

Constraints on isotope thermometry of quartz-aluminosilicate veins in the Hamadan region using Oxygen stable isotopes

A. Sepahi ¹, Aaron Cavosie ²

1- Department of Geology, Bu Ali Sina University, Hamadan, Iran.

2- Department of Geology, University of Wisconsin, USA.

E-mail: sepahi@basu.ac.ir

(Received: 28/11/2004, received in revised form: 27/4/2005)

Abstract: The quartz-aluminosilicate veins in the Hamadan region consist of quartz with one, two or three polymorphs of aluminum silicate (andalusite, kyanite and sillimanite). In some veins other accessory minerals (i.e. garnet, chlorite, muscovite, staurolite, biotite and plagioclase) are present. The petrogenesis of these veins and their country rocks have been previously described; this paper studies oxygen isotope ratios of co-existing quartz and Al_2SiO_5 to determine formation conditions and genesis of these veins. The $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ values of quartz, andalusite, kyanite and sillimanite range from: +(16.8-17.1)‰, +(14.2-14.5)‰, +14.1‰ and +14.6‰, respectively. These results indicate a possible metamorphic origin for fluids responsible for the formation of these veins and magmatic origin of fluids is unlikely. The estimate temperature for the formation of veins is about ~ 480-550 °C, a range that consistent with petrographic observations in the veins and previous thermometry results on host rocks of veins.

Keywords: *Isotope thermometry, quartz-aluminosilicate veins, oxygen stable isotopes, metamorphism.*



مطالعهٔ دماسنجی ایزوتوپی رگه‌های کوارتز-آلومینوسیلیکات منطقهٔ همدان با استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن

علی اصغر سپاهی^۱، آرون کاووزی^۲

۱- گروه زمین شناسی، دانشگاه بوعلی سینا همدان

۲- گروه زمین شناسی، دانشگاه ویسکانسین، ایالات متحده آمریکا

پست الکترونیکی: sepahi@basu.ac.ir

(دریافت مقاله ۸۳/۹/۷، دریافت نسخه نهایی ۸۴/۲/۷)

چکیده: رگه‌های کوارتز - آلومینوسیلیکات منطقهٔ همدان از کوارتز همراه با یک، دو، و یا سه سیلیکات آلومینیم (Al_2SiO_5) چندریخت شامل آندالوزیت، کیانیت و سیلیمانیت تشکیل یافته‌اند. در برخی از این رگه‌ها، کانی‌های فرعی دیگری مانند پلاژیوکلاز، گارنت، کلریت، بیوتیت، استارولیت و مسکویت دیده می‌شوند. سنگ‌زایی این رگه‌ها و سنگ‌های در برگیرنده آنها قبلاً مورد بررسی قرار گرفته است. بنابراین در این مطالعه نسبت‌های ایزوتوپی اکسیژن در کوارتز و آلومینوسیلیکات هم‌زیست را برای برآورد شرایط تشکیل و خاستگاه این رگه‌ها اندازه‌گیری کردیم. مقدار $\delta^{18}O/^{16}O$ در کوارتز حدود $+16.8$ تا $+17.1$ ‰، در آندالوزیت $+14.2$ تا $+14.5$ ‰، در کیانیت $+14.1$ ‰ و در سیلیمانیت $+14.6$ ‰ است. این داده‌ها نشان می‌دهند که آبگون‌های مسئول ایجاد رگه‌ها دارای خاستگاه دگرگونی هستند و خاستگاه ماگمایی در مورد آنها بعید به نظر می‌رسد. دمای تشکیل رگه‌ها بین 480 تا 550 °C تخمین زده شده است، که این گسترهٔ دمایی با مطالعات سنگ‌شناسی رگه‌ها، و نتایج دماسنجی پیشین روی سنگ‌های میزبان رگه‌ها هماهنگی دارد.

واژه‌های کلیدی: دماسنجی ایزوتوپی، رگه‌های کوارتز-آلومینوسیلیکات، ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن، دگرگونی.

مقدمه

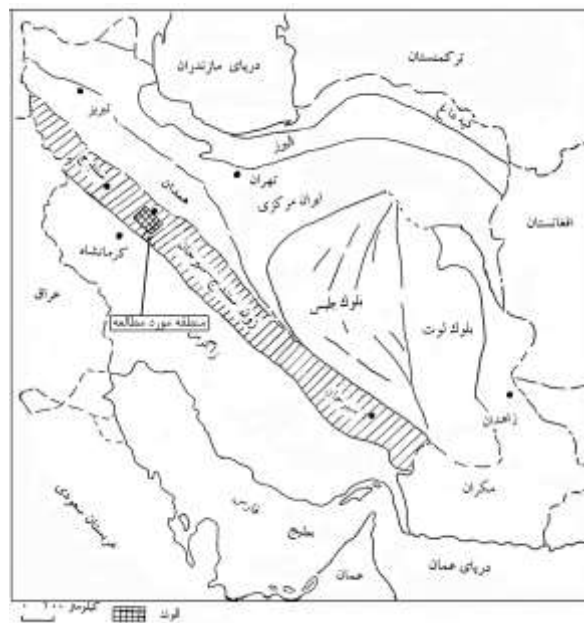
مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار، یکی از رایج‌ترین روش‌هایی است که در سال‌های اخیر برای تعیین خاستگاه سنگ‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. هنگامی که دو یا چند کانی هم‌یافت در حال تعادل ایزوتوپی باشند می‌توان از روی تبادل ایزوتوپ‌ها بین کانی‌ها دمای تشکیل آنها را تخمین زد. در این بررسی ایزوتوپ‌های اکسیژن کانی‌های کوارتز، کیانیت، آندالوزیت، سیلیمانیت، و گارنت موجود در رگه‌های کوارتز - آلومینوسیلیکات در آزمایشگاه ژئوشیمی ایزوتوپی دانشگاه ویسکانسین، ایالت متحده آمریکا، اندازه‌گیری شده‌اند. سپس با استفاده از جدول‌ها و روش‌های معتبر تعیین خاستگاه و دما [۱ تا ۳]، داده‌های ایزوتوپی تفسیر و نتایج آن در این مقاله ارائه شده است.

روش آنالیز

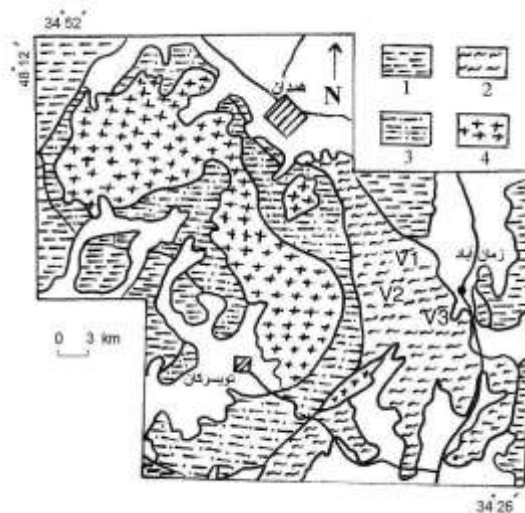
با توجه به دانه‌درشت بودن نمونه‌ها و سهولت تفکیک کانی‌های مورد مطالعه (کوارتز، سیلیمانیت، آندالوزیت و کیانیت) از گستره‌هایی به اندازه ۳ تا ۴ میلی‌متر مکعب نمونه‌ها جدا شده‌اند. دانه‌های تمیز با مطالعه در زیر نور از بقیه دانه‌ها تفکیک شدند. سپس دانه‌های انتخاب شده در اسید فلئوریدریک غلیظ قرار داده شده‌اند تا کانی‌های اضافی احتمالی (مانند کلریت و مسکویت) که ممکن است به دانه‌های کانی‌های مورد نظر چسبیده باشند، از آنها جدا شوند. آنالیز $\delta^{18}\text{O}$ با در نظر گرفتن استاندارد SMOW هر بار روی ۲ میلی‌گرم از نمونه‌های کوارتز و آلومینوسیلیکات در دانشگاه ویسکانسین با اسپکترومتر جرمی مدل Finnigan-MAT 251 با منبع گازی و با استفاده از معرف BrF_5 و لیزر 32 W CO_2 صورت گرفته است [۴ و ۵]. زوج کانی‌های کوارتز - آلومینوسیلیکات در دو نوبت مورد آنالیز قرار گرفتند که نتایج بسیار به هم نزدیک بوده و آنالیز از صحت قابل قبولی برخوردار است. دقت آنالیزها با نمونه استاندارد گارنت UWG-2 دارای $\delta^{18}\text{O} = 5.8$ در مقایسه با استاندارد SMOW، امتحان شده است که برای دو نوبت آنالیز به ترتیب 0.105% و 0.12% برآورد شده است.

موقعیت زمین شناسی

منطقه مورد مطالعه بخشی از نوار دگرگون موسوم به زون سنندج- سیرجان است (شکل ۱) و بیشتر از سنگ‌های آذرین درونی و سنگ‌های دگرگونی پلیتی (رسی) تشکیل شده است (شکل ۲). بین سنگ‌های رسی دگرگون (متاپلیت‌ها)، میان لایه‌هایی از متابازیت‌ها (مانند آمفیبول شیست و آمفیبولیت)، متاکربنات‌ها، کالک‌سیلیکات‌ها، متاسامیت‌ها و کوارتزیت قابل مشاهده‌اند. رگه‌های آلومینوسیلیکات‌دار اغلب شیستهای پلیتی را قطع می‌کنند ولی گاهی سایر سنگ‌ها و حتی گرانیت‌ها را بریده‌اند. این رگه‌ها بر حسب نوع آلومینوسیلیکات چند ریختی موجود در آنها در برخی مراجع به انواع مختلفی تقسیم شده‌اند [۶ تا ۹]. همان‌طور که دامنه کانی‌شناسی این رگه‌ها متنوع است، شرایط فشار و دمای تشکیل آنها نسبت به یکدیگر تفاوت اندکی نشان می‌دهد.



شکل ۱ موقعیت جغرافیایی زون سنندج-سیرجان، شهر همدان و رشته کوه الوند که منطقه مورد مطالعه بخشی از آن را شامل می‌شود.



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه مورد مطالعه. ۱- اسلیت و فیلیت، ۲- میکاشیستهای گارنت، آندالوزیت، سیلیمانیت و استارولیت‌دار که نمونه‌های مورد مطالعه (V1، V2 و V3) این سنگها را بریده‌اند. V1: رگه‌دارای آندالوزیت-کیانیت-سیلیمانیت، V2: رگه‌دارای آندالوزیت-کیانیت، V3: رگه‌دارای آندالوزیت-سیلیمانیت. ۳- هورنفلس و شیستهای هورنفلسی شده، ۴- توده‌های نفوذی گرانیتی، دیوریتی و گابرویی.

کانی‌شناسی رگه‌ها

رگه‌های آلومینوسیلیکات‌دار در منطقه مورد مطالعه دارای یک، دو، و یا سه سیلیکات آلومینیم (Al_2SiO_5) چندریختی هستند. این رگه‌ها را می‌توان به انواع دارای یک Al_2SiO_5 چندریختی مانند رگه‌های کوارتز-آندالوزیت، کوارتز-کیانیت، و کوارتز-سیلیمانیت، با دو نوع Al_2SiO_5 چندریختی مانند رگه‌های کوارتز-آندالوزیت-کیانیت، کوارتز-آندالوزیت-سیلیمانیت و کوارتز-کیانیت-سیلیمانیت و سه نوع Al_2SiO_5 چندریختی یعنی رگه‌های کوارتز-آندالوزیت-کیانیت-سیلیمانیت تقسیم کرد [۷].

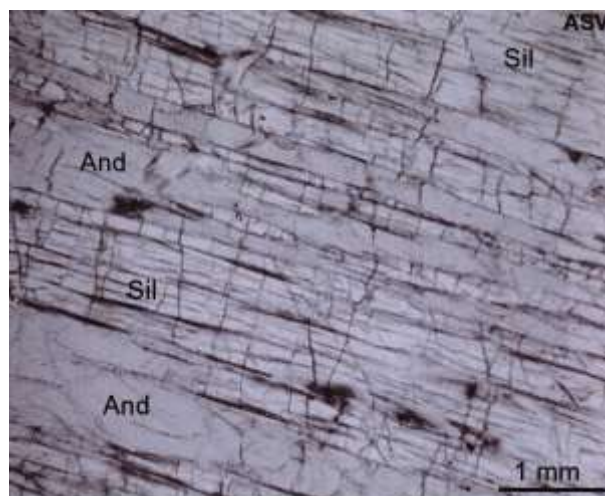
در رگه‌های کوارتز-آلومینوسیلیکات مورد مطالعه، کانی‌های زیر یافت می‌شوند:

کوارتز: مقدار این کانی از یک رگه به رگه دیگر و در هر رگه از حاشیه به مرکز متغیر است. **آندالوزیت:** هم به صورت بلورهای مجزا و هم به صورت رشد توأم با سیلیمانیت دیده می‌شود (شکل ۳).

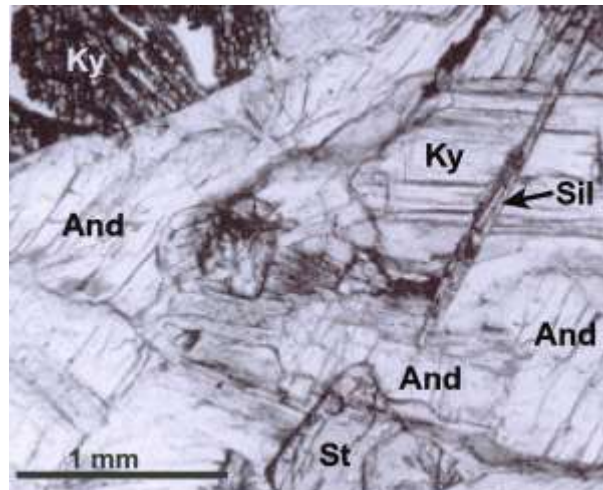
سیلیمانیت: به صورت رشد توأم با آندالوزیت و گاهی به صورت متقاطع با بلورهای آندالوزیت و کیانیت دیده می‌شود (شکل ۴).

کیانیت: هم به صورت بلورهای مجزا و هم در داخل بلورهای آندالوزیت یافت می‌شود (شکل ۵). رگه‌هایی که با اندازه‌گیری ایزوتوپها و دماسنجی مورد مطالعه قرار گرفتند عبارتند از: رگه‌های کوارتز-آندالوزیت-کیانیت، کوارتز-آندالوزیت-سیلیمانیت و کوارتز-آندالوزیت-کیانیت-سیلیمانیت.

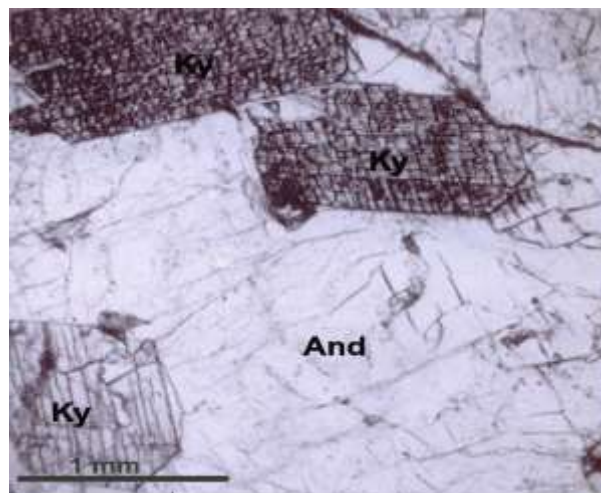
سایر کانی‌های فرعی یا کمیاب‌تر در رگه‌ها عبارتند از: مقدار کمی از کانی‌های گارنت، استارولیت، مسکویت، بیوتیت، کلریت، گرافیت و پلاژیوکلاز.



شکل ۳ رشد توأم (تداخلی) آندالوزیت (And) و سیلیمانیت (Sil) در یکی از رگه‌های کوارتز-آلومینوسیلیکات. تصویر در نور پلاریزان (PPL).



شکل ۴ کانیهای آندالوزیت (And)، سیلیمانیت (Sil)، کینایت (Ky) و استارولیت (St) در یکی از رگه‌های کوارتز-آلومینوسیلیکات. تصویر در نور پلاریزان (PPL).



شکل ۵ بلورهای کینایت (Ky) در داخل آندالوزیت (And) در یکی از رگه‌های کوارتز-آلومینوسیلیکات. تصویر در نور پلاریزان (PPL).

سنگ‌شناسی سنگ‌های میزبان رگه‌ها

با توجه به اینکه سنگ‌شناسی سنگ‌های میزبان رگه‌ها در مراجع [۷ تا ۱۰] آمده‌اند، در اینجا فقط سنگ میزبان رگه‌هایی را که داده‌های ایزوتوپی آنها موجود است مورد نظر قرار دادیم. میکاشیست‌های دارای آندالوزیت، سیلیمانیت، استارولیت و گارنت، سنگ میزبان رگه‌هایی

هستند که دارای هر سه آلومینوسیلیکات چندریخت یعنی (آندالوزیت، کیانیت و سیلیمانیت) هستند. طول بلورهای آندالوزیت موجود در سنگ‌های میزبان و در رگه‌ها به بیش از ۲۰ سانتی متر هم می‌رسد. بلورهای آندالوزیت گاهی به طور ناقص یا کامل با سیلیمانیت جایگزین شده‌اند. بافت این سنگ‌ها پورفیرولپیدوبلاستیک است.

سنگ میزبان رگه‌های دارای آندالوزیت-کیانیت، میکاشیست‌های دارای استارولیت، آندالوزیت و گارنت هستند. علاوه بر کوارتز، میکا و کانیه‌های فوق که فراوانترین کانی‌های این سنگ‌ها هستند، کانی‌های کمیاب تری نظیر گرافیت و پلاژیوکلاز نیز در این سنگ‌ها و رگه‌های موجود در آنها یافت می‌شوند.

سنگ میزبان رگه‌های دارای آندالوزیت - سیلیمانیت، میکاشیست‌های دارای آندالوزیت، سیلیمانیت و گارنت هستند. علاوه بر کوارتز، بیوتیت و آندالوزیت-سیلیمانیت کانی‌های دیگری نظیر پلاژیوکلاز، مسکوویت و کانی‌های کدر در این سنگ‌ها و رگه‌های موجود در آنها به مقدار کم یافت می‌شوند.

سنگ‌های دور از محل پراکندگی رگه‌ها اغلب شامل میکاشیست (فاقد آندالوزیت، کیانیت و سیلیمانیت)، فیلیت و اسلیت هستند. در این سنگ‌ها رگه‌های کوارتزار وجود دارند اما این رگه‌ها دارای Al_2SiO_5 های چندریخت نیستند.

در جدول ۱ کانی‌های هم‌بافت (پاراژنز) سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در زون‌های دگرگونی مختلف ترسیم شده است. رگه‌های مورد مطالعه اغلب در زون‌های آندالوزیت، استارولیت و سیلیمانیت پراکنده هستند.

جدول ۱ پاراژنهای کانیها در زونهای دگرگونی مختلف در منطقه مورد مطالعه.

کانیها/ زونها	زون کلریت	زون بیوتیت	زون گارنت	زون آندالوزیت	زون استارولیت	زون سیلیمانیت
کوارتز	=====					
کلریت	=====					
بیوتیت	=====					
مسکوویت	=====					
گارنت	=====					
آندالوزیت	=====					
استارولیت	=====					
کیانیت	=====					
سیلیمانیت	=====					

ژئوشیمی ایزوتوپی رگه‌ها

نسبت‌های ایزوتوپی $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ برای تعیین خاستگاه و دمای تشکیل کانی‌ها، سنگ‌ها و آب‌های طبیعی کاربرد دارد [۱۱ و ۱۲]. سنگ‌های آذرین، دگرگونی و رسوبی هر یک مقادیر خاصی از نسبت‌های ایزوتوپی $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ را دارند. بررسی تفریق ایزوتوپ‌های اکسیژن بین کانی‌های دگرگون و نتایج دماسنجی حاصل از آن روش دقیق‌تری نسبت به سایر روش‌های دماسنجی مرسوم به شمار می‌آید [۱۳ تا ۱۶]. دماسنجی به وسیله تفریق ایزوتوپ‌های اکسیژن نیز می‌تواند به عنوان روشی برای تأیید نتایج سایر روش‌های دماسنجی به کار رود. از مقایسه مقادیر اندازه‌گیری شده با مقادیر نمودارهای نشانگر گستره تغییرات δ در این سنگ‌ها، کانی‌ها و آب‌ها، می‌توان خاستگاه نمونه مورد مطالعه را تعیین کرد. رابطه ساده زیر برای محاسبه تغییرات ایزوتوپی (δ) به کار می‌رود [۱۷]:

$$1000 \times ((\text{نسبت ایزوتوپی نمونه}) / (\text{نسبت ایزوتوپی استاندارد} - \text{نسبت ایزوتوپی نمونه})) = \delta \text{ ‰}$$

یا:

$$1000 \times ((1) - (\text{نسبت ایزوتوپی استاندارد} / \text{نسبت ایزوتوپی نمونه})) = \delta \text{ ‰}$$

برای ایزوتوپهای اکسیژن معادله اخیر به صورت زیر خواهد بود:

$$1000 \times (1 - (\text{استاندارد } ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}) / (\text{نمونه } ^{18}\text{O}/^{16}\text{O})) = \delta \text{ ‰}$$

چون تفکیک ایزوتوپی بین کانی‌ها، مستقل از فشار ولی تابع دماست، بنابراین با تعیین نسبت‌های ایزوتوپی $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ می‌توان دمای تشکیل زوج کانی‌های در حال تعادل ایزوتوپی را محاسبه کرد [۱۸ و ۱۹]. رگه‌هایی که متشکل از کوارتز و یک، دو یا سه آلومینوسیلیکات چندریخت هستند، از جمله نمونه‌های ایده‌آل برای تخمین دمای تشکیل رگه‌ها در سرزمین‌های آذرین و دگرگونی به‌شمار می‌آیند. تخمین دمای سیستمی متشکل از یک فاز دیرگداز (مانند آلومینوسیلیکات‌ها) و یک خاستگاه با انتشار ایزوتوپی وسیع (مانند کوارتز) به روش دماسنجی به وسیله کانی‌های فرعی دیرگداز RAM خوانده می‌شود [۲۰]. با توجه به عدم مشاهده قطع شدگی بلورهای آلومینوسیلیکات با کوارتز و برعکس در رگه‌های مورد مطالعه، این کانی‌ها با هم در تعادل بافتی بوده و به احتمال زیاد در تعادل ایزوتوپی نیز هستند، لذا می‌توان با استفاده از آنها دماسنجی کرد. با توجه به اینکه دمای تثبیت اکسیژن در شبکه آلومینوسیلیکات‌ها بالاست، بنابراین حین سرد شدن، این کانی‌ها تبادل اکسیژن با محیط خود ندارند و چون کوارتز کانی دیگری برای مبادله اکسیژن در کنار خود ندارد لذا تبادل ایزوتوپی تقریباً بعد از تثبیت اکسیژن در شبکه آلومینوسیلیکات‌ها از بین می‌رود، یعنی مبادله ایزوتوپی بین کوارتز و آلومینوسیلیکات‌ها همانی است که در دمای بالا حین تشکیل رخ می‌دهد.

مقبول‌ترین عامل‌های تفریق ایزوتوپی برای آلومینوسیلیکات‌ها عامل‌هایی هستند که شارپ در مرجع [۱] معرفی کرده است. با توجه به داده‌های ایزوتوپی اکسیژن در جدول ۲ و مقایسه این داده‌ها با گستره مقادیر ایزوتوپی سنگ‌ها و آب‌های طبیعی در شکل‌های ۶ و ۷، و نیز با استفاده از روش پیشنهادی در مرجع [۱] برای تخمین دمای تشکیل آلومینوسیلیکات‌های چندریخت، خاستگاه و دمای تشکیل رگه‌های کوارتز-آلومینوسیلیکات را حدس زده‌ایم. در روش ارائه شده در مرجع [۱]، با توجه به معادله زیر دمای تشکیل کانی‌های رگه‌های فوق تخمین زده می‌شود:

$$1000 \ln \alpha_{(x,y)} = A \times 10^6 / T$$

در این رابطه داریم:

$$\alpha = (\text{نسبت } ^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ در کانی } y) / (\text{نسبت } ^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ در کانی } x)$$

$$\delta x - \delta y = \Delta(x-y) \approx 1000 \ln \alpha_{(x-y)}$$

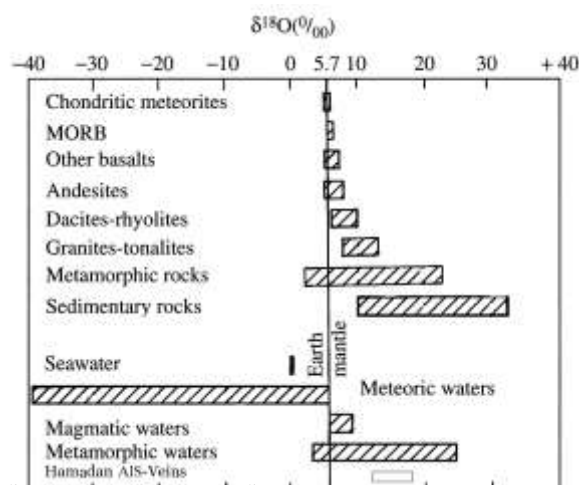
مقدار A بستگی به زوج کانی‌هایی دارد که ایزوتوپ‌های آنها مورد نظر است. برای زوج کوارتز-آلومینوسیلیکات مقدار A حدود ۲/۲۵ در نظر گرفته می‌شود. T دما برحسب در مقیاس کلوین است. بین آلومینوسیلیکات‌ها تفریق ایزوتوپی قابل اندازه‌گیری مشاهده نشده است، بنابراین مقدار A برای این سه چندریخت (برای زوج‌های کوارتز-سیلیمانیت، کوارتز-کیانیت و کوارتز-آندالوزیت) یکسان در نظر گرفته شده است.

مطالعات سایر زمین‌شناسان روی ایزوتوپ‌های اکسیژن نیز نشان داد که روش مرجع [۱] و عوامل پیشنهادی شارپ در این روش، برای تخمین دما روش قابل قبولی است [۲۱ تا ۲۳]. ویژگی‌های ایزوتوپی برخی از کانی‌ها برای تخمین فشار با استفاده از ترکیب ایزوتوپی اکسیژن نیز می‌تواند مورد استفاده قرار گیرد [۲۴].

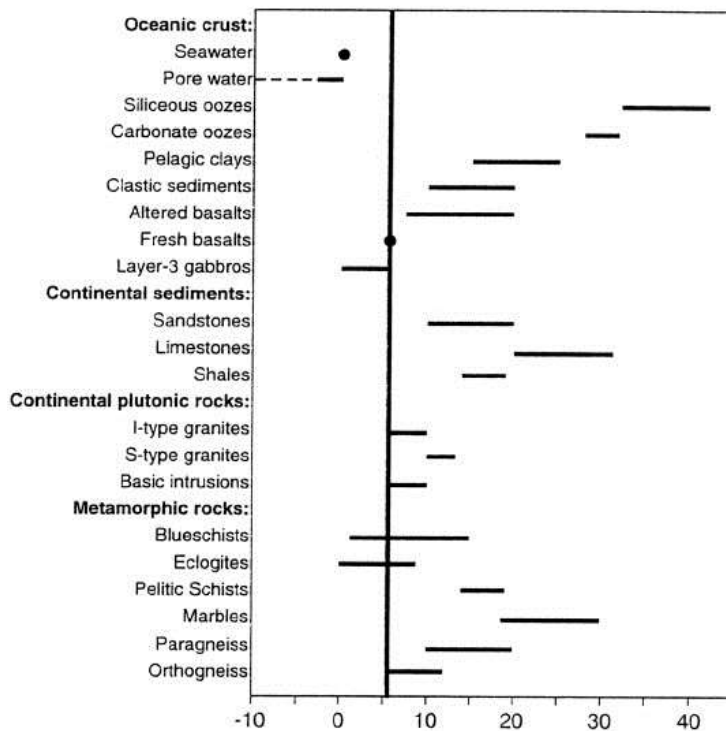
با توجه به داده‌های جدول ۲ و با در نظر گرفتن معادله فوق [۱]، دمای تشکیل رگه‌های دارای آندالوزیت - کیانیت - سیلیمانیت حدود ۵۰۰ تا ۵۳۰°C، رگه‌های دارای آندالوزیت - کیانیت حدود ۴۸۰°C و رگه‌های دارای آندالوزیت - سیلیمانیت حدود ۵۵۰°C تخمین زده می‌شود. لازم به تذکر است که قبلاً با ژئوترموتر بیوتیت-گارنت سنگ‌های میزبان رگه‌ها، دمایی در حدود ۵۲۰ تا ۵۷۰°C را پیشنهاد کرده‌اند [۹]. مقایسه دامنه تغییرات مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در رگه‌ها (۱۳ تا ۱۷% در مقایسه با SMOW) با مقادیر شکل‌های ۶ و ۷ نشان می‌دهد که آبگون‌های سازنده رگه‌ها خاستگاه دگرگونی داشته و احتمالاً حاصل از واکنش‌های آبزدا (و کربن‌زدا) حین دگرگونی سنگ‌های رسی و سنگ‌های همراه بوده‌اند.

جدول ۲ نسبت‌های ایزوتوپیهای اکسیژن (بر حسب قسمت در هزار در مقایسه با SMOW وین).
 (V1: رگه کوارتز- آندالوزیت-کیانیت-سیلیمانیت، V2: رگه کوارتز- آندالوزیت-کیانیت، V3: رگه کوارتز- آندالوزیت-سیلیمانیت، St: استارولیت، Ky: کیانیت، Gr: گارنت، Sil: سیلیمانیت، Qz: کوارتز).

شماره نمونه	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Qz}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{And}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Ky}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Sil}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Gr}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{St}}$
V1	۱۶٫۸۵	۱۴٫۳۲	۱۴٫۲	-	۱۳٫۳۱	-
V1	۱۶٫۶۱	۱۴٫۴۸	۱۴٫۱۳	-	۱۳٫۳۱	-
V1	۱۷٫۲۱	۱۴٫۴۸	۱۴٫۱۹	-	-	-
V1	۱۶٫۸۸	۱۴٫۳۷	۱۴٫۱۰	-	-	-
V1	۱۶٫۹۷	-	۱۴٫۱۷	-	-	-
میانگین	۱۶٫۹۰	۱۴٫۴۱	۱۴٫۱۴	-	۱۳٫۳۱	-
V2	۱۷٫۰۰	۱۴٫۳۱	۱۴٫۱۵	-	-	۱۳٫۵۷
V2	۱۷٫۱۶	۱۴٫۰۷	۱۴٫۰۸	-	-	۱۳٫۴۸
میانگین	۱۷٫۰۸	۱۴٫۱۹	۱۴٫۱۲	-	-	۱۳٫۵۳
V3	۱۶٫۸۴	۱۴٫۵۹	-	۱۴٫۶۴	-	-
V3	۱۶٫۸۲	۱۴٫۴۴	-	۱۴٫۴۹	-	-
میانگین	۱۶٫۸۳	۱۴٫۵۲	-	۱۴٫۵۷	-	-
مقادیر Δ	$\Delta^{18}\text{O} (\text{Qz}-\text{And})$	$\Delta^{18}\text{O} (\text{Qz}-\text{Ky})$	$\Delta^{18}\text{O} (\text{Qz}-\text{Sil})$	$\Delta^{18}\text{O} (\text{Qz}-\text{Gr})$	$\Delta^{18}\text{O} (\text{Qz}-\text{St})$	-
V1	۲٫۴۹	۲٫۷۶	-	۳٫۵۹	-	-
V2	۲٫۸۹	۲٫۹۶	-	-	۳٫۵۵	-
V3	۲٫۳۱	-	۲٫۲۶	-	-	-



شکل ۶ مقایسه مقادیر ایزوتوپیهای اکسیژن در سنگها، آبهای طبیعی و رگه‌های آلومینوسیلیکات‌دار منطقه همدان در مقایسه با استاندارد SMOW. اقتباس شده از [۲۴] به نقل از [۲ و ۳].



شکل ۷ نمودار مقادیر ایزوتوپی اکسیژن ^{18}O در سنگهای مختلف. در این نمودار مقادیر ایزوتوپی رگه‌های مورد مطالعه (۱۳ تا ۱۷ ‰ $\delta^{18}\text{O}$ در مقایسه با استاندارد SMOW) تقریباً مشابه مقادیر مربوط به شیستهای پلیتی است. اقتباس از [۲۵].

چنانکه در شکل ۷ دیده می‌شود، دامنه تغییرات مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در رگه‌ها (۱۳ تا ۱۷ ‰) با دامنه تغییرات مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در شیستهای پلیتی (رسی) مطابقت زیادی دارد. از آنجا که فراوانی ایزوتوپ‌های نمونه‌های مورد مطالعه با مقادیر مربوط به سنگ‌ها و آبگون‌های دگرگونی مطابقت دارد بنابراین، رگه‌های مورد مطالعه احتمالاً همزمان با فرآیندهای دگرگونی در اثر نفوذ و چرخش آبگون‌های دگرگونی در سنگ‌ها ایجاد شده‌اند. با توجه به ترکیب ایزوتوپ‌های اکسیژن، احتمال تشکیل این رگه‌ها از آبگون‌های ماگمایی حاصل تبلور گرانیتهای الوند و یا سایر آبگون‌های گرمایی با خاستگاه آذرین وجود ندارد.

برداشت

با توجه به مطالعه مقادیر ایزوتوپ‌های اکسیژن (۱۳ تا ۱۷ ‰ $\delta^{18}\text{O}$ در مقایسه با SMOW) و مقایسه این مقادیر با جدول‌های مربوط به مقادیر ایزوتوپی سنگ‌ها و آب‌های با خاستگاه‌های مختلف، می‌توان گفت که رگه‌های کوارتز-آلمینوسیلیکات منطقه مورد مطالعه که دارای یک،

دو یا سه سیلیکات آلومینیم Al_2SiO_5 چندریخت هستند، در اثر چرخش و نفوذ آبگون‌ها با خاستگاه دگرگونی حاصل شده و از مذاب‌ها یا آبگون‌ها با خاستگاه آذرین حاصل نشده‌اند. شرایط تشکیل این رگه‌ها (به‌ویژه از نظر درجه حرارت) شباهت زیادی با سنگ‌های میزبان خود دارد، هر چند گاهی کانی‌شناسی رگه‌ها با میزبان خود اختلافاتی را نشان می‌دهد. با توجه به فرمول‌های متداول برای دماسنجی ایزوتوپی این نوع رگه‌ها و با در نظر گرفتن شواهد سنگ‌شناسی، دمای تشکیل این رگه‌ها ($480-550^{\circ}C$) تخمین زده شده است که بیشتر در قلمرو دگرگونی درجه متوسط (رخساره شیست سبز فوقانی تا رخساره آمفیبولیت پایینی - میانی) قرار می‌گیرد. دمای تقریباً نزدیک به این دما ($520-570^{\circ}C$) با دماسنج بیوتیت-گارنت برای برخی از سنگ‌های میزبان رگه‌ها قبلاً تعیین شده است.

مراجع

- [1] Sharp Z. D., "Oxygen isotope geochemistry of the Al_2SiO_5 polymorphs", Am. J. Sci., 295 (1995) 1058-1076.
- [2] Rollinson H. R., "Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation", New York, John Wiley and Sons (1993).
- [3] Taylor H. P., Shepard S. M. F., "Igneous rocks I. Processes of isotopic fractionation and isotope systematics", ed. by: Valley J. W., Taylor H. P. Jr., O'Neil Jr., "Stable isotopes in high temperature geological processes", Rev. Mineral., 16 (1986) 227-271.
- [4] Valley J. W., Kitchen N., Kohn M., Niendorf C. R., Spicuzza M. J. UWG-2, "a garnet standard for oxygen isotope ratios: Strategies for high precision and accuracy with laser heating", Geochim. Cosmochim. Acta 59 (1995) 5223-5231.
- [5] Spicuzza M. J., Valley J. W., Kohn M., Girard J. P., Fouillac A. M., "The rapid heating, defocused beam technique: a CO_2 -laser-based method for highly precise and accurate determination of $\delta^{18}O$ values of quartz", Chem. Geol. 144 (1998) 195-203.
- [۶] ترکیان اشرف، "مطالعه پتروگرافی و پترولوژیکی پگماتیت الوند (همدان)"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران (۱۳۷۴).
- [۷] بهاری فر علی اکبر، "نگرشی نو بر پتروژنز سنگ‌های دگرگونی ناحیه ای منطقه همدان"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۷۶).
- [۸] سپاهی علی اصغر، "پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرشی ویژه بر گرانیتوئیدها"، رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۷۸).

- [9] Sepahi A. A., Whitney D. L., Baharifar A. A., "Petrogenesis of kyanite-andalusite-sillimanite veins and host rocks, Sanandaj-Sirjan belt, Hamadan, Iran", J. Metamorphic Geol. 22 (2004) 119-134.
- [۱۰] بهاری فر علی اکبر، "پترولوژی سنگهای دگرگونی منطقه همدان"، رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۸۳).
- [11] Epstein S., Taylor H. P. JR., "Variation of $^{18}O/^{16}O$ in minerals and rocks", ed. by: Abelson P. H., "Researches in geochemistry", John Wiley & Sons, Inc., New York, Vol. 2 (1967) pp. 29-62.
- [12] Taylor H. P. JR., "Oxygen isotope studies of hydrothermal mineral deposits", ed. by: Barnes H. L., "Geochemistry of hydrothermal ore deposits", Holt, Rinehart and Winston Inc., New York (1967) pp. 109-142.
- [13] Clayton R. N., Epstein S., "The use of oxygen isotopes in high temperature geological thermometry", J. Geol., 68 (1961) 447-452.
- [14] O'Neil J. R., Clayton R. N., "Oxygen isotope thermometry", ed. by: H. Craig, S. L. Miller and G. J. Wasserburg, "Isotopic and cosmic chemistry", North Holland Pub., Amsterdam (1964) pp. 157-168.
- [15] Farquhar J., Chacko T., Frost B. R., "Strategies for high temperature oxygen isotope thermometry: a worked example from the Laramie Anorthosite complex", USA, EPSL 117 (1993) pp. 407-422.
- [16] Oecher, P. M., Sharp, Z. D., "Comparison of conventional and garnet-aluminosilicate-quartz O isotope thermometry: Insights for mineral equilibration in metamorphic rocks", Am. Mineral. 84 (1999) pp. 1287-1303.
- [17] Bronlow A. H., "Geochemistry", Prentice-Hall (1985).
- [۱۸] شفایی مهدی، "مبانی ژئوشیمی (ترجمه کتاب آلگر میشارد)"، انتشارات دانشگاه تهران (۱۳۶۵).
- [19] Mason B., Moore C. B., "Principles of Geochemistry", John Wiley & Sons (1982).
- [20] Valley J. W., "Stable isotope thermometry at high temperatures", ed. by: Valley J. W., Cole D. R., "Stable Isotope Geochemistry", review in Mineralogy and Geochemistry 43 (2001) pp. 365-414.
- [21] Ghent E. D., Valley J. W., "Oxygen isotope study of quartz- Al_2SiO_5 pairs from the Mica Creek area, British Columbia: implications for the recovery of peak metamorphic temperatures", J. Metamorphic Geol. 16 (1998) 223-230.
- [22] Cavosie A. J., Sharp Z. D., Selverstone J., "Co-existing aluminum silicates in quartz veins: A quantitative for determining andalusite-

sillimanite equilibrium in natural samples using oxygen isotopes", Am. Mineral. 87,4 (2002) pp. 417-423.

[23] Larson T. E., Sharp Z. D., "Stable isotope constraints on the Al_2SiO_5 "triple point" rocks from the Proterozoic Priest pluton contact aureole, New Mexico, USA", J. Metamorphic Geol. 21 (2003) 785-798.

[24] Best M. G., Christiansen E. H., "Igneous Petrology ", Longman (2001) 428.

[25] Eiler J., "Oxygen Isotope variations of basaltic lavas and upper mantle rocks", ed. by: Valley J. W., Cole D. R., "Stable Isotope Geochemistry", Reviews in Mineralogy and Geochemistry 43 (2001) pp. 319-364.



Plagioclase