

تعیین فشار و دمای تبلور توده گرانیتوئیدی کلاه‌قازی بر اساس روابط کانی‌شناختی (جنوب شرق اصفهان)

مهین منصوری اصفهانی^{۱*}، محمود خلیلی^۲، افسانه صفری میرقلعه^۲، خدیجه خلیلی^۳ و سید حسن طباطبایی^۱

^۱ دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران
^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران
^۳ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، ۳۶۹۷-۱۹۳۹۵ تهران، ایران

چکیده

توده گرانیتوئید کلاه‌قازی در جنوب-جنوب شرق اصفهان و در پهنه سندج-سیرجان قرار دارد. دارای سنگ‌شناسی مونوزوگرانیت، گرانودیوریت و سینوگرانیت است و کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیک، بیوتیت، تورمالین، کلدیریت، آندالوزیت، سیلیمانیت، کیانیت، اسپینل و گارنت را در بر دارد. همچنین، حضور کیانیت در آنکلاو گرانودیوریتی و عدم حضور سایر پلی‌مورف‌های Al_2SiO_5 در آنکلاوها می‌تواند نشانه پسمانده ذوب بخشی سنگ‌های پلیتی غنی از آلومین باشد. ادخال‌های بیوتیت و سیلیمانیت‌های سوزنی در کلدیریت‌های این توده گویای تشکیل کلدیریت در جریان پدیده ذوب متناقض کانی‌های یاد شده است. حضور کلدیریت به شرایط آناتکسی و ذوب سنگ‌های پلیتی توسط بیوتیت در جریان پدیده ذوب متناقض در حرارت ۶۶۰ تا ۷۷۰ درجه سانتیگراد و فشار ۳/۵ کیلو بار اشاره دارد. سیلیمانیت در نتیجه پدیده متاسوماتیزم تشکیل شده است. رشد اسپینل پیرامون آلوموسیلیکات‌ها با بافت هم‌رشدی ریزدانه، شرایط حرارت بالا، میزان پایین SiO_2 و فوگاسیته بالای اکسیژن در رسوبات متاآزیلیتی غنی از آهن را بیان می‌نماید. حضور کلدیریت، سیلیمانیت و بیوتیت در کنار تورمالین‌هایی با چندرنگی نامتعادل آبی، گویای تلاشی تورمالین در حرارت‌های بالای ۷۵۰ درجه سانتیگراد است. تشکیل گارنت با ترکیب آلماندین در کلاه‌قازی خاستگاه ماگمایی دارد و به شرایط فشار ۴ تا ۵ کیلو بار، عمق بیش از ۱۸ کیلومتر و حرارت بیشتر از ۸۵۰ درجه سانتیگراد اشاره دارد. بر پایه روابط کانی‌شناختی، شیمی فلدسپار و دمای اشباع زیرکن این توده در حرارت‌های ۷۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتیگراد و در فشار بخار آب بیش از دو کیلو بار تشکیل شده و زمان جایگیری توده گرانیتوئیدی سریع بوده است. واژه‌های کلیدی: فشار و دما، روابط کانی‌شناختی، آلومینوسیلیکات‌ها، گرانیتوئید کلاه‌قازی، پهنه سندج-سیرجان

مقدمه

قسمت فوقانی پوسته قاره‌ای را تشکیل می‌دهند،

گرانیتوئیدها، به دلیل این که بخش زیادی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار هستند. تجربه‌های

* mansouri@cc.iut.ac.ir

تقسیم‌بندی Chappell و White (۲۰۰۱) نوع گرانیت از تیپ S تشخیص داده شده است. Manesh Tabatabaei (۱۹۹۵) و Khalili (۲۰۰۲) این توده را با محیط تکتونیکی بعد از کوهزایی مرتبط می‌دانند. بر اساس تعیین سن زیرکن با روش U-Pb، سن این توده 164.6 ± 2.1 میلیون سال قبل (ژوراسیک میانی) به دست آمده است (Safari Mirghaleh, Chiu et al., 2013) (۲۰۱۳) معتقد است که این توده، ویژگی‌های صحرایی و پتروگرافی شاخص گرانیت آناتکسی را نشان می‌دهد.

بر این اساس، در پژوهش حاضر، تلاش بر آن است تا ویژگی‌های پتروگرافی و روابط ژنتیکی گرانیتوئید کلاه‌قازی توصیف و نیز شیمی کانی‌های پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و گارنت مورد بررسی قرار گیرد و بر پایه نتایج حاصل، شرایط فشار و دمای حاکم بر تشکیل این توده تعیین شود.

زمین‌شناسی منطقه

رشته کوه‌های کلاه‌قازی در امتداد ارتفاعات ایرانکوه با روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق قرار دارد و از نظر تقسیم‌بندی ساختاری در پهنه سنندج-سیرجان جای دارد. توده نفوذی کلاه‌قازی در انتهای جنوب رشته کوه‌های کلاه‌قازی در دو ناحیه به نام‌های لاگور و سروشجان برونزد دارد (شکل ۱). این توده که شاید نتیجه فاز کوهزایی کیمیرین پسین باشد (Chiu et al. 2013) به درون شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک (لیاس) نفوذ کرده و منجر به تشکیل هورنفلس، شیبست‌های متنوع (سریسیت، کلریت، آندالوزیت و تورمالین‌شیست) شده است. توده نفوذی توسط آهک اوربیتولین‌دار کرتاسه

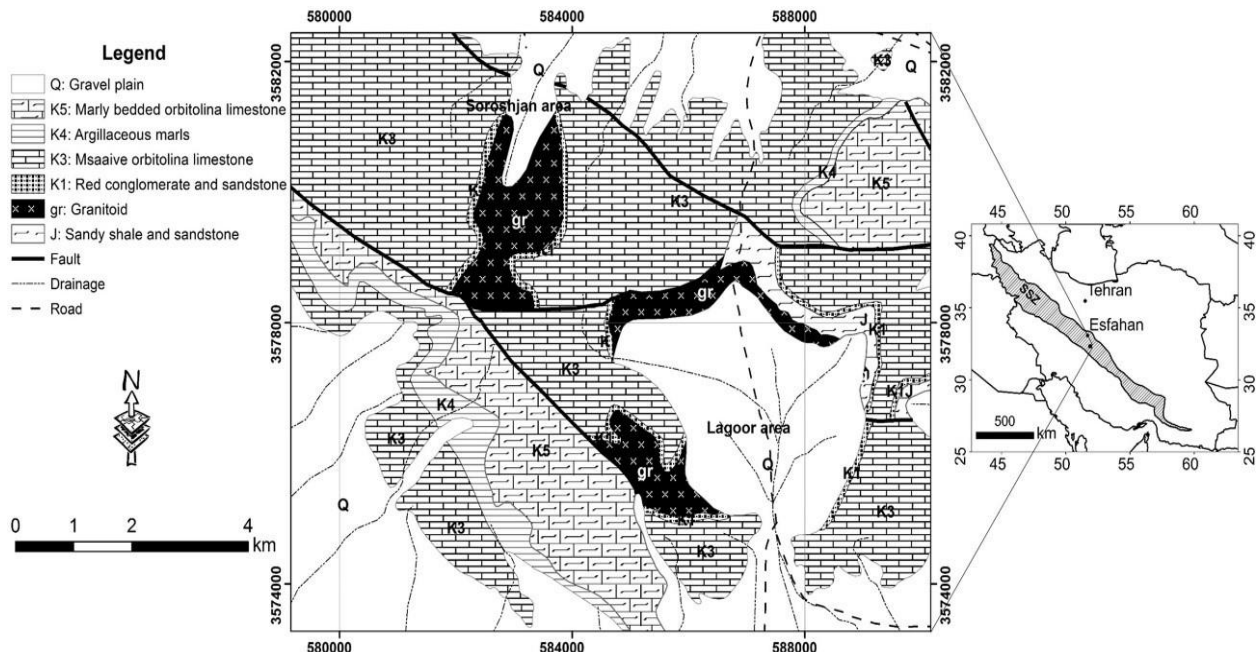
آزمایشگاهی نشان می‌دهد که ذوب بخشی بسیاری از سنگ‌های رسوبی مانند: شیل و گریوک به تشکیل مذابی با ترکیب گرانیت منجر می‌شود و در صورتی که مواد مختلف رسوبی تحت فشار بخار آب ۲ تا ۴ کیلو بار قرار گیرند، پس از تبلور مجموعه کانی‌های متنوع دگرگونی ناحیه‌ای پیش‌رونده، سنگ‌ها در حرارت‌های ۶۵۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد شروع به ذوب می‌نمایند و مذاب گرانیتی حاصل دارای کانی‌های کوارتز، آلکالی‌فلدسپار، پلاژیوکلاز سدیک و مقداری مواد ذوب نشده با ترکیب بیوتیت، کلدیریت، سیلیمانیت، پلاژیوکلاز کلسیک و میزان زیادی کوارتز است (Hall, 1987).

ماگمای گرانیتی در محدوده فشارهای پوخته زیرین می‌تواند تا حدود ۱۰ درصد آب محلول داشته باشد و متارسوبی‌ها به طور میانگین حاوی ۲ تا ۳ درصد آب هستند. اگر رسوبات متحمل ۵۰ درصد ذوب شوند و مواد باقی‌مانده دهیدراته بر جا بگذارند، این آب فقط برای اشباع نیمی از مذاب کافی خواهد بود. بر این اساس، حرارت بیشتری لازم است تا ذوب تمام متارسوبی‌های نقطه ذوب پایین انجام گیرد. بنابراین، احتمال دارد آب مورد نیاز برای ذوب از دهیدراسیون کانی‌های آبداری مانند: مسکوویت، بیوتیت و هورنبلند تأمین شود. مسکوویت در پایین‌ترین حرارت، بیوتیت در دماهای متوسط و هورنبلند در بالاترین حرارت دگرسانی و متلاشی می‌شوند (Hyndman, 1981).

توده نفوذی کلاه‌قازی با ترکیب به طور عمده مونزوگرانیت، به مزوزوئیک متعلق است و در حدود ۵۰ کیلومتری جنوب-جنوب‌شرقی اصفهان قرار دارد (شکل ۱) (Zahedi, 1978). بر پایه

همکاران (۲۰۱۳) سن آن را می‌توان به ژوراسیک
میانی نسبت داد (شکل ۱).

زیرین با یک ناپیوستگی زاویه‌دار پوشیده شده است
و همچنین، بر اساس سن‌سنجی توسط Chiu



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی توده گرانیتوئیدی منطقه کلاه قازی (Zahedi, 1978).

پتروگرافی

بر پایه مطالعات صحرایی و پتروگرافی،
سنگ‌های گرانیتوئیدی توده کلاه‌قازی به ترتیب
و فور شامل: سینوگرانیت، مونزوگرانیت و
گرانودیوریت هستند.

ویژگی‌های پتروگرافی این سنگ‌ها به اختصار
در ادامه و در جدول ۱ آورده شده است.

سینوگرانیت: در منطقه کلاه‌قازی، این دسته از
گرانیتوئیدها به طور غالب فاقد کانی مافیک بوده و
نسبت به دو گروه سنگی دیگر وسعت بیشتری را
دارا هستند. رخنمون‌های آن‌ها بیشتر در ناحیه
سروشجان، در زیر بیرون‌زدگی‌هایی از مونزوگرانیت
و نیز در شمال ناحیه لاگور مشاهده می‌شود.
رگه‌های تورمالین‌دار به طول ده‌ها سانتی‌متر این
سنگ‌های خاکستری روشن و متوسط‌دانه را قطع

روش انجام پژوهش

پس از نمونه‌برداری از توده گرانیتوئیدی
کلاه‌قازی، مطالعات پتروگرافی توسط
میکروسکوپ پلاریزان مدل Olympus-BH2
انجام شد. تجزیه سنگ کل نمونه‌ها با روش XRF
در دانشگاه جنوبی دالاس آمریکا انجام گرفت و
برای بررسی شیمی کانی‌ها، تعداد ۲۰، ۴۲ و ۸
نقطه به ترتیب از کانی‌های پلاژیوکلاز، اورتوکلاز
و گارنت‌های سنگ‌های مورد پژوهش با دستگاه
تجزیه ریزکاو الکترونی Cameca SX50 در
دانشگاه اوکلاهما آمریکا تجزیه شیمیایی شدند.
برای محاسبه فرمول ساختاری کانی‌ها و
همچنین، ترسیم بعضی از نمودارهای آنها از
نرم‌افزار Minpet و Spread Sheet استفاده
گردید.

که بافت اخیر نتیجه تأثیر نیروهای تکتونیکی در منطقه است.

گرانودیوریت: گرانودیوریت‌ها در قیاس با مونزوگرانیت‌ها از وسعت کمتری برخوردار هستند و به صورت تپه‌های کم ارتفاع در زیر لایه‌های آهکی کرتاسه و نیز درون شیل‌های ژوراسیک، به طور غالب در بخش شمال شرقی ناحیه لاگور و به طور عمده در جوار مونزوگرانیت‌ها بیرون زدگی داشته و در اثر فشارهای تکتونیکی، بیشتر خرد و دچار فرسایش به نسبت شدیدی شده‌اند. این سنگ‌ها به رنگ خاکستری تا خاکستری تیره با دانه‌بندی به نسبت متوسط تا درشت‌دانه نمایان است و بخش‌هایی از آن توسط رگه‌های آپلیتی قطع می‌شوند. دانه‌های ریز و قرمز رنگ گرونا و نیز آندالوزیت به طول حداکثر ۷ سانتی‌متر و عرض یک سانتی‌متر در نمونه دستی این سنگ‌ها نمایان است. در مطالعات میکروسکوپی، کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز (آلبیت تا آندزین)، فلدسپار پتاسیک و بیوتیت و نیز کانی‌های فرعی کردیریت، گارنت، آندالوزیت، سیلیمانیت، اسپینل، آپاتیت، مسکوویت، زیرکن و کانی‌های اپاک مشاهده می‌شود. گرانولار و پورفیروئیدی بافت‌های اصلی و پویی کیلیتیک، سیمپلکتیت و گاهی میرمکیت بافت‌های فرعی را تشکیل می‌دهد.

می‌کند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها را کوارتز، فلدسپار پتاسیک، پلاژیوکلاز (آلبیت تا اولیگوکلاز) و به میزان ناچیز بیوتیت و نیز کانی‌های فرعی آندالوزیت، سیلیمانیت، گارنت، مسکوویت، اسپینل و گاهی کیانیت تشکیل می‌دهد. بافت غالب سینیوگرانیت‌ها گرانولار، پورفیروئیدی و گاهی سیمپلکتیت، پویی کیلیتیک و گرانوفیریک به عنوان بافت‌های فرعی مشاهده می‌شوند.

مونزوگرانیت: این نوع از گرانیتوئیدها که بیشتر به رنگ روشن تا خاکستری هستند پس از سینیوگرانیت‌ها حجم وسیعی از سنگ‌های گرانیتی منطقه را به خود اختصاص می‌دهند. این سنگ‌ها بیشتر در حاشیه شمال شرقی و جنوب غربی ناحیه لاگور در ارتباط با گرانودیوریت‌ها رخنمون دارند و نیز در بخش جنوبی ناحیه سروشجان در روی توده سینیوگرانیت نمایان هستند. کانی‌های این سنگ‌ها شامل: کوارتز، فلدسپار پتاسیک، پلاژیوکلاز از نوع آلبیت تا اولیگوکلاز، بیوتیت‌های قهوه‌ای، تورمالین، گارنت، آندالوزیت، سیلیمانیت، کردیریت و آپاتیت است. از ویژگی‌های بافتی مونزوگرانیت‌ها می‌توان به بافت‌های گرانولار، پورفیروئیدی و مونزونیتی به صورت بافت‌های اصلی، پویی کیلیتیک (غربالی)، میکروپرتیت و نیز کاتاکلاستیک به عنوان بافت‌های فرعی اشاره کرد

جدول ۱- کانی‌شناختی سنگ‌های منطقه کلاه‌قازی

| Samples | Major minerals | Minor minerals |
|--------------|--|--|
| Syenogranite | Quartz, K-feldspar, Plagioclase, ± Biotite | Andalusite, Sillimanite, Garnet, Muscovite, Spinel, ± Kyanite |
| Monzogranite | Quartz, Plagioclase, K-feldspar, Biotite | Tourmaline, Garnet, Andalusite, Sillimanite, Cordierite |
| Granodiorite | Quartz, Plagioclase, K-feldspar, Biotite | Cordierite, Andalusite, Sillimanite, Spinel, Apatite, Muscovite, Garnet, Zircon, Opaque minerals |

شیمی کانی

کانی‌های اصلی

کوارتز: این کانی در هر سه گروه گرانیت‌های منطقه بیشتر به صورت بی‌شکل در ابعاد متوسط تا به نسبت درشت حضور دارد. گاهی کوارتزهای موزوگرانیت‌ها و سینوگرانیت‌ها دارای ادخال‌های بیوتیت و فلدسپار پتاسیک هستند. همچنین، گروهی از کوارتزها خاموشی موحی نشان می‌دهند که می‌تواند نشانگر تأثیر فشارهای تکتونیکی در مراحل نهایی تحول فابریک گرانیتی باشد. در حواشی و مرز بسیاری از کوارتزها بافت کنسرتال مشاهده می‌شود که بیانگر تأثیر و عملکرد شیرابه‌های سیلیس به صورت محلول‌های گرم است که منجر به تشکیل اشکال زیگزاکی در حاشیه این کانی‌ها شده است. در حاشیه توده گرانیتوئیدی کلاه‌قازی تشکیل بافت گرانوفیریک به احتمال قوی نتیجه تأثیر مرحله آلکالی‌متاسوماتیزم است (Pirajno, 2009) (شکل ۲).

فلدسپار پتاسیک: این کانی به دو صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار مشاهده می‌شود و وفور آن در سینوگرانیت‌ها و موزوگرانیت‌ها افزون از گرانودیوریت‌ها است. در بیشتر نمونه‌های گرانیتوئیدی، فلدسپار پتاسیک به دو صورت میکروپریتی و تک بلور دیده می‌شود. همجواری دو شکل از فلدسپار پتاسیک بیانگر تبلور در شرایط فقدان زمان لازم برای تغییرات گسترده کانی‌شناسی است (Ehlers, 1972). بیشتر فلدسپار پتاسیک‌های پرتیتی در شکل رشته‌ای و ریسمانی (String) دیده می‌شوند (شکل ۳) که نشانگر دگرشکلی دینامیک در حد رخساره شیبست سبز است و این بافت مانند بافت گرانوفیریک در حاشیه توده مشاهده می‌شود (Vernon, 2004). برخی از

فلدسپار پتاسیک‌ها به سریسیت و گاهی به کانی‌های رسی تجزیه شده‌اند.

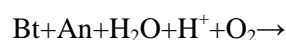
پلاژیوکلاز: این کانی با میانگین ۳۵ درصد حجمی در گرانودیوریت‌ها و در موزوگرانیت‌ها و به مقدار کمتر در سینوگرانیت ظاهر می‌شود. پلاژیوکلازها به صورت بلورهای منشوری، شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و گاهی با ماکل پلی‌سنتتیک و تعدادی با ساختمان منطقه‌ای مشاهده می‌شوند. سریسیتی شدن در بیشتر پلاژیوکلازها نمایان است. این پدیده در صورتی پیشرفت می‌کند که محلول‌های سرشار از آب و K^+ وجود داشته باشد. گاهی در موزوگرانیت‌ها، پلاژیوکلاز در اورتوکلاز به صورت انکلوزیون در بافت موزونیتی ظاهر شده و در مرز بین این دو کانی بافت میرمکیت از نوع حاشیه‌ای (Rim myrmekite) و به ندرت زگیلی (Wathlike myrmekite) تشکیل شده است (شکل ۴). Collins (۲۰۰۰) معتقد است که در جریان فرآیند متاسوتیزم K^+ در گرانیت‌ها، ابتدا میرمکیت حاشیه‌ای و با افزایش شدت دگرشکلی میرمکیت زگیلی تشکیل می‌شود. بر این اساس، با توجه به تشکیل میرمکیت حاشیه‌ای، گرانیت‌های منطقه کلاه‌قازی متحمل دگرشکلی ضعیفی شده‌اند.

بیوتیت: این کانی با حجم ۱۰ تا ۱۵ درصد، فراوان‌ترین کانی فرومنیزین سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه است. وجود بیوتیت فراوان در این سنگ‌ها می‌تواند بیانگر وجود آلومینیوم زیاد در سنگ‌های خاستگاه باشد و به احتمال زیاد دلالت بر منشأ پلیتی آنها دارد (Clarke, 1981). بیوتیت‌ها به طور غالب به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و گاهی بی‌شکل و دارای چندرنگی قهوه‌ای تا زرد هستند که بیانگر وجود Fe^{+3} و Ti^{+4} در ترکیب آنها است. تبدیل این کانی به مسکوویت

آبی جانشین می‌گردد. تورمالین‌هایی که در اثر هیدروترمال بیوتیت متبلور می‌شوند امکان دارد به صورت اولیه باقی بمانند یا ممکن است تحلیل رفته باشند. به طور کلی، وجود بور در مایعات گرانیتهی سبب کاهش دمای ذوب و نقطه تبلور، انتقال ترکیب نقطه مینیمم سیستم Ab-Or-Qz-H₂O به سمت غنی‌شدگی از آلبیت، افزایش حلالیت آب و افزایش پایداری کوارتز می‌گردد (Manning and Pichavant, 1983).

این کانی در توده گرانیتهی کلاه‌قازی به صورت رگه‌هایی به طول چند متر و عرض چندین سانتی‌متر سینوگرانیته‌ها و گاهی مونوزوگرانیته‌ها را قطع می‌کند. این رگه‌ها گاهی حاوی رگه‌های کوارتزی هستند که از متاسوماتیزم هیدروترمال در امان مانده‌اند. تورمالین در منطقه کلاه قازی بیشتر به صورت شکل‌دار و گاهی بی‌شکل مشاهده می‌شود. بلورهای شکل‌دار تورمالین بیشتر با چندرنگی سبز مایل به زرد، زرد تا قهوه‌ای در شکل سوزنی که دلالت بر تبلور سریع آنها دارد، نمایان است (Webber and Simmons, 2007) (شکل ۵). معمولاً تورمالین‌هایی که با چندرنگی‌های یاد شده مشاهده می‌شوند بیشتر از نوع آهن‌دار (شورلیت) هستند (Deer *et al.*, 1991). نتایج تجزیه ریزکاوا الکترونی، این کانی را در رگه‌های هیدروترمال با ترکیبی از نوع محلول جامد شورل-دراویت (هسته آهن‌دار و حاشیه منیزیم‌دار) مشخص می‌نماید (Khalili, 2002). این منطقه‌بندی دال بر خاستگاه هیدروترمال بودن آن است (London and Manning, 1995). تورمالین‌های بی‌شکل با چندرنگی نامتعادل آبی به طور غالب در کنار کردیریت‌های پینیتی شده و سیلیمانیت حضور دارند و آثاری از بیوتیت در آن مشاهده می‌شوند (شکل ۶). بر پایه کارهای تجربی Wolf و London (۱۹۹۷) تورمالین در بالاتر از

موجب آزاد شدن آهن و تشکیل هماتیت و اسفن در درون تیغه‌های ثانویه مسکوویت شده است. همچنین، بیوتیت‌ها به کلریت تجزیه شده‌اند که رنگ اینترفرانس آبی تیره این کانی بیانگر کلریت از نوع آهن‌دار است و طی این دگرسانی اپیدوت نیز آزاد شده است (رابطه ۱). در مواردی پدیده کلریت‌زایی از بیوتیت که معمولاً در دماهای پایین تا متوسط (۳۳۸ درجه سانتیگراد و در شرایط فشار یک کیلو بار) رخ می‌دهد، به حدی است که اثری از بیوتیت بر جا نمی‌ماند (Eggleton and Banfield, 1985). یون K⁺ آزاد شده از بیوتیت باعث سرسیتی شدن پلاژیوکلازها می‌شود. (علایم اختصاری کانی‌ها در رابطه‌های شیمیایی و نیز در شکل‌های میکروسکوپی بر اساس Kretz (۱۹۸۳) است).
رابطه ۱:

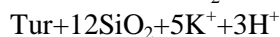
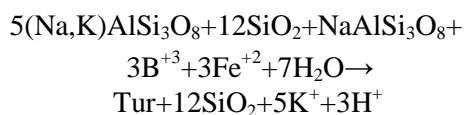


کانی‌های فرعی

تورمالین: این کانی به طور غالب در پگماتیت‌های گرانیتهی، رگه‌های پنوماتولیتیکی، پاره‌ای از گرانیته‌ها و در سنگ‌های دگرگونی به عنوان محصول متاسوماتیزم بور (B) یا از تبلور مجدد دانه‌های آواری با خاستگاه رسوبی به وجود می‌آید (Deer *et al.*, 1991). تورمالین به دلیل دارا بودن دامنه پایداری وسیع شرایط P و T می‌تواند تاریخچه سنگی را که در آن تشکیل شده نشان دهد. این کانی در مرحله پنوماتولیتیک دگرسانی تورمالینی شدن ممکن است توسط ورود بور در طول شکستگی‌ها یا فضاهای خالی سنگ‌ها و واکنش آنها با سنگ دیواره حاصل شود. در جریان این پدیده، نخست بیوتیت مورد هجوم قرار گرفته و تورمالین زرد رنگ تشکیل می‌شود و سپس فلدسپارها به توسط تورمالین آبی یا سبز-

کلاهقازی، تجزیه ریزکاو الکترونی نشان می‌دهد که در اطراف تورمالین‌های این منطقه، پلاژیوکلازها از نوع آلبیت هستند. آلبیت‌زایی ناشی از تأثیرگذاری محلول‌های گرمابی حاوی بور است که ترکیب فلدسپارها را به سمت پلاژیوکلاز سدیک تغییر می‌دهد (Khalili, 2002). بیشتر تورمالین‌ها در گرانیت‌های پر آلومینه، منشأ متاسوماتیزم ساب‌سالیدوس داشته و طی رابطه ۳ حاصل می‌شوند.

رابطه ۳:

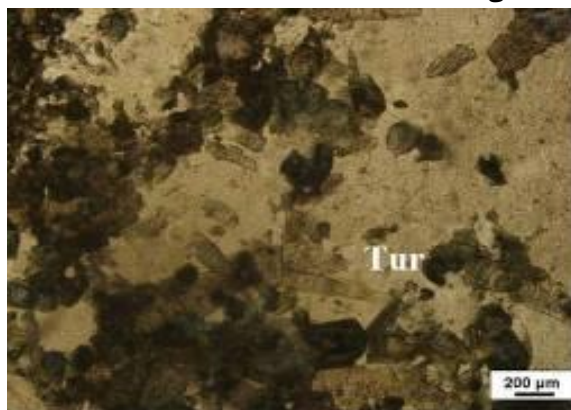


اورتوکلاز

آلبیت



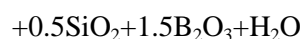
شکل ۳- بافت میکروپریتیت از نوع ریسمانی در منطقه کلاهقازی (XPL).



شکل ۵- تبلور تورمالین سوزنی ناشی از تبلور سریع در منطقه کلاهقازی (PPL).

حرارت ۷۵۰ درجه سانتیگراد و ۲۰۰ مگاپاسگال فشار بخار آب تجزیه شده و نخستین مرحله فرومیزین حاصله شامل: بیوتیت، کاردیریت، گارنت و سیلیمانیت و آلومینوسیلیکات‌ها از قبیل: اسپینل و کرسندم است. همچنین، مقدار زیادی مذاب با محتوای تقریبی ۲ درصد B_2O_3 را آزاد می‌نماید (رابطه ۲).

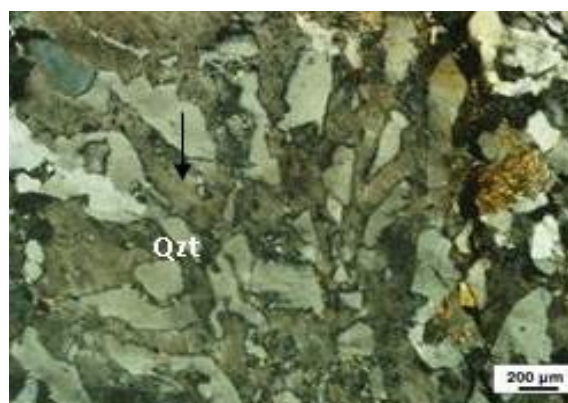
رابطه ۲:



→ فلدسپار پتاسیک + تورمالین

آلومینوسیلیکات + آلبیت + بیوتیت

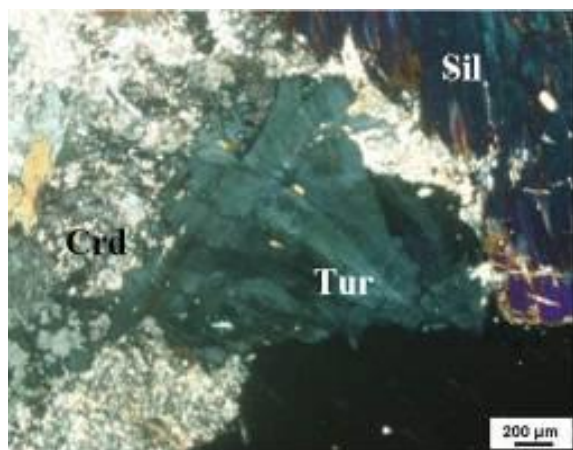
در تأیید وجود چنین واکنشی در منطقه



شکل ۲- بافت گرانوفیریک حاصل از متاسوماتیزم در منطقه کلاهقازی (XPL).



شکل ۴- بافت میرمکیست از نوع زگیلی (۱) و حاشیه‌ای (۲) در منطقه کلاهقازی (XPL).



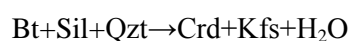
شکل ۶- تورمالین با چندرنگی آبی نامتعادل در کنار کردیریت پینیتی شده، سیلیمانیت و نیز آثاری از بیوتیت در کردیریت در منطقه کلاه قاضی (XPL).

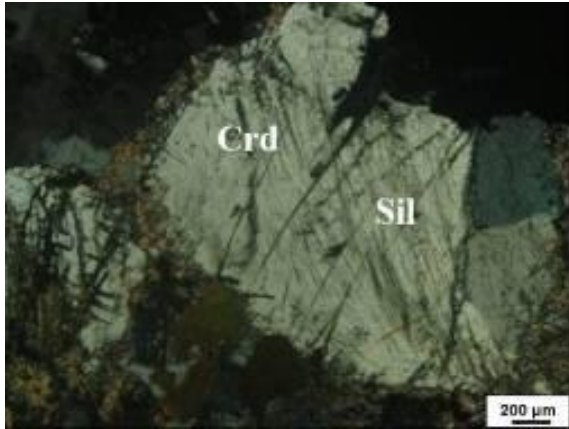
رابطه‌های بین این کانی‌ها به تشکیل کردیریت طی فرآیند ذوب دئیدراسیون بیوتیت در شرایط ≤ 400 مگاپاسکال یا تبلور مذاب‌های گرانیتی پرآلومینه در شرایط ۱۰۰ تا ۲۰۰ مگاپاسکال می‌انجامد (Vielzeuf and Montel, 1994). (۱۹۷۶) معتقد است گرانیت‌های حاوی کردیریت می‌تواند ناشی از ذوب پلیت‌ها در عمق بیش از ۲۵ کیلومتر باشد. همچنین، دانه‌های مدور فراوان کوارتز به ارث برده شده در داخل بلورهای کردیریت حکایت از آن دارد که بخشی از کوارتز به هنگام تشکیل کردیریت از بیوتیت حل شده است. در هر صورت، حضور کوارتز در حاشیه فلدسپاری که در مجموعه کردیریت-کوارتز قرار گرفته است، نشانگر آن است که کوارتز یک محصول واکنشی است. بر اساس آنچه گفته شد، به منظور تشکیل کردیریت دو واکنش را می‌توان ارایه نمود: الف) در اثر تجزیه و تلاشی بیوتیت در حضور مذاب تشکیل‌دهنده و ب) انحلال فلدسپار در داخل مذاب که منجر به آزاد شدن Al و تشکیل کوارتز می‌گردد (شکل ۹). از طرفی، وجود یا عدم وجود بلورهای بی‌شکل و گرد شده فلدسپار در کنار کوارتزهای حاشیه‌ای نشان می‌دهد که منابع تولید Al در تشکیل کردیریت، شاید فلدسپارها، کانی‌های سیلیکاته Al دار، بیوتیت و نیز فاز مذاب است (شکل ۱۰) (Barbey et al., 1999).

کردیریت: این کانی معمولاً به عنوان کانی فرعی در گرانیت‌ها، ریولیت‌ها و در شرایط حرارت بالا-فشار پایین تشکیل می‌شود و به نظر می‌رسد که در بالای گرانیت سالیدوس در یک ماگمای فلسیک پرآلومینه و نیز یک مرحله ساب‌سالیدوس دگرگونی در سنگ‌های پلیتیک باشد. در هر صورت، در هر دو مرحله بالا، این کانی شاخص حرارت بالا-فشار پایین است که ذوب شدید پوسته‌ای را در مراحل حرارتی حاصل از پدیده فرورانش، تحمل نموده است (Clarke, 1995).

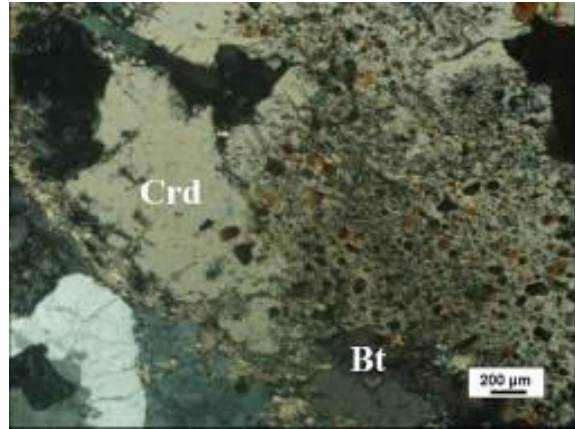
شاخص‌های عمده کنترل‌کننده تشکیل کردیریت در ماگما، فشار نسبی پایین، مقدارهای بالای (Mg و Fe) و Mg/Fe^{+2} ، اندیس اشباع‌شدگی آلومینیم (ASI)، $\alpha-Al_2O_3$ و فوگاسیته اکسیژن (fO_2) است (Rapela et al., 2002).

کردیریت بیشتر به صورت بی‌شکل در ابعاد متوسط تا درشت در گرانودیوریت‌ها و مونوزوگرانیت‌های گرانیتوئید کلاه‌قاضی یافت می‌شود. گاهی دارای ادخال‌هایی از بیوتیت و سوزن‌های سیلیمانیت است که دلالت بر تشکیل کانی کردیریت از تجزیه بیوتیت و سیلیمانیت در جریان پدیده ذوب متناقض دارد (شکل‌های ۷ و ۸) (Gillbauchi and Martinez, 1982).

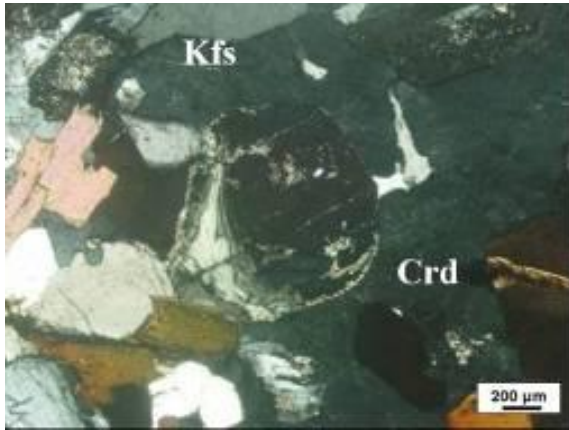




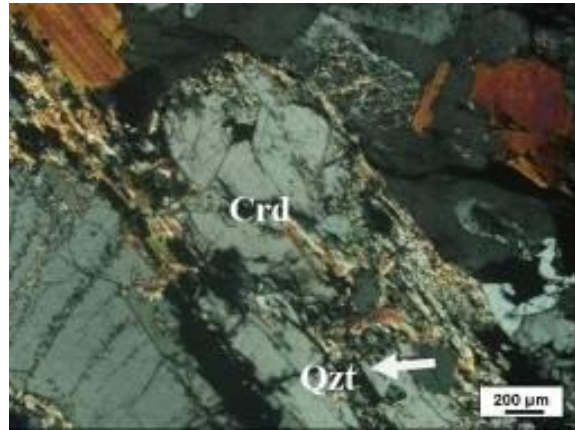
شکل ۸- ادخال بلورهای سوزنی سیلیمانیت در کردیریت منطقه کلاهقازی (XPL).



شکل ۷- ادخال بلورهای بیوتیت در کردیریت منطقه کلاهقازی (XPL).

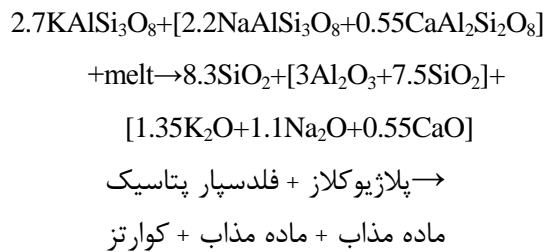


شکل ۱۰- تشکیل فلدسپار در حاشیه کردیریت پینیتی شده منطقه کلاهقازی (XPL).



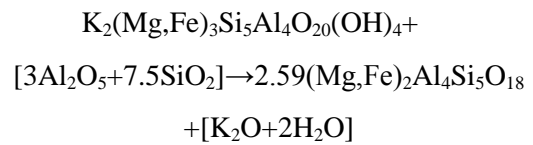
شکل ۹- تشکیل کوارتز ریزدانه بی‌شکل در حاشیه کردیریت منطقه کلاهقازی (XPL).

رابطه ۵:



بر اساس ویژگی‌های بافتی و شیمیایی، کردیریت‌ها به سه نوع ماگمایی، دگرگونی و آناتکسی رده‌بندی می‌شوند (Pereira and Bea, 1994). در کردیریت‌های ماگمایی مقدار Na

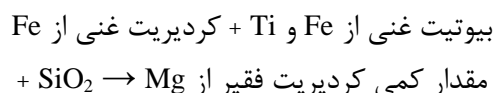
رابطه‌های ۴ و ۵ تعادل Fe و Mg را در کانی‌های بیوتیت و کردیریت نشان می‌دهد. همچنین، میزان ثابت Al و Si در تعادل تشکیل Al_2O_3 و SiO_2 و نیز انحلال فلدسپار به همان نسبت که در سنگ گرانیت میزبان وجود دارد را مشخص می‌نمایند.
 رابطه ۴:



ماده مذاب + کردیریت → ماده مذاب + بیوتیت

تبدیل شده است (شکل ۱۱). سنگ‌های آذرین فلسیک با طبیعت پرآلومینه می‌توانند دارای بلورهای آندالوزیت ماگمایی باشند (Clarke *et al.*, 2005). در شرایط افزایش میزان Al ماگما این کانی می‌تواند با کاهش سالیدوس گرانیته تبلور شود یا شرایط ترکیبی مناسبی فراهم شود. به عبارت رساتر، ماگمای پرآلومینه از نظر میزان درصد Al_2SiO_5 به حد اشباع برسد. شرایط ترکیبی A/CNK برای تبلور آندالوزیت طی سه مرحله فراهم می‌گردد (Clarke *et al.*, 2005). الف) به ارث بردن ترکیب A/CNK از ناحیه خاستگاه: ماگما می‌تواند ترکیب A/CNK را به منظور تشکیل کانی آندالوزیت اولیه از سنگ منشأ با ترکیب پلیتی به ارث برده باشد. ب) تشکیل آندالوزیت در جریان تفریق بلورین فلدسپار: تبلور این کانی می‌تواند در مذاب‌هایی با ترکیب $A/CNK > 1$ و اشباع از Al_2SiO_5 انجام شود. در صورتی که تشکیل با تبلور کانی‌های کردیریت، بیوتیت و مسکوویت همراه باشد، تبلور آن به تعویق می‌افتد و در این رابطه، اگر با مواد پلیتی آغشتگی ایجاد نماید میزان $A > CNK$ افزایش می‌یابد و در این حال آندالوزیت نیز تشکیل می‌شود و ج) افزایش ترکیب A/CNK توسط تحول سیال: ظهور آندالوزیت در آپلیت‌ها با پگماتیت‌های اشباع از فاز سیال، نقش این فاز سیال را در تشکیل آندالوزیت بیان می‌کند. وجود بلورهای شکل‌دار آندالوزیت در برخی از پگماتیت‌ها نشان می‌دهد که آندالوزیت در برابر عملکرد سیالات هیدروترمال پایدار است (Whitney and Dilek, 2000). با توجه به طبیعت نوع S توده گرانیته‌ی کلاه‌قازی (Khalili, 2002) منشأ سنگ‌های پلیتی را می‌توان برای تشکیل آندالوزیت تصور نمود.

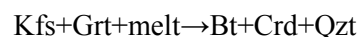
معمولاً زیاد است. این نوع کردیریت منطقه‌بندی معکوس دارد. کردیریت‌ها در لوپکوگرانیته‌ها و در شرایط ماگمایی معمولاً مطابق مکانیسم زیر حاصل می‌شوند:



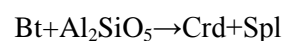
در کردیریت‌های دگرگونی میزان $Mg/(Mg+Fe+Mn)$ کمتر از ۰/۴۵ است و این نوع کردیریت‌ها طبق رابطه ۶ و با افزایش حرارت به وجود می‌آیند. رابطه ۶:



و با افزایش نسبی فشار رابطه ۷ برقرار می‌شود (Grant, 1985). رابطه ۷:

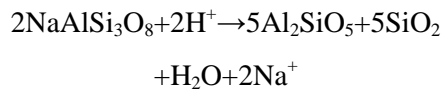


کردیریت‌های آناتکسی در حرارت ۶۶۰ تا ۷۷۰ درجه سانتیگراد و فشار ۳/۵ کیلوبار تشکیل می‌شوند. بر پایه داده‌های ریزپردازش، کردیریت‌های منطقه کلاه‌قازی با میزان $Mg/(Mg+Fe+Mn) = 0/712$ و $\Sigma \text{Channel cations}(\text{Na}+\text{K}) = 0/024$ از نوع دگرگونی-آناتکسی تشخیص داده شده است (Khalili, 2002). با توجه به حضور مجموعه کانی‌های کردیریت-اسپینل و سیلیکات‌های Al دار در منطقه کلاه‌قازی، کردیریت در ارتباط با آناتکسی سنگ منشأ پلیتی و به خرج بیوتیت و طی واکنش زیر به وجود آمده است (شکل‌های ۹ تا ۱۱).



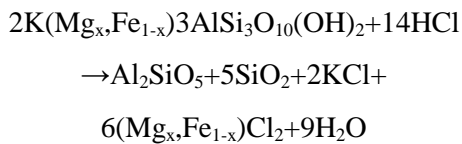
آندالوزیت: بلورهای آندالوزیت به صورت نیمه شکل‌دار و در فرم کشیده، بیشتر در مونوزوگرانیته‌ها و گراندیوریت‌های کلاه‌قازی مشاهده می‌شود که در اثر دگرسانی به سریسیت

رابطه ۱۰:



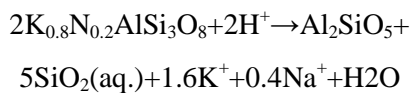
آلبیت → سیلیمانیت (Vernon, 1979)

رابطه ۱۱:



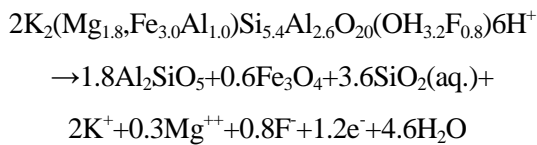
بیوتیت → سیلیمانیت (Kerrick, 1987)

رابطه ۱۲:



سیلیمانیت → فلدسپار پتاسیک (Wintsch and Andrews, 1988)

رابطه ۱۳:



مگنتیت + سیلیمانیت → بیوتیت (Wintsch and Andrews, 1988)

Vernon (۱۹۷۹) پدیده متاسوماتیسم هیدروژن را مطابق رابطه‌های ۸ تا ۱۰ برای فیبری شدن (Fibrolization) بیوتیت، مسکویت و فلدسپار در کمپلکس کووما (Cooma) در استرالیا در نظر می‌گیرد. Kerrick (۱۹۸۷) بر این باور است که فیبری شدن بیوتیت در کنتاکت هاله دگرگونی توده نفوذی اونگال (Oonegal) بر اثر چرخش سیالات اسیدی غنی از HCl حاصل از توده نفوذی بیان شده طی مرحله تأخیری تبلور کانی‌ها انجام شده است (رابطه ۱۱). همچنین، Wintsch و Andrews (۱۹۸۸) مکانیسم متفاوتی برای رشد سیلیمانیت ارائه نمودند که می‌تواند محصول جانیشینی فلدسپار پتاسیک و بیوتیت در

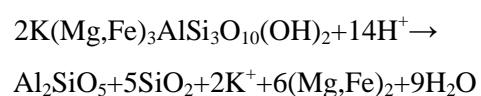
سیلیمانیت: این کانی به صورت بلورهای سوزنی و گاهی دسته علفی طویل در گرانیتوئیدهای منطقه کلاه‌قازی دیده می‌شود. بلورهای ریز و سوزنی‌شکل این کانی در بعضی از کردیریت‌ها به صورت ادخال وجود دارد (شکل ۸). همچنین، بلورهای بزرگ و طویل دسته علفی نیز در متن کردیریت‌های بسیار درشت پینیتی شده مشاهده می‌شود. به صورتی که در مرز بین سیلیمانیت و کردیریت، کانی اسپینل سبز رنگ ریزدانه تشکیل شده است (شکل ۱۲). پولک‌های ریز مسکوویت و بلور کیانیت در فرم گوه‌ای نیز در متن سیلیمانیت نمایان است که شاید به تغییرات فشار و حرارت در جریان تبلور کانی‌های سیلیمانیت-کیانیت اشاره دارد (شکل ۱۳). گاهی سیلیمانیت در درون آندالوزیت به صورت انکلوزیون حضور یافته است. به طوری که سطوح کلیواژ آنها در یک راستا قرار گرفته و به نظر می‌رسد که این دو در یک زمان متبلور شده‌اند (شکل ۱۴). بعضی از پژوهشگران مانند: Vernon (۱۹۷۹) و Kerrick (۱۹۸۷) معتقد هستند سیلیمانیت‌هایی که بافت‌های اولیه دگرگونی یا آذرین را حفظ کرده‌اند در جریان فرآیندهای آبشویی (Leaching) کاتیون پایه (Base cation) سیلیکات‌ها (متاسوماتیک) حاصل شده‌اند. رابطه‌های تشکیل سیلیمانیت در ادامه آورده شده است (Vernon, 1979).

رابطه ۸:



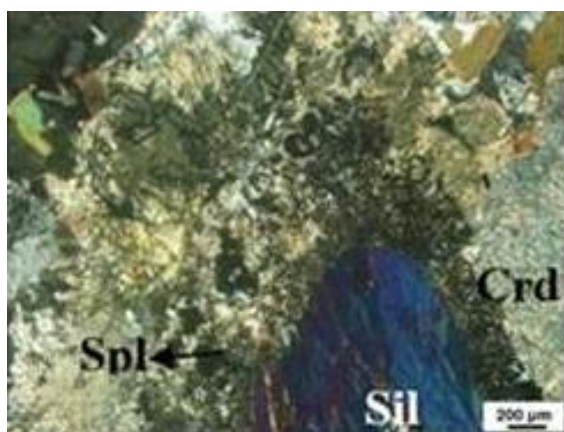
سیلیمانیت → فلدسپار پتاسیک (Vernon, 1979)

رابطه ۹:



سیلیمانیت → بیوتیت (Vernon, 1979)

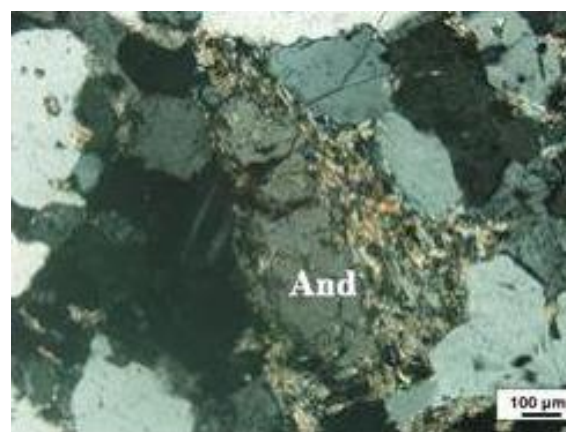
کاهش دانه‌های کوارتز در بین لایه‌های سیلیمانیت می‌تواند به دلیل افزایش انحلال کوارتز در سیالات اسیدی باشد. در رابطه‌های ۸، ۱۰ و ۱۲، SiO_2 آلكالی و H_2O ایجاد می‌شود و در رابطه‌های ۹، ۱۱ و ۱۳ مگنتیت، Fe و Mg و نیز کانی سیلیمانیت تشکیل می‌شود. مسکوویت‌های دانه‌ریز در شکستگی‌ها و رگچه‌های سیلیمانیت و نیز دانه‌های ریز مگنتیت که در کنار بیوتیت فیبری شده و در ارتباط با سیلیمانیت یافت می‌شوند، K و Fe مورد نیاز خود را از تلاشی اورتوکلاز و بیوتیت تأمین نموده‌اند. با توجه به شکل ۱۵ به نظر می‌رسد که تبلور سیلیمانیت در گرانیتوئید کلاه‌قازی ناشی از رشد آن در طول فلدسپار و حواشی بیوتیت باشد. سیلیمانیت می‌تواند در اثر دهیدراسیون-مذاب مسکوویت از سنگ اولیه (پروتولیت) با ترکیب متاپلیتی نیز حاصل شود. Pattison (۱۹۹۲) اظهار می‌دارد که همجواری کیانیت و سیلیمانیت به تغییرات درجه حرارت و فشار اشاره دارد (شکل ۱۳).



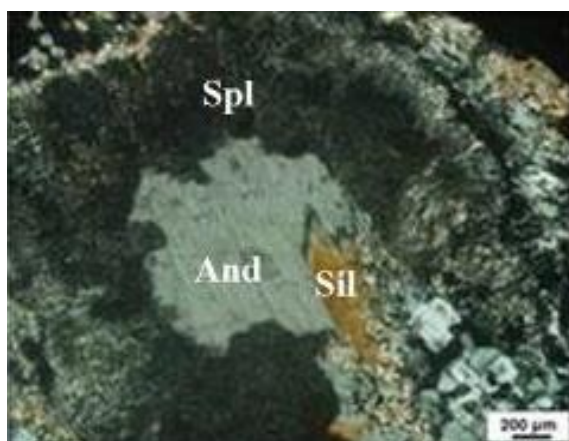
شکل ۱۲- ارتباط کانی‌شناختی کردیریت پنینیتی شده با سیلیمانیت و تشکیل اسپینل در مرز آنها در منطقه کلاه‌قازی (XPL).

یک پگماتیت‌گرانیست باشد. به این منظور، Andrews و Wintsch (۱۹۸۸) مدلی از فیبری شدن بیوتیت ناشی از پدیده دگرشکلی با منشأ متاسوماتیک را برای تشکیل سیلیمانیت در مقطع میکروسکوپی پهنه برشی (Shear zone) تصور می‌نمایند (رابطه‌های ۱۲ و ۱۳). به منظور توجیه عدم حضور کوارتز و کانی‌های حاوی پتاسیم به عنوان فازهای همراه با سیلیمانیت، وجود یک سیستم باز با محتوای شیمیایی غیر فرار را پیشنهاد می‌نمایند (Wintsch and Andrews, 1988).

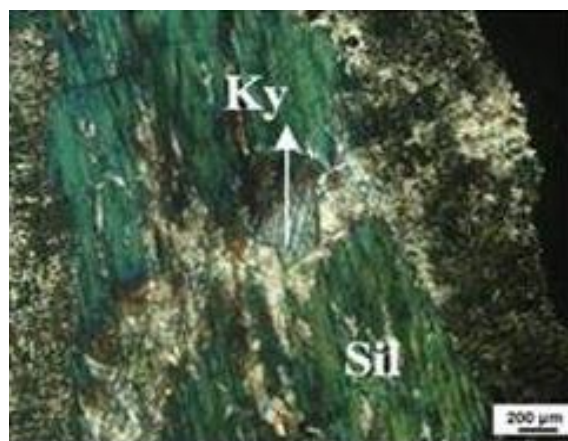
در ادامه به اشکال بافتی که می‌تواند به منشأ متاسوماتیسم سیلیمانیت و جانشینی آن توسط فلدسپار پتاسیک، بیوتیت و پلاژیوکلاز آلبیتی دلالت کند، اشاره می‌شود (Musumeci, 2002). الف) رشد سیلیمانیت در طول حاشیه فلدسپار و بیوتیت، ب) منطقه‌بندی بیوتیت‌های فیبری شده، و ج) دانه‌های نادر کوارتز در بین لایه‌های سیلیمانیت.



شکل ۱۱- بلور آندالوزیت دگرسان شده به سربسیست منطقه کلاه‌قازی (XPL).

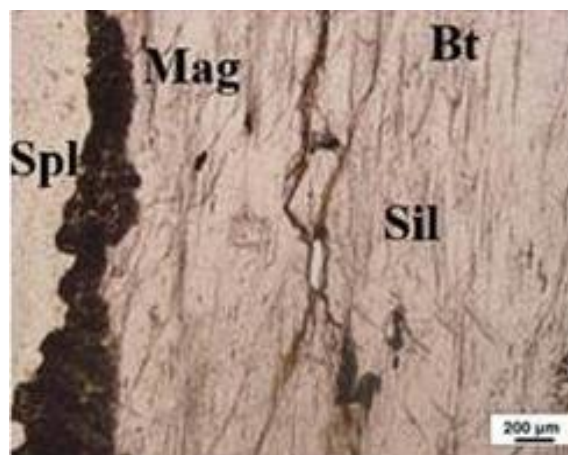


شکل ۱۴- تشکیل بلور سیلیمانیت در راستای کلیواژ آندالوزیت در منطقه کلاه‌قازی که توسط اسپینل احاطه شده است (XPL).



شکل ۱۳- تشکیل کیانیت گوه‌ای شکل در بلورهای دسته‌علفی سیلیمانیت و نیز بلورهای ریز مسکوویت در سیلیمانیت در منطقه کلاه‌قازی (XPL).

شکل ۱۵- تشکیل سیلیمانیت از بیوتیت و آزادسازی مگنتیت در منطقه کلاه‌قازی در راستای کلیواژهای سیلیمانیت (PPL).



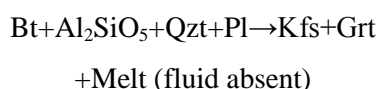
تصور نمود. شکل ۱۳ ارتباط بین کردیریت، سیلیمانیت با انکلوزیون‌های ریزدانه مسکوویت و نیز بخشی از بلور کیانیت که در حال تبدیل به سیلیمانیت است را نشان می‌دهد. وجود مسکوویت‌های ریزدانه در درون سیلیمانیت‌های دسته‌علفی مطابق با رابطه ۱۳ است (Wintsch and Andrews, 1988).

اسپینل: این کانی معمولاً به صورت بلورهای بسیار ریزدانه، بی‌شکل تا شکل‌دار چندوجهی و به رنگ سبز تیره در حد فاصل و مرز کانی‌های کردیریت و سیلیمانیت و نیز با آندالوزیت به صورت بافت هم‌رشدی ریزدانه (Sympectic) در

کیانیت: این کانی به دو حالت در سنگ‌های گرانیتوئیدی کلاه‌قازی دیده می‌شود. در سینوگرانیت‌ها به صورت بلور نیمه شکل‌دار با شکل سرنیزه‌ای در کانی سیلیمانیت ادخال شده است و نوع دوم به حالت بی‌شکل و کشیده در آنکلاوهای گرانودیوریتی (شکل ۱۶) حضور دارد. کیانیت معمولاً معرف فشار زیاد است که با افزایش درجه حرارت به سیلیمانیت تبدیل می‌گردد اما در فشار زیاد تنها کیانیت پایدار است. با توجه به این که این کانی در آنکلاوهای یاد شده بدون حضور سایر کانی‌های تری‌مورف Al_2SiO_5 ظاهر شده است؛ بنابراین، می‌توان آن را به عنوان پسمانده

پوسته‌ای ناشی شده‌اند. همچنین، Rene و Stelling (۲۰۰۷) بر این باور هستند که گارنت به طور غالب به عنوان یک کانی فرعی در گرانیتهای سنگ‌های ولکانیک یافت می‌شود و خاستگاه آن قابل بحث است. به گونه‌ای که در گذشته سه مکانیسم گوناگون برای منشأ آن تصور می‌شد. الف) به عنوان مرحله پسمانده دیرگداز حاصل از ذوب بخشی (Stone, 1988)، ب) حاصل از یک مذاب گرانیتهی پرآلومینه به شدت تفریق یافته (Harrison, 1988) و در شرایط فشار پایین و ج) به عنوان بیگانه‌بلور یا درشت‌بلورهای فشار بالا که به سطوح فوقانی پوسته زمین حمل شده‌اند (Green, 1977). همچنین، گارنت می‌تواند کانی متداول لویکوگرانیته‌ها، پگماتیت‌گرانیته‌ها یا آپلیته‌ها به عنوان کانی حاوی (Fe-Mg)-Mn که از تبلور مذاب‌های تأخیری حاصل شده، باشد (Pe-Piper, 2000).

این کانی در هر سه گروه گرانیتهای منطقه کلاه قاضی به صورت دانه‌های ریز قرمز رنگ پراکنده است. در مشاهدات میکروسکوپی نیز به صورت نیمه شکل‌دار تا بدون شکل با شکستگی‌های نامنظم نمایان است و ارتباط کانیایی آن به طور غالب با کانی بیوتیت است (شکل ۱۸). همچنین، تشکیل فلدسپار پتاسیک و گارنت، (شکل‌های ۱۸ و ۱۹) به پدیده آناتکسی طی رابطه ۱۴ در اثر تلاشی بیوتیت اشاره دارد (Kalsbeek *et al.*, 2001).
رابطه ۱۴:

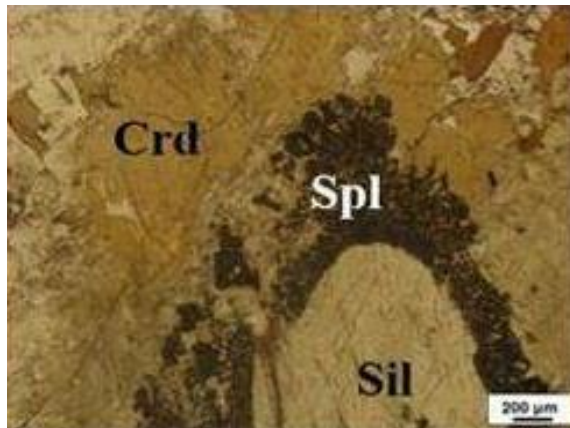


با افزایش حرارت (بنا به اظهار Vielzeuf و Holloway (۱۹۸۸) افزون از ۸۵۰ درجه سانتیگراد) حجم عظیمی از ماده مذاب تشکیل می‌شود (Kalsbeek *et al.*, 2001).

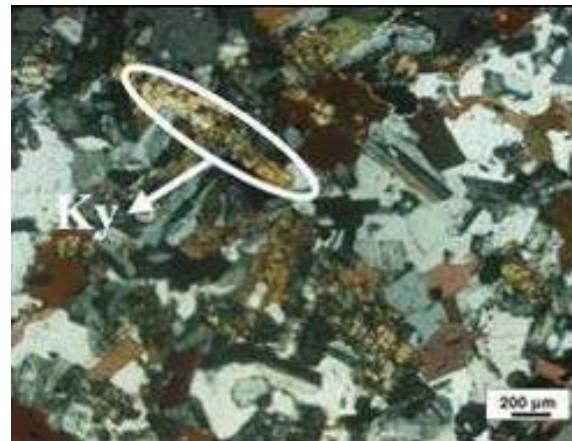
هر سه نوع گرانیتهی کلاه قاضی یافت می‌شود که Vernon (۲۰۰۴) این بافت را حاصل هسته‌بندی سریع کانی و فقدان سیال طی رشد می‌داند. با توجه به وجود عناصر Al، Cr و Fe در ترکیب اسپینل، حضور آن در کنار آلومینوسیلیکات‌ها که واجد مقادیر زیادی Al هستند و نیز آزاد شدن Mg و Fe از بیوتیت‌ها، شرایط را برای تبلور اسپینل فراهم می‌نماید (شکاهای ۱۲ تا ۱۵ و ۱۷). نتایج تجزیه ریزپردازش، این کانی را از نوع هرسنیت مشخص نموده است (Khalili, 2002) که در اثر دگرگونی رسوبات غنی از آهن تشکیل شده است. هم‌رشدی اسپینل و کردیریت به جای آندالوزیت یا سیلیمانیت در غالب شرایط دگرگونی ناحیه‌ای حرارت بالا گزارش شده است (White *et al.*, Pitra and De Waals, 2001) حضور چنین بافتی و نیز توصیف دقیق پتروژنز آنها به درک تحول تکتونیک حرارتی (Tectonothermal) پوسته زمین کمک می‌نماید (Marmo *et al.*, 2002).

رشد اسپینل در سنگ متاپلیتی حاوی مذاب، نیاز به حرارتی بیش از ۷۲۰ درجه سانتیگراد دارد (Greya *et al.*, 2003). اسپینل موجود در اطراف بیوتیت و سیلیمانیت (شکل ۱۵) که از تجزیه این کانی‌ها حاصل شده، در شرایط حرارت بالا، میزان پایین SiO_2 ، فوگاسیته بالای اکسیژن و در رسوبات متاآرژیلیتی غنی از Fe به وجود می‌آید (Johnson *et al.*, 2004).

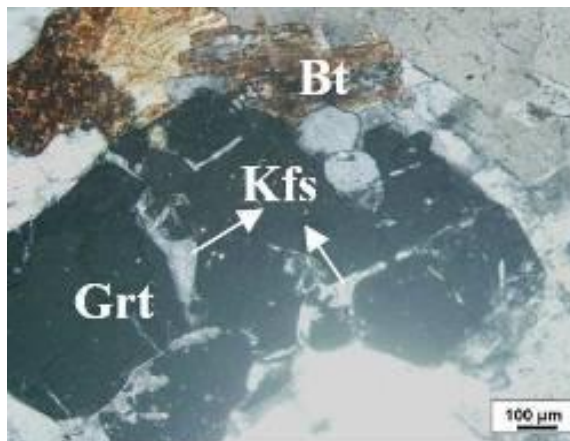
گارنت: گارنت‌های گرانیتهی‌ها معمولاً به عنوان پسمانده تصور می‌شود (Pattison *et al.*, 1982). گارنت-آلماندین و آلومینوسیلیکات‌های آندالوزیت، کردیریت و سیلیمانیت در برخی از گرانیتهی‌ها به عنوان کانی‌های دگرگونی تحت نام بیگانه بلور (Xenocryst) نامیده می‌شوند که بر اثر تخریب مکانیکی و از هضم ناقص سنگ‌های



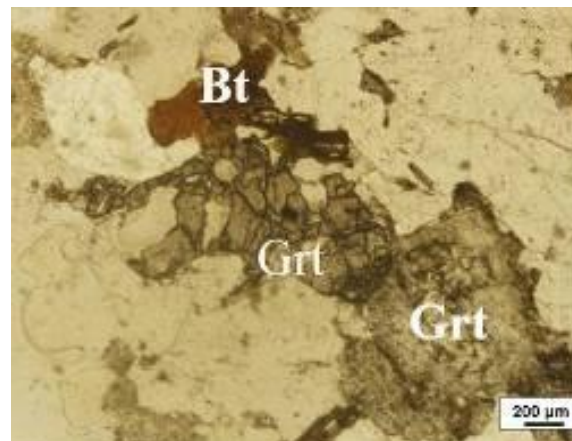
شکل ۱۷- هم‌رشدی اسپینل، کوردیریت پینیتی شده و سیلیمانیت در منطقه کلاه‌قازی (PPL).



شکل ۱۶- بلورهای کیانیت در آنکلاو گرانودیوریت منطقه کلاه‌قازی به عنوان پسمانده (XPL).



شکل ۱۹- تشکیل فلدسپار پتاسیک و گارنت که بیانگر مرحله آناکسی سنگ‌های پلیتی در منطقه کلاه‌قازی است (XPL).



شکل ۱۸- ارتباط گارنت و بیوتیت که نشانگر تأثیر کانی بیوتیت در تشکیل گارنت در منطقه کلاه‌قازی است (PPL).

فلدسپارها، در نمودار An-Ab-Or دمای تبلور فلدسپارها در فشار ۴/۵ کیلو بار بین ۷۰۰ تا ۹۰۰ برآورد می‌شود (Nekvasil *et al.*, 2000) (شکل ۲۰).

گارنت یکی از مهم‌ترین کانی‌های فرعی در گرانیت‌های پرآلومینوس نوع S و گرانیت‌های پگماتیتی است (Hogan, 1996). به منظور تشخیص نوع گارنت‌های منطقه کلاه‌قازی، نمونه‌هایی از گارنت‌های گرانودیوریت‌ها تجزیه شیمیایی شدند که نتایج آن در جدول ۳ آورده شده است (Safari Mirghaleh, 2013) و بر اساس

ویژگی‌های میکروسکوپی کانی‌ها می‌تواند حاصل ویژگی‌های مختلف شیمیایی آنها باشد. به این منظور از نتایج تجزیه ریزپردازش کانی‌های پلاژیوکلاز، اورتوکلازهای سنگ‌های توده گرانیتوئیدی و نیز از بلورهای گارنت در نمونه‌های گرانودیوریت استفاده شد (جدول‌های ۱ تا ۳) (Safari Mirghaleh, 2013).

پلاژیوکلازهای گرانیتوئید کلاه‌قازی دارای منطقه‌بندی نرمال است و ترکیبی بین اولیگوکلاز تا آندزین نشان می‌دهد و فلدسپار پتاسیم این سنگ‌ها از نوع اورتوکلاز است. با ترکیب

دلیل نداشتن منطقه‌بندی بارز (Green, 1977)، نبود میان‌بارهای سیلیمانیت و نیز عدم وجود قطعاتی از سنگ اولیه در گارنت‌های منطقه کلاه‌قازی، می‌توان منشأ ماگمایی را برای آنها در نظر گرفت (شکل ۲۱). همچنین، در تأیید این منشأ می‌توان از نمودار Mn-Mg-Fe با وارد نمودن نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی گارنت‌های گرانودیوریت کلاه‌قازی استفاده نمود. همان‌طور که مشاهده می‌شود همه نمونه‌ها در قلمرو آذرین قرار می‌گیرند (شکل ۲۲) (Miller and Stoddard, 1981).

نتایج تجزیه شیمیایی، گارنت‌های گرانیتوئید این منطقه، به طور عمده از نوع پیرالسپیت و غنی از آلماندین هستند.

به عقیده Harangi و همکاران (۲۰۰۲)، گارنت‌های دارای $MnO < 4wt\%$ و نیز $CaO < 4wt\%$ دارای خاستگاه متاپلیتی یا از ماگمای با طبیعت S هستند. با وارد نمودن نتایج تجزیه شیمیایی گارنت‌های گرانیتوئیدهای کلاه‌قازی در نمودار CaO در برابر MnO، محدوده‌هایی با خاستگاه متاپلیتی و نیز ماگمای با طبیعت S را نشان می‌دهند (شکل ۲۰). اما به

جدول ۱- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی پلاژیوکلازهای سنگ‌های گرانیتوئیدی کلاه‌قازی (بر اساس ۸ اکسیژن)

| samples | Granodiorite | | | | Monzogranite | | | | Syenogranite | | | |
|----------------------------------|--------------|--------|--------|--------|--------------|--------|--------|-------|--------------|--------|--------|-------|
| | Rim | Core | | Rim | Rim | Core | | Rim | Rim | Core | | Rim |
| No. | K44-1 | K44-4 | K44-5 | K44-7 | K4-1 | K4-4 | K4-5 | K4-7 | K26-1 | K26-4 | K26-5 | K26-7 |
| SiO ₂ % | 50.88 | 56.99 | 58.48 | 60.77 | 56.31 | 59.55 | 60.11 | 60.92 | 62.85 | 59.54 | 57.77 | 60.09 |
| TiO ₂ | 0.17 | 0.20 | 0.33 | 0.00 | 0.20 | 0.39 | 0.37 | 0.00 | 0.38 | 0.33 | 0.24 | 0.15 |
| Al ₂ O ₃ | 31.74 | 27.44 | 26.06 | 24.95 | 28.18 | 25.58 | 25.11 | 24.75 | 23.25 | 25.81 | 28.14 | 24.48 |
| Fe ₂ O ₃ * | 0.62 | 0.48 | 0.70 | 0.25 | 1.07 | 0.80 | 0.69 | 0.75 | 0.57 | 0.38 | 0.67 | 0.96 |
| MgO | 0.21 | 0.23 | 0.26 | 0.30 | 0.30 | 0.21 | 0.15 | 0.28 | 0.16 | 0.30 | 0.28 | 0.34 |
| CaO | 8.84 | 8.59 | 8.52 | 7.86 | 6.90 | 7.56 | 7.55 | 6.00 | 3.42 | 4.34 | 4.82 | 5.07 |
| Na ₂ O | 6.82 | 5.31 | 5.03 | 5.30 | 5.68 | 5.20 | 5.34 | 5.49 | 8.01 | 8.31 | 7.16 | 7.45 |
| K ₂ O | 0.72 | 0.76 | 0.63 | 0.58 | 1.36 | 0.72 | 0.68 | 0.82 | 1.27 | 0.99 | 0.92 | 1.45 |
| Total | 100.00 | 100.00 | 100.01 | 100.01 | 100.00 | 100.01 | 100.00 | 99.01 | 99.91 | 100.00 | 100.00 | 99.99 |
| Si | 9.25 | 10.20 | 10.45 | 10.79 | 10.11 | 10.60 | 10.69 | 10.88 | 11.14 | 10.62 | 10.30 | 10.75 |
| Al | 6.79 | 5.79 | 5.48 | 5.21 | 5.96 | 5.36 | 5.26 | 5.21 | 4.85 | 5.42 | 5.91 | 5.16 |
| Fe ³⁺ | 0.09 | 0.07 | 0.09 | 0.03 | 0.14 | 0.11 | 0.09 | 0.10 | 0.08 | 0.05 | 0.09 | 0.13 |
| Ti | 0.02 | 0.03 | 0.04 | 0.00 | 0.03 | 0.05 | 0.05 | 0.00 | 0.05 | 0.04 | 0.03 | 0.02 |
| Mg | 0.06 | 0.06 | 0.07 | 0.08 | 0.08 | 0.06 | 0.04 | 0.08 | 0.04 | 0.08 | 0.07 | 0.09 |
| Ca | 2.50 | 2.03 | 1.63 | 1.50 | 1.33 | 1.44 | 1.44 | 1.15 | 0.65 | 0.83 | 0.92 | 0.97 |
| Na | 0.99 | 1.05 | 1.74 | 1.82 | 1.98 | 1.80 | 1.84 | 1.90 | 2.75 | 2.87 | 2.48 | 2.58 |
| K | 0.17 | 0.17 | 0.14 | 0.13 | 0.31 | 0.16 | 0.15 | 0.19 | 0.29 | 0.23 | 0.21 | 0.33 |
| Cations | 19.86 | 19.50 | 19.65 | 19.56 | 19.94 | 19.58 | 19.57 | 19.50 | 19.86 | 20.14 | 20.01 | 20.04 |
| X | 16.15 | 16.08 | 16.07 | 16.03 | 16.24 | 16.12 | 16.10 | 16.19 | 16.12 | 16.14 | 16.33 | 16.06 |
| Z | 3.72 | 3.42 | 3.59 | 3.53 | 3.70 | 3.46 | 3.48 | 3.31 | 3.73 | 4.01 | 3.68 | 3.98 |
| Ab | 56.00 | 50.30 | 49.50 | 52.90 | 54.70 | 52.80 | 53.60 | 58.80 | 74.60 | 73.20 | 68.70 | 66.50 |
| An | 40.10 | 45.00 | 46.40 | 43.30 | 36.70 | 42.40 | 41.90 | 35.50 | 17.60 | 21.10 | 25.50 | 25.00 |
| Or | 3.90 | 4.70 | 4.10 | 3.80 | 8.60 | 4.80 | 4.50 | 5.80 | 7.80 | 5.70 | 5.80 | 8.50 |

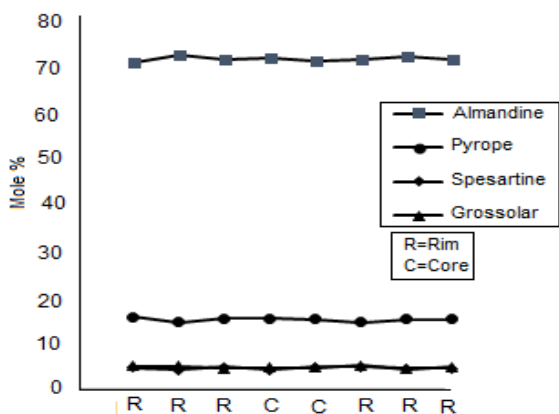
جدول ۲- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی فلدسپار پتاسیک سنگ‌های گرانیتوئیدی کلاهقاضی (بر اساس ۸ اکسیژن)

| Samples | Granodiorite | | | | Monzogranite | | | | Syenogranite | | | |
|----------------------------------|--------------|-------|--------|--------|--------------|--------|--------|--------|--------------|--------|--------|--------|
| | Rim | Core | | Rim | Rim | Core | | Rim | Rim | Core | | Rim |
| No. | K44-1 | K44-4 | K44-5 | K44-7 | K4-1 | K4-4 | K4-5 | K4-7 | K26-1 | K26-4 | K26-5 | K26-7 |
| SiO ₂ | 65.08 | 64.78 | 64.77 | 65.20 | 66.81 | 65.86 | 65.77 | 66.68 | 65.63 | 65.58 | 65.32 | 65.46 |
| TiO ₂ | 0.25 | 0.31 | 0.25 | 0.53 | 0.18 | 0.28 | 0.22 | 0.00 | 0.24 | 0.22 | 0.10 | 0.20 |
| Al ₂ O ₃ | 18.26 | 19.21 | 18.61 | 18.43 | 18.35 | 18.10 | 18.93 | 18.58 | 18.42 | 18.44 | 18.53 | 18.65 |
| Fe ₂ O ₃ * | 0.68 | 0.48 | 0.67 | 0.61 | 0.58 | 0.64 | 0.56 | 0.00 | 0.75 | 0.66 | 0.37 | 0.66 |
| MgO | 0.24 | 0.16 | 0.43 | 0.08 | 0.08 | 0.28 | 0.16 | 0.22 | 0.15 | 0.36 | 0.19 | 0.16 |
| CaO | 0.41 | 0.39 | 0.37 | 0.27 | 0.43 | 0.37 | 0.50 | 0.40 | 0.31 | 0.42 | 0.48 | 0.37 |
| Na ₂ O | 1.67 | 1.58 | 1.26 | 0.95 | 1.62 | 1.12 | 2.01 | 2.00 | 1.99 | 1.20 | 1.64 | 2.26 |
| K ₂ O | 13.06 | 13.08 | 13.64 | 13.94 | 11.96 | 13.36 | 11.85 | 12.13 | 12.51 | 13.12 | 13.37 | 12.47 |
| Total | 99.65 | 99.99 | 100.00 | 100.01 | 100.01 | 100.01 | 100.00 | 100.01 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.23 |
| Si | 11.95 | 11.84 | 11.88 | 11.94 | 12.09 | 12.02 | 11.94 | 12.08 | 11.97 | 11.97 | 11.95 | 11.92 |
| Al | 3.95 | 4.14 | 4.02 | 3.98 | 3.91 | 3.89 | 1.05 | 3.96 | 3.96 | 3.96 | 3.99 | 4.00 |
| Fe ³⁺ | 0.09 | 0.07 | 0.09 | 0.08 | 0.08 | 0.09 | 0.08 | 0.0 | 0.10 | 0.09 | 0.05 | 0.09 |
| Ti | 0.04 | 0.04 | 0.03 | 0.07 | 0.03 | 0.04 | 0.03 | 0.00 | 0.03 | 0.03 | 0.01 | 0.03 |
| Mg | 0.07 | 0.04 | 0.12 | 0.02 | 0.02 | 0.08 | 0.04 | 0.06 | 0.04 | 0.10 | 0.05 | 0.04 |
| Ca | 0.08 | 0.08 | 0.07 | 0.05 | 0.08 | 0.07 | 0.10 | 0.08 | 0.06 | 0.08 | 0.09 | 0.07 |
| Na | 0.59 | 0.56 | 0.45 | 0.34 | 0.57 | 0.40 | 0.71 | 0.70 | 0.70 | 0.43 | 0.58 | 0.80 |
| K | 3.06 | 3.05 | 3.19 | 3.26 | 2.76 | 3.11 | 2.75 | 2.80 | 2.91 | 3.05 | 3.12 | 2.90 |
| Cations | 19.82 | 19.82 | 19.85 | 19.75 | 19.55 | 19.70 | 19.69 | 19.69 | 19.77 | 19.71 | 19.86 | 19.85 |
| X | 16.02 | 16.09 | 16.02 | 16.08 | 16.11 | 16.04 | 16.09 | 16.04 | 16.06 | 16.05 | 16.01 | 16.04 |
| Z | 3.80 | 3.73 | 3.83 | 3.67 | 3.44 | 3.66 | 3.59 | 3.64 | 3.72 | 3.66 | 3.85 | 3.81 |
| Ab | 15.90 | 15.20 | 12.10 | 9.20 | 16.70 | 11.10 | 19.90 | 19.60 | 19.20 | 11.90 | 15.30 | 21.30 |
| An | 2.20 | 2.10 | 2.00 | 1.50 | 2.40 | 2.00 | 2.70 | 2.20 | 1.70 | 2.30 | 2.50 | 1.90 |
| Or | 81.90 | 82.70 | 86.00 | 89.30 | 80.90 | 86.90 | 77.30 | 78.20 | 79.20 | 85.80 | 82.20 | 76.90 |

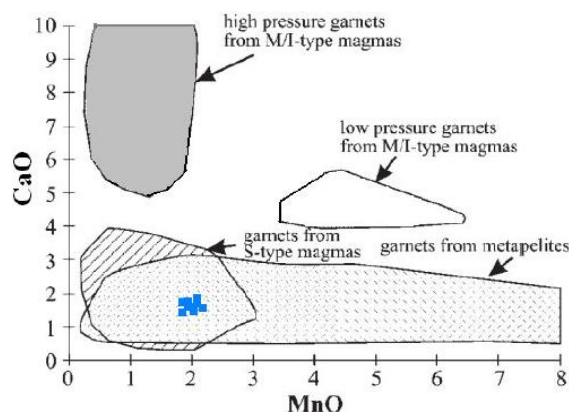
جدول ۳- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی گارنت‌های گرانودیوریت‌های منطقه کلاهقاضی به همراه فرمول ساختاری آن

| Samples | Rim | Rim | Rim | Core | Core | Rim | Rim | Rim |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 41.18 | 40.1 | 40.14 | 40.43 | 40.36 | 40.56 | 42.52 | 40.75 |
| TiO ₂ | 0.36 | 0.39 | 0.22 | 0.25 | 0.35 | 0.34 | 0.20 | 0.30 |
| Al ₂ O ₃ | 20.64 | 21.08 | 21.47 | 21.02 | 20.94 | 20.71 | 20.52 | 20.91 |
| FeO | 26.98 | 27.82 | 27.66 | 27.83 | 27.72 | 27.61 | 26.82 | 27.49 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.99 | 3.09 | 3.07 | 3.09 | 3.08 | 3.06 | 2.98 | 3.05 |
| MnO | 2.03 | 1.86 | 2.12 | 1.89 | 2.14 | 2.14 | 1.94 | 2.01 |
| MgO | 3.48 | 3.29 | 3.44 | 3.48 | 3.46 | 3.30 | 3.29 | 3.39 |
| CaO | 1.72 | 1.71 | 1.6 | 1.63 | 1.68 | 1.80 | 1.50 | 1.66 |
| Na ₂ O | 0.33 | 0.4 | 0.11 | 0.22 | 0.06 | 0.31 | 0.00 | 0.21 |
| Total | 99.71 | 99.74 | 99.83 | 99.84 | 99.79 | 99.83 | 99.85 | 99.77 |

| Samples | Rim | Rim | Rim | Core | Core | Rim | Rim | Rim |
|---------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| ادامه جدول ۳-۳.... | | | | | | | | |
| Structural formula based on 24 Oxygen | | | | | | | | |
| TSi | 3.30 | 3.21 | 3.22 | 3.24 | 3.24 | 3.25 | 3.41 | 3.27 |
| Sum_A | 3.30 | 3.21 | 3.22 | 3.24 | 3.24 | 3.25 | 3.41 | 3.27 |
| Al ^{VI} | 1.95 | 1.99 | 2.03 | 1.98 | 1.98 | 1.95 | 1.94 | 1.97 |
| Ti | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.02 |
| Sum_A | 1.97 | 2.01 | 2.04 | 2.00 | 2.00 | 1.97 | 1.95 | 1.99 |
| Fe ²⁺ | 1.99 | 2.05 | 2.04 | 2.05 | 2.05 | 2.03 | 1.98 | 2.03 |
| Mg | 0.42 | 0.39 | 0.41 | 0.42 | 0.41 | 0.39 | 0.39 | 0.41 |
| Mn | 0.14 | 0.13 | 0.14 | 0.13 | 0.15 | 0.15 | 0.13 | 0.14 |
| Ca | 0.15 | 0.15 | 0.14 | 0.14 | 0.14 | 0.16 | 0.13 | 0.14 |
| Na | 0.05 | 0.06 | 0.02 | 0.03 | 0.01 | 0.05 | 0.00 | 0.03 |
| Sum_B | 2.74 | 2.78 | 2.75 | 2.77 | 2.76 | 2.78 | 2.64 | 2.74 |
| Sum_cat | 8.00 | 8.00 | 8.00 | 8.00 | 8.00 | 8.00 | 8.00 | 8.00 |
| Alm. | 72.05 | 73.68 | 72.71 | 73.20 | 72.55 | 72.72 | 73.33 | 72.92 |
| Gross. | 5.89 | 5.80 | 5.39 | 5.49 | 5.63 | 6.07 | 5.25 | 5.64 |
| Pyrope | 16.57 | 15.53 | 16.26 | 16.27 | 16.14 | 15.50 | 16.04 | 16.03 |
| Spess. | 5.49 | 4.99 | 5.64 | 5.03 | 5.67 | 5.71 | 5.37 | 5.40 |

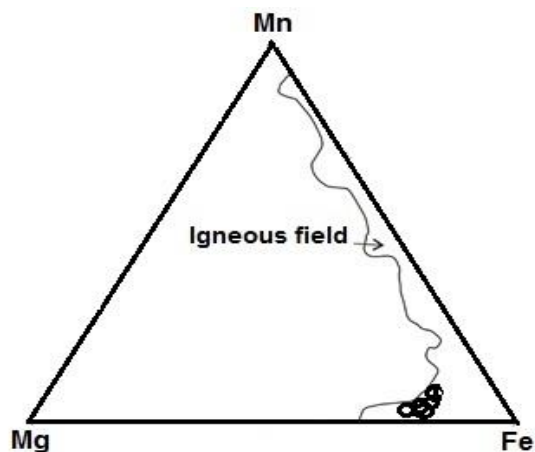


شکل ۲۱- نمایش عدم منطقه‌بندی در بلورهای گارنت منطقه کلاه‌قازی (Gharib, 2012).



شکل ۲۰- پراکنندگی گارنت‌های گرانودیوریت کلاه‌قازی با منشأ متاپلیتی (Harangi et al., 2002).

شکل ۲۲- ترکیب شیمیایی گارنت‌های گرانودیوریت کلاه‌قازی در قلمرو آذرین (Miller and Stoddard, 1981)



ژئوشیمی

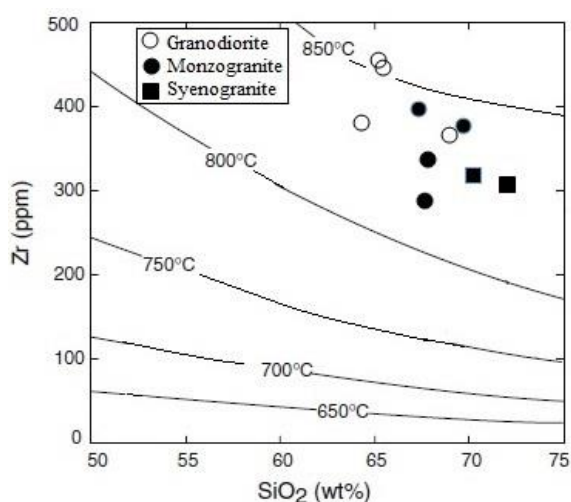
در گستره ۰/۲۳ تا ۰/۵۹ درصد وزنی است که آنها را در محدوده سری کالک‌آلکان مشخص می‌نماید. میزان درصد وزنی Al_2O_3 در محدوده ۱۴ تا ۱۶/۸۶ است که به دلیل فراوانی پلاژیوکلاز و نیز کانی‌های آلومینوسیلیکات‌ها به عنوان کانی‌های فرعی است. بر اساس درجه اشباع از آلومین، سنگ‌های منطقه کلاه‌قازی در گستره پراآلمینوس توزیع شده‌اند.

نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و فرعی توده گرانیتوئیدی کلاه‌قازی در جدول ۴ ارائه شده است (Safari Mirghaleh, 2013). میزان درصد وزنی SiO_2 (۶۴ تا ۷۲ درصد) بیانگر طیف سنگ‌های منطقه از نوع گرانودیوریت، مونزوگرانیت و سینوگرانیت است. مقدار TiO_2 سنگ‌های کلاه قازی

جدول ۴- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و فرعی سنگ‌های گرانیتوئیدی کلاه قازی با روش XRF

| Samples | Granodiorite | | | | Monzogranite | | | | Syenogranite | |
|-------------|--------------|--------|--------|--------|--------------|--------|--------|--------|--------------|-------|
| | No. | K48 | K-38 | K-43 | K-44 | K-5 | K-33 | K-23 | K-4 | K-25 |
| SiO_2 | 64.00 | 65.53 | 65.78 | 68.71 | 67.17 | 67.49 | 67.61 | 69.45 | 70.20 | 72.00 |
| TiO_2 | 0.59 | 0.54 | 0.49 | 0.53 | 0.57 | 0.53 | 0.56 | 0.48 | 0.35 | 0.23 |
| Al_2O_3 | 16.40 | 15.50 | 16.86 | 14.48 | 14.57 | 14.92 | 15.26 | 15.84 | 14.10 | 14.00 |
| $Fe_2O_3^*$ | 5.65 | 5.59 | 5.73 | 5.83 | 5.68 | 5.38 | 5.33 | 2.97 | 3.46 | 2.85 |
| MnO | 0.10 | 0.06 | 0.05 | 0.05 | 0.08 | 0.07 | 0.07 | 0.04 | 0.06 | 0.04 |
| MgO | 1.17 | 1.00 | 0.60 | 1.64 | 1.55 | 1.49 | 1.48 | 1.23 | 0.94 | 0.45 |
| CaO | 3.96 | 3.42 | 5.05 | 2.39 | 2.90 | 2.71 | 2.72 | 2.75 | 2.60 | 2.85 |
| Na_2O | 2.19 | 2.60 | 2.38 | 2.39 | 1.75 | 1.79 | 1.81 | 2.18 | 1.97 | 2.80 |
| K_2O | 3.35 | 2.30 | 3.43 | 2.81 | 3.31 | 3.55 | 3.47 | 2.93 | 3.51 | 3.50 |
| P_2O_5 | 0.18 | 0.11 | 0.1 | 0.11 | 0.11 | 0.11 | 0.11 | 0.09 | 0.10 | 0.08 |
| LOI | 1.47 | 1.86 | 2.39 | 2.36 | 1.45 | 1.09 | 1.34 | 2.88 | 2.46 | 0.47 |
| Total | 100.06 | 99.01 | 99.85 | 99.30 | 99.14 | 99.13 | 99.76 | 99.84 | 99.75 | 99.27 |
| Ba | 300 | 294 | 291 | 210 | 256 | 237 | 300 | 123 | 317.5 | 305 |
| Rb | 129.00 | 138.90 | 136.20 | 154.80 | 146.75 | 143.50 | 143.25 | 150.00 | 144.50 | 18.00 |
| Sr | 310 | 215 | 210 | 210 | 190 | 190 | 210 | 200 | 190 | 185 |
| Zr | 384 | 470 | 460 | 390 | 410 | 298 | 348 | 400 | 341 | 330 |
| Th | 13.20 | 12.50 | 12.59 | 10.67 | 13.96 | 14.29 | 14.79 | 8.93 | 14.33 | 16.60 |
| Ga | 23.8 | 27.00 | 22.00 | 31.00 | 22.50 | 20.60 | 33.00 | 30.00 | 35.50 | 30.00 |
| Zn | 52.36 | 24.90 | 54.20 | 26.30 | 52.65 | 50.05 | 62.70 | 57.00 | 43.40 | 40.00 |
| Ni | 120 | 135 | 130 | 125 | 115 | 115 | 130 | 120 | 113 | 113 |
| Cr | 58.00 | 55.00 | 62.10 | 49.85 | 60.00 | 57.00 | 50.50 | 53.00 | 48.00 | 64.00 |
| Hf | 4.00 | 3.85 | 3.47 | 3.64 | 4.60 | 4.28 | 4.51 | 3.05 | 3.79 | 3.50 |
| Co | 15.00 | 14.31 | 14.25 | 9.78 | 14.29 | 10.76 | 12.70 | 10.19 | 16.11 | 1.00 |
| W | 4.25 | 4.10 | 4.00 | 4.35 | 4.00 | 3.90 | 3.90 | 4.40 | 4.05 | 3.90 |
| U | 1.65 | 1.60 | 1.46 | 1.16 | 1.55 | 1.71 | 1.62 | 0.78 | 1.91 | 1.80 |
| Sn | 240 | 265 | 260 | 225 | 238 | 236 | 260 | 240 | 235 | 230 |
| Mo | 4.50 | 2.93 | 2.89 | 4.49 | 2.98 | 3.02 | 3.01 | 5.00 | 2.89 | 2.50 |
| Cs | 13.00 | 14.50 | 13.83 | 8.21 | 9.41 | 9.51 | 12.76 | 11.26 | 10.52 | 12.00 |
| Ta | 1.01 | 1.12 | 1.27 | 1.09 | 1.34 | 1.14 | 0.99 | 1.22 | 0.99 | 1.00 |
| Ce | 42.00 | 48.85 | 46.70 | 37.84 | 62.35 | 60.85 | 57.90 | 44.69 | 45.20 | 62.00 |

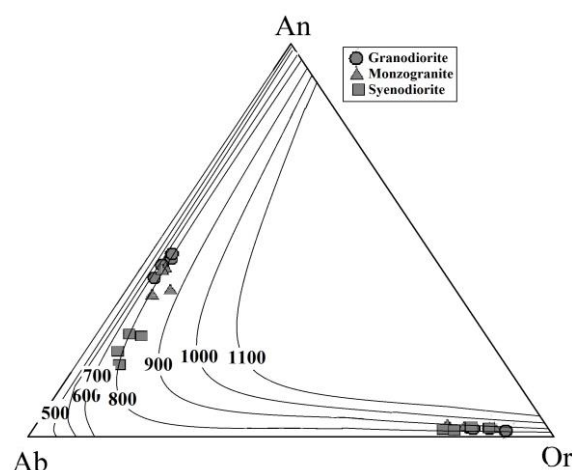
مول اسپسارتین، مانند گارنت‌هایی که در سنگ‌های پلوتونیک استرالیای شرقی هستند، در عمق بیش از ۱۸ کیلومتر متبلور می‌شوند. گارنت‌های غنی از آلماندین در فشار ۴ تا ۵ کیلو بار به صورت فاز مایع تشکیل می‌شوند (Clemens and Wall, 1981). همچنین، بر اساس نتایج ژئوبارومتری، بارومتری، سکانس‌های تبلور و نیز با توجه به داده‌های تجربی مشخص شده است که ماده مذاب با محتوی ۳ تا ۵ درصد وزنی آب با فازهای تبلور تأخیری کانی‌هایی از قبیل: گارنت، بیوتیت و پلاژیوکلاز در دمای بیش از ۸۵۰ درجه سانتیگراد و فشار بیش از ۴ کیلو بار حاصل می‌شود (Clemens and Wall, 1981).



شکل ۲۴- پراکندگی سنگ‌های توده گرانیتوئیدی کلاه‌قازی در محدوده دمای ۸۲۰ تا ۸۶۰ درجه سانتیگراد (Kemp et al., 2005).

نمایش خاموشی موجی کانی‌های کوارتز بیانگر شرایط دگرشکلی ضعیف تا متوسط حاکم بر گرانیتوئیدهای منطقه کلاه‌قازی است. همچنین، ایجاد بافت کنسرتال و نیز دگرسانی کانی‌ها و فرآیندهای سرپسیتی شدن، کائولینیتی شدن و کلریتی شدن را می‌توان به عملکرد سیالات

تعیین دمای توده گرانیتوئیدی کلاه‌قازی: با ترکیب فلدسپارها، در نمودار An-Ab-Or دمای تبلور فلدسپارها در فشار ۴/۵ کیلو بار بین ۷۰۰ تا ۹۰۰ برآورد می‌شود (Nekvasil et al., 2000) (شکل ۲۳). همچنین، از آنجایی که زیرکن قادر است طی حوادث زمین‌شناسی بدون تغییر باقی‌بماند، بنابراین، برای تعیین دمای تبلور توده گرانیتوئید کلاه‌قازی از نمودار Zr در برابر SiO_2 استفاده شد (Kemp et al., 2005) (شکل ۲۴). با توجه به پراکندگی نمونه‌های مورد بررسی، محدوده ۸۲۰ تا ۸۶۰ درجه سانتیگراد به دست آمد. Green (۱۹۷۷) بیان نمود گارنت‌هایی با ترکیب آلماندین و دارای میزان کمتر از ۱۰ درصد



شکل ۲۳- نمودار An-Ab-Or نشانگر دمای تعادل تبلور فلدسپارهای گرانیتوئیدهای کلاه‌قازی در بازه دمای ۷۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتیگراد (Nekvasil, et al., 2000).

نتیجه‌گیری

ویژگی‌های پتروگرافی و روابط کانی‌شناختی با توجه به نتایج شیمی کانی‌های فلدسپار و تجزیه‌های شیمیایی توده گرانیتوئید کلاه‌قازی به اختصار در ادامه بیان می‌شود. ظهور بافت میرمیکت حاشیه‌ای و تا حدی زگیلی و نیز

هیدروترمال نسبت داد. همجواری اورتوکلاز پرتیتی و اورتوکلاز تک بلور، بیانگر سرعت زیاد زمان جایگیری توده و نیز عدم وجود زمان کافی برای تغییرات گسترده کانی‌شناسی است. تورمالین‌های منطقه با هسته آهن‌دار و حاشیه منیزیم‌دار به خاستگاه هیدروترمال آن اشاره دارد. همچنین، تأثیر محلول‌های بوردار (B) بر روی فلدسپارها، منجر به تشکیل فلدسپارهای آلبیتی شده است. به ارث بردن A/CNK از سنگ‌های پلیتی دیواره به توده گرانیوتوئیدی باعث تشکیل آندالوزیت شده است. پایداری سه پلی‌مورف سیلیمانیت-آندالوزیت-کیانیت در این توده می‌تواند بیانگر تغییرات پی در پی شرایط حرارت و فشار و نیز از دگرگونی پیش‌رونده در منطقه حکایت داشته باشد. به گونه‌ای که حضور این سه کانی به صورت همزیست و در حال تعادل با یکدیگر دمای ۶۲۰ درجه سانتیگراد و فشار ۵/۵ کیلو بار را مطرح می‌نماید. حضور کیانیت به صورت ادخال در سیلیمانیت‌های سینوگرانیت‌ها می‌تواند حاصل افزایش فشار به هنگام تبلور این کانی باشد. در صورتی که وجود کیانیت در آنکلاوهای توده گرانیوتوئیدی کلاه‌قازی و فقدان سایر کانی‌های تری‌مورف‌های آلومینوسیلیکات، می‌تواند این کانی را به عنوان پسمانده (Restite) معرفی نماید. تبلور بلورهای سوزنی سیلیمانیت و نیز وجود ادخال‌های بیوتیت در کردیریت نشانگر تجزیه این کانی‌ها در جریان ذوب متناقض به هنگام تشکیل کردیریت است. به عبارت دیگر، طی فرآیند آناتکسی و در اثر ذوب سنگ‌های پلیتی تبلور کردیریت به خرج بیوتیت انجام شده است. دهیدراسیون بیوتیت در تشکیل مذاب گرانیتی در فشار ۳/۵ کیلو بار و حرارت ۶۶۰ تا ۷۷۰ درجه سانتیگراد رخ می‌دهد. حضور اسپینل‌های سبزرنگ هرسینیت در اطراف

کانی‌های کردیریت و سیلیمانیت و نیز در حواشی آندالوزیت به صورت بافت هم‌رشدی ریزدانه بیانگر حرارت بیش از ۷۲۰ درجه سانتیگراد است. افزون بر این، تبلور اسپینل در اطراف سیلیمانیت، علاوه بر حرارت بالا، به مقدار پایین SiO_2 و فوگاسیته بالای اکسیژن در رسوبات متاآرژیلیتی غنی از Fe اشاره دارد. با نمودار An-Ab-Or دمای تشکیل فلدسپارهای توده کلاه‌قازی بین ۷۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتیگراد به دست آمد. گارنت‌های منطقه کلاه‌قازی با میانگین ۱/۶۶ درصد وزنی $\text{CaO} < 4\text{wt}\%$ و عدم منطقه‌بندی دارای خاستگاه آذرین و در ارتباط با ماگمایی با طبیعت S هستند. همچنین، تشکیل گارنت با ترکیب آلماندین در توده گرانیوتوئیدی کلاه‌قازی به شرایط فشار ۴ تا ۵ کیلو بار، عمق بیش از ۱۸ کیلومتر و حرارت بیشتر از ۸۵۰ درجه سانتیگراد اشاره دارد. بر اساس شواهد بافتی و داده‌های شیمی‌کانی و ژئوشیمیایی سنگ کل توده گرانیوتوئیدی کلاه‌قازی، دمای تشکیل ماگما حدود ۷۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتیگراد است که در فشار بخار آب بیش از ۲ کیلو بار تشکیل شده است. همچنین، ترتیب رویداد فرآیندهای منطقه کلاه‌قازی را می‌توان به این صورت خلاصه نمود: الف) ذوب سنگ‌های پلیتی در شرایط آناتکسی منجر به تشکیل مذابی با ترکیب گرانیت شده است و طی نفوذ این مذاب به درون سنگ‌های متاپلیتی، کانی کیانیت (در آنکلاو) به عنوان کانی‌های دیرگداز در آن باقی‌مانده است، ب) حضور سه پلی‌مورف سیلیمانیت-آندالوزیت-کیانیت در این توده طی تغییرات پی در پی شرایط حرارت و فشار و نیز دگرگونی پیش‌رونده، دمای ۶۲۰ درجه سانتیگراد و فشار ۵/۵ کیلو بار را مطرح می‌نماید، ج) طی فرآیند ذوب نامتناقص بیوتیت در شرایط فشار ۳/۵ کیلو بار و حرارت

فرورانش و برخورد صفحه عربی و پهنه ایران مرکزی در بخش جنوبی پهنه سنندج-سیرجان در زمان کرتاسه کامل شده است، بنابراین، تشکیل توده گرانیتوئیدی کلاهقازی شاید می‌تواند در ارتباط با پدیده فرورانش اقیانوس نئوتتیس و برخورد صفحه عربی با ایران مرکزی باشد.

سپاسگزاری

نگارندگان از دکتر سید محسن طباطبایی منش از گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان به خاطر در اختیار گذاشتن تعدادی از مقاطع نازک توده گرانیتوئیدی منطقه کلاهقازی تشکر و قدردانی می‌نمایند.

۶۶۰ تا ۷۷۰ درجه سانتیگراد کردیریت با منشأ دگرگونی-آاناتکسی تشکیل شده است، ج) تشکیل اسپینل با افزایش دمای بیش از ۷۲۰ درجه سانتیگراد در اطراف کانی‌های آلومینوسیلیکات، (د) در اثر رخدادهای دگرشکلی و تأثیر محلول‌های هیدروترمال و نیز دگرسانی، پدیده‌های سریسیتی، کلریتی، آلبیتی و تورمالینی شدن را نیز می‌توان در منطقه کلاهقازی بیان نمود. با توجه به این که توده گرانیتوئیدی کلاه قازی شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های لیاس را قطع نموده این توده دارای سنی معادل ژوراسیک میانی (۱۶۵±۲/۱ میلیون سال قبل) است که شاید می‌تواند حاصل تأثیر فاز کوهزایی کیمیرین پسین باشد. به لحاظ این که پدیده

منابع

- Barbey, P., Marignac, C., Montel, J. M., Macaudiere, J., Gasquet, D. and Jabboti, J. (1999) Cordierite growth textures and the condition of genesis and emplacement of crustal granitic magmas: the Valay granite complex (Massif Central, France). *Journal of Petrology* 40(9): 1425-1441.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (2001) Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences* 48: 489-499.
- Clarke, D. B. (1981) The mineralogy of peraluminous granites: a review. *Canadian Mineralogists* 19: 3-17.
- Clarke, D. B. (1995) Cordierite in felsic igneous rocks a synthesis. *Mineralogical Magazine* 59: 311-325.
- Clarke, D. B., Dorais, M., Barbarin, B., Barker, D., Cesare, B., Clarke, G., Baghdadi, M. E., Erdmann, S., Forster, H. J., Gaeta, M., Gottesmann, B., Jamieson, R. A., Kontak, D. J., Koller, F., Gommès, C. L., London, D., Morgan Vi, G. B., Neves, L. J. P. F., Patison, D. R. M., Pereira, A. J. S. C., Pichavant, M., Rapela, C. W., Renno, A. D., Richards, S., Roberts, M., Ruttura, A., Saavedra, J., Sial, A. N., Toselli, A. J., Ugidos, J. M., Uher, P., Villaseca, C., Visona, D., Whitney, D. L., Williamson, B. and Woodard, H. H. (2005) Occurrence and origin of andalusite in peraluminous felsic igneous rocks. *Journal of Petrology* 46 (3): 441-472.
- Clemens, J. D. and Wall, V. J. (1981) Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. *Canadian Mineralogist* 19: 111-131.
- Collins, L. G. (2000) Overlooked experimental evidence for K-replacements of plagioclase and origin of microcline in granite plutons. *Electronic Intrnet Publication* 37: 1-7.
- Chiu, H. Y., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Mohammadi, S. S., Khatib, M. M. and Yoshiyuki Iizuka, Y. (2013) Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. *Lithos* 162-163: 70-87.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman J. (1991) An introduction to the rock forming minerals. Longman

Scientific and Technical, London.

- Eggleton R. N. and Banfield J. F. (1985) The alteration of granitic biotite to chlorite. *American Mineralogist* 70: 902-910.
- Ehlers, E. G. (1972) The interpretation of geological phase diagrams. San Francisco, W. H. Freeman and Co Company. Ltd.
- Gharib, M. E. (2012) Origin and evolution history of magmatic garnet-bearing pegmatites and associated granitoids, Abu Had area, south eastern desert, Egypt: inference from petrology and geochemistry. *Journa of American Science* 8(10): 536-554.
- Gillbauchi, J. I. and Martinez, F. J. (1982) Petrology of garnet-cordierite, sillimanite gneisses from the El tomes thermal dome, Iberian Hercynian foldbelt (W Spin). *Contribution to Mineralogy and Petrology* 80 (1): 14-24.
- Grant, J. A. (1985) Phase equilibria in partial melting of pelitic rocks. In: *Migmatites* (Ed. Ashworth, J. R.) 86-144. Blackie, Glasgow.
- Green, T. H. (1976) Experimental generation of cordierite-or garnet-bearing granitic liquids from pelitic composition. *Geology* 4: 324-354.
- Green, T. H. (1977) Garnet in silicic liquids and its possible use as a P-T indicator. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 65: 59-67.
- Greya, T. V., Uken, R., Reinhardt, J., Watkeys, M. K., Maresch, M. V. and Clarke, B. M. (2003) Cold fingers in hot magma: Numerical modeling of country-rock diapirs in the Bushveld Complex. *South Africa Geology* 31: 753-756.
- Hall, A. (1987) *Igneous petrology*. Longman Scientific and Technical, London.
- Harangi, S. Z., Downes, H., Kosa, L., Szabo, C. S., Thirlwall M. F., Mason P. R. D. and Matthey, D. (2002) Almandine garnet in calc-alkaline volcanic rocks of the Pannonian basin (eastern-Central Europe), geochemistry, petrogenesis and geodynamic implications. *Journal of Petrology* 10: 1813-1843.
- Harrison, T. N. (1988) Magmatic garnets in the Cairngorm granite, Scotland. *Mineralogical Magazine* 52: 659-667.
- Hogan, J. P. (1996) Insight from igneous reaction space: a holistic approach to granite crystallization. *transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences* 87: 147-157.
- Hyndman, D. W. (1981) Controls on source and depth of emplacement of granitic magma. *Geology* 9: 244-249.
- Johnson, T., Brown, M., Gibson, R. and Wing, B. (2004) Spinel-cordierite symplectites replacing andalusite: evidence for melt-assisted diapirism in the Bushveld Complex, south Africa. *Journal of Metamorphic Geology* 22: 529-545.
- Kalsbeek, F., Jepsen, H. F. and Jones, K. A. (2001) Geochemistry and petrogenesis of S-type granites in the east Greenland Caledonides. *Lithos* 57: 91-109.
- Kemp, A. I. S., Whitehouse, M. J., Hawkesworth, C. J. and Alarcon, M. K. (2005) A zircon U-Pb study of metaluminous (I-type) granites of the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia: implications for the high/low temperature classification and magma differentiation processes. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 150: 230-249.
- Kerrick, D. M. (1987) Fibrolite in contact aureoles of Donegal Ireland. *American Mineraologists* 72: 240-254.
- Khalili, Kh. (2002) Origin of Kolah Ghazi granites and its enclaves (S-SE Isfahan). MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).

- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- London, D. and Manning, D. A. C. (1995) Chemical variation and significance of tourmaline from SW England. *Economic Geology* 90: 495-519.
- Manning, D. A. C. and Pichavant, M. (1983) The role of fluorine and boron in the generation of granitic melts. In: *Migmatites melting and metamorphism* (Eds. Atherton, M. P. and Gribble, C. D.) 94-109. Shiva Publication, Nantwich.
- Marmo, B. A., Clarke, G. L. and Powell, R. (2002) Fractionation of bulk rock composition due to porphyroblast growth; effects on eclogite facies mineral equilibria, Pam Peninsula, New Caledonia. *Journal of Metamorphic Geology* 20: 151-165.
- Miller, C. F. and Stoddard, E. F. (1981) The role of manganese in the pangenesis of magmatic garnet: an example from the Old Woman-Piute Range, California. *Journal of Geology* 89: 233-246.
- Musumeci, G. (2000) Sillimanite-bearing shear zones in syntectonic leucogranite: fluid-assisted brittle-ductile deformation under amphibolite facies conditions. *Journal of Structural Geology* 24: 1491-1505.
- Nekvasil, H., Simon, A. and Lindsley, H. (2000) Crystal fractionation and the evolution of intra-plate hynormative igneous suites: insights from their feldspar. *Journal of Petrology* 41: (12) 1743-1757.
- Pattison, D. R. M., Carmichael, D. M. and St-Onge, M. R. (1982) Geothermometry and Geobarometry applied to early Paleozoic "S-type" granitoid plutons, Wopmag Orogen. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 79: 394-404.
- Pattison, D. R. M. (1992) Stability of andalusite and sillimanite and the Al_2O_3 triple point constraints from the Ballachulish aureole, Scotland. *Journal of Geology* 100: 423-446.
- Pe-Piper, G. (2000) Origin of S-type granites coeval with I-type granites in the Hellenic subduction system, Miocene of Naxos, Greece. *European Journal of Mineralogy* 12: 859-875.
- Pereira, M. D. and Bea, F. (1994) Cordierite-producing reactions in the Pena-Negra complex, Avila batholith, Central Spain: the key role of cordierite in low-pressure anatexis. *Canadian Mineralogist* 32: 763-780.
- Pirajno, F. (2009) *Hydrothermal processes and mineral systems*. Springer, Verlag, Berlin.
- Pitra, P. and De Waals, S. A. (2001) High-temperature, low-pressure metamorphism and development of prograde symplectites, Marble Hall Fragment, Bushveld complex (south Africa). *Journal of Metamorphic Geology* 19: 311-325.
- Rapela, C. W., Baldo, E. G., Pankhurst, R. J. and Saavedra, J. (2002) Cordierite and leucogranite formation during emplacement of high peraluminous magma: the El Pilon granite complex (Sierras Pampeanas, Argentina). *Journal of Petrology* 43 (6): 1003-1028.
- Rene, M. and Stelling, J. (2007) Garnet-bearing granite from the Trebic pluton, Bohemian massif (Czech Republic). *Mineralogy and Petrology* 91: 55-69.
- Safari Mirghale, A. (2013) Petrogenesis and stable isotope (O) study of Kolah Ghazi granitic pluton (south-southwest of Isfahan). MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).
- Stone, J. (1988) The significance of almandine garnets in the Lundy and Dartmoor granites. *Mineralogical Magazine* 52: 651-658.
- Tabatabaei Manesh, M. (1995) Study of geology and petrology of Kolah Ghazi intrusives (S-SE Isfahan). MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).
- Vernon, R. H. (1979) Formation of late sillimanite by hydrogen metasomatism (base-leaching) in some high grade gneisses. *Lithos* 12: 143-152.

- Vernon, R. H. (2004) A practical guide to rock microstructure. Cambridge University Press, Cambridge.
- Vielzeuf, D. and Holloway, J. R. (1988) Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the politic system. consequences for crustal differentiation. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 98: 257-275.
- Vielzeuf, D. and Montel, J. M. (1994) Partial melting of metagreywackes, part 1. fluid-absent experiments and phase relationship. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 117: 375-393.
- Webber, K. L. and Simmons, W. M. B. (2007) Crystallization dynamics. International Symposium. 06th-12th May, Porto, Portugal.
- White, R. W., Powell, R. and Clarke, G. L. (2003) Prograde metamorphic assemblage evolution during melting of metasedimentary rocks at low pressures: migmatites from Mt Stafford, Central Australia. *Journal of Petrology* 44: 1937-1960.
- Whitney, D. L. and Dilek, Y. (2000) Andalusite-sillimanite-quartz veins as indicators of low-pressure-high-temperature deformation during late-stage unroofing of a metamorphic core complex, Turkey. *Journal of Metamorphic Geology* 18: 59-66.
- Wintsch, R. P. and Andrews, M. S. (1988) Deformation induced growth of sillimanite "stress" mineral revised. *Journal of Geology* 96: 143-161.
- Wolf, M. B. and London, D. (1997) Boron in granitic magmas: stability of tourmaline in equilibrium with biotite and cordierite. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 130: 12-30.
- Zahedi, M. (1978) Explanatory text of the Esfahan Quadrangle Map 1:250000, No. F8, Geologist Survey of Iran, Tehran.

The study of P-T formation of Kolah Ghazi granitoid based on mineralogical relationships (southeast of Isfahan)

Mahin Mansouri Esfahani ^{1*}, Mahmoud Khalili ², Afsaneh Safari Mirghaleh ²,
Khadijeh Khalili ³ and Seyed Hassan Tabatabaei ¹

¹ Department of Mining Engineering, Isfahan University of Technology, Isfahan, Iran

² Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

³ Department of Geology, Payame Noor University, 19395-3697 Tehran, I. R. of Iran

Abstract

The Kolah Ghazi granitoid body is located in the south-southeast of Isfahan and lies in the Sanandaj-Sirjan zone. The pluton is predominately composed of monzogranite, granodiorite and syenogranite. Quartz, plagioclase, K-feldspar, biotite, tourmaline, cordierite andalusite, sillimanite, kyanite, spinel and garnet are major and minor minerals of the pluton. The presence of kyanite in granodiorite enclaves may be due to melting of the pelitic rocks of the area which gave rise to formation of alumina rich restite. The occurrence of sillimanite these granitoid rocks can be related to metasomatism process. The inclusion of biotite and sillimanite needles in the cordierite indicates that the alteration of these minerals, during congruent melting, is responsible for the origin of cordierite. Further, cordierite crystallized during anatexis conditions under 660-770 °C and 3.5 kbar condition. Growth of spinel around the aluminosilicates with symplectites texture represents conditions of high temperature, low content of SiO₂, high *f*O₂ in the Fe-enriched meta-argillite. The assemblages of cordierite, sillimanite, biotite and tourmaline with unusual common blue pleochroism in the Kolah Ghazi granitoids indicate the breakdown of tourmaline under temperature higher than 750 °C. The origin of the garnet with almandine component in the Kolah Ghazi granitoids is magmatic source and refers to the pressure of 4 to 5 kbar, corresponding to depth of more than 18 km and temperature less than 850 °C. As it may be observed from the mineralogical relationship, geochemistry of feldspar and Zr vs. SiO₂ the pluton developed under 700-900 °C and over 2 kbar PH₂O.

Key words: P-T, Mineralogical relationships, Aluminosilicates, Kolah Ghazi granitoid, Sanandaj-Sirjan zone

* mansouri@cc.iut.ac.ir

Copyright©2015, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.