط با فعالیت گرمابی در گستره دمای کمتر از ۱۰۰ تا بیش از ۳۰۰ درجه سانتیگراد یافت می‌شود [۳۱]. به منظور درک بهتر از شرایط تشکیل، دمای تشکیل کلسیت‌های همراه با عقیق بر اساس مقادیر ایزوتوپی و با فرض شکل‌گیری آنها توسط همان سیال سازنده کوارتز و عقیق تعیین گردید. برای این منظور از رابطه $1000\ln\alpha_{(\text{calcite-water})} = 18.03 (10^3/T) - 32.42$ [۳۲] استفاده شد که در آن $\alpha = (1000+\delta_s)/(1000+\delta_w)$ اختلاف بین مقدار $\delta^{18}\text{O}$ کلسیت و سیالی است که کلسیت از آن تشکیل شده است. برای تبدیل مقادیر ایزوتوپ‌های اکسیژن سنجیده شده نسبت به PDB به SMOW از رابطه $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = 0.970\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$

29.936 - [۳۳] استفاده شد. در جدول ۳، مقادیر ایزوتوپ اکسیژن کلسیت‌های همراه با کوارتزهایی که از داده‌های ایزوتوپی و سیال‌های درگیر آنها برای برآورد ایزوتوپ اکسیژن سیال استفاده شده و دمای تشکیل آنها ارائه شده است.

ایزوتوپ‌های اکسیژن در کانی‌های کربناتی نیز نشانگرهای سودمندی برای شناسایی سیالی که کربنات‌ها از آن تشکیل شده‌اند هستند [۳۴]. به منظور تعیین نوع سیال ایجاد کننده کانی‌های کربناتی (اقیانوسی یا جوی)، می‌توان از مقادیر ایزوتوپ‌های اکسیژن نسبت به PDB استفاده کرد. کربنات‌های جوی بر خلاف کربنات‌های دریایی که نسبت ایزوتوپی اکسیژن بالاتری دارند، به دلیل ایزوتوپ اکسیژن بسیار سبک‌تر در آب‌های جوی، نسبت ایزوتوپی اکسیژن به نسبت پایینی دارند. مقادیر منفی ایزوتوپ اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} < -5.7$) نشانگر جوی بودن سیال تشکیل دهنده کانی‌های کربناتی است [۳۴، ۳۵]. با توجه به مقادیر ایزوتوپ اکسیژن در کانی‌های کربناتی بررسی شده (-25.8 تا -27.3 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$)، می‌توان تشکیل آنها را از سیال جوی در نظر گرفت. کلسیت می‌تواند از سازهای برآمده از انحلال واحدهای آهکی موجود در مناطق پیرامون گستره مورد بررسی [۳۶] توسط سیال گرمابی ناشی شده باشد. با توجه به گستره دمایی کمتر از ۱۶۰ °C و شرایط نسبی اسیدی تا خنثی برای ایجاد دگرسانی آرژیلیکی [۳۷]، بر اساس دماهای محاسبه شده برای سیال سازنده کانی‌ها در منطقه می‌توان تصور کرد که این سیال توان ایجاد دگرسانی نام برده و تأمین سازهای مورد نیاز برای کانی‌های بررسی شده را داشته است.

جدول ۳ دمای تشکیل کلسیت‌ها بر اساس مقدار ایزوتوپ اکسیژن کلسیت و سیال سازنده

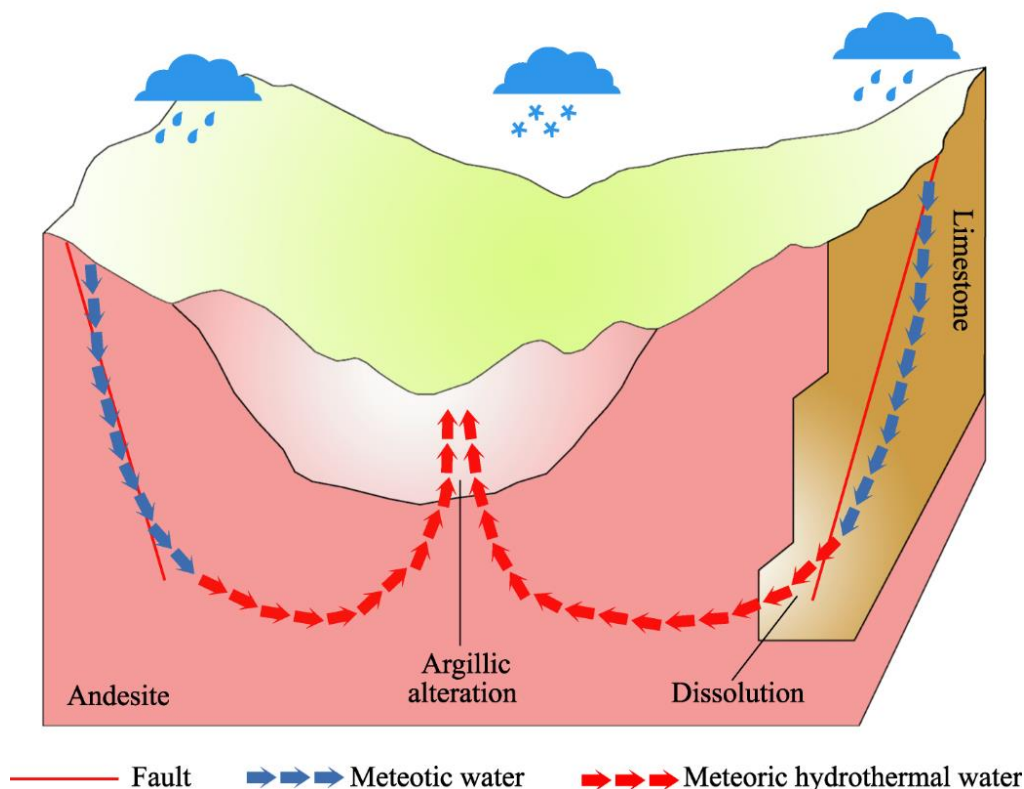
Sample	Cal-1	Cal -2	Cal -3	Cal -4	Cal -5	Cal -6	Cal -7	Cal -8	Cal -9
$\delta^{18}\text{O}_{\text{Cal(SMOW)}} (\text{‰})$	۳/۳۸	۲/۹۴	۲/۶۹	۴/۱۱	۳/۵۷	۳/۸۴	۴/۲۳	۳/۶۱	۳/۹۲
$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} (\text{‰})$	-۶/۶			-۶/۲			-۶/۳		
T (°C)	۱۵۱/۹	۱۵۶/۴	۱۵۸/۹	۱۴۸/۷	۱۵۴/۱	۱۵۱/۴	۱۴۶/۵	۱۵۲/۷	۱۴۹/۶

برداشت

پژوهش‌های اخیر نشان داده‌اند که بررسی‌های ایزوتوپی در همراهی با بررسی سیال‌های درگیر می‌توانند رهیافتی قابل اتکا برای تعیین شرایط تشکیل کانی‌ها باشند. در این پژوهش، مقادیر ایزوتوپ اکسیژن کانی‌های عقیق، کوارتز و کلسیت و مقادیر ایزوتوپ هیدروژن سیال‌های درگیر در بلورهای کوارتز با دقت بالا اندازه‌گیری شد و بر پایه روابط تعریف شده، مقادیر ایزوتوپ اکسیژن سیال سازنده کانی و دمای تشکیل کانی‌ها محاسبه گردید. مقادیر ایزوتوپ اکسیژن محاسبه شده برای سیال‌های درگیر و مقادیر اندازه‌گیری شده این ایزوتوپ از کانی‌های کلسیت نشان دادند که آب‌های جوی مسؤل اصلی کانی‌سازی در منطقه مورد بررسی هستند. برای سیال‌های درگیر موجود در بلورهای کوارتز گستره دمای $119-127^{\circ}\text{C}$ به دست آمد و برای عقیق‌ها و کلسیت‌ها به ترتیب گستره

دماهای 51.7 تا 63.9 و 146.5 تا 158.9°C محاسبه گردید. با توجه به داده‌های دمایی به دست آمده می‌توان نتیجه گرفت که در همراهی سه کانی کلسیت-کوارتز-عقیق و با فرض سیال واحد برای هر سه کانی، کلسیت نخستین و عقیق آخرین فاز کانیایی تشکیل شده هستند.

تصور می‌شود که آب‌های جوی در منطقه مورد بررسی از راه گسل‌های موجود تا عمق مشخصی به درون واحدهای آتشفشانی جوان نفوذ کرده، گرم شده و با تبدیل شدن به سیال گرمایی و ایجاد دگرسانی آرژیلیکی در سنگ‌های آتشفشانی سبب رهاسازی سازاهای سیلیسی از کانی‌های دگرسان شده گردیده‌اند (شکل ۸). این سیال‌ها با نفوذ به مناطق سطحی‌تر و با چرخش درون حفره‌ها و شکستگی‌های سنگ‌های میزبان آتشفشانی و رسوب سیلیس و سایر سازاهای همراه خود سبب تشکیل عقیق و دیگر کانی‌ها در آنها شده‌اند.



شکل ۸ مدل مفهومی از چگونگی تشکیل عقیق و کانی‌های همراه در منطقه مورد بررسی.

قدردانی

به این وسیله از هیئت تحریریه محترم و داوران ارجمند مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران برای بررسی دقیق مقاله و ارائه دیدگاه‌های تخصصی قدردانی می‌شود.

مراجع

- [12] Baldorj B., Wagner T., Mark G., "A fluid inclusion and stable-isotope study of hydrothermal vein mineralization, Schwarzwald district, Germany", *Journal of Geological Issues* 494 (2018) 5–31.
- [13] Rezaei-Kahkhaei M., Ansarifar O., Ghasemi H., "Geochemistry and oxygen stable isotopes of Reza Abad agates, SE Shahrood, Central Iran: An approach to temperature and formation process", *Journal of economic geology* 11 (2019) 525–541.
- [14] Aghanabati S.A., "Geology of Iran", Geological Survey & Mineral Exploration of Iran (in persian).
- [15] Stocklin J., "Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and central Asia, *Mem. Ser. Society of Geology of France*", 8 (1977) 333–353.
- source" *Lithos* 180–181 (2013) 109–127.
- [16] Winchester J.A., Floyd P.A., "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements", *Chemical Geology* 20 (1977) 325–343.
- [17] Ghasemi Siani M., Mehrabi B., Azizi H., Wilkinson C.M., Ganerod M., "Geochemistry and geochronology of the volcano-plutonic rocks associated with the Glojeh epithermal gold mineralization, NW Iran", *Open Geosciences* 7 (2015) 207–222.
- [18] Castro A., Aghazadeh M., Badrzadeh Z., Chichorro M., "Late Eocene–Oligocene post-collisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran: An example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle
- [19] Götze J., Möckel R., Pan Y., "Mineralogy, Geochemistry and Genesis of Agate—A Review", *Minerals* 10 (2020) 1037.
- [20] Lu H.Y., Linb C.K., Linb W., Lioua T.S., Chenc W.F., Chang P.Y., "A natural analogue for CO₂ mineral sequestration in Miocene basalt in the Kuanhsi-Chutung area, Northwestern Taiwan", *International Journal of Greenhouse Gas Control* 5 (2011) 1329–1338.
- [21] Anderson J.A., "Characteristics of Leached capping and techniques of appraisal, pp.275-296 in S. R. Titley, Ed. *Advances in Geology of the porphyry copper deposits*". Southwestern North America, Tucson, University of Arizona Press (1981).
- [1] Moxon T., "Agate: A Study of Ageing", *European Journal of Mineralogy* 14 (2003) 1109–1118.
- [2] Götze J., "Agate—Fascination between Legend and Science", In *Agates III*; Zenz J., Ed.; Bode-Verlag: Haltern, Germany (2011).
- [3] Götze J., Möckel R., Vennemann T. Müller A., "Origin and geochemistry of agates from Permian volcanic rocks of the Sub-Erzgebirge basin (Saxony, Germany)" *Chemical Geology* 428 (2016) 77–91.
- [4] Pabian R.K., Zarins A., "Banded Agates—Origins and Inclusions", Educational Circular No. 12; University of Nebraska: Lincoln, RI, USA, (1994).
- [5] Rich P.V., Rich T.H., Fenton M.A., Fenton C.L., "The Fossil Book—A Record of Prehistoric Life" Dover Publications: Mineola, NY, USA (2020).
- [6] Moxon T., "A re-examination of water in agate and its bearing on the agate genesis enigma", *Mineralogical Magazine* 81 (2017) 1223–1244.
- [7] Moxon T., Carpenter M.A., "Crystallite growth kinetics in nanocrystalline quartz (agate and chalcedony)", *Mineralogical Magazine* 73 (2009) 551–568.
- [8] Götze J., Möckel R., Pan Y., "Mineralogy, Geochemistry and Genesis of Agate—A Review", *Minerals* 10 (2020) 1037.
- [9] Harris C., "Oxygen-isotope geochemistry of a quartz-agate geode from north western Namibiya", *Communications of the Geological Survey of South West Africa/Namibia* 4 (1988) 43–44.
- [10] Harris C., "Oxygen-isotope zonation of agates from Karoo volcanics of the Skeleton Coast, Namibiya", *American Mineralogist* 74 (1989) 476–481.
- [11] Götze J., Tichomirowa M., Fuchs H., Pilot J., Sharp Z.D., "Geochemistry of agates: A trace element and stable isotope study", *Chemical Geology* 175 (2001) 523–541.

- [31] Hedenquist J.W., Arribas A., Gonzalez-Urien E., "Exploration for epithermal gold deposits", *Reviews in Economic Geology* 13 (2000) 245–277.
- [32] Kim S.T., O'neil J.R., "Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61 (1997) 3461–3475.
- [33] Anderson T.F., Arthur M.A., "Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems". In: Arthur M.A., Anderson T.F., Kaplan I.R., Veizer J., Land L.S. (Eds.), *Stable Isotopes in Sedimentary Geology*, SEPM Short Course 10 (1983) 1–151.
- [34] Lu H-Y., Lin C-K., Lin W., Liou T-S., Chen W-F., Chang P-Y., "A natural analogue for CO₂ mineral sequestration in Miocene basalt in the Kuanhsi-Chutung area, Northwestern Taiwan", *International Journal of Greenhouse Gas Control* 5 (2011) 1329–1338.
- [35] Lohmann K.C., "Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst". In: James N.P., Choquette P.W. (Eds.), *Paleokarst*. Springer-Verlagmew, New York, pp. 58–80.
- [36] Hajjalilou B., Rezaie H., "Geological map of Kivi", Geological Survey & Mineral Exploration of Iran (2006) (in persian).
- [37] Fulignati P., "Clay minerals in hydrothermal systems", *Minerals* 10 (2020) 919.
- [22] Kousehlar M., Weisenberger T.B., Tutti F., Mirnejad M., "Fluid control on low-temperature mineral formation in volcanic rocks of Kahrizak, Iran". *Geofluids* 12 (2012) 295–311.
- [23] Nooitgedacht C.W., van der Lubbe H.J.L., de Graaf S., Ziegler M., Staudigel P.T., Reijmer J.J.G., "Restricted internal oxygen isotope exchange in calcite veins: Constraints from fluid inclusion and clumped isotope-derived temperatures", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 297 (2021) 24–39.
- [24] Sharp Z., "Principles of stable isotope geochemistry", Pearson Education (2007).
- [25] Clayton R.N., O'Neil J.R., Mayeda T.K., "Oxygen Isotope Exchange between Quartz and Water", *Journal of Geophysical Research* 77 (1972) 3057–3067.
- [26] Lai J., Ju P., Tao J., Yang B., Wang X., "Characteristics of fluid inclusions and metallogenesis of annage gold deposit in Qinghai province", China, *Open Journal of Geology* 5 (2015) 780–794.
- [27] Rollinson H.R., "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation" Harlow: Longman Scientific & Technical, (1993).
- [28] Taylor H.P., "The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition", *Economic Geology* 69 (1974) 843–883.
- [29] Hoefs J., "Stable Isotope Geochemistry", 4th ed. Springer: Heidelberg, Germany (1997).
- [30] Moxon T., Palyanova G., "Agate genesis: A continuing enigma", *Minerals* 10 (2020) 953.