

کانی‌شناسی و ژئوشیمی دایک‌های پگماتیتی و آپلیتی در پهنه بروجرد- نظام‌آباد با نگرشی بر کانه‌زایی عناصر کمیاب و نادر خاکی

مجید قاسمی سیانی*، دانشگاه خوارزمی، دانشکده علوم زمین، گروه ژئوشیمی

سیما بیات، دانشگاه تبریز، گروه علوم زمین

پذیرش ۱۳۹۹/۱۰/۰۲

دریافت ۱۳۹۸/۰۵/۱۷

چکیده

پهنه بروجرد-نظام‌آباد در امتداد شمال‌باختری-جنوب‌خاوری در بخشی از پهنه سنندج-سیرجان گسترده شده است. این پهنه متشکل از واحدهای سنگی هورنفلس، شیست، فیلیت، میگماتیت، گرانیت و گرانودیوریت است. سنگ‌های دگرگونی (هورنفلس و شیست) و آذرین (سنگ‌های گرانیتوئیدی) به‌عنوان سنگ میزبان دایک‌های پگماتیتی شناخته می‌شوند. کوارتز، فلدسپار آلکالن، موسکویت و تورمالین رایجترین کانی‌های پگماتیت‌ها بوده است و میکا از نوع موسکویت که تمایل به موسکویت‌های حاوی لیتیم دارد، است. نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل نشان داد که پگماتیت‌های بررسی شده در عناصر Rb، Sr، Ba، Al تقریباً غنی‌شدگی داشته ولی در عناصر U، REE، Sn و Ga و همچنین فلزات کمیاب مانند Cs و Ta، Li نشان می‌دهند. نتایج تجزیه شیمیایی کانی‌های موسکویت و فلدسپار آلکالن نشان داد که شاخص‌های غنی‌شدگی فلزات کمیاب از قبیل نمودارهای Mg/Li در برابر Rb و Ta در برابر Nb سازگار با پگماتیت‌های نابارور (خانواده LCT) از لحاظ کانی‌زایی فلزات کمیاب و عناصر نادر خاکی هستند. در مقایسه با پگماتیت‌های حاوی کانی‌سازی عناصر نادر خاکی، غنی‌شدگی اندکی در LREE‌ها نسبت به HREE‌ها قابل مشاهده است.

واژه‌های کلیدی: عناصر نادر خاکی، عناصر کمیاب، پگماتیت، پهنه بروجرد-نظام‌آباد.

Mineralogy and Geochemistry of Pegmatitic and Aplitic Dikes in the Boroujerd-Nezam Abad Zone with Respect to Trace and Rare Earth Elements Mineralization

Majid Ghasemi Siani^{*1}, Sima Bayat²

1. Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran
2. University of Tabriz, Department of Geosciences

Abstract

Boroujerd-Nezam Abad zone is widespread along NW-SE trend in part of Sanandaj-Sirjan zone. Boroujerd-Nezam zone consists of hornfels, schist, phyllite, migmatite, granite and granodiorite rock types. Metamorphic (hornfels and schist) and igneous (granitoids) rocks are known as host pegmatitic dikes. Quartz, feldspar, muscovite and tourmaline are the most common pegmatite, and mica is as muscovite type with tendency to Li-bearing muscovite. Whole rock geochemical analysis indicates that Rb, Sr, Ba and Al are relatively enriched, but REE, U, Sn and Ga and also Li, Ta and Cs show depleted. Geochemical analysis of muscovite and K-feldspar indicates that enrichment index such as Mg/Li vs Li, Rb vs K/Rb and Ta vs Ga diagrams are consistent with barren pegmatites (LCT family) in REE and trace elements. Comparing to REE rich pegmatites, they show slight enrichment in LREE relative to HREE.

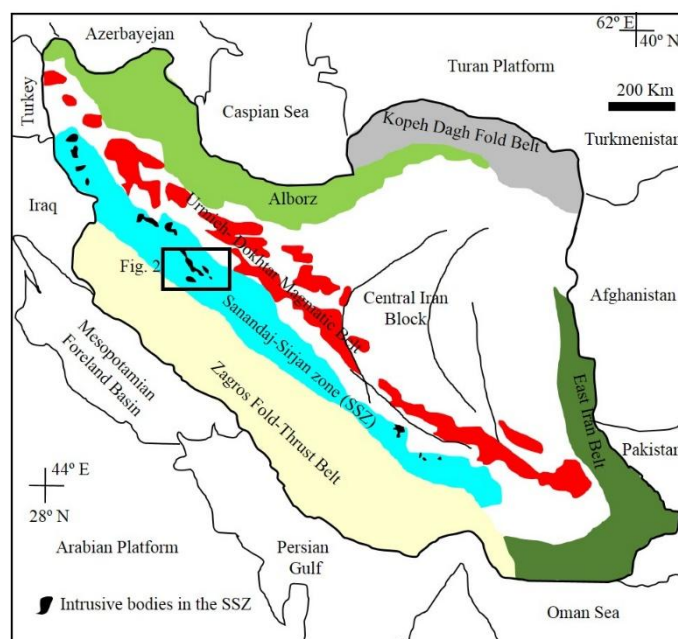
Keywords: Rare earth elements; Trace elements; Pegmatites; Boroujerd-Nezam Abad zone

مقدمه

پگماتیت‌ها به صورت درشت‌بلور همراه سنگ‌های گرانیتی یافت می‌شوند و عمدتاً از بقایای ماگمای گرانیتی تفریق یافته حاصل شده‌اند (Jolliff et al., 1992; Webster et al., 1992; Fuertes-Fuente et al., 2000). بر اساس طبقه‌بندی (Černý, 1991)، پگماتیت‌ها به انواع آبیسال (دما و فشار بالا)، موسکویت (دما پائین، فشار بالا)، عناصر نادر (دما و فشار پائین) و میارولیتیک (شرایط سطحی) گروه‌بندی می‌شوند. عناصر کمیاب و نادر خاکی در برخی از پگماتیت‌ها تمرکز بالایی را نشان می‌دهند و پگماتیت‌های غنی از این عناصر، خود نیز به دو زیر رده LCT (لیتیم، سزیم، تانتالیم) و NYF (نیوبیوم، ایتریوم، فلورین) دسته‌بندی می‌شوند (Černý & Ercit, 2005).

پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان محل رخنمون گرانیتوئیدهای S-type هم‌زمان با برخورد به سن مزوزوئیک فوقانی تا اوایل سنوزوئیک بوده است (Masoudi, 1997) که به دنبال بسته‌شدن نتوتتیس جای‌گزین شده و این گرانیتوئیدها اغلب حاوی رگه‌های پگماتیتی است. پگماتیت در بردارنده کانی‌های از جمله لپیدولیت، تورمالین، بریل، توپاز، اسپودومن و غیره بوده است که حاوی عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی هستند. نظر به این که پگماتیت‌ها به‌عنوان یکی از منابع عناصر نادر خاکی محسوب می‌شوند و با توجه به رخداد این واحد لیتولوژیکی در منطقه وسیعی از محور بروجرد-نظام‌آباد، بررسی محتوای عناصر کمیاب و نادر خاکی بر اساس مطالعات رفتار ژئوشیمیایی این عناصر الزامی به نظر می‌رسد. دایک‌های پگماتیتی-آپلیتی رخنمون یافته در پهنه بروجرد-نظام‌آباد با دارا بودن اختصاصات زمین‌شناختی منحصر به فرد خود، پژوهش‌های ارزنده‌ای از جنبه‌های مختلفی از جمله پژوهش‌های سنگ‌شناختی، بررسی‌های میانبارهای سیال موجود در برخی از کانی‌های موجود در پگماتیت‌های منطقه و پژوهش‌های ژئوشیمیایی انجام شده است (Masoudi, 1997; Masoudi & Yardley, 2005; Ahmadi Khalaji et al., 2007; Ahadnejad et al., 2008; Tabbakh Shabani et al., 2013). هم‌چنین پژوهش‌هایی به‌وسیله احمدی خلجی، ۱۳۷۸؛ طهماسبی و همکاران، ۱۳۸۸؛ میرسپهوند و همکاران، ۱۳۹۱؛ سلامی و همکاران، ۱۳۹۵؛ سیاه چشم و همکاران، ۱۳۹۷ انجام شده است. گرانیتوئید بروجرد به‌وسیله احمدی خلجی (۱۳۷۸) بررسی شده است که از نوع گرانیتوئیدهای نوع I، کالک آلکالن بوده است که در محیط‌های کمان آتشفشانی تشکیل شده‌اند. پژوهش‌های قبلی روی دایک‌های پگماتیت منطقه بروجرد-نظام‌آباد بیش‌تر معطوف به بررسی‌های شیمی کانی تورمالین (سیاه چشم و همکاران، ۱۳۹۷) بوده است که نشان داد، تورمالین بیش‌تر از نوع شورلیت-فوئتیت ماگمایی است و پلاژیوکلاز نوع آلبیت نیز از کانی‌های تشکیل‌دهنده پگماتیت‌ها است. دایک‌های پگماتیت به‌وسیله مسعودی (Masoudi et al., 2002) با روش روبیدیم-استرانسیوم سن-سنجی شده که نتایج آنها نشان داد دایک‌های پگماتیتی در دو بازه زمانی یکی با سن ۱۱۹ تا ۱۲۷ میلیون سال (پگماتیت‌های قدیمی) و دیگری با سن تقریبی ۵۲ میلیون سال (پگماتیت‌های جوان) تشکیل شده‌اند.

هم‌چنین مسعودی و یاردلی (Masoudi & Yardley, 2005) با پژوهش‌های میانبارهای سیال نشان دادند که دایک‌های پگماتیت در یک محدوده دمایی ۲۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد و شوری ۶ تا ۲۲ درصد وزنی معادل نمک طعام تشکیل شده‌اند. با وجود بررسی‌های مذکور تاکنون پتانسیل کانه‌زایی عناصر کمیاب و نادر خاکی در پگماتیت‌های منطقه کم‌تر مورد توجه قرار گرفته، از این‌رو، این تحقیق به‌منظور بررسی تمرکز احتمالی این عناصر با توجه به شیمی عناصر کمیاب و نادر خاکی در موسکوویت و فلدسپار آلکالن در پگماتیت‌های بررسی شده طراحی شده است.



شکل ۱. واحدهای ساختمانی-ماگمایی ایران و نشان دادن موقعیت پهنه بروجرد-نظام‌آباد در پهنه سندج-سیرجان اکتباس از اثنی‌عشری و حسن‌زاده (۱۳۹۷) با تغییرات

Figure 1. Structural-magmatic units of Iran and showing location of Boroujerd-Nezam Abad zone in the Sanandaj-Sirjan zone (modified after Esna-Ashari and Hasanzadeh (2018).

زمین‌شناسی

رخدادهای پگماتیته-آپلیتی بررسی شده مرتبط با فعالیت‌های دگرگونی-آذرین پهنه سندج-سیرجان بوده است و در حدفاصل بروجرد و نظام‌آباد به صورت دایک‌هایی از چند متر تا چند صد متر طول و چند متر عرض با روند غالب شمال‌باختری-جنوب‌خاوری در سنگ‌های میزبان گرانیتوئیدی و دگرگونی رخمون دارند (شکل ۱ و ۲). از نقطه نظر سنگ‌شناختی واحدهای آذرین گرانیتوئیدی به سن مزوزوئیک (اثنی‌عشری، ۱۳۹۰)، بوده است و طی فرورانش نفوتتیس تحت تأثیر دگرگونی و تغییر شکل قرار گرفته است (Agard et al., 2006). قدیمی‌ترین واحدها در حوالی منطقه مالمیر رخمون یافته که عمدتاً در بردارنده متاریولیت‌ها و آمفیبولیت‌های همراه با مرم‌های دولومیتی شده هستند که به وسیله واحدهای آتشفشانی به صورت هم‌شیب و پیوسته پوشیده شده‌اند (رادفر، ۱۳۶۶). بیش‌ترین رخمون واحد آذرین در محدوده بررسی شده مربوط به توده گرانودیوریت-گرانیت کالک آلکان با بافت گرانولار (ژوراسیک فوقانی) است (سهن‌دی و همکاران، ۱۳۸۵) که به صورت یک واحد عدسی مانند با روند شمال‌باختر-جنوب-خاور رخمون دارد. واحد شیبست لکه‌دار یکی از واحدهای دگرگونی موجود در محدوده بررسی شده است که عمدتاً در حاشیه‌های توده‌های آذرین عدسی مانند مشاهده می‌شود. لکه‌ها عمدتاً از جنس آندالوزیت، کردیریت و گرونا است و بدون قاعده و نظم خاصی در زمینه پخش شده‌اند. حفظ‌شدگی ساخت‌های درون پورفیروبلاست‌ها و نیز نبود آثار خردشدگی و میلونیتی شدن حاکی از آنست که به احتمال فراوان جای‌گیری توده‌های آذرین بعد از دگرگونی رخ داده است. واحد هورنفلس در حاشیه توده نفوذی عدسی شکل و در بخش‌هایی نیز در وسط این توده‌ها مشاهده می‌شود. این واحد به این دلیل حائز اهمیت است که میزبان دایک‌های پگماتیته و آپلیتی است. در هورنفلس‌های این منطقه

بافت گرانوبلاستی چندان قابل تشخیص نیست و عمدتاً حاوی کردیریت و آندالوزیت هستند. اسلیت و فیلیت دیگر واحدهای دگرگونی در منطقه بررسی شده هستند که دارای رخنمون کم‌تری هستند.

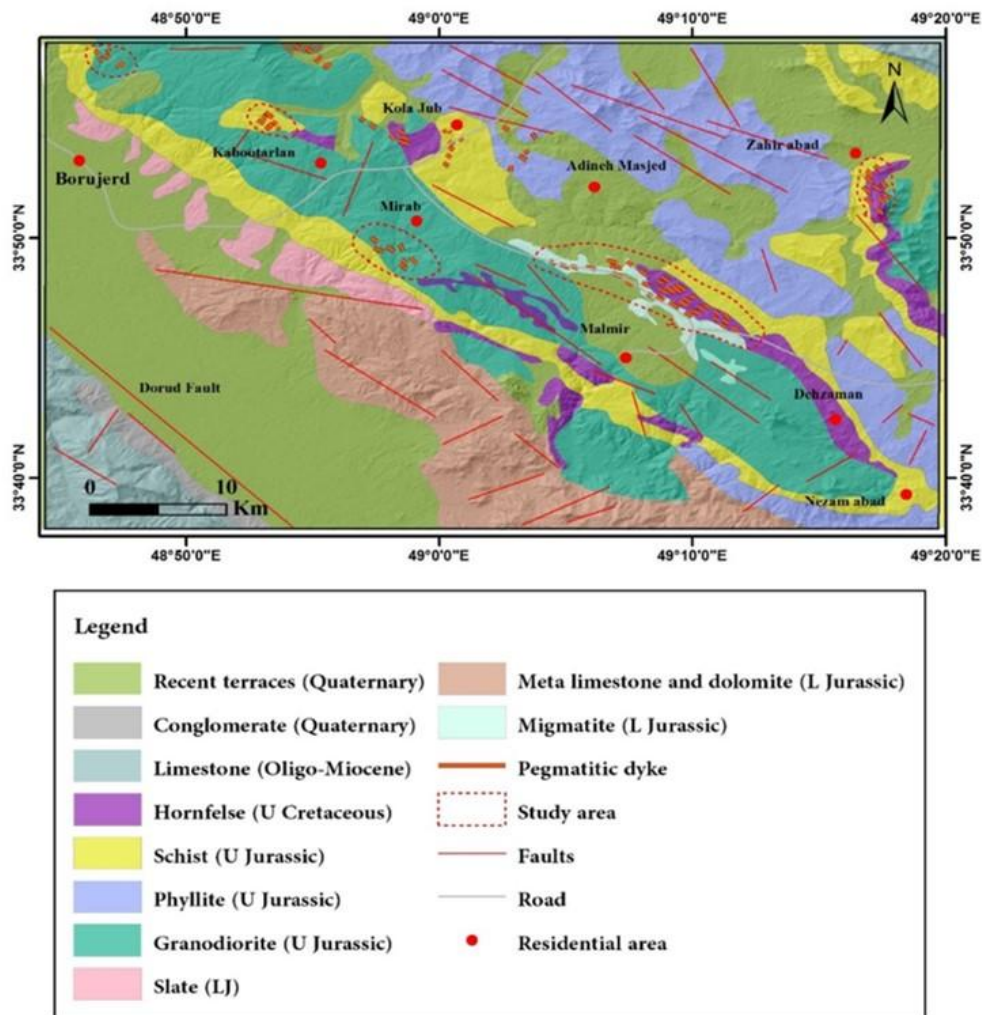
دایک‌های پگماتیته و آپلیته در همراهی با توده‌های نفوذی و سنگ‌های دگرگونی مجاورتی نزدیک به این توده‌ها در اطراف بروجرد و نظام‌آباد مشاهده شده که در برخی مناطق دارای منطقه‌بندی بوده است و در مواردی هم منطقه‌بندی وجود ندارد. رگه‌های پگماتیته و آپلیته عمدتاً هم راستا با روند عمومی توده گرانیتوئیدی واقع شده و به‌طور کل دارای دو میزبان ماگمایی (گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت و غیره) و سنگ‌های دگرگونی (شیست و هورنفلس) حواشی توده نفوذی هستند (شکل ۳ آ). روند عمومی دایک‌های پگماتیته و آپلیته به‌صورت شمال‌باختر-جنوب‌خاور با راستای N300 تا N350 است. در نمونه دستی کانی‌های کوارتز، فلدسپار درشت و سفیدرنگ، تورمالین سیاه با ساختار شعاعی، منشوری و میله‌ای دارند (شکل ۳ ب، پ، ت). پگماتیته‌های با میزبان گرانیتوئیدی اغلب به‌صورت رگه‌ای و دارای منطقه‌بندی هستند و کنتاکت این رگه‌های پگماتیته به‌صورت شارپ است (شکل ۳ ث). پگماتیته‌های سفیدرنگ با میزبان دگرگونی هورنفلسی و شیستی نیز از نوع دارای منطقه‌بندی بوده است و به‌صورت رگه‌ای با راستای N290 تا N350 هستند و متشکل از کوارتز شیری تا صورتی، فلدسپار سفیدرنگ، تورمالین و هم‌چنین میکای مسکوویت و به مقدار کم بیوتیت هستند.

روش انجام پژوهش

بر اساس تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه‌های شازند (سهندی و همکاران، ۱۳۸۵) و بروجرد (حاج ملاعلی و همکاران، ۱۳۷۰)، دایک‌های پگماتیته شناسایی شده و نمونه‌های مناسب از بخش‌های مختلف به‌منظور بررسی‌های میکروسکوپی و تجزیه شیمیایی برداشت شد. تعداد ۵۰ مقطع نازک-صیقلی و نازک برای بررسی‌های میکروسکوپی تهیه شد و در مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران به‌وسیله میکروسکوپ نوری-انعکاسی Zeiss مدل Axioplan 2 بررسی شد. تعداد ۱۳ نمونه از دایک‌های پگماتیته در منطقه بروجرد و نظام‌آباد در نزدیکی روستاهای کبوترلان، میراب، مالمیر و زهیرآباد (مطابق با شکل ۲) و تعداد ۹ نمونه از کانی‌های خالص جداشده فلدسپار آلکان و میکا با میکروسکوپ بینوکولار برای تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، عناصر کمیاب و نادر خاکی با روش ICP-OES مدل (Varian 735-ES) در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور تجزیه شد.

کانی‌شناسی

رگه‌های پگماتیته با میزبان آذرین دارای بافت پگماتوئیدی، گرافیکی و درشت بلور بوده است و متشکل از کوارتز (با فراوانی ۲۵ تا ۳۰ درصد) + پلاژیوکلاز (با فراوانی ۲۵ تا ۳۰ درصد) + فلدسپات پتاسیم (با فراوانی ۲۰ تا ۲۵ درصد) + موسکویت (با فراوانی ۳ تا ۵ درصد) + تورمالین (با فراوانی ۱۰ تا ۱۴ درصد) است. عمده کانی‌های قابل تشکیل‌دهنده دایک‌های پگماتیته با میزبان هورنفلسی و شیستی شامل کوارتز (با فراوانی ۲۰ تا ۲۵ درصد)، پلاژیوکلاز (با فراوانی ۳۰ تا ۳۵ درصد) + فلدسپات پتاسیم (با فراوانی ۲۰ تا ۲۵ درصد)، موسکویت (با فراوانی ۱۰ تا ۱۵ درصد) و تورمالین (با فراوانی ۴ تا ۶ درصد) \pm اکسید آهن است. کانی‌هایی مثل بیوتیت، گارنت و کانی‌های اوپیک با فراوانی جزئی همراه با کانی‌های حاصل از دگرسانی (سریسیت و کانی‌های رسی) دیگر کانی‌های تشکیل‌دهنده دایک‌های پگماتیته هستند که دارای فراوانی جزئی هستند.



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه بررسی شده در پهنه بروجرد-نظام‌آباد [اقتباس از احمدی خلجی (۱۳۸۵) با تغییرات]
Figure 2. Geological map of study area in the Boroujerd-Nezam Abad zone (modified after Ahmadi Khalaji, 2015)

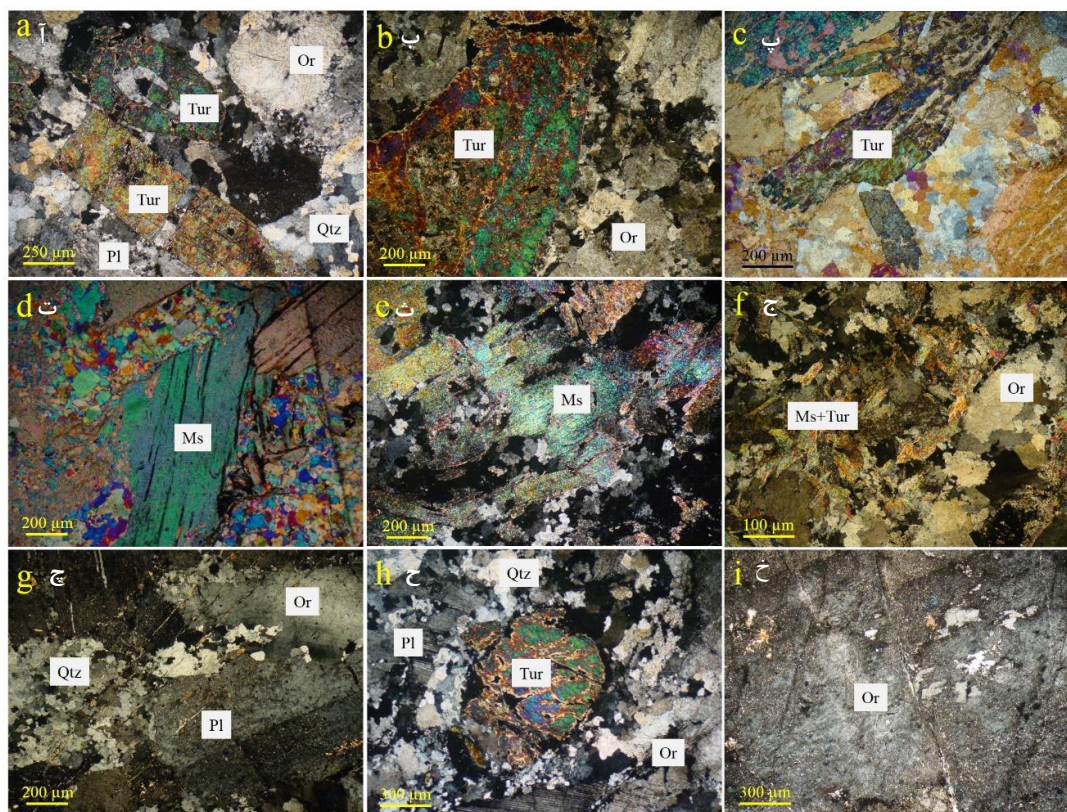
بافت پگماتیته و دانه‌درشت در دایک‌ها به‌وضوح قابل تشخیص است (شکل ۳ ب). در برخی از دایک‌های پگماتیته منطقه‌بندی از خارج به داخل متشکل از پهنه دانه‌ریز حاشیه؛ پهنه دانه متوسط دیواره؛ پهنه دانه درشت میانی و پهنه خیلی دانه درشت هسته حاوی کوارتز صورتی است. کوارتز عمدتاً به‌صورت بی‌شکل است و خاموشی موجی را نشان می‌دهد. تورمالین‌ها چند رنگی نشان می‌دهند و در برخی موارد دارای حاشیه نازکی است. چندرنگی بین آبی روشن تا آبی تیره در مرکز بلورها و قهوه‌ای در حواشی بلور قابل مشاهده است (شکل ۴ آ، ب، پ، ت، ث). در واحد دایک‌های پگماتیته آثاری مشهودی از رشد بلورهای تورمالین با بافت شعاعی و میله‌ای دیده شده است (شکل ۳ ب). در برخی نقاط، دایک‌ها دارای بافت دانه‌ریز است که به‌عنوان دایک‌های آپلیتی شناخته می‌شوند و ترکیب کانی‌شناسی آنها شبیه به دایک‌های پگماتیته است. میکای سفید (موسکوویت) جزء کانی‌های اصلی است و فلدسپار در رنگ‌های سفید، خاکستری و گاهاً صورتی مشاهده شده است (شکل ۴ ت، ث، ج). موسکوویت و تورمالین غالباً با یک‌دیگر مشاهده شده (شکل ۴ ث) و موسکوویت، درشت‌بلور است و فراوانی بیش‌تری نسبت به بیوتیت دارد. بیوتیت در حال دگرسان‌شدن به اکسید آهن است.

گارنت با فراوانی کم در برخی از نمونه بررسی شده مشاهده شده که بیش تر در دایک‌های پگماتیته با میزبان دگرگونی در منطقه نظام‌آباد مشاهده شده است. بلورهای فلدسپار آلکالن همراه با کوارتز و تورمالین هم به صورت درشت‌بلور و هم متوسط تا ریزبلور تشکیل شده است (شکل ۴ چ، ح، خ). تفاوت‌های کانی‌شناسی در پگماتیته‌های با میزبان دگرگونی و پگماتیته‌های با میزبان گرانیتوئیدی مشاهده شده که می‌توان به فراوانی بیش تر موسکویت‌های درشت‌بلور در پگماتیته‌های دگرگونی نسبت به پگماتیته‌های با میزبان گرانیتوئیدی اشاره کرد. تورمالین نیز در پگماتیته‌های با میزبان آذرین نسبت به پگماتیته‌های با میزبان دگرگونی فراوانی بیشتری دارد و همچنین از لحاظ ابعاد بلوری نیز درشت‌بلورتر هستند.



شکل ۳. آ) سطح تماس مابین پگماتیته و سنگ میزبان شیستی، ب) تورمالین با ساخت شعاعی و میله‌ای در داخل واحد پگماتیته، پ) دایک‌های پگماتیته رخمون یافته در سنگ میزبان گرانیتوئیدی که حاوی تورمالین منشوری و میله‌ای، ت) تورمالین‌های درشت بلور در دایک‌های پگماتیته با میزبان سنگ گرانیتوئیدی

Figure 3. a) Contact of pegmatite dike and host schist rock, b) Needle-shaped crystals of tourmaline in the pegmatite, c) Outcrops of pegmatite dikes in the host igneous rocks which contain needle-shaped tourmaline, d) Large crystal tourmaline in the host igneous pegmatite dikes.



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی (XPL) از پگماتیتهای پهنه بروجرد-نظام‌آباد: (ا) بلورهای خودشکل تورمالین (Tur)، (ب، پ) تورمالین (Tur) و ارتوکلاز (Or) مهم‌ترین کانی‌های تشکیل‌دهنده پگماتیتهای با میزبان آذرین هستند، (ت، ث، ج) بلورهای درشت تا ریز موسکوویت (Ms) در پگماتیتهای با میزبان دگرگونی، (چ) ارتوکلاز و پلاژیوکلاز آلبیتی (Pl) درشت بلور در پگماتیتهای با میزبان آذرین، (ح) تورمالین (Tur) نیمه‌شکل‌دار همراه با کوارتز (Qtz) و ارتوکلاز و پلاژیوکلاز، (خ) بلور درشت فلدسپار آلکان. علایم اختصاری کانی‌ها بر اساس (Whitney & Evans, 2010) است.

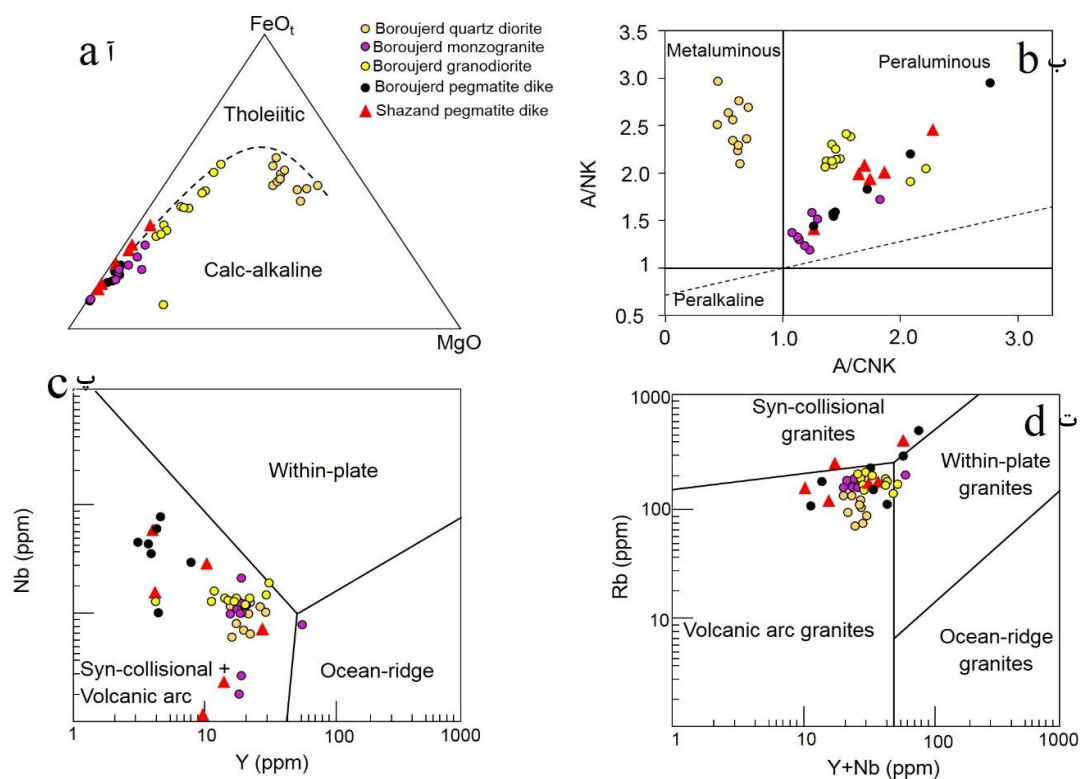
Figure 4. Microscopic pictures (XPL) of Boroujerd-Nezam Abad pegmatites: **a)** Euhedral crystals of tourmaline (Tur), **b and c)** Tourmaline and orthoclase (Or) are main minerals in the igneous hosted pegmatites, **d to f)** Coarse- to fine-grained muscovites (Ms) in the metamorphic hosted pegmatites, **g)** Coarse-grained orthoclase and albitic plagioclase (Pl) in the igneous hosted pegmatites, **h)** Subhedral tourmaline associated with quartz (qtz), orthoclase and plagioclase, **i)** Coarse-grained alkali-feldspar. Abbreviation of minerals are based on Whitney and Evans (2010).

ژئوشیمی

پگماتیتهای، کربناتیت‌ها، گرانیت‌های پرآلومینوس، محیط‌های برون‌زا^۱ و برخی از پلاسرها جزء محیط‌های مستعد برای تجمع عناصر کمیاب و نادر خاکی محسوب می‌شوند (Linnen et al., 2014). نتایج تجزیه شیمیایی واحدهای سنگی پگماتیتهی و هم‌چنین کانی‌های موسکوویت و فلدسپار آلکان، در جداول ۱ و ۲ ارائه شده است. دایک‌های پگماتیتهی بررسی شده دارای ترکیب کالک آلکان است (شکل ۵ آ) (Irvine & Baragar, 1971). از طرف دیگر به دلیل درجه اشباع‌شدگی از آلومینیم، دایک‌های پگماتیتهی بر اساس نمودار ارائه شده به وسیله (Maniar & Piccoli, 1989)، در رده سنگ‌های پرآلومینه قرار می‌گیرند (شکل ۵ ب). نمودارهای مورد نیاز برای پیش‌بینی محیط نکتونیک مرتبط با دایک‌های پگماتیتهی استفاده شد (Pearce et al., 1984) که بیان‌گر محیط‌های

1. Supergene

تکتونیکی مرتبط با شرایط کمان آتشفشانی^۱ و هم‌زمان با برخورد^۲ بوده است (شکل ۵ پ، ت) که منطبق بر گرانیتوئیدهای سنگ میزبان به‌خصوص مونزوگرنایت و گرانودیوریت در منطقه بروجرد است (Ahmadi Khalaji et al., 2010). الگوهای فراوانی عناصر کمیاب و نادر خاکی به‌ترتیب نسبت به ترکیب گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) و کندریت (Boynton, 1984) به‌هنگار شده است (شکل ۶). بر طبق این نمودارها فراوانی عناصر کمیاب در دایک‌های پگماتیتهی بروجرد و نظام‌آباد و هم‌چنین در کانی‌های موسکویت و فلدسپار آلکان روند یکسانی را نشان می‌دهد. از بین HFSEها، نیوبیم، توریم و زیرکن مقادیر بیش‌تری را نسبت به دیگر عناصر نشان می‌دهد. در بین عناصر کمیاب، فسفر و لیتیم حائز اهمیت است و مقادیرشان قابل توجه است. بریلیوم و قلع جزء عناصری هستند که کم‌ترین فراوانی را در نمونه‌های بررسی شده نشان می‌دهند. پگماتیت‌های بررسی شده حاوی ۸/۳۰ تا ۱۵/۱۰ درصد Al_2O_3 ، ۰/۸۰ تا ۳/۶۰ درصد FeO_t ، ۰/۱ تا ۰/۴ درصد MgO است و نرخ FeO/MgO آن ۶/۶ تا ۳۱/۶ است. فراوانی فسفر (۳۱۹۹-۵۵۴ گرم در تن) در دایک‌های پگماتیتهی از نکات قابل ملاحظه است. محتوای بالای فسفر می‌تواند در ارتباط با ماگمای پرآلومینه است (Roda-Robles et al., 2018). حضور کانی‌های فسفات‌دار نیز می‌تواند موجب افزایش تمرکز فسفر در نمونه‌های تجزیه شده، شود.

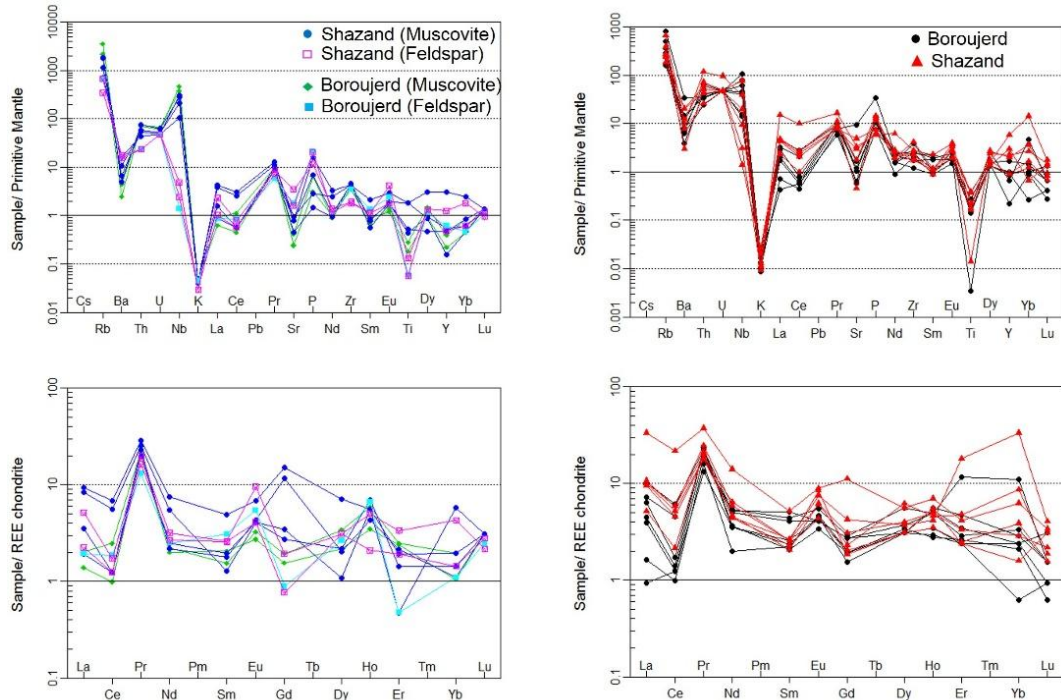


شکل ۵. ا) نمودار AFM نشان‌دهنده ترکیب ماگمای پگماتیت‌ها (Irvine & Baragar, 1971)، ب) موقعیت نمونه‌های بررسی شده روی نمودار اشباع آلومینا (Maniar & Piccoli, 1989)، پ، ت) نمودار $Rb-Nb+Y$ و نمودار $Nb-Y$ (Pearce et al., 1984) نشان‌دهنده موقعیت تکتونیکی نمونه‌های بررسی شده. نمونه‌های توده گرانیتوئیدی بروجرد از احمدی خلجی (Ahmadi Khalaji et al., 2007) برگرفته شده است.

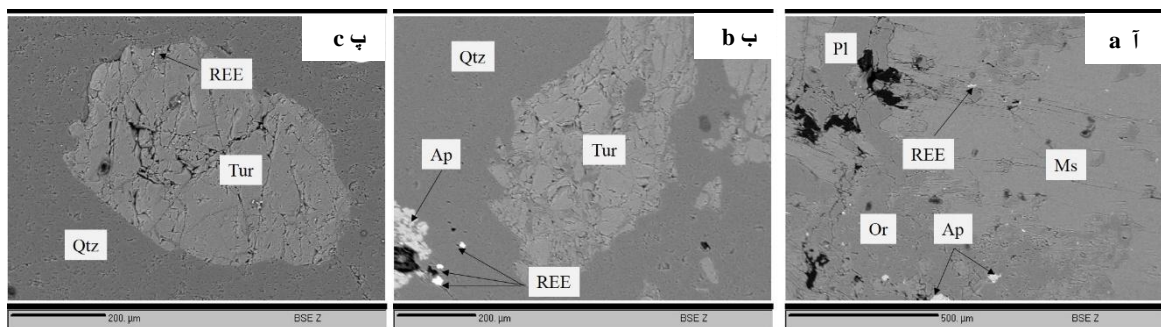
Figure 5. a) AFM diagram indicating pegmatite magmatic composition (Irvine and Baragar, 1971), b) Location of studied samples on the alumina saturation diagram (Maniar & Piccoli, 1989), c and d) Rb vs Nb+Y and Nb versus Y diagrams (Pearce et al., 1984) indicating tectono magmatic settings. The Boroujerd granitoid samples are from Ahmadi Khalaji et al. (2007).

1. Volcanic arc granite
2. Syn-Collision

(McKeoughi et al., 2013) معتقدند که تبلور اولیه آپاتیت در مذاب متالومینه می‌تواند رخ دهد در حالی که تبلور آلانیت و زینوتیم در مذاب پرآلومینوس می‌تواند اتفاق بیافتد. این می‌تواند دلیلی بر محتوای بالای فسفر در محصول نهایی باشد. با این وجود، در تصاویر الکترون برگشتی طی بررسی‌های میکروسکوپ الکترونی (EPMA)، وجود کانی-سازی آپاتیت و هم‌چنین کانی‌های حاوی عناصر نادر خاکی در دایک‌های پگماتیته به اثبات رسیده است (شکل ۷).



شکل ۶. الگوهای پراکندگی عناصر کمیاب نسبت به گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) و نادر خاکی نسبت به کاندیت (Boynnton, 1984) در نمونه‌های پگماتیته بروجرد- نظام‌آباد و کانی‌های موسکویت و فلدسپار آلکان. **Figure 6.** Primitive mantle-normalized trace element patterns (Sun & McDonough, 1989) and chondrite-normalized (Boynnton, 1984) for the Boroujerd-Nezam Abad pegmatites and muscovite and alkali-feldspar minerals.



شکل ۷. تصاویر الکترون برگشتی که وجود کانی‌های آپاتیت و کانی‌های حاوی عناصر نادر خاکی به صورت ادخال در کانی‌های دایک‌های پگماتیته نشان داده است.

Figure 7. EPMA photomicrograph indicates the presence of apatite and REE-bearing minerals as inclusion in the pegmatitic dike minerals.

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های مربوط به دایک‌های پگماتیته در دو منطقه بروجرد- نظام‌آباد
Table 1. Results of geochemical analysis of pegmatite dike samples of the Boroujerd and Nezam Abad districts

Sample	B23	B24	B26	B28	B29	B33	B34	Sh35	Sh36	Sh37	Sh40	Sh42	Sh45
Al ₂ O ₃ %	۱۴/۶۰	۱۰/۸۰	۱۲/۴۰	۱۳/۴۰	۰/۸۳۰	۱۱/۸۰	۱۵/۱۰	۱۲/۶۰	۱۳/۱۰	۱۲/۱۰	۱۳/۲۰	۱۳/۹۰	۱۲/۲۰
FeO _t	۱/۰۰	۱/۵۰	۱/۷۰	۱/۱۰	۱/۱۰	۱/۶۰	۰/۸۰	۱/۰۰	۳/۶۰	۲/۴۰	۱/۹۰	۲/۳۰	۱/۵۰
MgO	۰/۱۰	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۱۰	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۱۰	۰/۴۰	۰/۲۰	۰/۱۰	۰/۲۰	۰/۱۰
CaO	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۶۰	۰/۳۰	۰/۲۰	۰/۴۰	۱/۴۰	۱/۲۰	۱/۳۰	۰/۶۰	۰/۴۰	۰/۴۰	۰/۹۰
Na ₂ O	۴/۲۰	۲/۶۰	۴/۷۰	۰/۴۰	۱/۳۰	۴/۴۰	۷/۴۰	۴/۲۰	۴/۰۰	۱/۵۰	۳/۹۰	۲/۶۰	۲/۳۰
K ₂ O	۵/۴۸	۴/۴۱	۳/۴۰	۴/۱۷	۲/۴۸	۲/۱۶	۳/۲۲	۲/۳۴	۲/۴۵	۴/۹۶	۲/۸۷	۳/۱۶	۶/۶۲
Li ppm	۵/۳۰	۷/۹۰	۱۴/۸۰	۱۲/۳۰	۱۳/۳۰	۸/۷۰	۱۳/۰۰	۱۵/۶۰	۴۵/۱۰	۱۹/۸۰	۲۳/۸۵	۲۰/۰۵	۹/۴۰
Be	۰/۴۰	۰/۳۰	۱/۱۰	۱/۹۰	۲/۰۰	۰/۳۰	۱/۵۰	۰/۷۲	۰/۹۰	۰/۵۰	۰/۲۳	۱/۰۰	۱/۴۰
Nb	۳۷/۸۰	۹/۹۰	۳۳/۰۷	۷۶/۱۵	۵۷/۷۵	۱۰/۸۰	۴۴/۳۲	۲/۲۰	۳۷/۶۰	۶/۶۰	۱۴/۰۲	۵۵/۲۰	۱/۰۰
Hf	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۱/۹۷	۲/۰۰	۲/۵۰	۲/۰۰
Ta	۲/۲۰	۲/۵۰	۴/۴۰	۶/۵۰	۲/۵۰	۱/۸۰	۱۰/۳۰	۰/۵۰	۲/۸۰	۴/۴۰	۱/۷۰	۶/۱۰	۳/۶۰
U	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۲/۰۱	۰/۹۹	۱/۰۰	۱/۰۲	۱/۰۰
Th	۴/۳۳	۵/۷۰	۳/۶۰	۳/۰۰	۲/۱۰	۳/۴۰	۲/۹۰	۲/۲۰	۹/۹۰	۵/۱۰	۴/۳۰	۶/۰۷	۳/۶۱
Zr	۲۷/۲۰	۱۹/۲۳	۲۶/۹۰	۴۲/۸۰	۲۲/۱۰	۱۳/۳۰	۲۹/۲۰	۱۹/۴۰	۳۱/۱۰	۴۶/۳۰	۲۰/۷۰	۲۵/۶۰	۲۶/۳۰
Ba	۵۷/۳۰	۴۸/۴۰	۲۷/۰۰	۲۴۰	۴۴/۰۰	۸۷/۰۰	۱۰۳	۵۳/۷۰	۷۰/۰۰	۱۴۱	۲۱/۰۰	۸۳/۰۰	۱۴۳
Sr	۳۵/۶۴	۲۵/۵۱	۲۱/۶۲	۱۳/۷۳	۱۲/۲۸	۲۵/۴۲	۲۰۱	۶۳/۱۰	۷۰/۷۰	۳۷/۵۱	۹/۵۲	۳۷/۲۶	۱۰۲
Rb	۲۲۹	۱۸۳	۱۵۵	۵۰۵	۳۱۶	۱۰۳	۱۱۵	۱۱۵	۱۶۴	۱۷۳	۲۴۶	۴۱۸	۱۴۹
As	۱۲/۷۲	۲/۹۸	۱۱/۲۰	۶/۱۸	۵/۳۱	۵/۳۷	۵/۱۷	۵/۳۱	۵/۲۸	۵/۲۹	۴/۸۰	۴۵/۷۳	۱۷/۱۰
Bi	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۴۵	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰
Ga	۱۹/۸۰	۱۶/۱۰	۲۸/۶۸	۴۲/۴۰	۳۵/۷۶	۱۶/۵۸	۱۸/۳۰	۱۳/۰۱	۱۵/۷۶	۱۶/۶۰	۲۳/۱۶	۳۶/۲۴	۱۴/۸۰
Y	۰/۷/۰	۴/۶۰	۳/۹۰	۴/۴۰	۴/۲۰	۱/۰۰	۳/۰۰	۱۳/۵۰	۱۰/۲۰	۲۶/۱۰	۰/۴/۰	۴/۰۰	۰/۹/۲۰
Sc	۸/۷۵	۹/۰۰	۱۲/۸۰	۵/۹۸	۱۲/۴۱	۸/۲۸	۱/۶۱	۲/۲۰	۱۲/۲۳	۱۷/۴۱	۶/۲۴	۹/۴۰	۴/۰۰
Sn	۲/۲۱	۱/۱۰	۱/۷۰	۲/۵۰	۱/۴۰	۱/۵۰	۲/۴۷	۱/۴۲	۲/۴۹	۲/۴۰	۲/۳۵	۳/۰۰	۱/۹۰
Ti	۳۵۶	۴۰۴	۳۰۷	۱۸۲	۱۸۹	۲۰۳	۲۱۹	۲۹۰	۱۸۲۸	۵۰۶	۲۰۸	۴۷۹	۲۲۷
Zn	۹/۶۰	۷/۱۴	۸/۲۲	۱۱/۱۰	۱۸/۶۰	۱۰/۸۰	۱۱/۷۱	۱۷/۴۰	۱۱۸	۴۳/۸۳	۱۸/۰۱	۱۰۹	۱۲/۵۰
La	۳/۲۰	۱/۲۱	۱/۴۰	۰/۲۹	۰/۵۰	۱/۹۷	۲/۲۶	۲/۹۵	۱۰/۳۶	۳/۱۶	۱/۶۰	۳/۳۰	۳/۱۰
Ce	۴/۹۴	۱/۰۱	۱/۱۳	۱/۰۰	۰/۸۰	۱/۴۰	۳/۶۹	۳/۶۷	۱۷/۵۲	۴/۷۲	۱/۷۴	۴/۷۱	۴/۲۰
Pr	۲/۷۰	۲/۳۰	۲/۸۰	۱/۶۳	۱/۹۴	۲/۸۴	۲/۱۹	۲/۱۷	۴/۵۳	۲/۴۷	۲/۵۶	۳/۰۰	۲/۲۰
Nd	۳/۱۳	۳/۰۰	۲/۱۰	۲/۱۳	۱/۲۰	۲/۱۸	۳/۲۴	۳/۸۶	۸/۴۵	۲/۶۹	۲/۶۴	۳/۵۵	۲/۸۰
Sm	۱/۰۰	۰/۸۰	۰/۵۰	۰/۴۶	۰/۴۳	۰/۴۰	۰/۸۶	۰/۵۰	۱/۰۱	۰/۵۲	۰/۴۵	۰/۵۰	۰/۴۰
Eu	۰/۳۰	۰/۳۰	۰/۳۳	۰/۳۳	۰/۳۴	۰/۲۵	۰/۴۰	۰/۶۲	۰/۶۶	۰/۵۵	۰/۳۲	۰/۴۵	۰/۴۶
Gd	۰/۷۰	۰/۷۰	۰/۵۰	۰/۴۰	۰/۵۳	۰/۵۰	۰/۷۴	۰/۴۸	۲/۸۸	۱/۱۰	۰/۵۳	۰/۸۰	۰/۶۰
Dy	۱/۲۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۱۰	۱/۸۱	۱/۰۰	۱/۷۹	۱/۲۰	۱/۰۰	۱/۲۸	۲/۰۰
Ho	۰/۳۵	۰/۲۱	۰/۴۰	۰/۳۸	۰/۳۵	۰/۲۰	۰/۳۵	۰/۴۰	۰/۵۰	۰/۳۰	۰/۲۵	۰/۳۶	۰/۳۳
Er	۰/۶۰	۰/۵۰	۱/۰۰	۰/۷۳	۰/۵۰	۰/۵۵	۲/۴۶	۰/۵۰	۰/۸۷	۳/۸۰	۰/۵۲	۰/۷۰	۱/۰۰
Yb	۰/۷۰	۰/۵۰	۰/۶۰	۰/۵۰	۰/۱۳	۰/۴۴	۲/۳۱	۰/۳۳	۱/۳۱	۶/۹۸	۰/۸۱	۰/۶۰	۱/۸۰
Lu	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۱۰	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۶

از میان عناصر لیتوفیل درشت یون (LILE)، روبیدیم، لیتیم، باریم و استرانسیم بیش‌ترین تمرکز را نشان می‌دهند به گونه‌ای که روبیدیم (۵۰۵-۱۰۳ گرم در تن)، باریم (۲۴۰-۲۱ گرم در تن)، استرانسیم (۲۰۱-۹/۳۲ گرم در تن) و لیتیم (۴۵/۱۰-۵/۳۰ گرم در تن) را نشان می‌دهند. در این میان برلییم (۲-۰/۲۳ گرم در تن) تمرکز پائینی را نشان می‌دهد. عناصر نادر خاکی الگوهای نسبتاً مشابهی را در ترکیب پگماتیت‌های منطقه و کانی‌های اصلی به نمایش می‌گذارند. مجموع REEها (ΣREE) در نمونه‌های مربوط به پگماتیت‌ها منطقه در مقایسه با انواع پگماتیتی جهان مقادیر کم‌تری را نشان می‌دهد. ΣREE در این نمونه‌ها در بیش‌ترین میزان خود ۴۹/۹۹ گرم در تن است که مربوط به نمونه Sh36 است. HREEها و LREEها الگوهای نسبتاً مشابهی را نشان می‌دهند و تنها غنی‌شدگی جزئی La، Ce و Pr در بین

LREEها و غنی‌شدگی اندک Yb در بین HREEها مشاهده می‌شود. مقادیر Eu/Eu^* و Ce/Ce^* بر اساس روابط ارائه شده به وسیله (Taylor & McLennan, 1985)، بین ۰/۹۸ تا ۳/۸۴ و ۰/۱ تا ۰/۸ متغیر است. این ارقام نشان‌دهنده تهنی‌شدگی جزئی در مقادیر Ce است که می‌تواند دلیلی بر محیط‌های اکسیدان ضعیف باشد (Mameli et al., 2008; Wang et al., 2013; Mongelli et al., 2014).

جدول ۲. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های مربوط به جدایش کانی‌های میکا و فلدسپار آلکان در دو منطقه بروجرد و نظام‌آباد
Table 2. Results of geochemical analysis of separated alkali-feldspar and muscovite (mica) of the Boroujerd and Nezam Abad districts

عناصر	مسکوویت						فلدسپار آلکان (ارتوکلار)		
	Boroujerd		Shazand				Boroujerd	Shazand	
Al ₂ O ₃ %	۳۴/۳۰	۳۳/۰۱	۳۴/۵۰	۳۰/۴۰	۳۰/۲۰	۳۲/۳۰	۱۵/۵۰	۱۴/۶۰	۱۷/۳۰
FeO _t	۲/۶۰	۲/۵۰	۲/۳۰	۱/۸۰	۲/۵۰	۱/۷۰	۰/۲۰	۰/۸۰	۰/۸۰
MgO	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۳۰	۰/۲۰	۰/۱۵	۰/۱۰	۰/۱۰
CaO	۰/۰۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۵۰	۱/۰۰	۰/۱۰	۰/۵۰	۰/۴۰	۰/۳۰
Na ₂ O	۰/۹۰	۰/۸۰	۰/۷۰	۰/۶۰	۱/۰۰	۰/۹۰	۳/۴۰	۲/۳۰	۳/۲۰
K ₂ O	۱۱/۲۶	۱۱/۵۲	۱۱/۹۲	۱۰/۷۱	۹/۹۹	۱۰/۶۸	۱۱/۱۴	۷/۳۱	۷/۳۱
Li ppm	۴۳/۱۴	۲۰/۵۱	۱۶۲	۸۰/۱۳	۷۵/۴۰	۲۸/۵۰	۴/۸۰	۱۱/۲۰	۱۰/۷۰
Be	۶/۵۰	۱۱/۲۰	۲/۸۰	۱/۶۰	۰/۹۰	۲/۳۴	۰/۳۰	۰/۷۰	۰/۲۴
Nb	۲۶۹	۳۳۶	۱۵۱	۷۵/۳۴	۲۰۱	۲۱۹	۱/۰۰	۱/۷۰	۳/۴۰
Hf	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۳۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰
Ta	۲۵/۳۸	۱۳/۶۴	۱۰/۲۱	۱۱/۵۴	۶/۲۰	۳۲/۳۰	۰/۵۰	۰/۱۰	۰/۷۰
U	۱/۴۱	۱/۲۷	۱/۱۰	۱/۰۰	۱/۳۱	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰
Th	۶/۱۰	۵/۸۵	۴/۹۱	۳/۶۸	۶/۵۰	۴/۶۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰
Zr	۴۰/۵۰	۴۵/۲۰	۵۰/۷۸	۴۸/۶۰	۴۸/۶۰	۵۰/۰۰	۳۹/۲۰	۲۱/۳۰	۲۰/۲۰
Ba	۱۷/۰۰	۳۱/۰۰	۴۶/۰۰	۱۱۶	۳۴/۰۰	۷۶/۰۰	۱۱۶	۱۲۴	۱۰۹
Sr	۵/۱۰	۸/۹۰	۹/۴۱	۱۶/۳۵	۱۹/۸۴	۱۶/۶۰	۳۷/۷۰	۷۲/۸۰	۳۳/۷۰
Rb	۱۳۸۱	۲۲۵۳	۷۱۸	۴۵۶	۱۱۸۳	۱۸۴۱	۴۲۰	۲۲۱	۴۲۷
P	۲۹۸	۶۱۹	۱۴۰	۱۵۵۸	۲۷۵	۶۴۴	۲۰۰۰	۱۱۰۷	۱۹۰۰
As	۴/۳۰	۲/۰۰	۹/۰۵	۵/۰۰	۲۶/۴۰	۷/۸۰	۹/۲۰	۶/۰۰	۲۵/۲۰
Bi	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰
Ga	۱۷۳	۲۲۰	۱۰۴	۶۷/۴۴	۱۲۴	۹۷/۹۰	۱۷/۰۰	۱۳/۲۷	۱۴/۳۰
Y	۱/۸۰	۱/۰۰	۰/۷۰	۱۳/۸۰	۲/۱۰	۲/۵۰	۲/۸۰	۵/۷۰	۲/۲۰
Mo	۲/۴۵	۳/۲۱	۱/۲۲	۳/۰۰	۲/۷۶	۱/۷۰	۵/۹۰	۲/۶۰	۲/۰۰
Sc	۸۳/۵۰	۴۷/۴۴	۴۴/۱۸	۱۷/۱۷	۶۹/۲۰	۹/۹۰	۰/۳۰	۲/۱۰	۲/۲۰
Sn	۸/۴۰	۹/۲۰	۸/۱۰	۶/۳۲	۸/۶۰	۹/۳۰	۱/۶۰	۱/۵۰	۲/۳۰
Ti	۳۶۳	۲۲۸	۲۳۸۸	۲۳۸۷	۶۸۶	۵۶۷	۷۷/۰۰	۱۶۹	۷۳/۰۰
Zn	۷/۳۱	۵/۹۰	۴۰/۶۰	۹/۱۴	۱۹/۰۰	۶/۱۰	۶/۶۰	۱۳/۸۴	۲۶/۱۰
La	۰/۶۳	۰/۴۳	۰/۶۰	۲/۹۰	۲/۶۰	۱/۰۹	۰/۶۰	۱/۶۰	۰/۷۰
Ce	۲/۰۰	۰/۸۰	۱/۰۰	۵/۵۲	۴/۵۵	۱/۰۰	۱/۵۰	۱/۴۰	۱/۰۰
Pr	۲/۷۰	۲/۶۰	۲/۸۰	۳/۵۰	۳/۰۸	۲/۴۰	۱/۶۰	۲/۴۰	۲/۰۰
Nd	۱/۳۳	۱/۲۰	۱/۳۰	۴/۵۰	۳/۳۱	۱/۵۰	۱/۵۰	۱/۹۰	۱/۶۰
Sm	۰/۳۰	۰/۴۰	۰/۳۵	۰/۹۵	۰/۲۵	۰/۳۸	۰/۶۰	۰/۵۱	۰/۵۰
Eu	۰/۲۴	۰/۲۰	۰/۳۲	۰/۵۰	۰/۳۰	۰/۳۰	۰/۴۰	۰/۷۰	۰/۳۰
Gd	۰/۵۰	۰/۴۰	۳/۰۳	۳/۹۰	۰/۹۰	۰/۷۰	۰/۲۳	۰/۵۰	۰/۲۰
Dy	۱/۱۰	۰/۷۰	۰/۶۵	۲/۳۰	۰/۳۵	۰/۷۰	۰/۸۵	۱/۰۰	۱/۰۰
Ho	۰/۴۲	۰/۲۵	۰/۳۱	۰/۴۰	۰/۴۰	۰/۵۰	۰/۴۸	۰/۳۶	۰/۱۵
Er	۰/۵۲	۰/۵۰	۰/۴۵	۰/۱۰	۰/۴۰	۰/۳۰	۰/۱۰	۰/۷۰	۰/۴۰
Yb	۰/۴۱	۰/۲۲	۰/۲۳	۱/۲۰	۰/۴۱	۰/۳۰	۰/۲۳	۰/۹۰	۰/۳۰
Lu	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۹

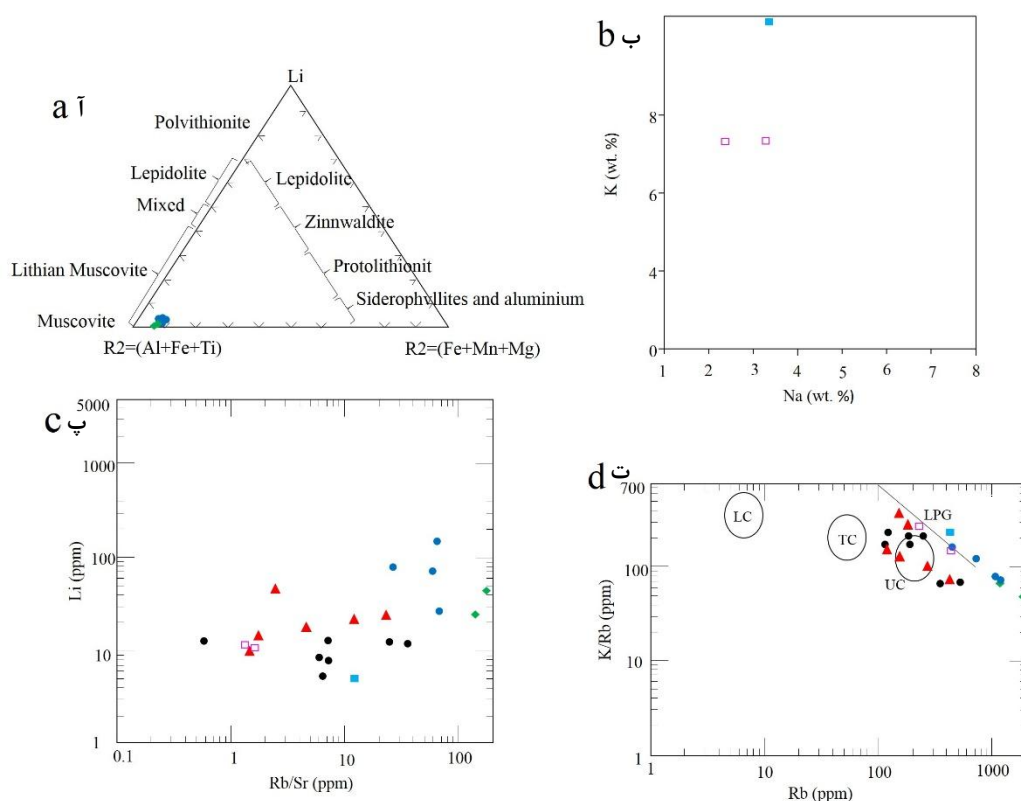
شیمی تورمالین به وسیله (سیاه چشم و همکاران، ۱۳۹۷) به طور مفصل بررسی شده و در این تحقیق در مورد شیمی کانی‌های میکا و فلدسپار آلکالن به صورت خلاصه شرح داده شده است. برای تعیین ترکیب کانی‌های میکایی از نمودار سه‌تایی ارائه شده به وسیله (Foster, 1960) استفاده شد که نشان داد، نمونه‌های میکایی پگماتیت‌ها در محدوده مسکوویت با تمایل به موسکوویت‌های حاوی لیتیم قرار گرفته‌اند (شکل ۸ آ). فلدسپار بررسی شده در نمودار ارائه شده به وسیله (Müller-Lorch et al., 2007)، کاملاً پتاسیک (ارتوکلاز) بوده است و فاقد محلول جامد با پلاژیوکلازها هستند (شکل ۸ ب). کانی‌های میکا و فلدسپار آلکالن بررسی شده به ترتیب حاوی ۳۰/۲۰ تا ۳۴/۵۰ درصد و ۱۴/۶۰ تا ۱۷/۳۰ Al_2O_3 و ۹/۹۹ تا ۱۱/۹۲ درصد و ۷/۳۱ تا ۱۱/۱۴ K_2O هستند. مقادیر بالایی از لیتیم در ترکیب موسکوویت (۲۸/۵۰ تا ۱۶۲ گرم در تن) مشاهده شده که نشان می‌دهد ترکیب موسکوویت تمایل به موسکوویت‌های لیتیم‌دار دارد.

نتایج و بحث

عموماً پگماتیت‌ها به‌عنوان یکی از منابع لیتیم در نظر گرفته شده و مورد استخراج قرار می‌گیرند. این در حالی است که پگماتیت‌های بررسی شده حاوی لیتیم بالایی نبوده ولی مقادیر لیتیم گزارش شده، به‌خصوص لیتیم همراه با موسکوویت نیز می‌تواند حائز اهمیت باشد. تفریق پگماتیت‌ها می‌تواند معیار مناسبی برای تمرکز عناصر کمیاب و نادر خاکی باشد (Wise, 1995). در نمودار Rb/Sr در برابر Li (Černý & Meintzer, 1988)، مشاهده شد که با افزایش مقدار Rb/Sr، مقدار لیتیم نیز افزایش نشان می‌دهد که نشان‌دهنده افزایش مقدار تفریق در پگماتیت‌ها است (شکل ۸ پ). افزایش مقادیر روبیدیم و سزیم در فلدسپار آلکالن و زیاد شدن عناصر: لیتیم، روبیدیم، پتاسیم، سزیم و تانتالیوم در موسکوویت نشان‌دهنده تفریق بیش‌تر در پگماتیت‌ها است. به‌عنوان مثال چنان‌که ذکر شد، غنی‌شدگی Rb با درجه تفریق ماگمایی افزایش پیدا می‌کند. پگماتیت‌های تحول یافته‌تر نسبت کم K/Rb دارند در حالی که پگماتیت‌های بدوی مقادیر زیاد این نسبت را نشان می‌دهند. نسبت K/Rb در پگماتیت بروجرد بین ۶۴/۸ تا ۲۳۲/۱ است و در منطقه نظام‌آباد بین ۶۲/۶ تا ۳۶۸/۴ است، بنابراین، پگماتیت‌های بروجرد و نظام‌آباد جز پگماتیت‌های کم‌تحول یافته در نظر گرفته می‌شوند. نسبت‌های K/Rb در کانی‌های فلدسپار آلکالن و موسکوویت نیز نشان‌دهنده پگماتیت‌های کم‌تحول یافته است. محتوی عناصر دیگری از قبیل گالیم، روی، تانتالیوم نیز با افزایش تفریق ماگمایی در پگماتیت، افزایش نشان می‌دهد. با توجه به این‌که، پگماتیت‌های بررسی شده تفریق یافته نیستند و در رده پگماتیت‌های کم‌تحول یافته قرار می‌گیرند، از لحاظ کانی‌سازی لیتیم، برلییم، گالیم و تانتالیوم غنی‌شدگی نشان نمی‌دهد. در نمودار K/Rb-Rb ارائه شده به وسیله (Taylor & McLennan, 1985)، محدوده پوسته بالایی، پوسته زیرین و پوسته کل (پایینی و بالایی) را برای پگماتیت و کانی‌های شاخص آن مشخص کردند و پس از آن (Černý & Ercit, 1985)، محدوده گرانیتوئیدهای لوکوکراتی و پگماتیت-گرانیت‌ها را روی آن تعیین کردند. در این نمودار تمامی نمونه‌های مسکوویت-فلدسپار آلکالن در پگماتیت‌های منطقه در روی خط LPG قرار گرفته و نمونه‌های مربوط به پگماتیتی نیز همروند با کانی‌های تشکیل‌دهنده بوده است و تمایل به محدوده پگماتیت‌های پوسته بالایی نشان می‌دهند (شکل ۸ ت).

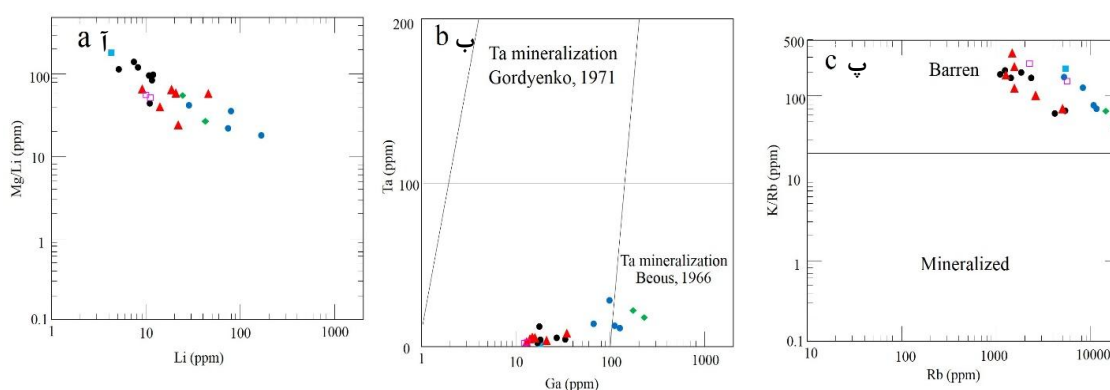
از نمودارهای Mg/Li در برابر Li (Černý, 1989)، نمودار Ta در برابر Ga (Beus, 1966; Gordiyenko, 1971) و نمودار K/Rb در برابر Rb (Staurove, 1969) برای تعیین کانه‌زا بودن و عقیم بودن پگماتیت‌ها استفاده شده است (شکل ۹). مقدار نسبت Mg/Li در پگماتیت ۲۵/۱ تا ۱۵۱/۸ و نسبت آن در کانی‌های موسکوویت برابر ۲۷/۸ تا ۱۸۷/۵ و در فلدسپار آلکالن برابر ۵۳/۵ تا ۵۶/۲ است. بیش‌ترین مقدار لیتیم در ترکیب موسکوویت (به‌ویژه نظام‌آباد) مشاهده

شده است. هرچه مقدار Mg/Li کاسته شود بر مقدار لیتیم افزوده شده است. هم‌چنین موسکوویت از لحاظ کانی‌سازی تانتالیم نیز تا حدودی حائز اهمیت هستند. تانتالیم جزء عناصری است که می‌تواند تمرکز زیادی را به‌همراه فرآیندهای نهایی تفریق ماگمایی تشکیل دهد. این عنصر در برخی موارد به همراه موسکوویت تجمع می‌یابد (Van Lichtenvelde et al., 2007). با توجه به فراوانی چشم‌گیر موسکوویت در واحدهای پگماتیته، این مسئله می‌تواند حائز اهمیت باشد. طبقه‌بندی‌های مختلفی برای پگماتیته‌ها ارائه شده که توصیف همه آنها در این پژوهش میسر نیست و در ادامه پگماتیته‌های بررسی شده با توجه به مهم‌ترین طبقه‌بندی‌ها، شرح داده شده است. بر اساس طبقه‌بندی ارائه شده به وسیله (Černý, 1991) که بر اساس ترکیبی از عمق جای‌گیری، درجه دگرگونی و محتوای عناصر فرعی و کانی‌شناسی است، می‌توان پگماتیته‌های بررسی شده را طبقه‌بندی کرد.



شکل ۸. ا) ترکیب کانی‌های میکا در نمودار ارائه شده به وسیله (Foster, 1960)، ب) ترکیب فلدسپار آلکان بررسی شده در نمودار پتاسیم در برابر سدیم (Müller-Lorch et al., 2007)، پ) نمودار لیتیم در برابر روبیدیم-استرانسیم (Černý & Meintzer, 1988) که نشان می‌دهد با افزایش مقدار روبیدیم-استرانسیم، لیتیم افزایش نشان می‌دهد، ت) نمودار تغییرات K/Rb در مقابل Rb برای تعیین محیط تکتونیکی (Černý & Ercit, 1985) LC= Lower Crust, UC= Upper Crust, TC=Total Crust, LPG= Leucogranite and Pegmatite Granite شبیه به شکل ۶ است.

Figure 8. a) Composition of mica minerals in the diagram of Foster (1960), b) Composition of alkali-feldspar in the K_2O versus Na_2O diagram (Müller-Lorch et al., 2007), c) Li versus Rb/Sr diagram (Černý & Meintzer, 1988) indicates increasing of Li with increase of Rb/Sr, d) Variation diagram of K/Rb ratios versus Rb for discrimination of tectonic environment (Černý & Ercit, 1985). LC= Lower Crust, UC= Upper Crust, TC=Total Crust, LPG= Leucogranite and Pegmatite Granite. Symbols are the same as Figure 6.



شکل ۹. آ) نمودار Mg/Li در برابر Li (Černý, 1989)، ب) نمودار Ta در برابر Ga (Beus, 1966; Gordiyenko, 1971) و پ) نمودار K/Rb در برابر Rb (Stauröve, 1969) برای تعیین کانه‌زا بودن و عقیم بودن پگماتیت‌ها استفاده شده است که نشان می‌دهد پگماتیت‌های بررسی شده عقیم بوده است و تنها غنی‌شدگی از لیتیم را در موسکویت‌ها نشان می‌دهد که می‌تواند حائز اهمیت باشد.

Figure 9. a) Mg/Li versus Li diagram (Černý, 1989), b) Ta versus Ga diagram (Beus, 1966; Gordiyenko, 1971), c) K/Rb versus Rb diagram (Stauröve, 1969) for discrimination of mineralized and barren pegmatites indicates studied pegmatites classified as barren type and showing only enrichment of Li in the muscovites that is important.

چنان‌که در بخش کانی‌شناسی شرح داده شد، پگماتیت‌های بررسی شده از لحاظ فراوانی کانی موسکویت و تورمالین متفاوت هستند و به‌طور کلی می‌توان آنها را به دو دسته یعنی پگماتیت‌های میکادار و فاقد میکا (مقدار میکا کم) تقسیم‌بندی کرد. احتمالاً افزایش مقدار موسکویت در پگماتیت‌های نظام‌آباد و همچنین پگماتیت‌های با میزبان دگرگونی به دلیل نوع سنگ میزبان و واکنش دایک پگماتیت با سنگ دارد. به‌طوری‌که پگماتیت‌های نوع موسکویتی در درجهٔ درگونی بیش‌تر و همچنین دمای بالاتری تشکیل می‌شوند (Černý et al., 2012). بر همین اساس با توجه به طبقه‌بندی (Černý et al., 2012)، به‌نظر می‌رسد پگماتیت‌های کم میکا و فاقد میکا از خانواده آبیسال (AB) است و از آن‌جاکه $HREE < LREE$ است در کلاس پگماتیت‌های $AB-LREE$ طبقه‌بندی شده و پگماتیت‌های میکادار از نوع مسکوییتی MS هستند. از طرف دیگر با توجه به این‌که دایک‌های پگماتیتهای بررسی شده از نوع کم‌تحول یافته هستند، می‌توان گفت که توان کانی‌سازی در آنها کم است. همچنین ویژگی‌های ژئوشیمیایی دایک‌های پگماتیتهای از جمله پرآلومینوس بودن آنها، قرار گرفتن در محیط‌های کمان آتشفشانی و همراهی با گرانیتوئیدهای نوع I و طبیعت کالک-آلکالن بودن آنها می‌توان آنها را از خانواده پگماتیت‌های LCT (زیر ردهٔ پگماتیت‌های نابارور) نیز در نظر گرفت. این پگماتیت‌ها همراه با رخساره آمفیبولیت تا شیست سبز در محیط‌های فشار کم (۲ تا ۴ کیلوپار) و دماهای ۵۰۰ تا ۶۵۰ درجهٔ سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند. بر اساس طبقه‌بندی‌های ارائه شده به‌وسیلهٔ (Dill, 2015, 2016)، پگماتیت‌های فاقد میکا در مناطق بروجرد و نظام‌آباد از نوع پلوتونیک پگماتیت با سنگ میزبان گرانیتی-گرانودیوریتی است و پگماتیت‌های میکادار از نوع دگرگونی و ماگماتیک پگماتیت با سنگ میزبان دگرگونی است.

نتیجه‌گیری

دایک‌های پگماتیتهای و آپلیتی در چندین بخش از پهنه بروجرد-نظام‌آباد رخنمون دارند. در این مناطق پگماتیت‌ها بافت درشت دانه داشته و عموماً از حاشیه به سمت مرکز اندازهٔ بلورها، بافت و نرخ هسته‌بندی متغیر است. این تغییر

در اندازه بلورها متأثر از تغییر در سرعت هسته‌بندی بلورها با مقدار کاهش دمای ماگما و بخار آب موجود در مذاب است. دایک‌های پگماتیتی در داخل واحدهای مختلف نفوذ کرده و عمده واحدهای سنگی میزبان شامل هورنفلس، شایست و سنگ‌های گرانیتوئیدی هستند. از نقطه نظر کانی‌شناسی، واحدهای میزبان دربردارنده ترکیب عمده کوارتز، فلدسپار آلکالن، پلاژیوکلاز، موسکویت و تورمالین هستند و در برخی از نمونه‌ها گارنت، بیوتیت و کانی‌های اکسیدی آهن به طور فرعی قابل مشاهده است. آپاتیت و کانی‌های حاوی عناصر نادر خاکی در بررسی‌های میکروسکوپ الکترونی تشخیص داده شده است. بر اساس نمودارهای تعیین ترکیب ماگمای اولیه و نیز نمودارهای پیش‌بینی موقعیت تکتونیکی زایشی، این واحد لیتولوژیکی دارای ماگمای کالک آلکالن و پرآلومینه بوده است که در محیط تکتونیکی کمان آتشفشانی (گرانیت‌های نوع I) تا به مقدار کم‌تر هم‌زمان با برخورد (گرانیت‌های نوع S) شکل گرفته است. ویژگی‌های ژئوشیمیایی پگماتیتهای و کانی‌های شاخص آنها نشان داد که پگماتیتهای بررسی شده تفریق کمی را متحمل شده‌اند و بر این اساس در رده پگماتیتهای نابارور (خانواده LCT) قرار دارند، هرچند که مقادیر بالای لیتیم و تانتالیم به‌خصوص در موسکویت حائز اهمیت و از نظر کانی‌های صنعتی مستعد است.

منابع

۱. احمدی خلجی، ا.، "بررسی پترولوژی و پتروفابریک توده‌های نفوذی و دگرگونی مجاورتی منطقه بروجرد"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی (۱۳۷۸) دانشگاه تهران.
۲. احمدی خلجی، ا.، "پترولوژی توده گرانیتوئیدی بروجرد"، پایان‌نامه دکتری پترولوژی (۱۳۸۵) دانشگاه تهران.
۳. اثنی‌عشری، ا.، حسن‌زاده، ج.، "ماگماتیسیم قوسی در بخش میانی نوار سهندج- سیرجان (غرب ایران) و روابط ژئوشیمیایی حاکم بر گرانیتوئیدهای این منطقه"، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال هشتم، شماره ۳۰ (۱۳۹۳) ۸۵-۹۶.
۴. اثنی‌عشری، ا.، "پترولوژی گرانیتوئیدهای شمال-شمال غرب الیگودرز"، رساله دکتری پترولوژی (۱۳۹۰) دانشگاه تهران.
۵. حاج ملاعلی، ع.، حسینی، م.، فراهانی، م.ب.، صداقت، ا.، "نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ بروجرد" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۷۰).
۶. رادفر، ج.، "بررسی‌های زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های گرانیتوئیدی ناحیه آستانه-گوشه"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، (۱۳۶۶) دانشگاه تهران.
۷. سلامی، ص.، سپاهی‌گرو، ع.ا.، معانی‌جو، م.، "سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌ها در دایک‌های پگماتیتی-آپلیتی نواری واقع در شرق بروجرد"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۱ (۱۳۹۵) ۱۹-۳۲.
۸. سهندی، م.، رادفر، ج.، حسینی دوست، س.، محجل، م.، "نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ شازند" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۵).
۹. سیاه‌چشم، ک.، دیدار، پ.، جهانگیری، ج.، بیات، س.، "شیمی تورمالین در پگماتیتهای با سنگ میزبان آذرین و دگرگونی در مناطق ملایر- بروجرد- نظام‌آباد (شازند)، زون سهندج- سیرجان" مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۲ (۱۳۹۷) ۳۲۱-۳۳۴.
۱۰. طهماسبی، ز.، احمدی خلجی، ا.، رجاییه، م.، "تورمالین‌زایی در توده گرانیتوئیدی آستانه (جنوب غرب اراک)"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۳ (۱۳۸۸) ۳۶۹-۳۸۰.
۱۱. میرسپهوند، ف.، طهماسبی، ز.، شاهرخی، س.و.، احمدی خلجی، ا. و خلیلی، م.، "ژئوشیمی و تعیین خاستگاه منطقه بروجرد"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۲ (۱۳۹۱) ۲۸۱-۲۹۲.

12. Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Mouthereau, F., "Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation", *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* 94 (2006) 401-419.
13. Ahadnejad V, Valizadeh M. V., Esmaeily D., "The role of shera zone on the emplacement of Malayer Granitoid rocks, NW Iran". *J Applied Science* 8(23) (2008) 4238-4250.
14. Ahmadi Khalaji A., Esmaeily D., Valizadeh M. V., Rahimpour-Bonab H., "Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran", *Journal of Asian Earth Sciences* 29 (2007) 859-877.
15. Beus A. A., "Distribution of tantalum and niobium in muscovites from granitic pegmatites", *Geokhimiya* (1966).
16. Boynton W. V., "Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (ed), *Rare Earth Element Geochemistry*", Elsevier (1984) 63-114.
17. Černý P., "Exploration strategy and methods for pegmatite deposits of tantalum", Springer-Verlag, Heidelberg, (1989) 274-310.
18. Černý P., "Rare-element granitic pegmatites, Part 1: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits". *Geoscience Canada*, 18, 2, (1991) 49-66.
19. Černý P., Ercit T.S., "Classification of granitic pegmatite's", *Canadian Mineralogist* 43 (2005) 2005-2026.
20. Černý P., Ercit T. S., "Some recent advances in the mineralogy and geochemistry of Nb and Ta in rare-element granitic pegmatites", *Bulletin Minéralogy* 108 (1985) 499-532.
21. Cerny P., London D., Novak M., "Granitic pegmatites as reflections of their sources", *Elements*, 8 (2012) 289-294.
22. Černý P., Meintzer R. E., "Fertile granites in the Archaean and Proterozoic fields of rare-element pegmatites: crustal environment, geochemistry and petrogenetic relationships, In: Taylor RP, Strong DF (eds) *Recent Advances in the Geology of Granite-Related Mineral Deposits*", Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 39 (1988) 170-207.
23. Dill H.G., "Pegmatites and Aplites: their genetic and applied ore geology", *Ore geology reviews*, 69 (2015) 417-561.
24. Dill H. G., "The CMS classification scheme (Chemical composition–Mineral assemblage–Structural geology)–linking geology to mineralogy of pegmatitic and aplitic rocks", *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen: Journal of Mineralogy and Geochemistry*, 193(3) (2016) 231-263.
25. Foster M. D., "Interpretation of the composition of lithium micas", *USGS Professional Paper* 354 (1960) 147-173.
26. Fuertes-Fuente M., Martin-Izard A., Boiron M.C., Vinuela J.M., "P-T path and fluid evolution in the Franqueira granitic pegmatite, Central Galicia, Northwestern Spain", *Canadian Mineralogist* 38 (2000) 1163-1175.

27. Gordiyenko V. V., "Concentration of Li, Rb and Cs in potash feldspar and muscovite as criteria for assessing the rare metal mineralization in granite pegmatites", *International Geology Review*, 13 (1971) 134-142.
28. Irvine, T. N., Baragar, W. R. A., "A guide to the classification of the common volcanic rocks", *Canadian Journal of Earth Science*, 8 (1971) 523-548.
29. Jolliff B. L., Papike J. J., Shearer C. K., "Petrogenetic relationships between pegmatite and granite based on geochemistry of muscovite in pegmatite wall zones, Black Hills, South Dakota, USA", *Geochimica Cosmochimica Acta* 56 (1992) 1915-1939.
30. Linnen RL, Trueman DL, Burt R., "Tantalum and Niobium", In: Gunn G (ed) *Critical metals handbook*. (2014) Wiley, Chicester, UK, 361-385.
31. Mameli G., Filigheddu R., Binelli G., Meloni M., "The genetic structure of the remnant populations of *Centaurea horrida* in Sardinia and associated islands", *Annals of Botany*, 101 (2008) 633-640.
32. Maniar, P. D., Piccoli, P. M., "Tectonic discrimination of granitoids", *Geological Society of American Bulletin* 101 (1989) 635-643.
33. Masoudi F., "Contact metamorphism and pegmatite development in the region S.W of Arak-Iran", PhD Thesis, University of Leeds. England, (1997) 321.
34. Masoudi F., Yardley B. W. D., Cliff R. A., "Rb-Sr geochronology of pegmatites, plutonic rocks and a hornfels in the south- west of Arak, Iran", *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 13(3) (2002) 249-254.
35. Masoudi F., Yardley BWD., "Magmatic and metamorphic fluids in pegmatite development: evidence from Borujerd complex, Iran". *Journal of Science Islamic Republic of Iran* 16(1) (2005) 43-53.
36. McKeoughi M. A., Lentz D. R., Chris R. M. Mcfarlane C. R. M., Brown J., "Geology and evolution of pegmatite-hosted U-Th ± REE-Y-Nb mineralization, Kulyk, Eagle, and Karin Lakes region, Wollaston Domain, northern Saskatchewan, Canada: examples of the dual role of extreme fractionation and hybridization processes", *Journal of Geosciences*, 58 (2013) 321-346.
37. Mongelli G., Boni M., Buccione R. Sinisi R., "Geochemistry of the 936 Apulian karst bauxites (southern Italy): Chemical fractionation and parental affinities", *Ore Geology Reviews*, 63 (2014) 9-21.
38. Müller-Lorch D., Marks M.A., Markl G., "Na and K distribution in agpaite pegmatites", *Lithos*, 95(3-4) (2007) 315-330.
39. Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G., "Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rock", *Journal of Petrology*, 25 (1984) 956-983.

40. Roda-Robles E., Villaseca C., Pesquera A., Gil-Crespo P. P., Vieira R., Lima A., and Garate-Olave I., "Li-bearing pegmatites as residual melts of P-rich Variscan granites from the Central Iberian Zone", EGU General Assembly (2018) Vienna.
41. Staurove O. D., Stolyarov L. S., Isochewa E. I., "Geochemistry and Origin of Verkh Iset Granitoid massif in central Ural", *Geochemistry International*, 6 (1969) 1138-1146.
42. Sun S. S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes", *Geological Society of London Special Publication*, 42 (1989) 313-345.
43. Tabbakh Shabani AA., Sahamieh RZ., Keshavarz Z., Composition of Tourmalines from Hajiabad and Dehghah area, SE Boroujerd. *Journal of Geopersia* 3 (2013) 21-33.
44. Taylor S., McLennan S., "The Continental Crust; its composition and evolution Book. The Continental Crust; its composition and evolution", Blackwell Science Publishers (1985).
45. Taylor S. R., McLennan S. M., "The continental crust: its composition and evolution", Blackwell Scientific Publication, Carlton (1985) 312.
46. Van Lichtenvelde M., Linnen R. L., Salvi S., Didier B., "Texture and chemical evolutions in tantalum oxides: A discussion of magmatic versus metasomatic origins for Ta mineralization in the Tanco Lower Pegmatite, Manitoba, Canada", *Economic Geology*, 102 (2007) 257-276.
47. Wang W., Liu S. W., Santosh M., Bai X., Li, Q. G., Yang P. T., Guo R. R., "Zircon U-Pb-Hf isotopes and whole-rock geochemistry of granitoid gneisses in the Jianping gneissic terrane, Western Liaoning Province: Constraints on the Neoproterozoic crustal evolution of the North China Craton", *Precambrian Research*, 224 (2013) 184-221.
48. Webster J. D., Thomas R., Rhede D., Forster H. J., Seltnann R., "Melt inclusions in quartz from an evolved peraluminous pegmatite: geochemical evidence for strong tin enrichment in fluorine-rich and phosphorus-rich residual liquids", *Geochimica Cosmochimica Acta* 61 (1992) 2589-2604.
49. Whitney D. L., Evans B. V., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", *American Mineralogist* 95 (2010) 185-187.
50. Wise M. A., "Trace-element chemistry of lithium-rich micas from rare-element granitic pegmatites", *Mineralogy and Petrology* 55 (1995) 203-215.

Mineralogy and Geochemistry of Pegmatitic and Aplitic Dikes in the Boroujerd-Nezam Abad Zone with Respect to Trace and Rare Earth Elements Mineralization

Majid Ghasemi Siani^{*1}, Sima Bayat²

1. Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

2. University of Tabriz, Department of Geosciences

Extended Abstract

(Paper pages 215-232)

Introduction

Pegmatites are an important source of economic sources of a broad spectrum of rare metals including Li, Rb, Cs, Be, Ga, Sc, Y, REEs, Sn, Nb, Ta, U, Th, Zr and Hf used in ceramics and the pharmaceutical industry as well as a number of other industrial applications (Černý and Ercit, 1985; Černý, 1991). Understanding their genesis is essential to better delineate geologic terranes and environments permissive to their occurrence. A variety of criteria were applied to the classification: internal structure, paragenetic relationships, bulk chemical composition, petrogenetic aspects, nature of parent medium and geochemical signatures, among others. The compositional attributes of feldspars and micas can provide valuable information on the petrogenetic evolution of granitic pegmatites (Trueman and Černý, 1982, Legg and Namateba, 1982, Černý, 1991). The present work combines a petrographic study and geochemistry studies (both whole-rock geochemistry and geochemical study of feldspar minerals and muscovite) of the Boroujerd-Nezam Abad zone in the Sanandaj-Sirjan zone, Iran, to place their occurrence in a regional context by determining mineralogy, textural relationships and geochemical trends.

Summary of petrography and geological settings

In the Boroujerd–Nezam Abad zone, pegmatite dikes formed with a general NW–SE orientation cross-cutting granitoids. Pegmatite dikes are exposed in the southeast of the Boroujerd district near the Mirab, Gijali, Kolah Jub and southwest of Kabotarlan villages, within granitoids and metamorphic units. Towards Shazand, near to Hendoudar and Zabir Abad villages, there are numerous pegmatite dikes both intruded in the granodiorite and metamorphic rocks. Pegmatite dikes exhibit 2 to 15 m in length and 0.5 to 0.5 m in width with sharp contacts to their wall rocks. Mineralogical studies indicates they mainly contain large needle-shaped crystals of black tourmaline, milky to rose quartz, white K-feldspar, plagioclase, and muscovite with subordinate biotite, zircon and garnet, and show graphic, perthite and myrmekitic textures.

Material and methods

Pegmatitic dikes in the Boroujerd-Nezam Abad zone recognized based on geological maps of the Shazand and Boroujerd, and 100 samples were collected from them. Fifty polished thin sections were prepared and studied by Axioplan 2 Zeiss research-type optical microscope at the Iranian Mineral Processing Research Center (IMPRC) and Kharazmi University. About thirteen whole rock samples of Boroujerd and Nezam Abad pegmatitic dikes and nine separated

muscovite and K-feldspar crystals were analyzed for major and trace elements by ICP-OES (Varian 735-ES) at the Geological Survey of Iran.

Results and discussion

Pegmatitic dikes are characterized by contents of Al_2O_3 range from 8.30 to 15.1 wt.%, MgO range from 0.1–0.4 wt.% and FeO_t range from 0.8–3.6 wt.%. P content (554 to 3199 ppm) in the pegmatitic dikes indicates peraluminous affinity of magma. Pegmatitic dikes have a stronger peraluminous character in the A/NK [A/NK = molar ratio $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] versus A/CNK [A/CNK = molar ratio $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] diagram. All of pegmatite dikes display a typical calc-alkaline trend on the ternary diagram of Irvine and Baragar (1971). The Rb versus (Yb + Ta) and Nb versus Y tectonic setting diagrams (Pearce et al. 1984), indicate that most of the pegmatite samples plot in the field of volcanic arc setting, less common into syn-collisional settings and within-plate granite. High Th/Yb ratios correlated with high values of La/Yb, which are consistent with continental arc magmas. In the chondrite-normalized multi-element diagrams (Sun and McDonough, 1989), pegmatite dikes have a similar trend in both district, and Nb and Ti (HFSE-high-field strength elements) show negative anomalies. The chondrite-normalized REE patterns of pegmatite dikes (Boynton, 1984) show relatively similar flat patterns with slightly negative to positive Eu anomalies (0.98 to 3.84).

Muscovite in the pegmatitic dikes characterized by Al_2O_3 range from 30.2 to 34.5 wt.% and K_2O range from 9.99 to 11.91, whereas alkali-feldspar characterized by Al_2O_3 range from 14.6 to 17.3 wt.% and K_2O range from 7.31 to 11.14. Muscovite compositions plot into the field of Li-bearing muscovites which is consistent with Li content (28.5 to 162 ppm) in their compositions. On the Rb/Sr versus Li (Černý and Meintzer, 1988), showing a positive trend, so that Li content increase with increasing of Rb/Sr indicating effects of fractionation process in pegmatites evolution. The K/Rb ratios in the Boroujerd and Shazand pegmatites are in range 64.8 to 232.1 and 62.6 to 384.4, respectively indicating these pegmatites can be considered as low evolved pegmatites. However, low evolved pegmatites are classified as poor mineralized pegmatites in relation to Li, Sn, Ga and Ta mineralization. In addition, all pegmatite samples located in the field of barren pegmatites on the Mg/Li versus Li (Černý, 1989) and Ta versus Ga diagrams (Beus, 1966; Gordiyenko, 1971). Economically, these pegmatites can be just considered as source of mica and ceramic industrial minerals.

Conclusion

- The pegmatite dikes in the Boroujerd-Nezam Abad zone formed with a general NW-SE orientation and mainly consist of large needle-shaped crystals of black tourmaline, milky to rose quartz, white K-feldspar, plagioclase, and muscovite with subordinate biotite, zircon and garnet.
- The pegmatite dikes show peraluminous, I- to S-type magmatism, calc-alkaline series, and display geochemical characteristics consistent with syn- to late-orogenic and post-orogenic environment.
- Based on K/Rb ratio and Rb content of pegmatites and K-feldspar and muscovite therein, pegmatitic dikes are less evolved and classified as LCT family (barren sub-type) of rare-earth class of pegmatites, and can be just considered for mica and ceramic industrial minerals.

Keywords: Rare earth elements; Trace elements; Pegmatites; Boroujerd-Nezam Abad zone

*Corresponding Author: m.ghasemi@khu.ac.ir