

بررسی منطقه‌بندی پگماتیت‌های منطقه‌ی ابراهیم عطار و شیمی کانی‌های تشکیل دهنده‌ی آن‌ها (جنوب شرقی کردستان)

صدیقه سلامی*، علی اصغر سپاهی‌گرو، محمدمعانی‌جو، کاظم برزوئی

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

(دریافت مقاله: ۹۰/۴/۲۵، نسخه نهایی: ۹۰/۷/۶)

چکیده: منطقه‌ی مورد بررسی در شمال غربی ایران (۳۸ کیلومتری جنوب غربی شهرستان قروه) واقع شده است که در تقسیمات زمین‌شناسی بخشی از زون سنندج-سیرجان به حساب می‌آید. لیتولوژی مجموعه‌ی پگماتیتی مورد نظر از سینو گرانیست تا گرانودیوریت پگماتیتی متغیر است، که در مرم‌های دولومیتی منطقه نفوذ کرده‌اند. مشاهدات صحرایی، بررسی مقاطع نازک و آزمایش‌های انجام شده به روش‌های XRD، XRF و ICP روی کانی‌ها و سنگ‌های منطقه، نشان می‌دهد که ترکیب این پگماتیت‌ها از حاشیه به مرکز تغییر می‌کند. هر چه به مرکز این دایک‌های پگماتیتی نزدیک می‌شویم دانه بندی درشت‌تر و تمرکز کوارتز و فلدسپات بیشتر می‌شود در عوض از تمرکز میکا کاسته می‌شود. بررسی‌های ژئوشیمیایی صورت گرفته روی کانی‌ها حاکی از مقدار بالای بیوتیت‌ها و (۲۱۲-۲۱۴ ppm) Ga، (۳۳-۴۰ ppm) W و (۸۵-۸۷ ppm) Sn در موسکویت‌هاست. همچنین گارنت‌های موجود در پگماتیت‌ها که از نوع آلماندین-اسپسارتین هستند، نسبت به Y (۱۱۲۰-۱۱۵۰ ppm) غنی شدگی نشان می‌دهند، مقدار عناصر HREE/LREE نیز در این گارنت‌ها بالا است. در بریل‌های آنالیز شده نیز مقدار عناصر (۱۵-۱۷ ppm) Ni، (۹-۱۲ ppm) V، (۲۲-۲۹ ppm) Cu و (۱۰۸-۱۲۳ ppm) Cs بالا است.

واژه‌های کلیدی: پگماتیت؛ زون‌بندی؛ ابراهیم عطار؛ کردستان.

مقدمه

از مواد فرار در دمای زیر خط گذار و شرایط دور از منحنی تعادلی تشکیل می‌شوند [۲]، مواد فرار می‌توانند زمان نیمه پایداری مذاب را افزایش دهد و موجب افزایش زمان هسته-بندی و رشد بلورها شود. یکی از پدیده‌های مورد توجه در پگماتیت‌ها وجود زون‌بندی در آن‌هاست، نظرهای ارائه شده در این زمینه شامل موارد زیرند: ۱- جدایش شاره‌های ابر بحرانی از گدازه‌های سیلیکاتی [۱]. ۲- تبلور ماگما در یک سیستم آبدار بسته؛ جدایش‌های پی در پی در این سیستم باعث تمرکز بخار آب در زون‌های درونی و درشت دانه شدن هسته پگماتیت‌ها می‌شود [۳، ۴]. ۳- تشکیل شاره‌های غیرقابل

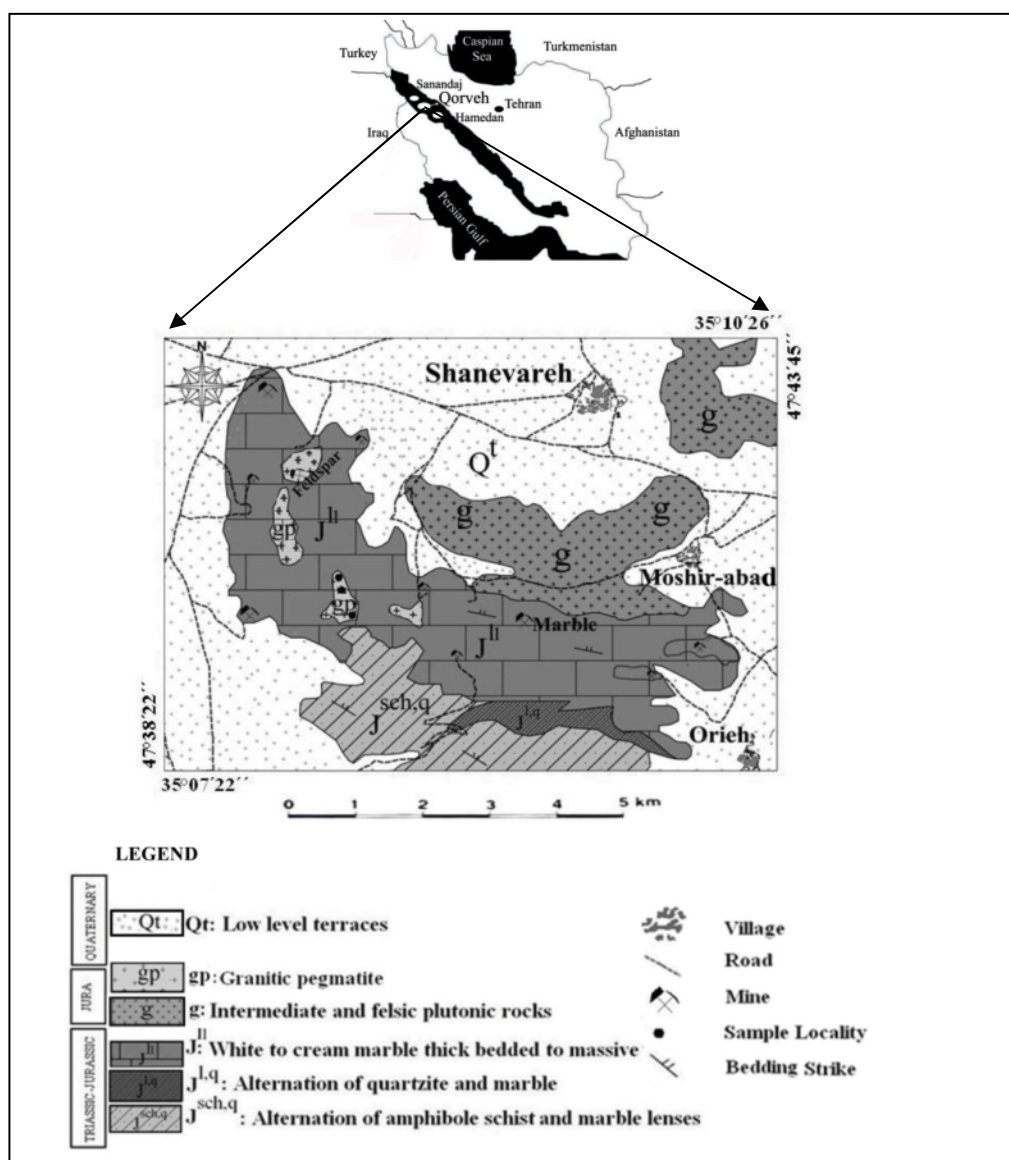
پگماتیت‌ها سنگ‌های تمام بلورینی هستند که نسبت به سنگ‌های پلوتونیک وابسته به خود بسیار درشت دانه‌ترند. تاکنون در مورد چگونگی تشکیل پگماتیت‌ها و شرایط تبلور آن‌ها نظرهای متفاوتی ارائه شده‌اند، برخی از این نظرها عبارتند از: ۱- پگماتیت‌ها زمانی تشکیل می‌شوند که ماگماهای غنی از مواد فرار در زیر نقطه بحرانی دستخوش جوشش ثانویه شوند [۱]، در اثر این جوشش، دو فاز شاری تشکیل می‌شود، که فاز رقیق-تر فضای لازم برای رشد بلورها را فراهم می‌آورد. ۲- پگماتیت‌ها در اثر هسته‌زایی آرام بلورها در محیط سرشار

گرفته است، در این پژوهش سعی شد تا با گردآوری مشاهدات صحرایی، سنگ‌نگاری و آنالیزهای شیمیایی صورت گرفته روند تبلور، شرایط تشکیل بافت‌ها، محدوده حضور هر یک از کانی‌ها (زون بندی) و ژئوشیمی آن‌ها مورد بررسی قرار گیرد.

موقعیت زمین‌شناسی

منطقه‌ی مورد بررسی (ابراهیم عطار) در جنوب شرقی استان کردستان و در ۳۸ کیلومتری جنوب غربی شهرستان قروه، واقع شده است. این منطقه در حد فاصل عرض جغرافیایی $35^{\circ} 15' 08''$ و $35^{\circ} 40' 45''$ شمالی و طول جغرافیایی $47^{\circ} 40' 58''$ شرقی قرار دارد (شکل ۱). در زون‌بندی ساختاری ایران این منطقه بخشی از زون سنندج - سیرجان

اختلاط در گدازه، در دمای زیر خط‌گذار [۵]. نخستین بررسی‌های سنگ‌نگاری در منطقه روی سنگ‌های آذرین جنوب قروه توسط [۶] صورت گرفته است. سپس [۷] سنگ‌شناسی مجموعه گرانیتوئیدی مشیرآباد (جنوب قروه) را مورد بررسی قرار داده است. همچنین [۸] به بررسی ماگماتیسم توده‌ی گرانودیوریتی جنوب قروه پرداخته است و [۹] نیز در مورد لیتولوژی پگماتیت‌های منطقه‌ی مورد نظر بررسی‌های انجام داده است و پگماتیت‌های موجود را ادامه‌ی تبلور جدایشی ماگمای باقی مانده از گرانیت‌ها فرض کرده است. با این حال با توجه به اینکه مسئله‌ی زون‌بندی موجود در این پگماتیت‌ها و شیمی کانی‌های تشکیل دهنده‌ی آن‌ها کمتر مورد توجه قرار



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی (با تغییر از حامی، ۱۳۸۲).

یک نمونه بریل نیز برای بررسی XRD به شرکت کانپروته فرستاده شد. برای تعیین دقیق‌تر ترکیب تک کانی‌ها ۹ نمونه تک کانی (۲ نمونه بیوتیت، ۲ نمونه موسکوویت، ۲ نمونه گارنت، ۳ نمونه بریل) برای آنالیز به روش‌های ICP-MS و ICP-AES به شرکت SGS کانادا فرستاده شدند. چون در این آنالیزها مقدار عنصر Be اندازه‌گیری نمی‌شد؛ برای تعیین میزان این عنصر در کانی بریل، ۳ نمونه بریل از سوی سازمان انرژی هسته‌ای با روش جذب اتمی آنالیز شدند.

مشاهدات صحرایی

در منطقه‌ی مورد بررسی دایک‌های پگماتیته، با راستای شمال غربی- جنوب شرقی، در طول کوه ابراهیم عطار کشیده شده‌اند و در دو قله متوالی این کوه در ارتفاع ۲۵۰۰ متری و ۲۷۰۰ متری برونزد دارند (شکل ۲ الف، ب). طول بیرون زدگی‌های پگماتیته حدود ۷۰۰ متر و عرض آن حدود ۲۰۰ متر است. به نظر می‌رسد که وسعت این توده‌ی پگماتیته خیلی بیشتر از این مقدار باشد، اما به علت ریخت مشابه با مرم‌های منطقه، از نظر پنهان مانده است. در حاشیه‌ی پگماتیت‌ها یک لایه سفید و خالص دولومیتی، با ضخامت ۱۰ الی ۱۵ متر وجود دارد، که دایک‌های پگماتیته مورد نظر در آن نفوذ کرده‌اند. بین دولومیت‌ها و دایک‌های پگماتیته یک لایه‌ی اسکارن اپیدوتیتی سبز رنگ با ضخامت ۱ تا ۲ متر تشکیل شده است که حاصل فعل و انفعال بین توده‌ی پگماتیته و دولومیت‌های منطقه در زمان جای‌گیری است (شکل ۳). توده‌ی پگماتیته مورد نظر منفرد نبوده بلکه توده‌های پگماتیته دیگری نیز در مناطق مجاور بالوانه، کامشگران، لاله‌ای، پرپیشه، مشیرآباد و شانوره گزارش شده‌اند که با هم تشکیل یک میدان پگماتیته را می‌دهند.

به حساب می‌آید [۱۰]. بیرون زدگی‌های موجود در کوه ابراهیم عطار را از نظر تنوع لیتولوژی به مجموعه‌های زیر تقسیم می‌کنند [۱۱]: ۱- مجموعه سنگ آهک، آهک ماسه‌ای، چرت، کوارتزیت و شیست: در این مجموعه آهک خاکستری با لایه بندی منظم و میان لایه‌های ماسه سنگ، فیلیت و شیست دیده می‌شود. این آهک به‌طور محلی دارای بافت برگه‌ای ظریفی ناشی از تمرکز مواد آلی است. نوارها و کنکرسین‌های پراکنده چرت نیز در این مجموعه دیده می‌شوند. ۲- مجموعه آهکی- دولومیتی در حاشیه پگماتیت‌ها: این مجموعه کربناتی به‌صورت ضخیم لایه، توده‌ای و با درجه‌ی خلوص بالا در حاشیه پگماتیت‌ها دیده می‌شود. حاشیه‌های پگماتیت‌های این مجموعه آهکی تبلور دوباره‌ی مشخصی را نشان می‌دهند، به نحوی که بلورهای دولومیت در نمونه‌ی دستی به روشنی دیده می‌شوند. ۳- دایک‌های گرانیتی- پگماتیته کوه ابراهیم عطار: این دایک‌های پگماتیته در مناطق مختلف دارای ترکیب کانی- شناسی متفاوتی هستند و لیتولوژی غالب آن شامل سینوگرانیت تا گرانودیوریت پگماتیته است. بر اساس بررسی‌های سال‌سنجی که به‌روش U-Pb روی کانی زیرکن در منطقه صورت گرفته‌است؛ سن توده‌های گرانیتوئیدی موجود را به ژوراسیک بالایی (156.5 ± 0.6 Ma) و مجموعه‌های حاشیه آن را به تریاس- ژوراسیک نسبت داده‌اند [۱۲].

روش کار

در طی پژوهش صحرایی، تعداد ۷۰ نمونه از سنگ‌های توده پگماتیته و گرانیت‌های مجاور نمونه برداری و از ۳۰ نمونه آن-ها مقطع نازک تهیه و بررسی، و سپس تک کانی‌های موجود در سنگ‌های پگماتیته به‌صورت دستی جداسازی شدند. ۸ نمونه از تک کانی‌ها (۲ نمونه کوارتز، ۲ نمونه موسکوویت، ۱ نمونه بیوتیت، ۲ نمونه فلدسپار، ۱ نمونه بریل) برای بررسی XRF و



شکل ۲ الف) پگماتیت نفوذی که به شکل دایک دیده می‌شود جهت دید به سمت غرب. ب) نمایی از بیرون زدگی‌های پگماتیته در دو قله متوالی کوه ابراهیم عطار جهت دید به سمت شرق.



شکل ۳ لایه اسکارنی بین پگماتیت ها و دولومیت های حاشیه ای آن.

منطقه تقسیم کرد (جدول ۱)، (شکل ۴) که به ترتیب عبارتند از: ۱- منطقه‌ی حاشیه‌ای ۲- منطقه‌ی دیواره‌ای ۳- منطقه‌ی میانی ۴- منطقه‌ی مرکزی. تغییرات موجود در این مناطق به شرح زیرند:

منطقه‌ی حاشیه‌ای: با کانی های فلدسپار ۴۵٪، کوارتز ۳۵٪، مسکوویت ۱۰٪، بیوتیت ۹٪ و اسفن ۱٪ است (شکل ۴ الف، ۴ ب). اندازه‌ی کانی‌ها در نمونه‌ی دستی در حدود یک تا دو میلیمتر است. از جمله بافت‌های موجود در این زون شامل: بافت آپلیتی که حاصل انجماد سریعتر و هسته بندی بیشتر کانی‌هاست، بافت نگاره‌ای که نشان دهنده‌ی تبلور فلدسپار پتاسیم و کوارتز در بالای نقطه یوتکتیک و نیز در شرایط اشباع از بخار آب است [۱۳].

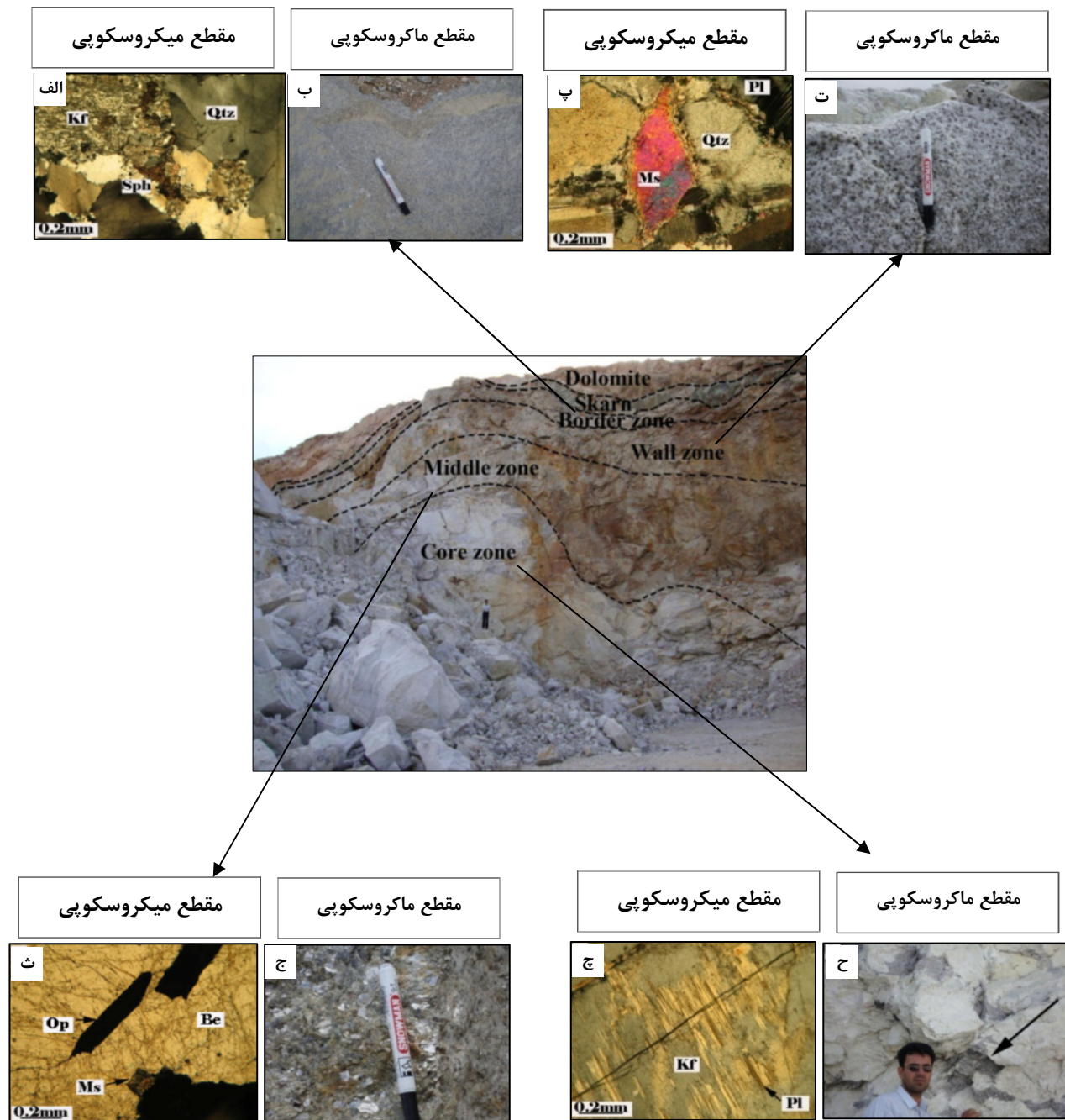
این توده پگماتیتی، به سمت مشیرآباد در دامنه‌های کوه به تدریج به توده‌های گرانیتی ختم می‌شود. با توجه به تغییرات بافتی و کانی‌شناسی که از حاشیه به سمت مرکز توده دیده می‌شود، نخست زون‌ها و بافت‌های موجود در توده‌ی پگماتیتی را بررسی می‌کنیم و سپس به بررسی کانی‌شناسی و ژئوشیمی تعدادی از کانی‌های آنالیز شده می‌پردازیم.

منطقه‌بندی در پگماتیت‌های منطقه

کانی‌های موجود در این توده‌ی پگماتیتی شامل کوارتز، فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز، بیوتیت، مسکوویت، گارنت و بریل است. با توجه به بررسی‌های ماکروسکوپی و میکروسکوپی و بر اساس تغییرات بافتی و کانی‌شناسی که از حاشیه به مرکز توده دیده می‌شود، می‌توان توده پگماتیتی مورد بررسی را به چهار

جدول ۱ مقایسه‌ی مناطق مختلف موجود در پگماتیت‌های مورد بررسی از نظر وسعت، کانی‌شناسی، بافت و ارزش اقتصادی.

مناطق از خارج به داخل	وسعت	ترکیب کانی شناسی		بافت	اهمیت اقتصادی
		کانی اصلی	کانی فرعی		
منطقه حاشیه ای	کم	فلدسپات، کوارتز، مسکوویت بیوتیت	اسفن	آپلیتی، گرافیکی و کاناکلاستی	کانی های این منطقه به علت ریز دانه بودن ارزش اقتصادی چندانی ندارند.
منطقه دیواره ای	از منطقه قبلی ضخیم تر است	پلاژیوکلاز، پرتیت، کوارتز مسکوویت، بیوتیت	گارنت	دانه درشت تر از منطقه فوق	کانی های اقتصادی این منطقه عبارتند از مسکوویت و بیوتیت.
منطقه میانی	بخوبی توسعه یافته است	کوارتز، پرتیت، مسکوویت درشت بلور، بیوتیت درشت بلور	بریل	دانه درشت تر از دو منطقه فوق، دارای لایه بندی	کانی ها به علت درشت بودن مجزا می شوند که شامل فلدسپات، مسکوویت، بیوتیت و بریل می باشند.
منطقه مرکزی	از تمام مناطق فوق توسعه یافته تر است	کوارتز دودی و سفید فلدسپاتهای درشت بلور	-	بسیار دانه درشت	فلدسپات و کوارتز درشت بلور با درجه خلوص بالا و دارای اهمیت اقتصادی.



شکل ۴ مقایسه‌ی تصاویر ماکروسکوپی و میکروسکوپی در زون‌های مختلف دایک پگماتیستی (الف) مقطع میکروسکوپی پگماتیت حاشیه‌ای (ب) نمونه‌ی سنگ حاشیه‌ی توده (پ) مقطع میکروسکوپی پگماتیت دیواره‌ای (ت) نمونه سنگ زون دیواره‌ای (ث) مقطع میکروسکوپی بریل برداشت شده از زون میانی با میانبار موسکوویت و کانی‌های کدر (ج) نمونه‌ی سنگ دارای موسکوویت‌های درشت بلور وابسته به زون میانی (چ) مقطع میکروسکوپی ارتوزهای پرتیتی (ح) عدسی‌های کوارتز در هسته پگماتیت. کوارتز (Qtz)، فلدسپار پتاسیم (Kf)، اسفن (Sph)، پلاژیوکلاز (Pl)، موسکوویت (Ms)، کانی کدر (Op)، بریل (Be). برای توضیحات بیشتر به جدول ۱ مراجعه شود.

تر است (شکل ۴ پ، ۴ ت)، اندازه‌ی کانی‌ها در این منطقه از ۲ میلیمتر تا بیش از ۴ میلیمتر متغیر است. در برخی قسمت‌های این زون بافت‌های دگرشکلی نیز دیده می‌شوند.

منطقه‌ی دیواره‌ای: دارای کانی‌های کوارتز ۴۰٪، فلدسپار ۴۰٪، موسکوویت ۱۵٪، بیوتیت ۳٪ و گارنت ۲٪ است. این منطقه دارای بافت دانه‌ای بوده و نسبت به منطقه‌ی قبلی درشت دانه-

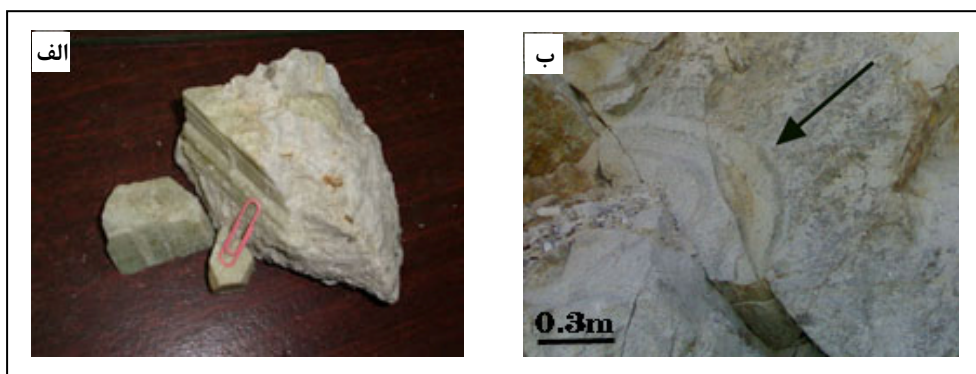
ترین سازوکارهای نوسان فشار بخار آب داخلی پگماتیت‌ها، از دست دادن پراکنده و نامنظم بخار در فشارهای بالا از طریق گسستگی و شکستگی‌های دایک‌ها معرفی شده است [۵].

منطقه‌ی مرکزی: کانی‌های موجود در این منطقه، بسیار درشت بلورند که شامل عدسی‌های بزرگی از کوارتز دودی و سفید (۷۰٪) و فلدسپارپتاسیم (۳۰٪) هستند که، قطر آنها گاهی به چند متر نیز می‌رسد. این کانی‌ها محصول نهایی تبلور در مرکز توده‌ی پگماتیتهی هستند (جدول ۱)، (شکل ۴ چ، ۴ ح).

به طور کلی در این توده‌ی پگماتیتهی از حاشیه به مرکز توده، مقدار بیوتیت نسبت به مسکوویت کمتر می‌شود و علت آن کاهش Mg در طول تبلور جدایشی ماگماست [۲۱]. به نظر می‌رسد که این منطقه‌بندی ناشی از تبلور جدایشی ماگمای اولیه در منطقه باشد، البته در برخی مناطق توده با تمرکز غیر عادی بیوتیت به صورت رگه دیده می‌شود که احتمالاً ناشی از تزریق بعدی ماگما در منطقه است. در مجاورت بلا فصل توده‌ی پگماتیتهی نیز حجم زیادی از فلدسپارهای ارتوکلاز خالص با حدود ۵۰ متر ضخامت دیده می‌شود. علت تشکیل این فلدسپارها به صورت مستقل، جدایش فلدسپارهای قلیایی در دمای بالا از گدازه‌های سیلیکاتی اشباع از مواد فرار است، پتاسیم به علت دارا بودن شعاع یونی بزرگتر نسبت به سدیم، تمایل بیشتری دارد که وارد فاز گازی شود، لذا به سرعت از ترکیب ماگما جدا شده و به صورت مستقل تشکیل توده‌ی فلدسپار پتاسیم می‌دهد [۱]، بنابراین سنگ‌هایی که از ماگمای باقی‌مانده متبلور می‌شوند دارای محتوای فلدسپار پتاسیم کمتری هستند.

منطقه‌ی میانی: دارای کانی‌های کوارتز ۴۰٪، فلدسپار ۳۰٪، بریل ۲۰٪، درشت بلورهای مسکوویت ۸٪ و بیوتیت ۲٪ است (شکل ۴ ث، ۴ ج)، در این زون رگه‌ای بریل‌دار در حد فاصل بین پگماتیت‌های غنی از ارتوکلاز و پگماتیت‌های غنی از پلاژیوکلاز و ارتوکلاز (مرز بین زون دیواره‌ای و میانی) تشکیل شده است. این رگه‌ی بریل‌دار به ضخامت ۲۵ الی ۳۵ سانتی‌متر و طول ۵۰ متر با شیب قائم و در راستای شمالی- جنوبی قرار دارد. بریل‌های تشکیل شده در این زون دارای اندازه‌های متفاوتی از حدود ۱۰ سانتی‌متر تا بیش از یک متر هستند (شکل ۵ الف). یکی از بافت‌های تشکیل شده در این زون بافت نواری است، در این بافت لایه‌های با ترکیب کانی‌شناسی متفاوت و تنوع رنگی به صورت متوالی دیده می‌شود (شکل ۵ ب).

در مورد علل تشکیل این نوع بافت، نظرهای متفاوتی وجود دارند از جمله: جانشینی کانی‌ها به جای کانی‌های دیگر در سنگ‌های قدیمی‌تر و به ارث رسیدن لایه بندی موجود در سنگ مادر [۱۴]، انجماد و هسته بندی کانی‌ها در یک مایع چسبنده و غلیظ اسیدی [۱۵]، تشکیل کانی‌ها از گدازه‌های اشباع از بخار آب [۱۶، ۱۷]، شکل‌گیری لایه‌بندی در اثر مهاجرت کوتکتیک کوارتز- فلدسپار قلیایی، در اثر نوسان فشار بخار آب داخلی پگماتیت‌ها و تغییر ناگهانی در نرخ هسته‌بندی کانی‌ها [۱۶، ۱۸]، و نیز لایه‌بندی ممکن است در اثر واکنش- های نوسانی بین قسمت در حال تبلور با لایه‌های گداخته‌ی مرزی تازه تزریق شده، ایجاد شود [۱۹]؛ بلورهایی که در این فرایندها بر جای گذاشته می‌شوند به مقدار چسبندگی گدازه در دماهای مختلف وابسته باشد و تغییر مقدار مواد فرار آن‌ها ممکن است دارای حالت بلوری کامل باشند [۲۰، ۱۵]. از مهم-



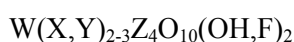
شکل ۵ الف) نمونه‌هایی از بریل‌های برداشت شده از زون میانی پگماتیت. ب) بافت نواری تشکیل شده در منطقه میانی پگماتیت.

کانی‌شناسی و شیمی کانی‌ها

به‌منظور بررسی شیمی تک کانی‌های جدا شده از توده، به بررسی آنالیزهای مربوط پرداخته می‌شود.

۱- بیوتیت: بیوتیت‌های موجود در توده‌ی مورد نظر در نمونه دستی به‌رنگ سیاه و زیر میکروسکوپ به رنگ قهوه‌ای مایل به سرخ دیده می‌شوند که احتمالاً به‌علت محتوای آهن و تیتانیوم بالای موجود در آن‌هاست. دو نمونه از بیوتیت‌های جدا شده از پگماتیت‌های منطقه تجزیه شیمیایی شدند (جدول ۲). با ترسیم این آنالیزها در نمودارهای وابسته به ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها [۲۲، ۲۳]، معلوم شد که دارای ترکیب سیدروفیلیت هستند (شکل ۶ الف، ۶ ب). با توجه به فرمول عمومی میکاها ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های مورد بررسی به صورت زیر است:

فرمول عمومی میکاها:



فرمول میانگین بیوتیت‌های مورد بررسی:

$$W = 0.875K + 0.02Na = 0.895$$

$$X,Y = 2Fe + 0.141Mg + 0.04Mn + 0.05Ti + 0.014Ca + 0.585[Al]^6 = 2.825$$

$$Z = 1.325[Al]^4 + 2.685Si = 4.01 (K, Na)_{0.895}(Fe, Mg, Mn, Ti, Ca, [Al]^6)_{2.825}([Al]^4, Si)_{4.01}O_{10}(OH)_2$$

به طور کلی مقدار عناصر (Ta (۹۲-۹۳/۵ ppm)، Ti (۹ ppm)، Ag (۲۹-۳۳ ppm)، Zn (۶۶۸-۷۲۴ ppm)، Ti (۵۲۷۵ ppm) و Nb (۱۶۲۰-۱۷۱۰ ppm) در بیوتیت‌ها بیشتر از دیگر کانی‌های آنالیز شده‌اند، این عناصر جانشین Fe و Mg به صورت هشت وجهی می‌شوند که در بیوتیت‌ها ظرفیت این جانشینی، بیشتر از کانی‌های موجود دیگر است [۲۴].

مقدار Rb گزارش شده از آنالیز بیوتیت‌ها (۳۳۸۰ ppm) است، که جانشین پتاسیم بین لایه‌ای در میکا می‌شود. از آنجا که موقعیت پتاسیم بین لایه‌ای در بیوتیت بزرگتر از موسکوویت است، توانایی این جانشینی در بیوتیت از موسکوویت بسیار بیشتر است [۲۵]. با ترسیم ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها در نمودارهای [۲۶]، می‌توان سری ماگمایی تشکیل دهنده‌ی این بیوتیت‌ها را تشخیص داد که در این نمودارها سری پرآلومین را نشان می‌دهند (شکل ۶ پ، ۶ ت و ۶ ث). این امر با بررسی‌های ژئوشیمیایی که قبلاً روی این توده‌ی پگماتیتی صورت گرفته است، همخوانی دارد [۹].

۲- مسکوویت: مسکوویت‌های موجود در توده‌ی پگماتیتی در مناطق مختلف توده دارای تنوع رنگی هستند بیشتر موسکوویت‌های موجود به رنگ زرد روشن دیده می‌شوند، ولی گاهی به رنگ سبز روشن، احتمالاً ناشی از وجود Fe^{+2} [۲۲] و نیز به رنگ زرد نخودی، احتمالاً ناشی از وجود Fe^{+3} [۲۲] دیده می‌شوند. دو نمونه از مسکوویت‌های برداشت شده از زون میانی آنالیز شیمیایی شده (جدول ۲)، با توجه به فرمول عمومی میکاها که قبلاً گفته شد و نتایج حاصل از آنالیزها فرمول میانگین موسکوویت‌های مورد بررسی به صورت زیرند:

$$W = 0.845K + 0.0915Na = 0.936$$

$$X,Y = 0.15Fe + 0.02Mg + 0.002Mn + 0.0004Ti + 1.835$$

$$[Al]^6 = 2.007$$

$$Z = 0.851[Al]^4 + 3.1485Si = 3.99 (K, Na)_{0.936}(Fe, Mg, Mn, Ti, [Al]^6)_{2.007}([Al]^4, Si)_{3.99}O_{10}(OH)_2$$

مقدار W (۳۳-۴۰ ppm) و Sn (۸۵-۸۷ ppm) در مسکوویت بیشتر از کانی‌های آنالیز شده، دیگر است، زیرا با افزایش جدایش در پگماتیت‌های موسکوویت‌دار، این عناصر به‌طور ترجیحی در مسکوویت متمرکز می‌شوند [۲۷، ۲۵]، همچنین مقدار Ga گزارش شده از این آنالیزها (۲۱۴-۲۱۲ ppm) است که با توجه به جانشینی این عنصر به جای Al، فراوانی آن با محتوای بالای Al موجود در موسکوویت‌ها همخوانی دارد.

۳- گارنت: گارنت‌ها در نمونه‌ی دستی به رنگ سرخ روشن تا تیره دیده می‌شوند (شکل ۷ الف). دو رشته آنالیز شیمیایی روی گارنت‌های برداشت شده از زون دیواره صورت گرفته‌اند (جدول ۲) این گارنت‌ها دارای ترکیب آلماندین- اسپسارتین هستند و ترکیب محلول جامد آن‌ها به‌صورت Grs_{0.51}-Prp_{1.35} Alm_{77.48}-Sps_{20.88} است (شکل ۷ ب). با توجه به فرمول عمومی گارنت‌ها و نتایج حاصل از آنالیزها، ترکیب شیمیایی آن‌ها به صورت زیرند:

فرمول عمومی گارنت‌ها:



فرمول میانگین گارنت‌های مورد مطالعه:

$$A = 2.34Fe^{+2} + 0.631Mn + 0.041Mg + 0.016Ca = 3.028$$

$$B = 1.9Al + 0.001Ti = 1.901$$

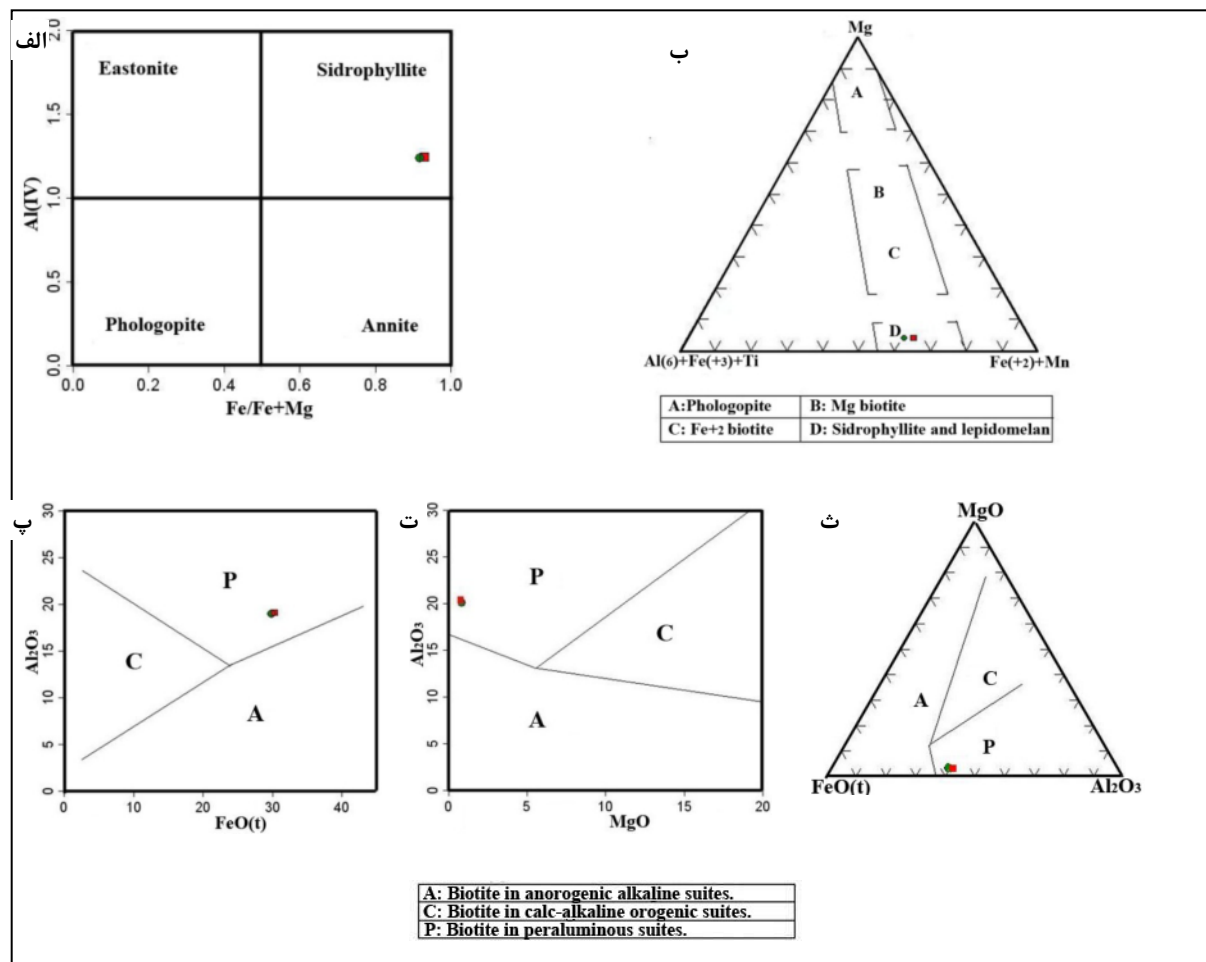
$$(Fe^{+2}, Mn, Mg, Ca)_{3.028}(Al, Ti)_{1.901}Si_{3.045}O_{12}$$

جدول ۲ نتایج آنالیز و مقدار کاتیون‌های کانی‌های پگماتیتهی آنالیز شده کوه ابراهیم عطار، به روش ICP-AES و ICP-MS. برلیم گزارش شده در این واکافت‌ها از سوی سازمان انرژی هسته‌ای با روش Atomic Absorbtion اندازه‌گیری شده است. گارنت‌های آنالیز شده از زون دیواره‌ای، بیوتیت، موسکویت و بریل‌های آنالیز شده از زون میانی برداشت شده‌اند. کاتیون‌ها در بیوتیت و موسکویت بر مبنای ۱۱ اکسیژن، در گارنت بر مبنای ۱۲ اکسیژن و در بریل بر مبنای ۱۸ اکسیژن محاسبه شده‌اند.

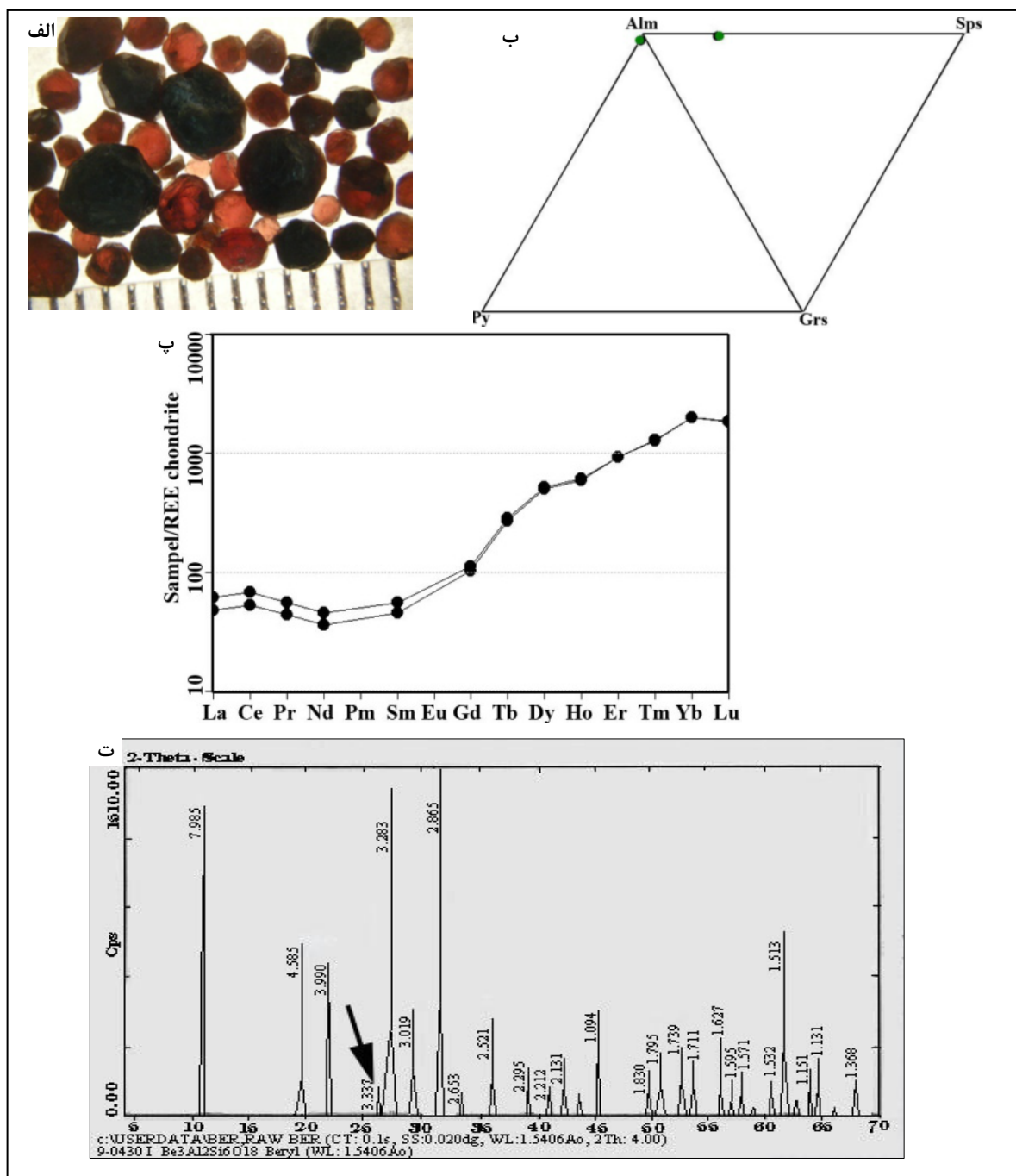
Sampel	Bt1	Bt2	Ms1	Ms2	Grt1	Grt2	Ber1	Ber2	Ber3
Oxide	Major elements (Wt %)								
SiO ₂	۳۳.۰	۳۳.۲	۴۵.۷	۴۴.۷	۳۵.۸	۳۵.۷	۶۳.۶	۶۳.۴	۶۳.۲
TiO ₂	۰.۸۸	۰.۸۸	۰.۰۹	۰.۰۹	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۱	<۰.۰۱	۰.۰۱
Al ₂ O ₃	۲۰.۲	۲۰.۳	۳۳.۴	۳۲.۳	۱۸.۹	۱۹.۲	۱۷.۵	۱۷.۳	۱۷.۴
Cr ₂ O ₃	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱
Fe ₂ O ₃ *	۲۹.۳	۲۹.۹	۲.۷۰	۲.۶۶	۳۳.۱	۳۲.۸	۱.۲۹	۱.۳۸	۲.۱۸
MgO	۱.۱۷	۱.۲۰	۰.۲۳	۰.۳۲	۰.۳۳	۰.۳۳	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۴
MnO	۰.۶۹	۰.۷۱	۰.۰۵	۰.۰۴	۸.۷۸	۸.۸۰	<۰.۰۱	<۰.۰۱	۰.۰۱
CaO	۰.۱۵	۰.۲۴	<۰.۰۱	۰.۰۴	۰.۱۸	۰.۱۹	۰.۰۶	۰.۰۸	۰.۰۹
BeO	-	-	-	-	-	-	۱۲.۱	۱۱.۷۶	۱۲.۷
K ₂ O	۸.۵۹	۸.۵۱	۱.۰۱	۹.۷۲	۰.۳۳	۰.۳۶	۰.۰۴	۰.۱۲	۰.۰۶
Na ₂ O	۰.۲	۰.۲	۰.۸	۰.۸	<۰.۱	<۰.۱	۰.۳	۰.۳	۰.۳
P ₂ O ₅	<۰.۰۱	<۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۴	۰.۰۳	<۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱
LOI	۲.۱۱	۱.۸۴	۴.۶۳	۴.۷۶	<۰.۰۱	<۰.۰۱	۱.۴۳	۱.۴۰	۱.۳۵
total	۹۶.۳	۹۶.۹	۹۸.۰	۹۵.۵	۹۵.۳	۹۵.۴	۹۶.۳	۹۵.۷۶	۹۷.۳
No. of cations per formula									
Si	۲.۶۷	۲.۶۸	۳.۱۴۷	۳.۱۵	۳.۰۵۱	۳.۰۴	۶.۰۶۸	۶.۰۹۳	۶.۰۰۴
Ti	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۰۴۱	۰.۰۰۴	۰.۰۰۱	۰.۰۰۱	۰.۰۰۰۵	-	۰.۰۰۰۶
Al	۱.۹۲	۱.۹۳	۲.۷	۲.۶۸	۱.۸۹	۱.۹۲۸	۱.۹۶۱	۱.۹۵۸	۱.۹۴۲
Fe ⁺	۱.۹۸	۲.۰۲	۰.۱۵۳۲	۰.۱۵۲	۲.۳۵	۲.۳۳	۰.۰۹۷	۰.۱۰۹	۰.۱۷۱
Mg	۰.۱۴۱	۰.۱۴۱	۰.۰۲۰۷	۰.۰۲۹	۰.۰۴۱	۰.۰۴۱	۰.۰۰۵	۰.۰۰۴	۰.۰۰۵
Mn	۰.۰۴	۰.۰۴۸	۰.۰۰۲۸	۰.۰۰۲	۰.۶۳	۰.۶۳۵	-	-	۰.۰۰۰۷
Ca	۰.۰۰۹	۰.۰۱۹	-	۰.۰۰۲	۰.۰۱۶	۰.۰۱۶	۰.۰۰۵	۰.۰۰۸	۰.۰۰۹
Be	-	-	-	-	-	-	۲.۷۸	۲.۷۱۴	۲.۸۵۶
K	۰.۸۸	۰.۸۷	۰.۸۲۸۲	۰.۸۷	۰.۰۳۵	۰.۰۳۸	۰.۰۰۰۴	۰.۰۱۳	۰.۰۰۶۸
Na	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۸۲۸	۰.۱۰۱	-	-	۰.۰۰۴۸	۰.۰۵۵	۰.۰۵۴
P	-	-	۰.۰۰۰۸۲	۰.۰۰۰۸	۰.۰۰۲	۰.۰۰۲	-	۰.۰۰۰۸	۰.۰۰۷
Trace elements (ppm)									
Ag	۲۹	۳۳	۹	۹	۳	۱	<۱	<۱	<۱
Ba	<۱۰	<۱۰	<۱۰	۱۰	<۱۰	<۱۰	<۱۰	<۱۰	<۱۰
Ce	۰.۶	۰.۳	۲.۰	۱.۲	۴۲.۴	۵۴.۸	۰.۴	۱.۰	۰.۸
Co	۲.۰	۲.۱	<۰.۵	<۰.۵	۱.۹	۱.۶	۱.۰	۰.۹	۱.۶
Cs	۵۶.۸	۵۶.۵	۶.۸	۶.۹	۲.۰	۱.۲	۱۱۱	۱۰.۸	۱۲.۳
Cu	۱۰	۱۱	۱۲	<۵	۲۴	۲۱	۲۲	۲۲	۳۹
Dy	<۰.۰۵	<۰.۰۵	۱.۱۲	۰.۳۵	۱۶۲	۱۶۷	۰.۱۱	۰.۵۳	۰.۱۶
Er	<۰.۰۵	<۰.۰۵	۰.۶۶	۰.۲۱	۱۹۶	۱۹۶	<۰.۰۵	۰.۰۹	<۰.۰۵
Eu	<۰.۰۵	<۰.۰۵	<۰.۰۵	<۰.۰۵	<۰.۰۵	<۰.۰۵	<۰.۰۵	<۰.۰۵	<۰.۰۵
Ga	۱۵۳	۱۵۱	۲۱۲	۲۱۴	۳۲	۳۲	۲۹	۲۸	۳۱
Gd	<۰.۰۵	<۰.۰۵	۰.۶۵	۰.۲۴	۲۶.۵	۲۸.۸	۰.۱۴	۰.۶۲	۰.۱۹
Hf	۱	<۱	۱	<۱	۷	۷	<۱	<۱	<۱
Ho	<۰.۰۵	<۰.۰۵	۰.۲۰	۰.۰۵	۴۲.۷	۴۳.۵	<۰.۰۵	<۰.۰۵	<۰.۰۵
La	۲.۶	۱.۶	۱.۹	۱.۶	۱۴.۹	۱۸.۹	۱.۲	۲.۴	۲.۲
Lu	<۰.۰۵	<۰.۰۵	۰.۱۵	<۰.۰۵	۵۹.۲	۵۹.۷	<۰.۰۵	<۰.۰۵	<۰.۰۵
Mo	۳	۳	<۲	<۲	<۲	<۲	۳	<۲	۴
Nb	۱۶۲۰	۱۷۱۰	۴۰.۸	۴۰.۹	۱۳۴	۴۴	۸	۷	۱۵
Nd	۰.۲	<۰.۱	۱.۱	۰.۶	۲۱.۵	۲۷.۰	۰.۲	۰.۵	۰.۴

ادامه جدول ۲

Ni	۰.۲	<۰.۱	<۵	۵	۱۱	۱۲	۱۵	۱۰	۱۷
Pr	۰.۰۶	<۰.۰۵	۰.۲۸	۰.۱۵	۵.۳۹	۶.۷۵	<۰.۰۵	۰.۱۱	۰.۱۰
Rb	۳۴۸۰	۳۳۷۰	۱۶۳۰	۱۶۴۰	۶۳.۴	۶۶.۰	۲۰.۶	۲۳.۸	۱۵.۹
Sm	<۰.۱	<۰.۱	۰.۴	۰.۱	۸.۸	۱۰.۸	<۰.۱	۰.۴	<۰.۱
Sn	۷۸	۷۸	۸۵	۸۷	۴	۳	۱	۱	۳
Sr	<۱۰	<۱۰	<۱۰	<۱۰	<۱۰	<۱۰	<۱۰	<۱۰	<۱۰
Ta	۹۲.۰	۹۳.۵	۱۴.۴	۱۴.۴	۷.۹	۲.۷	۱.۹	۲.۲	۴.۲
Tb	<۰.۰۵	<۰.۰۵	۰.۱۴	<۰.۰۵	۱۲.۷	۱۳.۴	<۰.۰۵	۰.۱۰	<۰.۰۵
Th	۰.۲	<۰.۱	۲.۵	۱.۰	۳۶.۳	۴۴.۶	۰.۲	۰.۸	۰.۶
Tl	۹.۰	۹.۰	۲.۵	۲.۹	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵
Tm	<۰.۰۵	<۰.۰۵	۰.۱۲	<۰.۰۵	۴۲.۰	۴۱.۴	<۰.۰۵	<۰.۰۵	<۰.۰۵
U	۱.۸۱	۱.۴۳	۰.۷۹	۰.۲۷	۱۳.۰	۱۷.۰	۰.۱۲	۱.۲۱	۰.۳۷
V	۱۱	۷	۸	۱۰	۸	۷	۹	۱۱	۱۲
W	۱۰	۹	۴۰	۳۳	۴	۳	<۱	<۱	<۱
Y	<۱۰	<۱۰	<۱۰	<۱۰	۱۱۲۰	۱۱۵۰	<۱۰	<۱۰	<۱۰
Yb	<۰.۱	<۰.۱	۱.۳	۰.۵	۴۱۷	۴۱۷	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱
Zn	۶۶۸	۷۲۴	۸۲	۴۹	۹۱	۸۹	۷۹	۸۰	۶۷
Zr	۴۰.۸	۵.۶	۱۷.۵	۷.۱	۱۳۰	۱۲۴	۲.۵	۴.۴	۱۰.۷



شکل ۶ الف) ترکیب بیوتیت‌های آنالیز شده از پگماتیت مورد نظر [۲۲]، ب) ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های آنالیز شده [۲۳]، پ، ت، ث) تعیین سری ماگما بر اساس ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها [۲۶]. بیوتیت‌های مورد بررسی در گستره‌ی پرآلومین قرار می‌گیرند.



شکل ۷ الف) بلورهای گارنت جدا شده از منطقه‌ی دیواره‌ای پگماتیت. ب) ترکیب گارنت‌های آنالیز شده در نمودار Alm-Sps-Py-Gr. پ) نمودار عنکبوتی گارنت‌های بهنجار شده با کندریت‌ها [۲۸] ت) نمودار طیف XRD نمونه بریل برداشت شده از زون میانی پگماتیت، قله‌ی اضافی مشخص شده وجود ناخالصی در بریل را نشان می‌دهد.

دارند [۲۹]. در گارنت‌های موجود در پگماتیت‌ها که از نوع آلماندین- اسپسارتین هستند، مقدار بالای Y (۱۱۵۰ ppm) - (۱۱۲۰)، ناشی از جانشینی این عنصر به جای Mn موجود در اسپسارتین است [۲۲]. همچنین مقدار عناصر Hf (۷ ppm)

با توجه به نمودار عنکبوتی وابسته به گارنت‌های آنالیز شده، مقدار عناصر HREE غنی شدگی شدیدتری نسبت به عناصر LREE نشان می‌دهند [۲۸] (شکل ۷ پ)، این یکی از ویژگی‌های ذاتی گارنت‌هاست که تمایل به تمرکز عناصر HREE

موسکویت) این بریل‌ها مشابه بریل‌های موجود در لوکوگرانیت‌های کوه آنترو در کلرادوی آمریکا هستند [۳۲]. مقدار Cs اندازه‌گیری شده حدود (۱۰۸-۱۲۳ ppm) است، با توجه به شعاع یونی بالای این عنصر (۱۶۷ nm)، در ساختار بریل تنها می‌تواند در کانال‌های باز ششگوشی موجود در شبکه جایگزین شود [۳۳]، مقدار عنصر V (۹-۱۲ ppm) است، این عنصر عامل ایجاد رنگ سبز در بریل است، V به همراه Ni جایگزین Al می‌شوند، مقدار عنصر Cu نیز (۲۲-۲۹ ppm) گزارش شده است، این عنصر می‌تواند جانشین Be در موقعیت چار وجهی بشود [۳۴].

۵- فلدسپات: با توجه به بررسی‌های میکروسکوپی بیشتر فلدسپات موجود در توده از نوع فلدسپار پتاسیم پرتیتی هستند، نتایج آنالیزهای صورت گرفته (جدول ۳) نیز موید ناخالصی آلپیت در نمونه‌های فلدسپار پتاسیم است. درصد‌های اجزای تشکیل دهنده‌ی این فلدسپات‌ها به صورت زیرند:

$$Kf_1: Or = 60.1\% \quad Ab = 39.9\% \quad \text{نمونه و}$$

$$Kf_2: Or = 48.69\% \quad Ab = 51.31\% \quad \text{نمونه}$$

۶- کوارتز: در بررسی‌های میکروسکوپی، کوارتزهای موجود بیشتر دارای خاموشی موجی و بافت کاتاکلاستی هستند، که گواهی بر نیروهای زمین ساختی وارد شده در منطقه است. دو نمونه از کوارتزهای برداشت شده از منطقه‌ی مرکزی توده، مورد آنالیز شیمیایی شدند (جدول ۳). چنانکه مشاهده می‌شود درجه‌ی خلوص آن‌ها بسیار بالاست (درصد وزنی ۹۹/۸۲ - $SiO_2 = 99.67$). کوارتزهای موجود شامل کوارتز سفید و دودی هستند، رنگ دودی کوارتز احتمالاً ناشی از حضور Al در شبکه بلوری آن‌هاست [۲۲].

برداشت

در زون‌های مختلف دایک‌های پگماتیته‌ی موجود در منطقه تنوع بافتی و کانی‌شناسی به روشنی دیده می‌شود. پیدایش کانی‌های جدید و حذف برخی کانی‌ها به سمت مرکز، منطقه‌بندی موجود در این پگماتیت‌ها را تایید می‌کند. این امر ناشی از تبلور جدایشی بود که با گذشت زمان باعث تغییر تدریجی در ترکیب گدازه‌ی سیلیکاتی و نامتعادل شدن آن نسبت به کانی‌های تبلور یافته قبلی می‌شود. وجود فلدسپار پتاسیم به صورت مجزا نشان دهنده‌ی جدایش پتاسیم از گدازه در فاز گازی در

(U (۱۳-۱۷ ppm)، Th (۳۶/۳-۴۴/۶ ppm) و (۱۳۰ ppm - Zr در گارنت‌ها نسبت به کانی‌ها دیگر، غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهد، که تمایل گارنت‌ها به انباشت عناصر HFS را نشان می‌دهد.

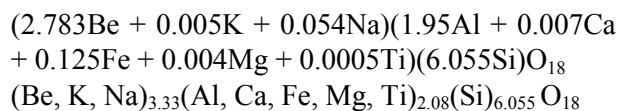
مقدار بسیار اندک Eu (< 0.05 ppm) در همه‌ی کانی‌های آنالیز شده و عدم وجود پلاژیوکلاز نوع آنورتیت در توده‌ی پگماتیته‌ی نشان دهنده جانشینی این عنصر در پلاژیوکلازهای غنی از آنورتیت در طول تبلور، قبل از مرحله‌ی پگماتیته‌ی است [۳۰].

۴- بریل: این بلورها در نمونه‌ی دستی به رنگ سبز (بریل معمولی) تا آبی کم‌رنگ (آکوامارین) دیده می‌شوند. بریل‌های موجود در توده‌ی مورد نظر ابتدا با آزمایش XRD مورد شناسایی قرار گرفتند، قله‌های اضافی به‌دست آمده در این آنالیز وجود ناخالصی‌های احتمالی به صورت میانبار را در بریل نشان می‌دهد (شکل ۷ ت)، این ناخالصی‌ها در مقاطع میکروسکوپی نیز قابل مشاهده‌اند (شکل ۴ ث). سپس با بررسی‌های ICP-MS، XRF و ICP-AES ترکیب آن‌ها آنالیز شد. چون در آنالیزهای صورت گرفته مقدار عنصر بریلیم تعیین نمی‌شد، اندازه‌گیری عنصر یاد شده از سوی سازمان انرژی هسته‌ای به‌روش جذب اتمی انجام شد، و مقدار عنصر Be برای ۳ نمونه بریل آنالیز شده (۴/۲۴-۴/۳۶-۴/۵۸ درصد وزنی) گزارش شده‌اند. با توجه به نتایج آنالیزها (جدول ۲) و فرمول عمومی بریل ترکیب آن‌ها به صورت زیرند:

فرمول عمومی بریل:



فرمول میانگین بریل‌های مورد بررسی:



با توجه به مقدار اندک عناصر قلیایی نظیر Li ، Na_2O ، K_2O ، Li_2O و Cs_2O در این بریل‌ها، بلورهای مربوطه نمی‌توانند خاستگاه گرمایی داشته باشند بلکه ناشی از تبلور ماگمایی هستند [۱۶، ۱۸]. تشکیل این بلورها نشان دهنده‌ی پیشرفت بیش از ۹۵ درصد جدایش در گدازه‌های گرانیتی و انباشت بریلیم در گدازه‌ی باقی‌مانده است [۳۱]. از نظر شرایط تشکیل (تبلور از گدازه‌ی باقی‌مانده به صورت رگه‌ی پگماتیته بریل-دار) و کانی‌های همراه (پلاژیوکلاز سدیک، بیوتیت و

دماهای بالاتر و تشکیل توده‌ی مجزای مربوطه است. بیوتیت-های آنالیز شده‌ی توده از نوع سیدروفیلیت و گارنت‌ها از نوع آلماندین- اسپسارتین هستند. با توجه به اینکه در بریل‌های آنالیز شده غلظت عناصر قلیایی کم است، بنابراین دارای خاستگاه گرمایی نیستند و از جدایش ماگما حاصل شده‌اند. مقایسه‌ی آنالیزهای صورت گرفته روی تک کانی‌ها، موید غنی-شدگی و تهی شدگی برخی عناصر در کانی‌های مختلف است از جمله عناصر Ta, Tl, Ti, Zn, Ag, Rb و Nb در بیوتیت‌ها غنی شدگی نشان می‌دهند، در حالی که در مسکویت‌ها این

عناصر Ga, Sn و W هستند که غنی شدگی نشان می‌دهند، در گارنت‌ها نیز عناصر Y, Hf, U, Th و Zr غنی شدگی دارند و مقدار عناصر HREE نسبت به LREE در آن‌ها بالاست. در بریل نیز مقدار عناصر V, Cu, Ni و Cs غنی شدگی نشان می‌دهد. و مقدار Eu در تمامی کانی‌ها بسیار کم است؛ (۰/۰۵٪). با توجه به عدم حضور پلاژیوکلاز نوع کلسیک در توده این نشان دهنده جانشینی این عنصر در پلاژیوکلازهای غنی از آنورتیت در طول تبلور، قبل از مرحله‌ی پگماتیستی است.

جدول ۳ ترکیب اکسیدهای اصلی و کاتیون‌های آن‌ها در تعدادی از تک کانی‌های آنالیز شده به روش XRF. کاتیون‌ها در بیوتیت و مسکویت بر مبنای ۱۱ اکسیژن، در بریل بر مبنای ۱۸ اکسیژن محاسبه شده‌اند. به علت پرتیتی بودن فلدسپات‌ها کاتیون‌های وابسته به این آنالیزها محاسبه نشده‌اند.

Sampel Oxide	Qtz1	Qtz2	Ms1	Ms2	Bt	Kf1	Kf2	Ber
Major elements (Wt%)								
SiO ₂	۹۹/۸۲	۹۹/۶۷	۴۹/۹۵	۵۰/۶۷	۵۰/۵۶	۶۹/۹۳	۶۳/۰۸	۶۶/۶۹
TiO ₂	-	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۱۲۳	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰۷
Al ₂ O ₃	-	۰/۳۱	۳۱/۳۱	۲۴/۱۱	۲۰/۹۷	۱۶/۸۷	۲۱/۷۴	۱۸/۳۵
Fe ₂ O ₃ *	۰/۰۶	۰/۰۲	۲/۵۳	۴/۵۵	۱۴/۵۸	۰/۱۵	۰/۱۳	۱/۰۷
MgO	۰/۰۱	۰/۱۴	۰/۱۹	۱/۴۱	۰/۲۵	-	۰/۰۱	۰/۰۰۱
MnO	-	۰/۰۱	-	۰/۰۴۴	۰/۴۱۵	-	-	۰/۰۰۶
CaO	۰/۱۳	-	۰/۵۷	۲/۷۱	۰/۵۰	۰/۰۲	۰/۰۹	۰/۰۴
BeO	-	-	-	-	-	-	-	۱۳/۳۵
K ₂ O	۰/۰۱	۰/۰۵	۹/۴۰	۷/۷۸	۷/۶۹	۹/۳۷	۱۰/۵۹	۰/۰۸
Na ₂ O	۰/۰۳	۰/۱	۲/۰۸	۱/۱۰	۲/۵۶	۲/۹۶	۳/۲۸	۰/۱۹
P ₂ O ₅	-	-	-	۰/۰۴۱	۰/۰۱۰	-	-	۰/۰۰۵
LOI	۰/۰۰۷	-	۳/۶۸	۶/۴۲	۱/۷۵	۰/۶۸	۰/۸۵	-
total	۱۰۰/۰۶۷	۱۰۰/۳۲	۹۹/۷۷	۹۸/۹۵۸	۹۹/۳۲۵	۹۹/۹۹	۹۹/۷۸	۹۹/۷۸۹
No. of cations per formula								
Si	۰/۹۹۶	۰/۹۹۳	۳/۳	۳/۵۱	۳/۵	-	-	۵/۹۸
Ti	-	۰/۰۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰۲	-	-	۰/۰۰۰۴
Al	-	۰/۰۰۳	۲/۴۴	۱/۹۶	۱/۷	-	-	۱/۹۴
×Fe	۰/۰۰۰۶	۰/۰۰۰۲	۳/۲۸	۳/۳۲	۲/۶۹	-	-	۰/۱۵۶
Mg	۰/۰۰۰۱۲	۰/۰۰۲	۰/۰۲	۰/۱۵	۰/۰۳	-	-	۰/۰۰۰۱
Mn	-	-	-	۰/۰۰۲	۰/۰۲	-	-	۰/۰۰۰۴
Ca	۰/۰۰۱۲	-	۰/۰۴	۰/۲	۰/۰۴	-	-	۰/۰۰۳
Be	-	-	-	-	-	-	-	۲/۸۸
K	۰/۰۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۷۹	۰/۶۹	۰/۶۸	-	-	۰/۰۰۸
Na	۰/۰۰۰۵	۰/۰۰۰۹	۰/۲۷	۰/۱۵	۰/۳۴	-	-	۰/۰۳۲۴
P	-	-	-	۰/۰۰۰۹	۰/۰۰۰۴	-	-	۰/۰۰۰۳

مراجع

- [13] Pitcher W.S., "The nature and origin of granite", Blackie academic, Glasgow (1993) 320p.
- [14] Jahns R.H., "The study of pegmatites", Econ. Geol 50 (1955) 1025-1130.
- [15] Kleck W.D., Foord E.E., "The chemistry, mineralogy, and petrology of George Ashley Block pegmatite body", Am. Mineral 84 (1999) 695-707.
- [16] Jahns R.H., Tuttle O.F., "Layered pegmatite-aplite intrusive", Miner.Soc. Am. 1 (1963) 78-92.
- [17] Rockhold J.R., Nabelek p.i., Glascock M.D., "Origin of rhythmic layering in the Calamity Peak satellite pluton of the Harney Peak Granite, South Dakota: the role of boron", Geochim. Cosmochim. Acta 51 (1987) 487-496.
- [18] Jahns R.H., "Internal evolution of pegmatite bodies", Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook, vol. 8 (1982) 293-327.
- [19] London D., "The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatite", Can. Mineral 30 (1992) 499-540.
- [20] Webber K.L., Falster A.U., Simmons W.B., Foord E.E., "The role of diffusion-controlled oscillatory nucleation in the formation of line rock in pegmatite-aplite dikes", J. Petrol 38 (1997) 1777-1791.
- [21] Viana R.R., Jordt-Evangelista H., Stern W.B., "Geochemistry of muscovite from pegmatites of the Eastern Brazilian pegmatite province: a clue to petrogenesis and mineralization potential", Eur. J. Mineral 19 (2007) 745-755.
- [22] Deer W.A., Howie A., Zussman J., "An introduction to the rock-forming minerals", Long man, London (1991) 528p.
- [23] Forster H.J. Tischendorf G., "Reconstruction of the volatile characteristics of granitoidic magmas and hydrothermal solutions on the basis of dark micas: the hercynian post kinematic granites and associated high-temperature mineralizations of the Erzgebirge (G.D.R)", Chemie der Erde 49 (1989) 7-20.
- [24] حسنی پاک ع.ا.، "اصول اکتشافات ژئوشیمیایی"، انتشارات دانشگاه تهران (۱۳۸۱) ۶۱۵ ص.
- [25] Neiva A.M.R., Silva M.M.V.G., Gomes M.E.P., Campos T.F.C., "Geochemistry of coexisting biotite and muscovite of Portuguese
- [1] Jahns R.H., Burnham C.W., "Experimental studies of pegmatite genesis: I.A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites", Econ. Geol 64 (1969) 843-864.
- [2] London D., "Granitic pegmatites", Trans. Royal Soc. Edinb.: Earth Sci 87 (1996) 305-319.
- [3] Turner F.J., Verhoogen J., "Igneous and metamorphic petrology", CBS publisher, New Dehli (1987) 694p.
- [۴] شهاب پور ج.، "زمین شناسی اقتصادی"، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان، (۱۳۸۰) ۵۴۳ ص.
- [5] London D., "Granitic pegmatites: an assessment of current concepts and directions for the future", Lithos 80 (2005) 281-303.
- [۶] عمیدی س.م.، "تحقیق سنگ شناسی آذرین جنوب شهرستان قروه"، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تهران، (۱۳۴۵) ۶۰ ص.
- [۷] حسینی م.، "شرح نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهار گوش قروه (پیوست نقشه)"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی (۱۳۷۶).
- [۸] ترکیان ا.، "مطالعه ماگماتیسم توده گرانودیوریتی منطقه جنوبی قروه"، پایان نامه دکتری، دانشگاه اصفهان (۱۳۸۷) ۱۳۵ ص.
- [۹] گردیده س.، "پترولوژی مجموعه آذرین و دگرگونی منطقه مشیرآباد- تازه آباد (جنوب قروه- کردستان)"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بوعلی سینا (۱۳۸۹) ۱۵۴ ص.
- [۱۰] محجل م.، سهندی م.ر.، "تکامل تکتونیکی پهنه سندانج- سیرجان در نیمه شمال باختری و معرفی زیر پهنه‌های جدید در آن"، فصلنامه علمی پژوهشی علوم زمین، سال هشتم، شماره ۳۱-۳۲ (۱۳۷۸) ۲۸-۴۹.
- [۱۱] فرهانیپور غ.، "گزارش کار عملیات اکتشاف کانی بریل در معدن ابراهیم عطار"، شرکت سیمین سنگ (۱۳۷۵) ۵۳ ص.
- [12] Mahmoudi Sh., Corfu F., Masoudi F., Mehrabi B., Mohajjel M., "U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan zone, Iran", Journal of Asian Earth Sciences 41 (2011) 238-249.

- [31] London D., Evensen J.M., "Beryllium in Silicic magmas and the origin of beryl-bearing pegmatite. In: Grew, E.S. (Ed.), *Beryllium: Mineralogy, Petrology, and Geochemistry*", Mineralogical Society of America Review in Mineralogy and Geochemistry (2003) 455-486.
- [32] Evensen J.M., London D., "Experimental silicate mineral/melt partition coefficients for beryllium and the crustal Be cycle from migmatite to pegmatite", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 12 (2002) 2239-2265.
- [33] Groat L.A., Giuliani G., Marshall D.D., Turner D., "Emerald deposit and occurrence: A review", *Ore Geology Review* 34 (2008) 87-112.
- [34] Fang W., Zheng W.Ch., "Studies of the spine-hamiltonian parameters and the defect structure for Cu^{+2} at the rhombic Be^{+2} site of beryl crystal", *Physica B* 404 (2009) 2025-2027.
- peraluminous granitic differentiation series", *Chem. Erde* 62 (2002) 197-215.
- [26] Abdel-Rahman A.M., "Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magma", *J. Petrol* 35 (1994) 525-541.
- [27] Shearer C.K., Papike J.J., Simon S.B., "Pegmatite wall-rock interaction, Black Hill, South Dakota: Interaction between pegmatite-derived fluids and quartz-mica schist wallrock", *Amer Mineral* 71 (1986) 518-539.
- [28] Boynton W.V., "Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies", *Rare Earth Elements Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam (1984) 63-114.
- [29] Copjakova R., Sulovsky, P., Paterson, B.A., "Major and trace elements in pyrope- almandine garnets as sediments provenance indicators of the lower carboniferous culm sediments, Drahany Uplands, Bohemian Massif", *Lithos* 82 (2005) 51-70.
- [30] Thoni M., Miller Ch., "Ordovician meta-pegmatite garnet (N-W Otztal basement, Tayrol, Eastern Alps): preservation of magmatic garnet chemistry and Sm-Nd age during mylonitization", *Chemical Geology* 209 (2004) 1-26.