

ویژگی‌ها و شرایط تشکیل آندالوزیت در سنگ‌های دگرگونی و آذرین مجموعه دگرگونی ده‌سلم، شرق ایران

بهزاد مهرابی، فریبرز مسعودی و شهریار محمودی:

گروه زمین‌شناسی دانشگاه تربیت معلم تهران

چکیده

مجموعه دگرگونی ده سلم در شرق ایران و در حاشیه شرقی بلوک لوت واقع شده است. سنگ‌های موجود در این مجموعه شامل شیست‌های پلیتی، مرمر و آمفیبول شیست است که توده‌های گرانیتی و رگه‌های پگماتییتی آن را قطع کرده‌اند. در مجموعه ده سلم کانی آندالوزیت در سنگ‌های دگرگونی و آذرین با تفاوت‌های بافتی، ژئوشیمیایی و بلور شناختی دیده می‌شود. آندالوزیت یکی از پلی‌مورف‌های آلومینوسیلیکاته است که اغلب در شرایط دگرگونی درجه حرارت متوسط فشار کم به وجود می‌آید. پژوهش‌های تجربی جدید نشان می‌دهند این کانی در شرایط ماگمایی و متاسوماتیک نیز تشکیل می‌شود. تجزیه‌های شیمیایی انجام شده با الکترون میکروپروب نشان می‌دهد که عناصر آهن، پتاسیم و REE در دو نوع رخداد آندالوزیت در ده سلم متفاوت هستند. آهن موجود در آندالوزیت موجود در سنگ‌های آذرین بین ۰/۱۲ تا ۰/۹۷ درصد و میزان پتاسیم آن به ۰/۷۹ درصد می‌رسد. در آندالوزیت دگرگونی آهن ۰/۱۱ تا ۰/۱۶ درصد و پتاسیم بسیار ناچیز و اغلب کمتر از ۰/۰۲ درصد است. سایر عناصر اصلی موجود در دو نوع آندالوزیت تفاوت خاصی نشان نمی‌دهند. بلورهای آندالوزیت در سنگ‌های دگرگونی مجموعه ده سلم در شیست‌های آندالوزیت‌دار به صورت کیاستولیت و با تجمع جهت‌یافته دیده می‌شوند. این کانی از سنگ‌های پلیتی و در طی واکنش‌های پیش‌رونده دگرگونی به وجود آمده است. پاراژنز موجود در این شیست‌ها دمای تشکیل ۳۸۰ تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد در فشار ۲ تا ۳ کیلو بار را نشان می‌دهد. آندالوزیت موجود در سنگ‌های آذرین مجموعه ده سلم در حاشیه توده‌های گرانیتی و پگماتیته‌ها به رنگ صورتی و بدون ادخال کربن و بر خلاف انواع دگرگونی فاقد جهت‌یافتگی است. این کانی می‌تواند از یک ماگمای آلکان متالومین که در تبادل یونی با سنگ‌های دگرگونی مجاور خود بوده است، تشکیل شده باشد. بررسی تغییرات نسبت پتاسیم به سدیم از شیست‌های هاله دگرگونی به سمت توده گرانیتی حضور تبادل یونی و رخداد متاسوماتیسم بین ماگما و سنگ‌های درون‌گیر را تأیید می‌کند.

مقدمه

آندالوزیت یکی از پلی‌مورف‌های آلومینوسیلیکات است که اغلب در شرایط دگرگونی دمای متوسط تا زیاد و فشار کم به وجود می‌آید. پژوهش‌های اخیر نشان داده است که این کانی می‌تواند در محیط ماگمایی نیز طی فرآیندهای

واژگان کلیدی: آندالوزیت، متاسوماتیسم، مجموعه ده سلم، پگماتییت.

پذیرش ۸/۴/۸۷

دریافت ۳/۱۱/۸۵

متاسوماتیک متبلور شود [۱]. وجود آلومینو سیلیکات‌ها در توده‌های گرانیتی و پگماتیتهای در مناطق مختلف گزارش شده است. نحوه تبلور آندالوزیت از ماگمای گرانیتی از موضوعاتی است که در سال‌های اخیر مورد توجه پژوهندگان قرار گرفته است [۲]، [۳]، [۴]. ژئوشیمی و کریستالوشیمی آندالوزیت و شرایط تشکیل آن‌ها در سنگ‌های آذرین تا حدودی مشخص شده و نتایج آن در تعیین ژنز این توده‌ها مورد استفاده قرار گرفته است [۵]، [۶]. پژوهندگان متعددی محیط تکتونیکی توده‌های گرانیتی مستعد تشکیل پلی‌مورف‌های آلومینو سیلیکات را نیز بررسی کرده‌اند [۱]، [۷]، [۸].

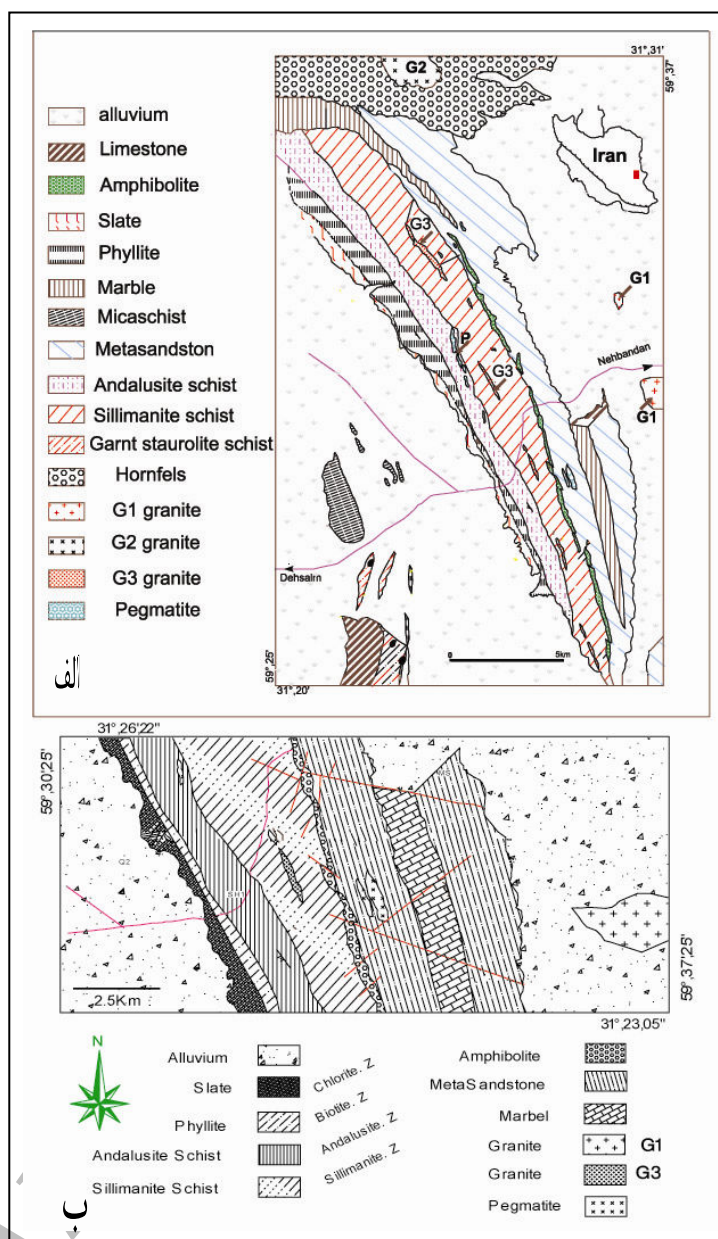
در مجموعه دگرگونی دهسلم، کانی آندالوزیت در سنگ‌های دگرگونی و رگه‌ها و توده‌های گرانیتی مشاهده می‌شود که خصوصیات آن‌ها متفاوت و هر کدام در شرایط ژئوشیمیایی خاصی متبلور شده‌اند. در این تحقیق خصوصیات ماکروسکوپی، میکروسکوپی و بلورشناسی کانی آندالوزیت موجود در سنگ‌های دگرگونی و آذرین بررسی و با یکدیگر مقایسه شده است. همچنین سعی شده است تاثیر فرایندهای دگرگونی، آذرین و متاسوماتیک در تشکیل این کانی بررسی شود.

زمین‌شناسی مجموعه دگرگونی ده سلم

در حاشیه شرقی ایران در جنوب استان خراسان در غرب شهرستان نهبندان، مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین و دگرگونی به همراه رگه‌های پگماتیتهای رخ‌نمون دارند که مجموعه دگرگونی دهسلم نامیده می‌شود [۹]. این مجموعه در حاشیه شرقی بلوک لوت و بین عرض‌های جغرافیایی $31^{\circ} 13'$ و $31^{\circ} 32'$ شمالی و طول‌های جغرافیایی $59^{\circ} 23'$ تا $59^{\circ} 40'$ شرقی واقع شده است (شکل ۱). پژوهندگان زمین‌شناسی و تحولات ساختاری این مجموعه را بررسی کرده‌اند [۹]، [۱۰]، [۱۱] و نقشه زمین‌شناسی دهسلم نیز با مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰ در سال ۱۳۷۱ به چاپ رسیده است [۱۲]. تحول سنگ‌های آذرین و دگرگونی و شرایط تشکیل کانی‌ها و پتانسیل‌های اقتصادی مجموعه نیز در مقالات و گزارش‌های مختلف بررسی شده است [۱۳]، [۱۴]، [۱۵]، [۱۶]. خصوصیات کلی سنگ‌شناسی این مجموعه بدین شرح است:

سنگ‌های دگرگونی

مهم‌ترین سنگ‌های دگرگونی مجموعه دهسلم شامل اسلیت، فیلیت، آندالوزیت شیست، سیلیمانیت شیست، آمفیبولیت، مرمر و متاسندستون است که طی یک دگرگونی پیش‌رونده به وجود آمده است [۱۷]. در مجموعه دهسلم زون‌های دگرگونی با روند شمالی جنوبی و به موازات گسل نهبندان توسعه یافته‌اند و در سنگ‌های پلیتی از سمت غرب به شرق افزایش درجه دگرگونی مشاهده می‌شود [۱۳].



شکل ۱. الف) نقشه زمین‌شناسی مجموعه دهسلم، ب) نمایش زون‌های دگرگونی در محدوده مرکزی مجموعه دهسلم که بیش‌ترین ضخامت و تنوع سنگ‌شناسی را دارد [۱۳].

در مقاطع میکروسکوپی اسلیت‌ها و فیلیت‌ها، بلورهای میکا در حال تشکیل است و دانه‌های آواری کوارتز بین تورق اسلیتی سنگ دیده می‌شوند. در برخی مناطق اسلیت‌ها حاوی مقدار زیادی دانه‌های گرافیت هستند. به سمت شرق، آندالوزیت شیبست‌ها با ضخامت چشمگیری بعد از فیلیت‌ها ظاهر می‌شوند. این واحد سنگی بلندترین ارتفاعات مجموعه دهسلم را تشکیل می‌دهد. این سنگ‌ها حاوی بلورهای آندالوزیت به ابعاد ۲ تا ۱۲ سانتی‌متر

است و گارنت نیز به صورت کانی فرعی در آن‌ها مشاهده می‌شود. سیلیمانیت شیبست‌ها در شرق آندالوزیت شیبست‌ها، قرار دارند و نشان دهنده حداکثر درجه دگرگونی در رخساره آمفیبولیت هستند. با توجه به حذف کامل مسکوویت و نبود کانی‌های آبدار این زون را می‌توان معادل زون سیلیمانیت فوقانی در منطقه در نظر گرفت. متاسندستون گسترده‌ترین واحد سنگی مجموعه دگرگونی دهسلم را تشکیل می‌دهد که در شرق منطقه قرار دارد. آمفیبول شیبست نیز به صورت باریکه‌ای بین سیلیمانیت شیبست و متاسندستون قرار گرفته است. سنگ‌های کربناته دگرگون شده نیز بین متاسندستون‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۱). آهک‌های خالص نیز در نتیجه دگرگونی به مرمرهایی با کانی‌شناسی ساده تبدیل شده‌اند. این آهک‌ها در باریکه‌ای در شرقی‌ترین قسمت مجموعه دگرگونی دهسلم به اسکارن تبدیل شده‌اند، که به دلیل عرض کم در نقشه منطقه ثبت نشده است [۱۷]. اسکارن‌ها در نمونه دستی دارای رنگ روشن بوده و بلورهای درشت گارنت خود شکل در آن به وفور مشاهده می‌شود. شیبست‌های گارنت‌دار در جنوب غربی منطقه بررسی شده به صورت محدود رخنمون دارند. در ترکیب پتروگرافی این سنگ‌ها گارنت (از نوع آلماندن) و همچنین استروولیت به عنوان کانی شاخص مشاهده می‌شود. این سنگ‌ها در حد رخساره آمفیبولیت دگرگون شده‌اند [۱۸].

در شمال مجموعه دگرگونی دهسلم و در حاشیه گرانیت شاهکوه هاله دگرگونی که شامل هورنفلس‌های کربیریت‌دار با آندالوزیت‌های اولیه است مشاهده می‌شود [۱۸].

گرانیت‌های دهسلم

گرانیت‌های موجود در مجموعه دگرگونی دهسلم بر اساس ویژگی‌های سنگ‌شناسی، سن، ترکیب شیمیایی، توزیع جغرافیایی، مورفولوژی و شکل نفوذی‌ها به سه گروه G_1 ، G_2 و G_3 تقسیم شده‌اند [۱۳]. توده‌های گرانیتی (G_1) در شرق مجموعه دهسلم دارای توپوگرافی پست، آلتراسیون شدید و گسترش کم هستند. توده اصلی یا گرانیت شاهکوه (G_2) به صورت توده‌ای کشیده است که با توپوگرافی مشخص و ارتفاع ۲۶۰۰ متر در شمال منطقه [۲۰] با هاله دگرگونی مجاورتی وسیعی رخنمون دارد. گرانیت (G_3)، به صورت توده‌های کوچک و کشیده درون مجموعه دهسلم تزریق شده است که به موازات شیستوزیته دگرگونی و در زون‌های حرارت زیاد بیرون‌زدگی دارند.

پگماتیت‌ها

به همراه توده‌های گرانیتی، دو گروه پگماتیت به صورت رگه و توده‌های کوچک مشاهده می‌شوند. گروه اول در سنگ‌های دگرگونی، توده‌های نفوذی و دشت‌های حاشیه مجموعه دهسلم با ترکیب کانی‌شناسی کوارتز + فلدسپات + میکا + تورمالین ± گارنت تشکیل شده‌اند. گروه دوم پگماتیت‌ها، حاوی کوارتز + فلدسپات + میکا

بلورهای خود شکل و صورتی رنگ آندالوزیت بوده و در ارتباط با توده‌های گرانیتی (G_3) هستند [۱۶]. با توجه به شواهد صحرایی، این پگماتیت‌ها جوان‌ترین سنگ‌های مجموعه دگرگونی را تشکیل می‌دهند.

پتروگرافی سنگ‌های آندالوزیت دار

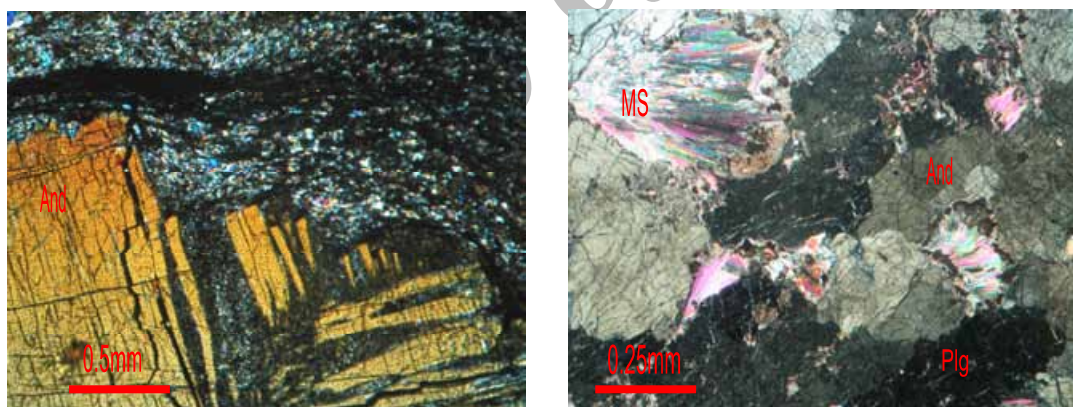
آندالوزیت در سنگ‌های دگرگونی و در سنگ‌های آذرین با ظاهری کاملاً متفاوت دیده می‌شود. در سنگ‌های دگرگونی، بلورهای آندالوزیت با رنگ خاکستری مایل به سیاه در جهت شیبستوزینه سنگ با جهت‌یافتگی ترجیحی- که از ویژگی‌های متداول آندالوزیت‌های موجود در سنگ‌های پلیتی است- مشاهده می‌شود. این سنگ‌ها - که حجم وسیعی از مجموعه را تشکیل می‌دهند- به عنوان پتانسیلی اقتصادی از کانی‌های دیرگداز بررسی شده‌اند [۱۹]. در آندالوزیت شیبست‌ها، بلورهای آندالوزیت گاهی بین ۱۸ تا ۳۵ درصد از حجم کل سنگ را در نمونه‌های دستی تشکیل می‌دهند. پورفیرو بلاست‌های آندالوزیت به طول متوسط ۵ سانتی‌متر و حداکثر ۱۲ سانتی‌متر در شیبست‌های حاوی آندالوزیت و به صورت جهت یافته در زمینه‌ای ریز بلور از بیوتیت و مسکویت و کوارتز قرار گرفته است (شکل ۳ الف). بیوتیت و مسکویت نیز از کانی‌های اصلی سنگ هستند که مقدار آن‌ها گاه به ۳۰ درصد می‌رسد. پلاژیوکلاز به همراه فلدسپات پتاسیم‌دار به صورت ریزبلور در زمینه سنگ به همراه بلورهای کوارتز و میکاهای ریزبلور در برخی سنگ‌ها دیده می‌شود. در مواردی بلورهای خود شکل گارنت به ابعاد حداکثر ۲ میلی‌متر در آندالوزیت شیبست‌ها قابل تشخیص است.

در سنگ‌های آذرین تجمعی از آندالوزیت در حاشیه رگه‌های پگماتیتهای که عمدتاً در شیبست‌های آندالوزیت‌دار نفوذ کرده‌اند به صورت بلورهای صورتی رنگ دیده می‌شود. رگه‌های پگماتیت حاوی آندالوزیت اغلب در امتداد زون‌های دگرگونی با روند شمال غرب- جنوب شرق گسترش دارند و ضخامت متوسط آن‌ها بین ۰/۵ تا ۱/۵ متر است، گرچه توده‌های پگماتیتهای با عرض چند متر نیز وجود دارد، اما بلورهای آندالوزیت تنها در حاشیه آن‌ها دیده می‌شود. بلورهای درشت آندالوزیت به طول ۶ سانتی‌متر و عرض ۱ سانتی‌متر ۵٪ تا ۲۵٪ از حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. درشت بلورهای آندالوزیت به صورت غیرجهت یافته به همراه آلینت و کوارتز و دارای بافت پگماتیتهای هستند (شکل ۳ ب). با حرکت به سمت داخل توده‌ها و رگه‌های پگماتیتهای، درصد نسبی کانی آندالوزیت به صورت ناگهانی نسبت به کوارتز و فلدسپات کاهش می‌یابد. آندالوزیت درون و حاشیه پگماتیت‌ها بدون جهت‌یافتگی خاص رشد کرده است که این مطلب می‌تواند بیان‌گر حاکم بودن فشار ایزوتروپ در هنگام تشکیل کانی باشد (شکل ۲).



شکل ۲. رخنمون رگه‌های پگماتی در مجموعه دگرگونی دهسلم، الف) رشد تجمعی آندالوزیت بدون جهت‌یافتگی (ترجیحی، ب) دانه‌های صورتی رنگ آندالوزیت در پگماتیت‌های دهسلم

این بلورها دارای بی‌فرنژانس اندک و برجستگی زیاد با ضریب انکسار بین $1/6$ تا $1/65$ و رنگ متمایل به زرد در نور عادی هستند که معرف کمبود عناصر واسطه در ساختار بلوری آنها است. وجود مقادیر زیاد Fe^{+3} باعث بروز چندرنگی صورتی و مقادیر زیاد Mn^{+3} باعث بروز چندرنگی خاکستری در آندالوزیت می‌شود [۲۱] که در نمونه‌های دستی نیز این تغییر رنگ قابل مشاهده است.



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی در نور پلاریزه از پگماتیت‌های آندالوزیت‌دار (الف) و آندالوزیت شیبست (ب)
And، (آندالوزیت) Qtz، (کوارتز) Plg، (پلاژیوکلاز) Ms، (مسکوویت)

بررسی‌های ژئوشیمیایی

بلورهای آندالوزیت در طی واکنش‌های دگرگونی، تبلور از ماگما و یا طی فرایندهای متاسوماتیک تشکیل می‌شوند که هرکدام ویژگی‌های بارز خود را دارند [۲۲]، [۲۳]. به منظور بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی

آندالوزیت موجود در سنگ‌های دگرگونی و آذرین حاوی بلورهای آندالوزیت منطقه دسلم، سنگ‌ها به روش XRF تجزیه و بلورهای آندالوزیت با SEM و EPMA بررسی شدند.

با توجه به تجمع آندالوزیت در حاشیه توده‌ها به منظور بررسی تأثیر متقابل شیب‌ها و سنگ‌های آذرین، در تشکیل آندالوزیت‌ها، نمونه‌هایی از سنگ‌های دگرگونی آندالوزیت‌دار، توده‌های گرانیتی و پگماتیت‌های آندالوزیت‌دار به روش XRF در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور تجزیه شدند (جدول ۱). نمونه‌ها از داخل توده‌های گرانیتی و حاشیه توده‌های آندالوزیت‌دار، شیب‌های بلافصل و شیب‌های دور از محل تماس با گرانیت‌ها و پگماتیت‌ها انتخاب شدند.

تجزیه نقطه‌ای به وسیله الکترون مایکروپروب (EPMA) بر روی نمونه‌های انتخابی انجام شد. قبل از انجام تجزیه کمی نقطه‌ای، نمونه‌ها با SEM بررسی و انواع ادخال‌های دو نوع آندالوزیت تعیین شدند. این بررسی در آزمایشگاه مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران و با دستگاه Leo (Zeiss)-1440VP مجهز به سیستم تجزیه EDX انجام گرفت. بررسی آندالوزیت‌ها با SEM نشان داد که بلورهای آندالوزیت موجود در شیب‌ها علاوه بر کرین دارای ادخال‌هایی از کانی‌هایی نظیر موناژیت هستند و در حاشیه بلورهای آندالوزیت تأثیر دگرگونی برگشتی به صورت تبلور سریسیت مشاهده می‌شود. در آندالوزیت شیب‌ها با نزدیک شدن به زون سیلیمانیت، بلورهای آندالوزیت تدریجاً به سیلیمانیت تبدیل شده‌اند. این در حالی است که بلورهای آندالوزیت شکل گرفته در حاشیه پگماتیت‌ها و توده‌های گرانیتی بدون ادخال‌های کرین، حاوی ادخال‌های آپاتیت و مقداری فنزیت و کانی‌های فرعی دیگر به صورت ادخال‌های بسیار ریز است (شکل ۴).

تجزیه نقطه‌ای با دستگاه الکترون مایکروپروب (EPMA) مدل Cameca-SX100 در مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران انجام گرفت و به منظور افزایش دقت اندازه‌گیری قطر پرتو اشعه الکترونی بر روی حداقل (مینیمم) تنظیم شد. نتایج حاصل از تجزیه نقطه‌ای آندالوزیت‌ها در جدول ۲ آمده است.

جدول ۱. تجزیه شیمیایی شیب‌های آندالوزیت‌دار (۱) شیب‌های مجاور توده گرانیتی (۲ و ۳)، شیب‌های هم‌مرز با گرانیت (۴ و ۷)، توده گرانیت آندالوزیت‌دار (۵)، حاشیه گرانیت (۶) و توده گرانیت بدون آندالوزیت‌دار (۸) (bd^۱)

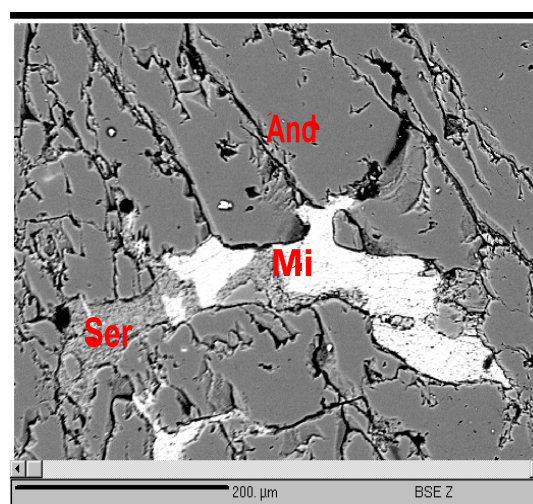
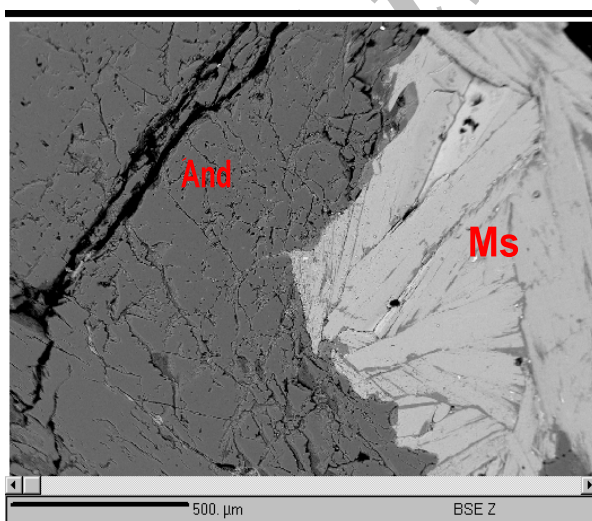
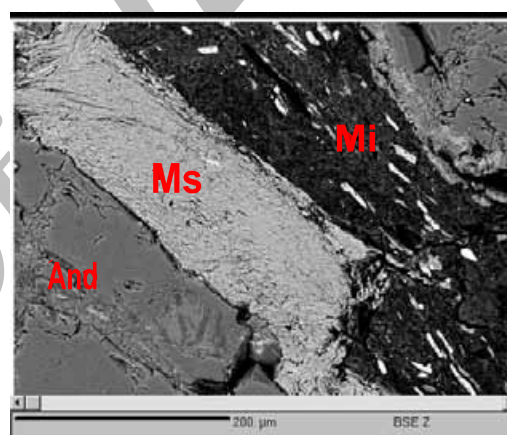
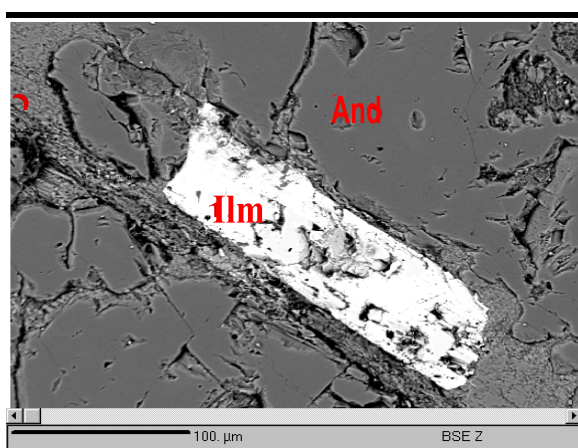
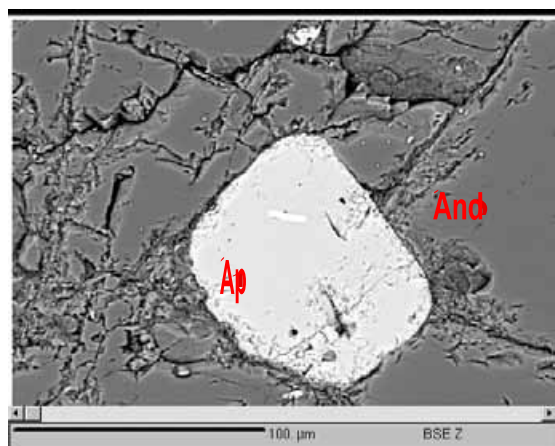
| | N | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|---|
| Sample | MD-31 | MD-33 | MD-35 | MD-36 | MD-41 | MD-42b | MD-44 | MD-45 | |
| %SiO ₂ | 48.25 | 48.52 | 44.74 | 62.88 | 70.30 | 56.75 | 53.77 | 73.73 | |
| %Al ₂ O ₃ | 17.60 | 18.03 | 39.07 | 18.19 | 14.93 | 21.37 | 21.77 | 9.85 | |
| %MgO | 3.22 | 3.11 | 0.58 | 0.51 | 1.90 | 1.48 | 1.45 | 1.04 | |
| %CaO | 9.53 | 13.58 | 1.06 | 2.20 | 1.82 | 2.40 | 1.54 | 3.08 | |
| %Na ₂ O | 1.64 | 1.98 | 0.34 | 1.47 | 3.75 | 7.45 | 4.14 | 1.57 | |
| %K ₂ O | 1.38 | 0.62 | 3.03 | 3.74 | 5.10 | 2.32 | 4.05 | 1.03 | |
| %C | bd | 0.08 | 0.07 | 0.30 | 0.06 | 0.06 | 0.75 | 0.21 | |
| %LOI | 4.32 | 1.70 | 2.00 | 2.60 | 0.75 | 1.27 | 2.60 | 0.98 | |
| K/Na | 0.51 | 0.19 | 5.47 | 1.56 | 0.08 | 0.01 | 0.60 | 0.40 | |

^۱-below detection limit

جدول ۲. نتایج تجزیه نقطه‌ای آندالوزیت‌ها به روش EPMA. نقاط ۱ تا ۱۰ مربوط به آندالوزیت در سنگ‌های دگرگونی و ۱۱ تا ۲۰ مربوط به آندالوزیت در سنگ‌های آذرین است

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|-------------------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| %Na₂O | bd | bd | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.045 | 0.01 | 0.05 | bd | 0.01 |
| %MgO | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.01 | 0.03 | 0.05 |
| %Al₂O₃ | 61.82 | 62.06 | 61.8 | 61.99 | 61.82 | 61.52 | 62.23 | 61.61 | 61.84 | 62.08 |
| %SiO₂ | 38.16 | 37.73 | 38.42 | 38.48 | 38.27 | 38.25 | 38.74 | 38.59 | 38.61 | 38.74 |
| %K₂O | 0.01 | bd | bd | 0.02 | 0.01 | 0.01 | bd | bd | bd | 0.02 |
| %CaO | bd | bd | bd | 0.01 | bd | bd | bd | bd | bd | bd |
| %TiO₂ | 0.03 | 0.01 | bd | bd | 0.05 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.03 |
| %MnO₂ | 0.01 | 0.01 | bd | 0.01 | 0.01 | 0.01 | bd | 0.01 | bd | bd |
| %FeO | 0.19 | 0.18 | 0.19 | 0.18 | 0.18 | 0.15 | 0.20 | 0.19 | 0.14 | 0.20 |
| Total | <u>100.20</u> | <u>100.10</u> | <u>100.55</u> | <u>100.76</u> | <u>100.40</u> | <u>100.10</u> | <u>101.24</u> | <u>100.50</u> | <u>100.60</u> | <u>101.10</u> |
| ppm | | | | | | | | | | |
| La | 0.02 | bd | 0.05 | 0.01 | bd | bd | bd | 0.01 | bd | bd |
| Ce | bd | 0.02 | bd | 0.02 | 0.01 | bd | 0.03 | 0.03 | bd | bd |
| Nd | 0.02 | 0.01 | bd | bd | 0.01 | 0.01 | bd | bd | 0.05 | bd |
| Sm | bd | bd | 0.04 | 0.03 | bd | 0.03 | bd | 0.01 | bd | 0.03 |
| Eu | 0.09 | bd | 0.01 | 0.01 | 0.03 | bd | bd | 0.02 | bd | 0.08 |
| Gd | bd | 0.07 | bd | bd | bd | bd | 0.01 | bd | bd | bd |

| | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 |
|-------------------------------------|--------------|--------------|---------------|--------------|--------------|--------------|---------------|---------------|---------------|--------------|
| %Na₂O | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.05 | 0.03 | 0.05 | 0.05 | 0.03 | 0.04 |
| %MgO | 0.13 | 0.05 | 0.01 | 0.01 | 0.33 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.12 | 0.31 |
| %Al₂O₃ | 57.97 | 61.55 | 47.20 | 61.46 | 58.93 | 61.35 | 62.65 | 59.59 | 56.50 | 57.70 |
| %SiO₂ | 38.78 | 37.54 | 53.52 | 37.11 | 38.07 | 37.88 | 38.05 | 39.94 | 43.90 | 38.40 |
| %K₂O | 0.84 | bd | 0.02 | bd | 0.46 | bd | 0.01 | 0.25 | 0.89 | 0.94 |
| %CaO | bd | 0.01 | 0.01 | bd | 0.01 | 0.02 | bd | 0.02 | bd | bd |
| %TiO₂ | bd | 0.05 | 0.01 | 0.01 | 0.08 | bd | bd | 0.01 | bd | 0.06 |
| %MnO₂ | 0.03 | bd | 0.03 | bd | 0.01 | 0.01 | bd | 0.01 | bd | 0.03 |
| %FeO | 0.43 | 0.18 | 0.11 | 0.16 | 1.10 | 0.18 | 0.15 | 0.23 | 0.42 | 1.24 |
| Total | <u>98.22</u> | <u>99.41</u> | <u>100.90</u> | <u>98.81</u> | <u>99.08</u> | <u>99.52</u> | <u>100.90</u> | <u>100.10</u> | <u>102.00</u> | <u>98.76</u> |
| ppm | | | | | | | | | | |
| La | bd | bd | bd | bd | bd | bd | 0.03 | bd | 0.06 | 0.02 |
| Ce | bd | bd | bd | bd | 0.02 | 0.01 | bd | bd | 0.01 | bd |
| Nd | 0.01 | 0.01 | 0.04 | 0.02 | 0.02 | bd | bd | 0.01 | bd | 0.01 |
| Sm | bd | bd | bd | 0.02 | 0.03 | bd | 0.05 | bd | 0.03 | 0.04 |
| Eu | bd | 0.01 | 0.05 | 0.02 | bd | bd | 0.01 | bd | 0.03 | bd |
| Gd | bd | 0.03 | bd | 0.02 | 0.04 | bd | bd | bd | bd | 0.04 |



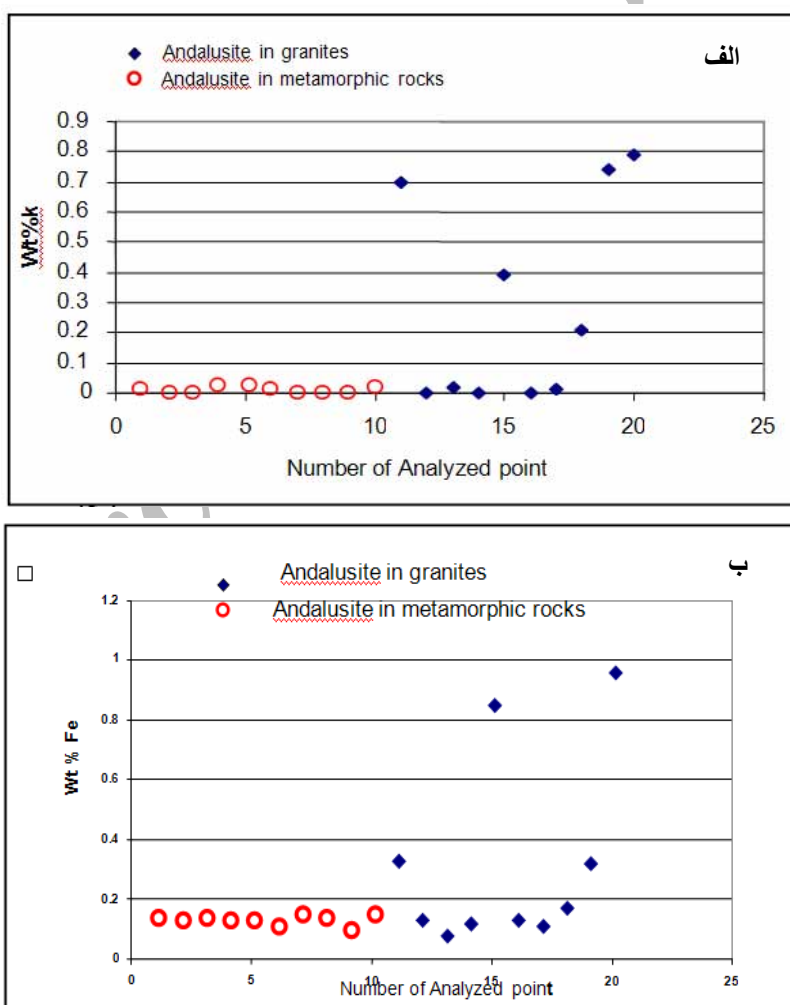
شکل ۴. تصاویر الکترون‌های برگشتی از ادخال‌های کانی‌های کمیاب در آندالوزیت‌های ماگمایی
(Ap) آپاتیت - (And) آندالوزیت - (Ilm) ایلمنیت
(Ser) سریسیت - (Mi) میکا - (Ms) مسکوویت - (Mnz) مونازیت

بحث

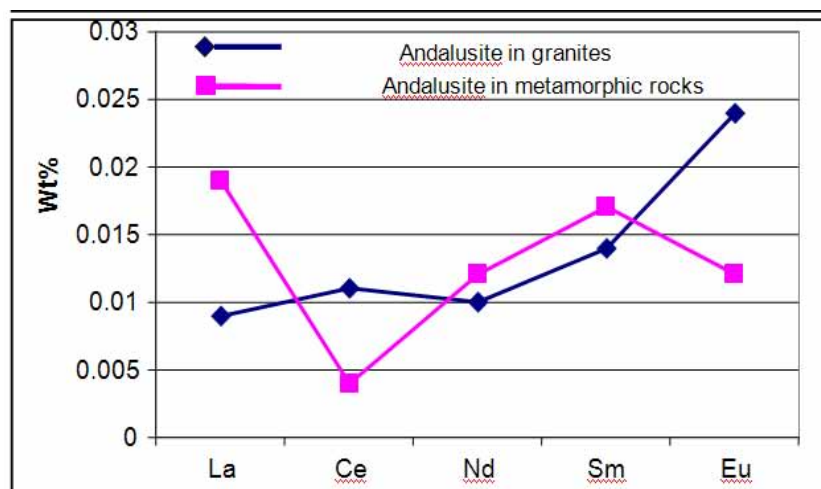
ویژگی‌های شیمیایی

نتایج حاصل از تجزیه نقطه‌ای آندالوزیت‌ها (جدول ۲) نشان می‌دهد که به طور کلی آندالوزیت در سنگ‌های دگرگونی همگن‌تر از آندالوزیت در سنگ‌های آذرین بوده و تغییرات درصد عناصر در آن کمتر است. از طرفی میزان عناصر آهن، پتاسیم و REE در دو نوع آندالوزیت متفاوت است. آهن موجود در آندالوزیت ماگمائی بین ۰/۱۲ تا ۰/۹۷ درصد است.

در سنگ‌های دگرگونی میزان آهن آندالوزیت در حدود ۰/۱۱ تا ۰/۱۶ درصد و مقدار پتاسیم آن ناچیز و اغلب کمتر از ۰/۰۲ درصد است (شکل ۵ الف و ب). میزان آهن در آندالوزیت موجود در سنگ‌های آذرین ۰/۱۲ تا ۰/۹۷ درصد و پتاسیم آن تا ۰/۷۹ درصد است. عناصر کمیاب نیز روندهای متفاوتی را نشان می‌دهد (شکل ۵ ج). سایر عناصر اصلی موجود در دو نوع آندالوزیت تفاوت خاصی را نشان نمی‌دهند.



شکل ۵. نمودارهای مربوط به تغییرات آهن (الف) پتاسیم (ب) در آندالوزیت‌های موجود در سنگ‌های آذرین و دگرگونی



ج

شکل ۵. نمودارهای عناصر نادر خاکی (ج) در آندالوزیت‌های موجود در سنگ‌های آذرین و دگرگونی

شرایط و نحوه تشکیل آندالوزیت

بررسی‌های انجام شده وجود تفاوت‌های بارز در سنگ میزبان، شکل، اندازه، رنگ، توزیع و خصوصیات شیمیایی بین آندالوزیت‌های موجود در شیست‌ها و انواع موجود در توده‌ها و رگه‌های پگماتیتی و شرایط تشکیل متفاوت آن‌ها را تأیید می‌کند. با توجه به شیستوزیته واضح سنگ‌های دگرگونی و بافت موجود در آندالوزیت‌های موجود در رگه‌های پگماتیتی که به صورت شعاعی تا نامنظم متبلور شده‌اند، شرایط فشار در هنگام تبلور این آندالوزیت‌ها بر خلاف فشار موجود در هنگام تبلور آندالوزیت‌های دگرگونی ایزوتروپ بوده است، که این شرایط در حضور سیال فراوان $Pf = PT$ در هاله‌های دگرگونی مجاورتی و یا حاشیه و درون توده پگماتیتی امکان‌پذیر است [۲۴]. چگونگی تشکیل و شرایط فیزیکی شیمیایی تبلور آندالوزیت در سنگ‌های دگرگونی و آذرین منطقه دهسلم را می‌توان بدین صورت بررسی کرد:

تشکیل آندالوزیت در سنگ‌های دگرگونی

در محیط‌های دگرگونی پلی‌مورف‌های آندالوزیت به طور معمول در سنگ‌هایی با محتوای زیاد آلومین که در محدوده سنگ‌های پلیتی قرار دارند متبلور می‌شود. در سنگ‌های سری پلیتی مجموعه دهسلم نیز آندالوزیت با افزایش دما و به‌خصوص در طی واکنش‌های آبزدا تشکیل شده است. با توجه به پاراژنز کانی‌ها در شیست‌های آندالوزیت‌دار مجموعه دهسلم، آندالوزیت احتمالاً طی واکنش زیر حاصل شده است:



این پاراژنز فشار بین ۲ تا ۳ کیلوبار و دمای بین ۳۸۰ تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد [۲۵]. با

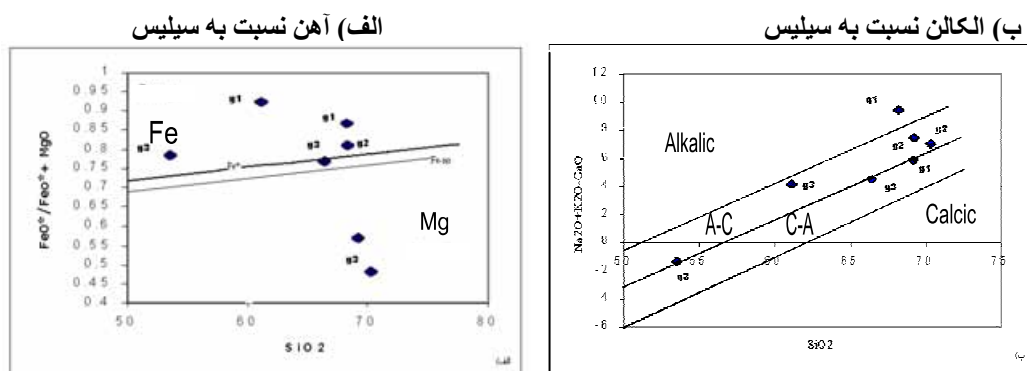
توجه به تفکیک زون‌های دگرگونی بر اساس مشاهدات صحرایی و بررسی‌های میکروسکوپی، بلورهای آندالوزیت در اثر دگرگونی پیش‌رونده نوع فشار اندک و دمای متوسط متبلور شده‌اند که در سیستم KFASH مورد بحث قرار گرفته است [۲۶].

تشکیل آندالوزیت در پگماتیت‌ها و گرانیت‌ها

در مورد منشأ آلومینوسیلیکات‌ها در سنگ‌های ماگمایی به طور کلی دو نظریه عمده وجود دارد. در نظریه اول، تشکیل آلومینو سیلیکات‌ها، ناشی از آناتکسی بیگانه سنگ‌هایی است که باعث ورود آلومین به ماگما شده و در طی فرایندهای پایانی ماگمایی آندالوزیت از آن‌ها متبلور می‌شود [۲۷]، [۲۸]. در نظریه دوم، پلی‌مورف‌های آلومینو سیلیکات می‌توانند در مراحل انتهایی تبلور ماگما در حضور سیالات الکالن پر آلومین در توده‌های گرانیتی و پگماتیتهای ظاهر شوند. تشکیل و تحول چنین سیالات گرانیتی بدین صورت توصیف شده است [۴]، [۲۷]: سیالات الکالن می‌تواند از گوشته فوقانی و یا پوسته تحتانی در اثر مجاورت سیالات غنی از سیلیس با مذاب‌های گوشته‌ای تولید شوند. نقل و انتقالات متاسوماتیکی بین سیالات و مذاب‌ها را چندین پژوهنده [۲۲]، [۲۳]، [۲۸] بررسی کرده‌اند. بررسی‌های تجربی بر روی این سیالات نشان می‌دهد که مذاب‌های الکالی سیلیکاته و سیالات ایجاد شده همراه آن‌ها در فشار بین ۱۰ تا ۲۰ کیلو بار و دمای ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد از آلومینو سیلیکات‌ها غنی‌شدگی نشان می‌دهند. این سیالات در فشارهای ۲۰ تا ۳۰ کیلو بار و دمای ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد بیش‌ترین تمرکز Al_2O_3 ، Na_2O و K_2O را نشان می‌دهند [۲۲]. ظهور این پدیده ناشی از انحلال آلومین در این سیالات است. در این سیالات با افزایش دما نسبت الکالن به آلومین به یک نزدیک می‌شود و با کاهش دما این نسبت از یک بزرگتر خواهد شد. به طور کلی می‌توان نتیجه گرفت که انحلال آلومین در دماهای مذکور به حداکثر میزان خود خواهد رسید که موجب تشکیل سیالات پرآلومین می‌شود [۲۳]. حضور این سیالات به صورت اشباع یا تحت اشباع عامل اصلی کنترل‌کننده تشکیل آندالوزیت است.

این سیالات پس از صعود به افق‌های بالاتر و کاهش دما رگه‌ها و توده‌های پگماتیتهای دارای سیلیکات‌های آلومین را به وجود می‌آورند. داده‌های تجزیه شیمیایی موجود بر روی این سیالات نشان می‌دهد شوری این سیالات با تبلور کانی‌های مختلف در دماهای کمتر از ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد افزایش می‌یابد [۲۷]. در این سیالات شوری تقریباً ۲۰٪ وزنی سیال است [۲۹]. مهم‌ترین تشکیل دهنده‌های این سیالات، $NaCl$ ، KCl و $FeCl_2$ با مقدار زیادی F و B است. در این نوع سیالات تمرکز فراوانی از Al نیز گزارش شده است [۱۷]. در بین دماهای ۶۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد در اثر تمرکز آلومینیوم در این سیالات، آندالوزیت متبلور می‌شود [۶]. همچنین با کاهش دما pH سیالات کاهش می‌یابد که نشان‌گر تمرکز آنیون‌ها در سیالات باقی مانده است.

بر اساس نتایج بررسی‌های پتروژنتیک گرانیت‌های لوکوکرات شرق مجموعه دهسلم (G_1) و گرانیت شاهکوه (G_2) در محدوده فريك قرار می‌گیرند (شکل ۶ الف). نمونه‌های گرانیت درون مجموعه دگرگونی (G_3) که دارای آندالوزیت هستند در محدوده گرانیت‌های منیزیک و فريك و همچنین الکان تا کالک الکان قرار می‌گیرند (شکل ۶ ب).



شکل ۶. نمودار مقایسه عناصر اصلی در توده‌های گرانیتی مجموعه دهسلم [۱۳].

اندیس اشباعی (ASI)^۱ محاسبه شده برای توده‌های گرانیتی فوق در جدول ۳ خلاصه شده است. نمونه‌های برداشت شده از گرانیت‌های لوکوکرات در شرق منطقه با ASI کوچکتر و نزدیک به یک و نسبت $Al < Na + K$ در گروه پرآلمین قرار دارند. توده‌های (G_2) و (G_3) دارای ASI بیش از یک و $Al > Na + K$ هستند و در محدوده گرانیت‌های متا آلمین قرار می‌گیرند [۱۳]، [۳۰].

جدول ۳. اندیس اشباعی (ASI) محاسبه شده برای توده‌های گرانیتی کمپلکس دگرگونی دهسلم.

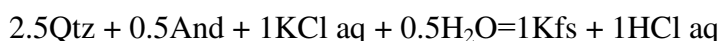
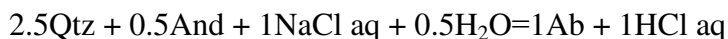
| Mol / نمونه | K | Na | Ca | Al | ASI |
|-------------|------|------|------|------|-------------|
| G_3 | 0.10 | 0.12 | 0.03 | 0.29 | 1.13 |
| G_3 | 0.09 | 0.09 | 0.05 | 0.27 | 1.11 |
| G_3 | 0.10 | 0.11 | 0.04 | 0.28 | 1.08 |
| G_3 | 0.08 | 0.21 | 0.01 | 0.24 | 0.76 |
| G_3 | 0.09 | 0.01 | 0.01 | 0.39 | 3.60 |
| G_2 | 0.08 | 0.09 | 0.01 | 0.30 | 1.58 |
| G_1 | 0.15 | 0.10 | bd | 0.27 | 1.07 |
| Schist | 0.05 | 0.10 | 0.13 | 0.37 | 1.24 |

تشکیل آندالوزیت از یک ماگمای پر آلمین قبلاً گزارش شده است [۱]. این در حالی است که حضور آندالوزیت در گرانیت‌های (G_3) گویای آن است که آندالوزیت می‌تواند از یک ماگمای متا آلمین نیز متبلور شود. مطالعات صحرایی نشان می‌دهد که آندالوزیت در حاشیه توده‌ها تمرکز بیشتری دارد و ممکن است واکنش سیالات ماگمایی با سنگ‌های دگرگونی در شکل‌گیری آن‌ها موثر بوده باشد.

در مجاورت سنگ‌های دگرگونی در حرارت بالا نسبت پتاسیم به سدیم در سیالات کاهش می‌یابد که باعث

پیشرفت واکنش‌های زیر می‌شود [۲]، [۳۱]، [۳۲]:

۱-Alkali Saturation Index



نسبت پتاسیم به سدیم بستگی بسیار نزدیکی با میزان آنیون‌های موجود در فاز سیال دارد که از عمده‌ترین آن‌ها می‌توان Cl^- را نام برد. یون‌های Na^+ و K^+ در ساختن کمپلکس‌های الکالی-آلومینیوم و الکالی-سیلیکاته نقش اساسی ایفا می‌کنند. این موضوع خود به معنای تغییرات شدید pH با تمرکز بیشتر Cl^- در سیالات باقی مانده است.

گردش سیالات مراحل انتهایی انجماد ماگما در درون توده و شیب‌های هاله دگرگونی باعث انتقال یون‌های Al^+ و Mg^+ از شیب‌ها به توده و تبلور آندالوزیت در سنگ خواهد شد. نبود ادخال‌های کربن در آندالوزیت‌های سنگ‌های آذرین بیان‌گر دمای افزون‌تری نسبت به دمای تشکیل آندالوزیت شیب‌ها و همچنین کمبود این عنصر در فاز سیال است. تغییرات pH طی تحولات دگرگونی در تبلور آندالوزیت در گرانیته‌ها و شیب‌های اطراف نقش اساسی ایفا می‌کند. تجزیه‌های شیمیایی این سنگ‌ها (جدول ۱) نشان می‌دهد که عناصر سدیم و پتاسیم در مجاور توده شدیداً افزایش یافته و همچنین نسبت مولی پتاسیم به سدیم کاهش یافته است [۱۵] که با نتایج تجربی [۲]، [۵] همخوانی دارد. فازهای کانی‌شناسی حاوی کاتیون‌های بزرگ تشکیل شده در مراحل ابتدایی نیز به صورت ادخال در آندالوزیت‌های ماگمایی مشاهده می‌شوند.

با توجه به تجمع بسیار زیاد آندالوزیت در حاشیه برخی پگماتیت‌ها به نظر می‌رسد که احتمالاً سیالات الکالن پرآلومین مواد اولیه تبلور آندالوزیت را تأمین و با تغییر اندک یون‌های موجود توسط شیب‌های اطراف طی رخداد متاسوماتیسم، شرایط لازم برای تبلور سریع آندالوزیت (با توجه به بافت‌های شعاعی و رشد در هم بلورها) به وجود آمده است.

نتیجه‌گیری

آندالوزیت‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی و آندالوزیت‌های موجود در پگماتیت‌ها و گرانیته‌های مجموعه ده‌سلم دارای تفاوت‌های بارز ماکروسکپی، میکروسکپی و ژئوشیمیایی هستند. خصوصیات کانی‌شناسی میکروسکپی، پاراژنز هر یک از انواع آندالوزیت‌ها، وجود ادخال‌های کربن در انواع دگرگونی، چندرنگی صورتی آندالوزیت‌های موجود در توده گرانیته در مقایسه با چند رنگی خاکستری آندالوزیت‌های دگرگونی و همچنین نتایج تجزیه نقطه‌ای با EMPA از این نمونه‌ها منشأ جداگانه تشکیل این دو نوع آندالوزیت را نشان می‌دهد.

آندالوزیت‌ها در سنگ‌های دگرگونی در طی واکنش‌های دگرگونی پیش‌رونده و از سنگ‌های پلیتی به وجود آمده‌اند. آندالوزیت‌های موجود در پگماتیت‌های مجموعه ده‌سلم را نمی‌توان از منشأ سنگ‌های پلیتی در برگیرنده

توده نفوذی دانست؛ زیرا تفاوت‌های بارز ژئوشیمیایی، بلورشناسی و پتروگرافی منشأ جداگانه آندالوزیت‌ها در آندالوزیت شیست‌ها و پگماتیت‌ها و گرانیت‌ها را تأیید می‌کند. آندالوزیت‌های تجمع یافته در حاشیه سنگ‌های آذرین می‌توانند از تبلور یک سیال گرانیتی الکان پرآلومین تشکیل شده باشند که در تبادل یونی با شیست‌های آندالوزیت دار بوده‌اند.

بررسی‌های انجام شده تبلور آندالوزیت ماگمایی در منطقه دهسلم را تأیید می‌کند. با توجه به شواهد موجود امکان تبلور آندالوزیت از یک مذاب آناتکسی و یا یک مذاب پر آلومین آلکان که در اثر عملکرد گسل‌های عمیق به سرعت بالا آمده و در طی جایگزینی، سیال غنی از آلومینا به صورت فوق اشباع در آمده و منجر به تبلور مستقیم آندالوزیت شده باشد وجود دارد. تعیین این که کدامیک از این شرایط در منطقه وجود داشته است به بررسی‌های بیش‌تری نیاز دارد. مهم‌ترین شرایط برای تشکیل آندالوزیت ماگمایی وجود Al_2O_3 مازاد، تمرکز آب، تحول سیالات، مقادیر بالای Bi-B-Li-P-F و سینتیک واکنش‌ها است. از بین عوامل مذکور وجود Al_2O_3 مازاد و تأثیر آب آزاد شده از مذاب که باعث خروج عناصر قلیایی و احیای آلومینا در مذاب می‌شوند مؤثرتر هستند. وجود آپاتیت به صورت اذخال در آندالوزیت‌های ماگمایی، حضور شاخص تورمالین در پگماتیت‌ها نشانه‌هایی از عملکرد چنین سیالاتی در منطقه دهسلم است.

منابع

1. D. Clarke, M. Bdorase, B. Barbarin, D. Barker, B. Cesare, G. Clarke, M. Baghdadi, S. Erdmann, Rgen, H-Ju., Rster, Fo., Gaeta, M., Gottesmann, B., Jamieson, R. A., Kontak, D., Koller, F., Gomes, C. L., London, D., Morgan, G. B., Neves, L., Patteson, D. R. M., Pereir, A., Pichivant, M., Rapela, C. W., Renno, A. D., Richards, S., Roberts, M., Rottura, A., Saavedra, J., Sial, A., Toselli, J., Ugiods, M., Uher, P., Villaseca, C., Visona, D., Whitney, D. L., Williamson, B., and Woodrad, H. H. Occurrence and Origin of Andalusite in Peraluminous Felsic Igneous Rocks. *Journal of Petrology*, 46(2005) 441-472.
2. C.A. Hauenberger, L.B. Bumgartner and T.M. Pak, Experimental study on the solubility of the "model"-pelite mineral assemblage albite + K- feldspar + andalusite + quartz in supercritical chloride – rich aqueous solution at 0.2 Gpa and 600 °C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65(2001) 4493- 4507.

3. T. Kawakami, Magmatic andalusite from the migmatite zone of the Aoyama area, Ryoke metamorphic belt, SW Japan, and its importance in constructing the P-T path. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 5(2003) 815-827.
 4. D.M. Kerric, and J.A. Speer, The role of minor element solid solution on the andalusite - sillimanite equilibrium in metapelites and peraluminous granitoids. *American Journal of Sciences*, 288(1988) 155-192.
 5. S.H. Bottrell, and B.W.D. Yardley, The composition of a primary granite - derived ore fluid from S.W. England, Determined by fluid inclusion analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52(1988) 585-588.
 6. B. Tagirov, and J. Schott, Aluminum speciation in crustal fluids revisited. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65(2001) 3956-3992.
 7. R. Caby, D. Hammor, and C. Delor, Metamorphic evolution, partial melting and Miocene exhumation of lower crust in the Edough metamorphic core complex, west Mediterranean orogen, eastern Algeria. *Tectonophysics*, 342(2001) 239-273.
 8. G. Solar, R.A. Pressly, M. Brown, and R.D. Tucker, Granite ascent convergent orogenic belts: Testing a model. *Geology*, 26(1998) 711-714.
 9. J. Stöcklin, J. Eftekhar-Nezhad, and A. Hushmand-Zadeh, (1972) Geological Reconnaissance Map of Central Lut, Geological Survey of Iran, Tehran. Report #22.
 10. A. Mohajer-Ashjai, Recent and contemporary crustal deformation in Eastern Iran. *Ph.D., Thesis, Imperial College London*(1975).
 11. M. Berberian, and G. King, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(1981) 210-265.
۱۲. سهندی، م. نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ دهسلم، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۷۱).
 ۱۳. محمودی، ش. پتروولوژی دگرگونی مجموعه دهسلم و پی‌جویی کانسارهای دگرگونی منطقه، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم (۱۳۸۲).
 ۱۴. مهرابی، ب.، مسعودی، ف. و محمودی، ش. تبلور آندالوزیت ماگمایی در مجموعه دگرگونی دهسلم و کاربرد آن در تعیین شرایط تشکیل توده‌های گرانیتی منطقه، بیست و یکمین گردهمایی علوم زمین (۱۳۸۱).
 ۱۵. مسعودی، ف. مهرابی، ب. و محمودی، ش. ژنز پگماتیت‌ها در مجموعه دگرگونی دهسلم در شرق ایران، ششمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران (۱۳۸۱).

۱۶. مدهج، ع. بررسی‌هاله دگرگونی مجاورتی توده گرانیتی شامکوه، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران (۱۳۷۸).
۱۷. مسعودی، ف. مهرابی، ب. و محمودی، ش. تعیین شرایط دگرگونی (P-T-X) اسکارن‌های مجموعه دگرگونی دهسلم با استفاده از فازهای ادخال موجود در گارنت‌های اسکارنی، دهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران (۱۳۸۱).
18. F. Masoudi, B. Mehrabi, and Sh. Mahmoudi, Garnet (almandine-spessartine) growth zoning and its application to constrain metamorphic history in Dehsalm Complex, Iran *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 17(3) (2006) 235-244.
۱۹. مهرابی، ب. و سیاسی راد، ش. گزارش بررسی کانی‌های گروه کیانیت منطقه دهسلم، سلطان آباد، مؤسسه تحقیقات و کاربرد مواد معدنی ایران (گزارش داخلی) (۱۳۷۲).
۲۰. اسماعیلی، د. ژنز توده گرانیتی شاهکوه با توجه به پتانسیل‌های اقتصادی آن، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تربیت مدرس (۱۳۸۰).
21. J.R. Smyth, and D.L. Bish, Crystal structures and cation sites of the rock forming silicates. *American Mineralogist*, 8(1988) 130-142.
22. B.O. Mysen, and M. Acton, Water in H₂O saturation magma fluid system: solubility behavior in K₂O-Al₂O-SiO₂-H₂O to 2.0 GPa and 1300 °C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63 (1999) 3799-3816.
23. B.O. Mysen, and L. Armstrong, Solubility behavior of aluminosilicate components in aqueous fluids and silicate melts at high pressure and temperature. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 66(2002) 2288-2297.
24. B.W.D. Yardley, An introduction to metamorphic petrology. *Longman*(1992).
25. M.J. Holdaway, Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagrams. *American Journal of Sciences*, 271(1971) 98-175.
26. S.F. Spear, Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths, *Mineralogical Society of America, Washington, D.C.* (1995).
27. E. Zen, Phase relations of peraluminous granitic rocks and their petrogenetic implication. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16(1988) 21-52.
28. J.M. Ferry, Overview of the petrologic record of fluid flow during regional metamorphism in northern New England. *American Journal of Sciences*, 294(1984) 905- 988.

29. J.K. Johnson, E. Oelkers, and H.C. Helgeson, SUPECRT92 A software package for calculating the standard model thermodynamic properties of minerals, gases, aqueous species, and reactions from 1 to 5000 bars and 0⁰ to 1000⁰ C. *Comp. Geosci.*, 18(1992) 899-945.
30. B.R. Frost, C.G. Barnes, W.J. Collins, R.J. Arculus, D.J. Ellis, and C.D. Forst, A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42, 11(2001) 2033-2048.
31. J.M. Ferry, Hydrothermal alteration of Tertiary igneous rocks from Isle Skye, Northwest Scotland. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 91(1985) 238-304.
32. G.M. Dipple, and J.M. Ferry, Metasomatism and fluid flow in ductile fault zones. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 112(1992) 149-164.

Archive of SID