



تعیین دمای دگرسانی در پهنه های ولکانیک و ولکانی کلاست دگرسان منطقه ی قمصر با استفاده از شواهد  
پتروگرافی و ژئوشیمیایی کانی های هیدروترمال

Determination of alteration temperature in the altered volcanic and volcanoclastic zones of Ghamsar area  
on the base of petrographic and geochemical evidences of hydrothermal minerals

کبیری، سمانه<sup>۱\*</sup>، خلیلی، محمود<sup>۲</sup>

Kabiri, Samaneh<sup>1\*</sup>- Khalili, Mahmoud<sup>2</sup>

<sup>۱</sup>دانشجوی مقطع کارشناسی ارشد گرایش پترولوژی، Samanekabiri@gmail.com

<sup>۱</sup>گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان

<sup>1,2</sup>Department of Geology, University of Isfahan

چکیده

پهنه های دگرسانی تحت دما و شرایط شیمیایی متفاوتی تشکیل می شوند. بررسی دمای فرآیندهای دگرسانی در پهنه های دگرسان می تواند از طریق ترمومتری کانی های هیدروترمال صورت گیرد. به منظور ارزیابی و تخمین دمای دگرسانی در پهنه های ولکانیکی دگرسان منطقه ی قمصر از شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی کانی هایی همچون کلریت، اپیدوت، کلسیت، اکسیدهای آهن و سیلیس استفاده شده است. تشکیل اپیدوت فراوان در پهنه های دگرسان بیانگر دمای ۲۰۰ و یا حداکثر ۲۵۰ درجه می باشد. سیلیسی شدن حاصل از ته نشینی از سیال دگرسان در پهنه های ولکانیکی، در دمای کمتر از ۳۰۰ درجه و سیلیسی شدن حاصل از انحلال کانی های سیلیکاته ای همچون اپیدوت در لایه های شسته شده، در دمای ۲۵۰-۳۵۰ درجه رخ داده است. بر اساس مطالعات تجربی دمای تشکیل رگه های سیلیس - اپیدوت، ۲۰۰-۳۰۰ درجه در نظر گرفته شده است. هماتیت های ثانویه طی فرآیند مارتیتیزاسیون از مگنتیت های موجود در پهنه های ولکانیکی در دمای کمتر از ۳۰۰ درجه تشکیل شده اند. مورفولوژی ماکل های کلسیت، به دمای ۲۰۰-۳۰۰ درجه به عنوان دمای تشکیل این کانی ها دلالت می کند. ترمومتری کلریت های موجود در پهنه های دگرسانی معرف دمای ۲۱۶-۲۸۸ درجه برای این کانی ها می باشد. به عنوان یک نتیجه گیری کلی از داده های میکروسکوپی و ژئوشیمیایی فوق، دمای دگرسانی در پهنه های ولکانیک دگرسان منطقه ی قمصر ۲۰۰-۳۰۰ درجه و به طور میانگین ۲۵۰-۳۰۰ درجه در نظر گرفته شده است که با دمای گزارش شده برای دگرسانی پروپلیتیک کاملاً مطابقت می کند.

**Abstract:**

Hydrothermal alteration zones form at different chemical conditions and temperatures. Assessment the alteration temperature can be performed by the thermometry of hydrothermal minerals. Petrographic and geochemical evidences of minerals such as chlorite, epidote, calcite, iron-oxides and silica have been used for determination the alteration process' s temperature in altered zones of the Ghamsar area. Silicification that formed from direct deposition of hydrothermal solution and silicification that formed from dissolution the silicate minerals such as epidote has occurred at lower degrees of 300 °C and 250-350 °C respectively. Deformation of magnetite to hematite during martitization point to lower temperatures(300 °C). Morphology of calcite mackles represents 200-300 °C as formation temperature for this mineral. Chlorite thermometry shows 216-288 °C for genesis temperature. As a consequence from above microscopical and geochemical data, alteration temperature of altered volcanic zones of the Ghamsar area has been considered as 200-300 °C and in average 250-300 °C corresponding to the temperature reported for propylitic alteration.



## مقدمه

پهنه های دگرسانی تحت دما و شرایط شیمیایی متفاوتی تشکیل می شوند. تخمین دمای فرآیندهای دگرسانی می تواند از طریق بررسی دمای تشکیل کانی های ثانویه در سیستم های فعال زمین گرمایی بدست آید. بدین منظور و برای تعیین دمای تشکیل کانی های ثانویه می توان از شواهد پتروگرافی (میکروسکوپی) و داده های ژئوشیمیایی بهره برد. با توجه به توضیحات ارائه شده، هدف از ارائه ی این مقاله بررسی دمای دگرسانی با استفاده از شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی کانی های هیدروترمال در پهنه های دگرسانی می باشد.

## بحث

از خصوصیات میکروسکوپی و ژئوشیمیایی کانی های هیدروترمال زیر برای ارزیابی دمای دگرسانی در سنگهای آذرین و آذرآواری دگرسان منطقه ی قمصر استفاده شده است:

۱- اپیدوت: از جمله کانی هایی که حضور بارزی را در مجموعه ی کانیایی حاصل از دگرسانی نشان می دهد، می توان به اپیدوت اشاره نمود. رنگهای تداخلی و درخشندگی بیش از حد معمول این کانی منجر به تشخیص آسان آن از دیگر کانی ها در مقاطع میکروسکوپی شده است. وجود اپیدوت فراوان در پهنه های دگرسانی حاکی از تزریق محلولهای غنی از کلسیم به درون سنگهای میزبان می باشد. وجود اپیدوت در سنگهای ماگمایی حاکی از فوگاسیته ی بالای اکسیژن و یا تبلور تحت بافر اکسیژن است (زن و هممارستروم، ۱۹۸۴). اپیدوتی شدن نماد عادی جانشینی درجه ی حرارت پائین است که غالباً به رگه ها، شکستگی ها و پرشدگی های درزه ای محدود می شود. کمبود پلاژیوکلازهای سالم در سنگها، رخداد دگرسانی ساب سولیدوس و منشأ ثانویه را برای این کانی ها تأیید می کند. محیط های مختلفی که اپیدوتها در آنها یافت می شوند، تابع محدوده ی پایداری دمایی، فشاری، فوگاسیته ی اکسیژن، شیمی بلور و روابط فازی برای کانی های این گروه می باشد. اساساً این کانی می تواند هم به صورت کانی ماگمایی و هم به صورت کانی شاخص دگرگونی و یا محصولات حاصل از دگرسانی حضور داشته باشد. درصد پیستاسیت بدست آمده و وجود زونینگ ترکیبی در این کانی ها تأییدی بر منشأ هیدروترمال آنها در پهنه های ولکانیکی دگرسان مورد مطالعه می باشد. بر اساس مطالعات صورت گرفته، دمای تشکیل این کانی ها بیش از ۲۰۰ درجه ی سانتیگراد (چائو و همکاران، ۱۹۸۶) و حتی ۲۵۰ درجه ی سانتیگراد (لیو و همکاران، ۱۹۸۵) گزارش شده است (تصویر ۱).

۲- سیلیسی شدن: سیلیسی شدن در سنگهای مورد مطالعه اساساً به سه صورت رخ داده است: الف - پر کردن حفرات در سنگها (بصورت کامل) و یا در همراهی با بلورهای اپیدوت (تصویر ۳)، ب - سیلیسی شدن محدود به شکل بلورهای ریز دانه در زمینه ی سنگها، پ - تشکیل رگه های هیدروترمال به صورت رگه های خالص از سیلیس به فرم کلسدونی و رگه های ناخالصی از سیلیس همراه با اپیدوت (تصویر ۲). تشکیل رگه های کلسدون در امتداد شکستگی ها شاخص خوبی در بیان نفوذپذیری در سیستم های زمین گرمایی فعال می باشد. بیشترین انحلال سیلیس در دمای ۳۲۰ درجه رخ می دهد. طبق نظر فولیگناتی و همکاران (۱۹۹۹) سیلیسی شدن غالباً در دمای کمتر از ۳۰۰ درجه رخ می دهد. تشکیل رگه های ناخالص از سیلیس همراه با اپیدوت نیز می تواند معرف دمای ۳۰۰-۲۵۰ درجه برای این رگه ها باشد (پارادیس و همکاران، ۱۹۹۳) (تصویر ۲). در حفرات پر شده از سیلیس و اپیدوت، بلورهای کوارتز دارای خاموشی موجی هستند و بصورت پلی کریستالین مشاهده می شوند (تصویر ۳). این بلورها دارای مرزهای در هم فرورفته با بلورهای اپیدوت هستند و تشکیل بافت کنسترال را داده اند. آزاد شدن دیامرهای سیلیسی از ساختار اپیدوت بعد از دریافت پروتون از محلولهای اسیدی می تواند منشأیی برای ته نشینی سیلیس پر کننده ی حفرات در مجاورت بلورهای اپیدوت در نظر گرفته شود. بنابراین غنی شدگی از سیلیس در بعضی از سنگها را می توان به صورت لایه ی شسته شده نیز



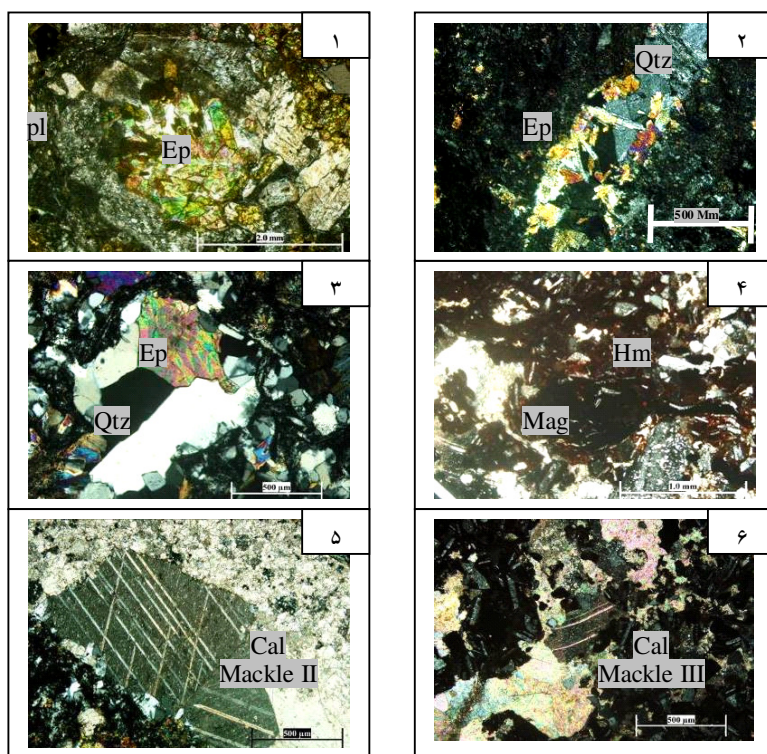
در نظر گرفت. بر اساس مطالعات صورت گرفته کینتیک انحلال اپیدوت در دمای ۳۵۰-۲۵۰ درجه در نظر گرفته شده است (روچله و ساویج، ۱۹۹۰).

۳- واکنش های تبدیلی مگنتیت به هماتیت: کانی های اپاک آنالیز شده در سنگهای دگرسان اساساً شامل مگنتیت ها و تیتانومگنتیت ها می باشند. بر اساس مطالعات پتروگرافی صورت گرفته در غالب بلورهای مگنتیت آثاری از مارتیتیزاسیون و ایجاد هماتیت های ثانویه مشاهده می شود (تصویر ۴). تشکیل هماتیت از مگنتیت می تواند تحت تأثیر محلولهای اسیدی و یا اکسیداسیون مگنتیت رخ دهد. مارتیتیزاسیون توسط محلولهای حرارت بالا رخ می دهد. تبدیل مگنتیت به هماتیت در فوگاسیته ی بالای اکسیژن و در محدوده ی ۱۰-۱۲ تا ۳۰-۱۰ کیلوپا و در دمای ۳۵۰ تا ۱۱۰۰ درجه ی سانتیگراد رخ می دهد. بر اساس مطالعات تجربی انجام شده، افزایش فشار مؤثر اکسیژن در حرارت های کمتر از ۳۰۰ درجه نیز می تواند مگنتیت را به هماتیت تبدیل سازد (پورهمایون، ۱۳۸۴).

۴- مورفولوژی ماکل های کلسیت: کلسیت از جمله کانی هایی است که مورفولوژی و پهنای ماکل های آن تابع دگرسانی می باشد. از ارتباط میان پهنای ماکل های کلسیت و درجه ی دگرگونی به عنوان ابزار مفیدی جهت ژئوترموتری این بلورها استفاده شده است. این کانی از جمله کانی هایی می باشد که به صورت رگه در طی دگرسانی گرمایی در سنگهای آذرین و آذرآواری منطقه ی قمصر مشاهده می شود. اندازه ی بزرگ این بلورها در محل رگه ها (شکستگی ها) نسبت به زمینه را می توان به حضور یک سیال داغ عبور کننده به عنوان عامل تسهیل کننده ی رشد در امتداد شکافها نسبت داد. این بلورها دارای آثاری از ماکل های دگرشکلی می باشند. مورفولوژی ماکل ها الگویی مطابق با افزایش دما را ارائه می دهد، به گونه ای که از ماکل های نازک در دماهای خیلی کم تا ماکل های ضخیم مستقیم، ضخیم مایل و سرانجام تبلور مجدد در بلورهای کلسیت تغییر می کند. بر پایه ی مطالعات میکروسکوپی به ویژه در محل رگه ها، بلورهای کلسیت مورد مطالعه غالباً دارای ماکل نوع II (تصویر ۵) و به ندرت دارای ماکل نوع III یعنی خمیده (تصویر ۶) می باشند که این خمیدگی می تواند تأثیر نیروهای تکتونیکي مؤثر در منطقه را نشان دهد. بنابراین بر اساس مورفولوژی ماکل ها می توان دمای تشکیل بلورهای کلسیت را در محل رگه ها، ۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه ی سانتیگراد تخمین زد.

۵- ترمومتری کلریت: کلریت از فراوان ترین کانی های سیلیکاته در محیط های زمین شناسی دارای شرایط ترموبارومتري متوسط (دمای ۴۵۰-۱۵۰ درجه ی سانتیگراد و فشار حداکثر چند کیلوپا) می باشد (کاتلینا و نیوا، ۱۹۸۵). کلریت در سنگهای مورد مطالعه به دو صورت ماتریکس کلریتی در حدفاصل قطعات تشکیل دهنده ی کریستال توفها و کلریت حاصل از دگرسانی پیروکسن ها رخنمون یافته است. به منظور بررسی ترکیب شیمیای کلریتها، از کلریت های مختلف (ماتریکس کلریتی و کلریت حاصل از دگرسانی پیروکسن ها) آنالیز نقطه ای به عمل آمد. در نمودار طبقه بندی کلریت ها همه ی کلریت ها در محدوده ی پیکنوکلریت واقع شدند. شباهت ترکیبی کلریت ها در پهنه های دگرسانی حاکی از آن است که سنگهای مورد مطالعه اساساً تحت تأثیر یک دگرسانی غالب و یک محلول دگرسان کننده ی غالب با ترکیب شیمیایی مشخص قرار گرفته اند که همزمان با کاهش دما بر روی سنگهای منطقه اثر نموده است. همچنین مقادیر NIC (کاتیون های غیر بین لایه ای) نزدیک به هم این کانی ها (۱۸/۷-۱۸/۳) بر رخداد یک حادثه ی دگرسانی غالب در پهنه های مختلف دگرسانی اشاره می کند. بنابراین از ترمومتری کانی کلریت که حضور مشترکی را در سایر پهنه ها نشان می دهد می توان به ارزیابی دمای سیالات دگرسان کننده پرداخت. به منظور ترمومتری این کانی ها از فرمول ارائه شده توسط کرانیدیوتیس و مک لین (۱۹۸۷) استفاده شد. بر اساس محاسبات انجام شده دمای تشکیل این کانی ها ۲۸۸-۲۱۶ درجه ی سانتیگراد تعیین گردید که با دمای تخمین زده شده برای تشکیل پیکنوکلریت ها و کلینوکلر در جزیره ی ايسلند یعنی دمای ۲۶۵-۲۴۵ درجه ی سانتیگراد مطابقت می کند (شیفمن و فریدلیفسون، ۱۹۹۱).

با توجه به دمای تشکیل اپیدوتها در بیش از ۲۰۰ درجه و حتی ۲۵۰ درجه ی سانتیگراد، سیلیسی شدن در دمای کمتر از ۳۰۰ درجه، انحلال اپیدوت در لایه های شسته شده در دمای ۳۵۰-۲۵۰ درجه، تشکیل رگه های اپیدوت - کوارتز در دمای ۳۰۰-۲۵۰ درجه ی سانتیگراد، تبدیل مگنتیت به هماتیت تحت تأثیر محلولهای اسیدی و در نتیجه ی افزایش فشار مؤثر اکسیژن در دمای کمتر از ۳۰۰ درجه، ترمومتری حاصل از مورفولوژی ماکل های کلسیت و تعیین دمای ۲۸۸-۲۱۶ درجه ی سانتیگراد، به عنوان یک نتیجه گیری کلی دمای سیالات هیدروترمال دگرسان کننده در منطقه ی قمصر ۳۰۰-۲۰۰ درجه و به طور میانگین ۳۰۰-۲۵۰ درجه ی سانتیگراد تخمین زده می شود. دمای تخمین زده شده با دمای بیش از ۲۵۰ درجه که توسط هندکویست و لیندکویست (۱۹۸۵) برای دگرسانی پروپیلیتیک در سیستم های اپی ترمال و مزوترمال حاصل از سیالات هیدروترمال غنی از کلراید در نظر گرفته شده است، مطابقت می کند.



علامه: Ep: اپیدوت، Pl: پلاژیوکلاز، Qtz: کوارتز، Mag: مگنتیت، Hm: هماتیت، Cal: کلسیت

## نتیجه گیری

سنگهای آذرین و آذرآواری منطقه ی قمصر متحمل دگرسانی غالب پروپیلیتیک شده اند. از کانی های غالب این دگرسانی می توان به اپیدوت، کلریت، کلسیت، زئولیت، آلبیت و اکسیدهای آهن اشاره نمود. بر اساس مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی کانی های هیدروترمال، دمای دگرسانی در پهنه های دگرسان منطقه ی مورد مطالعه، مورد ارزیابی قرار گرفت. تشکیل فراوان اپیدوت در سنگها نشان دهنده ی دمای بیش از ۲۰۰ درجه و حتی ۲۵۰ درجه برای این کانی ها می باشد. سیلیسی شدن در تعدادی از پهنه ها می تواند در دمای کمتر از ۳۰۰ درجه و یا در دمای ۳۵۰-۲۵۰ درجه در اثر انحلال اپیدوت ها رخ داده باشد. هماتیت های ثانویه از مگنتیت ها می توانند با افزایش فشار مؤثر اکسیژن در دمای کمتر از ۳۰۰ درجه ایجاد شده باشند. مورفولوژی ماکل های کلسیت بیانگر دمای ۳۰۰-۲۰۰ درجه و ترمومتری کلریت ها دمای ۲۸۸-۲۱۶ درجه را برای تشکیل این کانی ها نشان می دهد. به



عنوان یک نتیجه گیری کلی از داده های پتروگرافی و ژئوشیمیایی فوق دمای دگرسانی در پهنه های ولکانیکی دگرسان منطقه ی قمصر ۳۰۰-۲۰۰ درجه و به طور میانگین ۳۰۰-۲۵۰ درجه تخمین زده می شود.

## منابع

- پورهمایون، پ.، ۱۳۸۴، کانی شناسی و پترولوژی اسکارنها و مرمرهای محدوده ی جهق - زنجانبر (جنوب کاشان)، ایران مرکزی، پایان نامه ی کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۲۷۳ صفحه.

- Cathelineau, M., Nieva, D., 1985, A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system, *Contrib. Miner. Petrol.* 91, 235-244.
- Chao, M., Liou, J. G., Maruyama, S., 1986, Transition from zeolite to prehnite-pumpellyite facies in the Karmutsen metabasites, Vancouver Island, British Columbia, *J. Petrol.* 27(4), 467-469.
- Fulignati, P., Gioncada, A., Sbrana, A., 1999, Rare-earth element(REE) behavior in the alteration facies of the active magmatic-hydrothermal system of Volcano (Aeolian Islands, Italy), *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 88, 325-342.
- Kranidiotis, P., MacLean, W. H., 1987, Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposits, Matagami, Quebec, *Econ. Geol.* 82, 1898-1911.
- Liou, J. G., Seki, Y., Guillemette, R., Sakai, H., 1985, Compositional paragenesis of secondary minerals in the Onikobe geothermal system, Japan, *Chem. Geol.* 49(1), 1-37.
- Paradis, S., Taylor, B. E., Watkinson, D. H., Johnsson, I. R., 1993, Oxygen isotope zonation and alteration in the Noranda District, Quebec: Evidence for hydrothermal fluid flow, *Econ. Geol.* 18(6), 1512-1252.
- Rochelle, C. A., Savage, D., 1990, Relations between phrenite, epidote and fluid in the temperature range 250-350°C, *Terra Abstracts* 2, 94.
- Schiffman, P., Fridleifsson, G. O., 1991, The smectite-Chlorite transition in drillhole NJ-15, Nesjavellir geothermal field, Iceland: XRD, BSE and electron microprobe investigations, *J. Metamorph. Geol.* 9, 679-696.
- Hedenquist, J. W., Lindquist, W. P., 1985, Aspects of gold geology and geochemistry, *Contrib. Econ. Geol. Res. Unit James Cook Univ. Queensland.*
- Zen, E. and Hammarstrom, M., 1984, magmatic epidote and its petrologic significance, *Geo.* 12, 515-518.