



## بررسی تغییرات عناصر خاکی نادر و کمیاب برای تعیین خاستگاه میگماتیت‌های بروجرد

معصومه زارع شولی<sup>۱</sup>، زهرا طهماسبی\*<sup>۱</sup>، عادل ساکی<sup>۲</sup>، احمد احمدی خلجی<sup>۱</sup>

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان

۲- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه شهید چمران اهواز

(دریافت مقاله: ۹۷/۱۲/۱۴، نسخه نهایی: ۹۸/۲/۱۵)

**چکیده:** میگماتیت‌ها بخشی از دگرگونی‌های درجه‌های بالا هاله دگرگونی بروجرد را تشکیل داده‌اند. بر اساس بررسی‌های سنگ نگاری، بخش روشن میگماتیت‌ها بیشتر از کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم و بیوتیت و بخش نیمه روشن میگماتیت‌ها بیشتر از کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، فلدسپار پتاسیم، بیوتیت، گارنت، آندالوزیت، سیلیمانیت، کلدیریت، اسپینل و کروندم تشکیل شده‌اند. بررسی‌های زمین شیمیایی میگماتیت‌ها نشان می‌دهد که ترکیب سنگ رسوبی اولیه میگماتیت‌ها پیش از دگرگونی شیل و پلیتی بوده است. محیط زمین ساختی تشکیل رسوب اولیه بر اساس نمودارهای تفکیک کننده مربوط به کرانه فعال قاره است. سنگ خاستگاه میگماتیت‌های بروجرد بر اساس شیمی عناصر غیرمتحرک، سنگ‌های آذرین حدواسط مانند آندزیت تا ریوداسیت تشخیص داده شد. مشاهده‌های صحرایی، بررسی‌های میکروسکوپی و داده‌های زمین شیمیایی نشان می‌دهد که در منطقه مورد بررسی میگماتیت‌ها از ذوب بخشی هورنفلس‌ها شکل گرفته‌اند. پایداری و ناپایداری کانی‌ها طی فرآیند میگماتیته شدن متاپلیت‌ها سبب کاهش یا افزایش عناصر خاکی نادر و کمیاب در متاپلیت‌ها و میگماتیت‌ها شده است. بر اساس ضریب توزیع عناصر نسبت به کانی‌های مختلف، عناصر خاکی نادر سبک و سنگین به ترتیب (LREE و HREE) طی ذوب بخشی متاپلیت‌ها بیشتر به وسیله کانی گارنت کنترل شده‌اند. عناصر با قدرت یونی بالا (HFSE) مانند Th, Zr, Nb و Ta به وسیله بیوتیت و ایلمنیت کنترل و توزیع شده‌اند. بررسی عناصر سنگ دوست مانند Sr, Ba و Rb نشان داد که پلاژیوکلازها و بیوتیت عامل اصلی کنترل و توزیع این عناصر هستند. بر اساس نمودار شبه مقطع P-T و مجموعه کانی‌های کلدیریت، فلدسپار پتاسیم، اسپینل و کروندم بیشینه دما ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۲٫۷ کیلوبار برآورد شد. بنابراین نفوذ توده مافیک در سنگ‌های رسی دگرگون شده (متاپلیت‌ها) سبب ایجاد هورنفلس‌های رسی و میگماتیت‌های ذوب بخشی در هاله دگرگونی خود شده است.

**واژه‌های کلیدی:** شبه مقطع؛ ضریب توزیع؛ متاپلیت؛ ذوب بخشی؛ میگماتیت؛ بروجرد.

### مقدمه

بخش‌های مختلف میگماتیت‌ها (روشن و نیمه روشن) متفاوت است، از مقایسه این مقدار با مقادیر آنها در سنگ اولیه و تعیین تغییرات مثبت و منفی آنها نسبت به یکدیگر می‌توان به خاستگاه و چگونگی تشکیل میگماتیت‌ها پی برد. تا کنون تغییرات عناصر خاکی نادر و کمیاب طی فرآیند میگماتیته شدن سنگ‌های متاپلیتی منطقه‌ی بروجرد بررسی نشده است. در این پژوهش با استفاده از داده‌های زمین شیمیایی، خاستگاه اولیه میگماتیت‌ها (سنگ مادر)، محیط زمین ساختی رسوب

نفوذ ماگما به بخش‌هایی از پوسته میانی و بالایی می‌تواند باعث انتقال گرما شده و دگرگونی‌های مجاورتی و در صورت فراوانی نفوذی‌ها، دگرگونی ناحیه‌ای را به وجود آورد. این ماگماها با توجه به اینکه خاستگاه گوشته‌ای یا قاعده پوسته‌ای دارند پر دمای بالایی دارند و در دمای حدود ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد، تعدادی از سنگ‌های میزبان شروع به ذوب کرده و میگماتیت‌ها را به وجود می‌آورند [۱]. از آنجا که مقدار عناصر کمیاب در

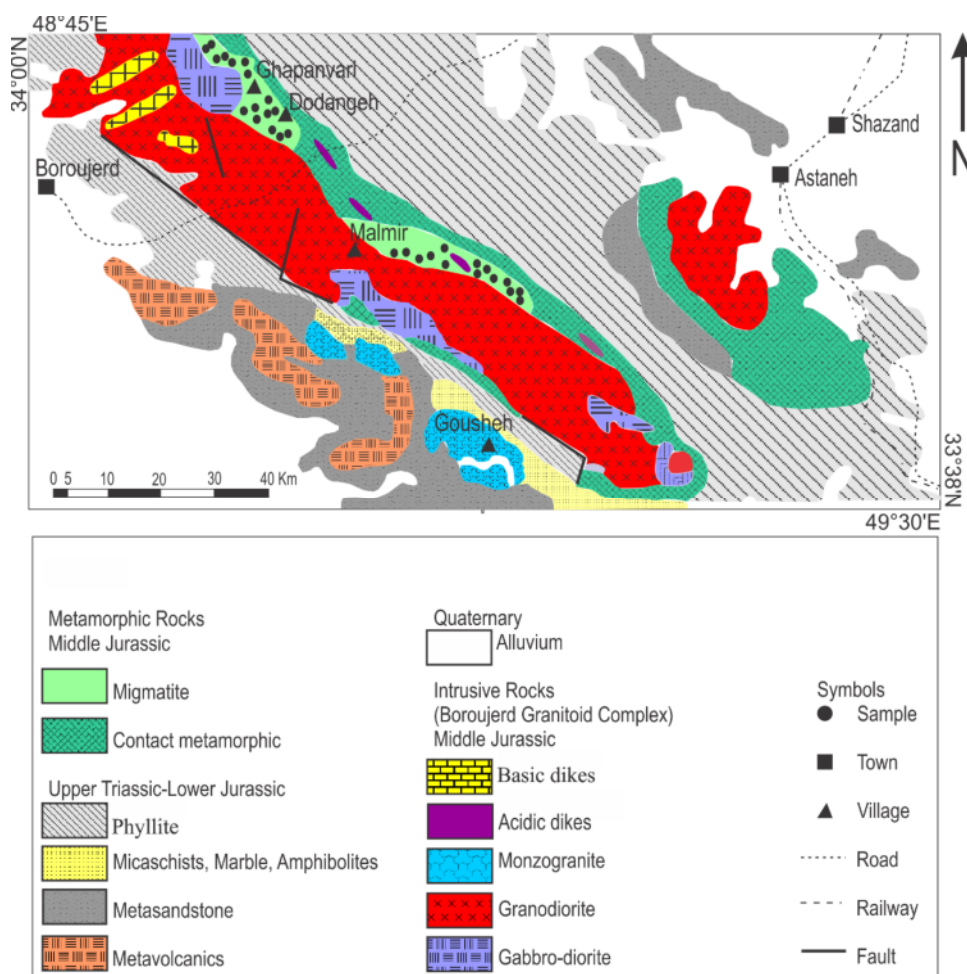
\*نویسنده مسئول، تلفن-نمبر: ۰۶۶۳۳۱۲۰۶۱۱، پست الکترونیکی: tahmasebi.z@lu.ac.ir

توده نفوذی کشیده و بزرگ نمایان می‌گردد. درون این توده بزرگ، توده‌های نفوذی کوچکی بیشتر با ترکیب کوارتز دیوریتی وجود دارند که توده‌های مافیک به صورت برونوم به سن ژوراسیک میانی در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. رخنمون‌های سنگی مختلف در منطقه بروجرد شامل سنگ‌های آذرین بازی تا اسیدی و سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای (تخته سنگ، فیلیت و انواع شیست) و دگرگونی مجاورتی (شیست‌های لکه‌دار، انواع هورنفلس و میگماتیت‌ها) هستند. با نفوذ مجموعه گرانیتوئیدی بروجرد در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای یک مجموعه دگرگونی مجاورتی دمابالا - فشار پایین شکل گرفته است. دگرگونی مجاورتی در بخش جنوبی توده به دلیل گسله بودن ناقص دیده می‌شود [۴، ۶] و نوار باریکی از شیست‌های کردیریت‌دار که به تخته سنگ و پهنه‌های کلریت و بیوتیت ختم می‌شود وجود دارد اما در بخش شمالی توده، میگماتیت، هورنفلس‌ها و پهنه سیلیمانیت - فلدسپات پتاسیم دیده می‌شود [۴، ۷].

اولیه آنها مشخص شده و همچنین زمین شیمیایی کنترل کننده‌های توزیع عناصر خاکی نادر و کمیاب بررسی می‌شود.

#### زمین‌شناسی عمومی منطقه بروجرد

منطقه‌ی مورد بررسی در شرق و جنوب شرق شهرستان بروجرد بین طول‌های جغرافیایی  $48^{\circ} 45'$  تا  $49^{\circ} 20'$  شرقی و عرض‌های جغرافیایی  $33^{\circ} 38'$  تا  $34^{\circ}$  شمالی قرار دارد (شکل ۱) که بخشی از دگرگونی‌های مزوزوئیک پهنه ساختاری سنندج - سیرجان به شمار می‌رود [۲]. قدیمی‌ترین نهشته‌ها مربوط به تریاس هستند که در جنوب شرق بروجرد رخنمون دارند و شامل سنگ‌های آتشفشانی‌های دگرگونه با میان لایه-هایی از مرمر نازک تا ضخیم لایه هستند [۳] و جدیدترین نهشته‌های آن مربوط به آبرفت‌های عهد حاضر است. مهمترین رخداد زمین‌ساختی در این ناحیه، پیدایش توده گرانیتوئیدی بروجرد با سن ژوراسیک میانی است [۴، ۵]. بخش عمده این توده گرانیتوئیدی ترکیب گرانودیوریتی دارد و به صورت یک



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی برگرفته از مرجع [۴] با اندکی تغییرات، جایگاه نمونه‌ها بر آن نشان داده شده است.

**روش بررسی**

پس از پیمایش های صحرائی، ۱۵۰ مقطع نازک میکروسکوپی به منظور بررسی های سنگ نگاری و روابط بافتی انتخاب شدند. به منظور بررسی ویژگی های زمین شیمیایی میگماتیت های بروجد، نمونه هایی که بخش روشن و نیمه روشن خود آنها کامل از هم تفکیک است انتخاب شدند. تجزیه شیمیایی سنگ کل نمونه ها در مرکز پژوهشی علوم زمین دانشگاه چین به

روش های طیفسنجی فلئورسانس پرتوی X (XRF) برای تعیین اکسید عناصر اصلی و طیفسنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP- MS) برای تعیین عناصر کمیاب و خاکی نادر تجزیه انجام شد (جدول های ۱ و ۲). دقت اندازه گیری برای عناصر اصلی ۰/۰۱ درصد، برای عناصر خاکی نادر ppm ۰/۱ و برای دیگر عناصر ۱ تا ppm ۰/۱ است.

**جدول ۱ ترکیب شیمیایی عناصر اصلی (wt%) و کمیاب (ppm) روشن میگماتیت های بروجد.**

نمونه	MIB-9	MIB-11	MIB-6	MIB-2	MIB-3	MIB-4	MIB-1	MIB-7	MIB-8
SiO <sub>2</sub>	۷۳,۳۳	۷۴,۲۹	۷۳,۷۴	۶۷,۶۶	۷۳,۵۴	۷۰,۵۰	۷۰,۹۸	۷۰,۷۰	۷۳,۸۱
TiO <sub>2</sub>	۰,۱۵	۰,۱۳	۰,۱۳	۰,۴۵	۰,۱۴	۰,۳۰	۰,۲۹	۰,۲۹	۰,۱۴
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۴,۴۲	۱۴,۰۴	۱۴,۹۶	۱۶,۱۶	۱۴,۶۹	۱۵,۲۹	۱۵,۱۰	۱۵,۵۶	۱۴,۲۳
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰,۰۴	۰,۰۵	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۵
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲,۱۱	۱,۹۷	۱,۸۴	۴,۳۱	۱,۸۸	۳,۲۱	۳,۱۴	۳,۰۸	۲,۰۴
MnO	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۸	۰,۰۳	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۳
MgO	۰,۳۷	۰,۳۱	۰,۳۴	۱,۲۸	۰,۳۶	۰,۸۳	۰,۸۰	۰,۸۱	۰,۳۴
CaO	۱,۲۸	۱,۲۳	۱,۲۵	۰,۸۲	۱,۲۷	۱,۰۵	۱,۰۳	۱,۰۴	۱,۲۶
Na <sub>2</sub> O	۳,۹۷	۳,۸۸	۴,۳۹	۱,۸۴	۴,۱۸	۲,۹۱	۲,۸۶	۳,۱۲	۳,۹۳
K <sub>2</sub> O	۲,۷۶	۳,۰۵	۲,۵۶	۵,۲۰	۲,۶۶	۳,۹۸	۴,۱۳	۳,۸۸	۲,۹۱
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰,۱۸	۰,۱۹	۰,۱۵	۰,۱۷	۰,۱۷	۰,۱۸	۰,۱۸	۰,۱۶	۰,۱۹
مجموع	۹۸,۶۴	۹۹,۱۷	۹۹,۴۲	۹۸,۰۰	۹۹,۰۶	۹۸,۳۵	۹۸,۶۱	۹۸,۷۳	۹۸,۹۳
Cr	۲۶۰	۳۵۰	۲۱۰	۲۵۰	۲۳۵	۲۵۵	۳۰۰	۲۳۰	۳۰۵
V	۱۷	۱۶	۱۹	۸۴	۱۸	۵۰,۵	۵۰	۵۱,۵	۱۶,۵
Cs	۷,۴۶	۱۲,۱۵	۴,۲۲	۵,۷۷	۵,۸۴	۶,۶۲	۸,۹۶	۵,۰۰	۹,۸۱
Rb	۸۴,۷	۱۰,۴۰	۶۷,۵	۱۳۰,۵	۷۶,۱	۱۰,۷۶	۱۱,۷۳	۹,۹۰	۹,۴۴
Sr	۱۵۷,۰	۱۵۵,۵	۱۶۲,۰	۱۸۸,۵	۱۵۹,۵	۱۷۲,۸	۱۷۲,۰	۱۷۵,۳	۱۵۶,۳
Ba	۲۵۷	۲۳۵	۲۵۱	۶۷۶	۱۵۴	۴۶۷	۴۵۶	۴۶۴	۲۴۶
Th	۱۳,۱۵	۱۵,۲۵	۱۳,۲۰	۶,۹۹	۱۳,۱۸	۱۰,۰۷	۱۱,۱۲	۱۰,۱۰	۱۴,۲۰
U	۲,۲۴	۲,۴۲	۲,۱۷	۱,۴۱	۱,۲۱	۱,۸۳	۱,۹۲	۱,۷۹	۲,۳۳
Ta	۰,۵	۰,۵	۰,۳	۰,۸۰	۰,۴	۰,۷	۰,۷	۰,۶	۰,۵
Nb	۴,۵	۴,۴	۳,۴	۹,۸	۴,۰	۷,۲	۷,۱	۶,۶	۴,۵
La	۲۴,۵	۲۷,۶	۲۴,۷	۱۹,۷	۲۴,۶	۲۲,۱	۲۳,۷	۲۲,۲	۲۶,۱
Ce	۴۹,۵	۵۵,۸	۴۹,۸	۳۹,۷	۴۹,۷	۴۴,۶	۴۷,۸	۴۴,۸	۵۲,۷
Pr	۵,۱۸	۵,۸۰	۵,۲۰	۴,۳۰	۵,۱۹	۴,۷۴	۵,۰۵	۴,۷۵	۵,۵
Nd	۱۸,۵	۲۰,۵	۱۸,۸	۱۶,۳	۱۸,۷	۱۷,۴	۱۸,۴	۱۷,۶	۱۹,۵
Sm	۳,۵۱	۳,۹۵	۳,۵۴	۳,۲۲	۳,۵۲	۳,۳۷	۳,۵۹	۳,۳۹	۳,۷
Eu	۱,۴۶	۱,۳۷	۱,۴۲	۱,۸۲	۱,۴۴	۱,۶۶	۱,۶۲	۱,۶۴	۱,۴۲
Gd	۳,۱۳	۳,۵۰	۳,۱۵	۳,۲۳	۳,۱۴	۳,۱۸	۳,۳۷	۳,۱۹	۳,۲۲
Tb	۰,۴۵	۰,۵۲	۰,۴۵	۰,۴۶	۰,۴۵	۰,۴۶	۰,۴۹	۰,۴۶	۰,۵
Dy	۲,۳۸	۲,۵۶	۲,۳۵	۲,۵۸	۲,۳۷	۲,۴۸	۲,۵۷	۲,۴۷	۲,۴۷
Ho	۰,۴۴	۰,۴۸	۰,۴۵	۰,۵۳	۰,۴۵	۰,۴۹	۰,۵۱	۰,۴۹	۰,۴۶
Er	۱,۱۵	۱,۳۱	۱,۲۳	۱,۶۴	۱,۲۴	۱,۴۰	۱,۴۸	۱,۴۹	۱,۳۳
Tm	۰,۱۷	۰,۱۹	۰,۱۹	۰,۲۵	۰,۱۸	۰,۲۱	۰,۲۲	۰,۲۲	۰,۱۸
Yb	۱,۱۲	۱,۱۸	۱,۲۵	۱,۶۱	۱,۱۹	۱,۳۷	۱,۴۰	۱,۴۳	۱,۵۰
Lu	۰,۱۶	۰,۱۷	۰,۱۹	۰,۲۶	۰,۱۸	۰,۲۱	۰,۲۲	۰,۲۳	۰,۱۷
Y	۱۳,۱	۱۳,۶	۱۴,۳	۱۵,۷	۱۳,۷	۱۴,۴	۱۴,۷	۱۵,۰	۱۳,۴۰
Hf	۲,۷	۲,۷	۲,۴	۲,۸	۲,۶	۲,۸	۲,۸	۲,۶	۲,۷
Zr	۸۴	۸۶	۷۶	۱۰۹	۸۰	۹۶,۵	۹۷,۵	۹۳,۵	۸۵
Ga	۱۴,۰	۱۳,۶	۱۳,۴	۱۵,۳	۱۳,۷	۱۴,۷	۱۴,۵	۱۴,۴	۱۳,۸
Sn	۴	۵	۳	۴	۳,۵	۴	۴,۵	۳,۵	۴,۵۰
W	۱۷	۲۲	۱۴	۱۴	۱۵,۵	۱۵,۵	۱۸	۱۴	۱۹,۵
Nb/Ta	۹	۸,۸	۱۱,۳۳	۱۲,۲۵	۱۰	۱۰,۲۹	۱۰,۱۴	۱۱	۸,۹
Zr/Hf	۳۱,۱۱	۳۱,۸۵	۳۱,۶۷	۳۸,۹۳	۳۰,۷۷	۳۴,۶۶	۳۴,۸۲	۳۵,۵۸	۳۱,۴۸
Rb/Sr	۰,۵۴	۰,۶۷	۰,۴۲	۰,۶۹	۰,۴۸	۰,۶۲	۰,۶۸	۰,۵۶	۰,۶
Sr/Ba	۰,۶۱	۰,۶۶	۰,۶۵	۰,۲۸	۰,۶۳	۰,۳۷	۰,۳۸	۰,۳۸	۰,۶۴
(La,Yb)N	۱۴,۸۶	۱۵,۸۸	۱۳,۴۲	۸,۳۱	۱۴,۰۳	۱۰,۹۶	۱۱,۵	۵۵,۱۰	۱۵,۳۷
Eu*Eu	۱,۳۴	۱,۱۲	۱,۳	۱,۷۶	۱,۳۲	۱,۵۵	۱,۴۲	۱,۵۲	۲۳,۱

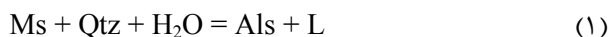
جدول ۲ ترکیب شیمیایی عناصر اصلی (wt%) و کمیاب (ppm) نیمه روشن میگماتیت‌های بروجرد

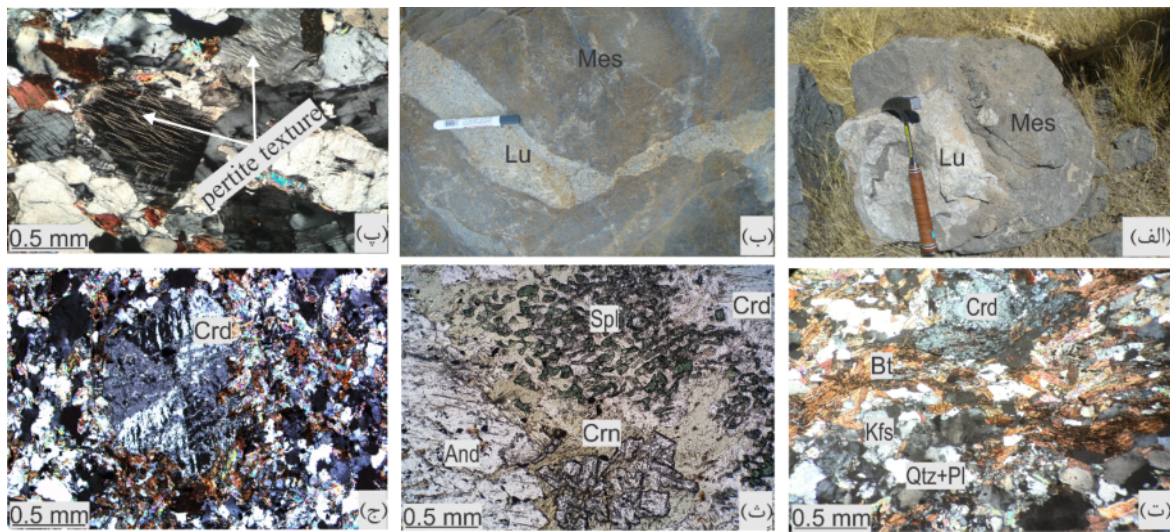
نمونه	MIB-3	MIB-6	MIB-9	MIB-7	MIB-5	MIB-6	MIB-4	MIB-7	MIB-8	MIB-16
SiO <sub>2</sub>	۶۲.۴۸	۶۱.۰۰	۶۲.۲۰	۶۰.۳۳	۶۴.۹۸	۵۶.۲۲	۶۱.۲۷	۶۱.۷۴	۶۲.۶۶	۶۳.۷۳
TiO <sub>2</sub>	۰.۶۸	۰.۹۱	۰.۷۳	۰.۸۲	۰.۷۹	۰.۸۶	۰.۷۸	۰.۸۰	۰.۸۱	۰.۷۴
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۹.۳۳	۱۸.۹۴	۱۹.۱۶	۱۹.۸۶	۱۷.۱۰	۲۰.۱۶	۱۹.۵۱	۱۹.۱۴	۱۸.۴۸	۱۸.۲۲
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰.۰۲	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۳
TF <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۶۶۰	۸۱۳	۶۸۳	۷۴۹	۶۹۶	۸۵۱	۷۱۶	۷۳۷	۷۲۳	۶۷۸
MnO	۰.۱۲	۰.۱۳	۰.۱۱	۰.۱۲	۰.۱۳	۰.۱۸	۰.۱۲	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳
MgO	۱.۹۴	۲.۳۳	۱.۹۲	۲.۱۶	۱.۸۸	۴.۵۵	۲.۰۴	۲.۱۴	۲.۰۲	۱.۹۱
CaO	۰.۴۲	۰.۹۱	۰.۴۴	۰.۳۷	۰.۷۴	۵.۰۰	۰.۴۱	۰.۶۷	۰.۵۶	۰.۵۸
Na <sub>2</sub> O	۱.۶۲	۱.۸۶	۱.۷۲	۱.۶۲	۱.۲۰	۱.۳۰	۱.۶۷	۱.۷۴	۱.۴۱	۱.۴۱
K <sub>2</sub> O	۳.۹۹	۳.۵۱	۴.۵۳	۴.۴۴	۳.۴۴	۱.۶۰	۴.۴۹	۳.۷۵	۳.۹۴	۳.۷۲
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰.۱۳	۰.۰۷	۰.۱۶	۰.۱۴	۰.۱۸	۰.۱۱	۰.۱۵	۰.۱۰	۰.۱۶	۰.۱۶
Cr	۱۷۰	۳۶۰	۲۹۰	۳۳۰	۳۰۰	۲۹۰	۲۶۰	۲۶۵	۲۶۵	۲۳۵
V	۱۴۶	۱۷۸	۱۶۰	۱۷۷	۱۵۱	۱۸۰.۵۰	۱۶۸.۵	۱۶۲.۰۰	۱۶۴	۱۴۸.۵
Cs	۱۶.۷۵	۱۱.۳۵	۱۶.۹۵	۱۸.۷۵	۱۴.۱۰	۱۷.۲۴	۱۷.۸۵	۱۴.۰۵	۱۶.۴۳	۱۵.۴۰
Rb	۱۷۲.۰	۱۴۶.۵	۲۰۱	۳۱۹	۱۵۹.۵	۱۰۶.۳	۳۱۰.۰	۱۵۹.۳	۱۸۹.۰	۱۶۵.۸
Sr	۹۹.۷	۱۲۴.۵	۱۰۷.۰	۹۴.۹	۱۰۶.۰	۱۶۱.۵	۱۰۱.۰	۱۱۲.۱	۱۰۰.۵	۱۰۲.۹
Ba	۳۰.۶	۳۰.۰	۳۲.۰	۲۹۲	۴۰.۲	۱۲۳.۸	۳۰.۶	۳۰.۳	۳۴.۷	۳۵.۴
Th	۱۲.۲۰	۱۱.۳۰	۱۴.۷۰	۱۶.۲۰	۱۴.۳۵	۸.۵۸	۱۵.۵	۱۱.۸۰	۱۵.۲۸	۱۳.۳۳
U	۲.۹۹	۲.۴۷	۳.۵۸	۳.۵۲	۳.۰۲	۱.۳۴	۳.۵۵	۲.۷۳	۳.۲۷	۳.۰۱
Ta	۱.۰	۱.۵	۱.۲	۱.۲	۱.۲	۰.۶	۱.۲	۱.۳	۱.۲	۱.۱
Nb	۱۴.۲	۲۰.۰	۱۶.۴	۱۷.۵	۱۸.۱	۹.۱	۱۷.۰	۱۷.۱	۱۷.۸	۱۶.۲
La	۳۳.۶	۳۲.۶	۳۷.۸	۴۳.۲	۴۰.۳	۲۰.۷	۴۰.۵	۳۳.۱	۴۱.۸	۳۷.۰
Ce	۶۹.۴	۶۶.۷	۷۷.۷	۸۸.۶	۸۴.۰	۴۲.۵	۸۳.۲	۶۸.۱	۸۶.۳	۷۶.۷
Pr	۷.۵۹	۷.۰۷	۸.۳۲	۹.۶۰	۹.۰۳	۴.۷۳	۸.۹۶	۷.۳۳	۹.۳۲	۸.۳۱
Nd	۲۸.۳	۲۶.۴	۳۰.۶	۳۴.۷	۳۳.۸	۱۸.۵	۳۲.۷	۲۷.۴	۴۳.۳	۳۱.۱
Sm	۵.۲۱	۴.۸۴	۵.۷۰	۶.۳۲	۶.۶۱	۳.۷۴	۶.۰۱	۵.۰۳	۶.۴۷	۵.۹۱
Eu	۱.۱۸	۱.۲۴	۱.۲۲	۱.۱۴	۱.۳۹	۱.۰۲	۱.۱۸	۱.۲۱	۱.۲۷	۱.۲۹
Gd	۴.۹۳	۴.۳۲	۵.۱۵	۵.۶۴	۶.۳۰	۳.۸۵	۵.۴۰	۴.۶۳	۵.۹۷	۵.۶۲
Tb	۰.۶۵	۰.۵۹	۰.۷۶	۰.۸۱	۰.۹۳	۰.۵۱	۰.۷۹	۰.۶۲	۰.۸۷	۰.۷۹
Dy	۳.۵۸	۳.۰۲	۴.۴۳	۴.۳۵	۵.۰۷	۲.۹۱	۴.۳۹	۳.۳۰	۴.۷۱	۴.۳۳
Ho	۰.۷۱	۰.۶۱	۰.۹۶	۰.۹۳	۱.۰۵	۰.۵۹	۰.۹۵	۰.۶۶	۰.۹۹	۰.۸۸
Er	۲.۲۴	۱.۸۸	۳.۰۰	۲.۶۳	۳.۱۱	۱.۷۲	۲.۸۲	۲.۰۶	۲.۸۷	۲.۶۸
Tm	۰.۳۳	۰.۲۸	۰.۴۴	۰.۳۸	۰.۴۵	۰.۲۶	۰.۴۱	۰.۳۱	۰.۴۲	۰.۳۹
Yb	۲.۲۰	۱.۹۰	۲.۲۵	۲.۵۶	۳.۰۲	۱.۵۹	۲.۷۶	۲.۱	۲.۷۹	۲.۶۱
Lu	۰.۳۴	۰.۳۱	۰.۴۵	۰.۴۰	۰.۴۶	۰.۲۵	۰.۴۳	۰.۳۳	۰.۴۳	۰.۴۰
Y	۲۱.۱	۱۸.۲	۲۸.۷	۲۶.۳	۳۰.۰	۱۷.۱	۱۷.۵	۱۹.۷	۲۸.۲	۲۵.۶
Hf	۴.۴	۵.۶	۵.۱	۵.۱	۵.۸	۳.۱	۵.۱	۵.۰	۵.۵	۵.۱
Zr	۱۶۹	۲۱۳۴	۱۸۴	۱۸۷	۲۱۸	۱۱۶۵۰	۱۸۵۵	۱۹۱	۲۰۲۵	۱۹۳۵
Ga	۲۳.۱	۲۳.۰	۲۳.۶	۲۴.۸	۲۱.۳	۲۳.۱	۲۴.۲	۲۳.۱	۲۳.۱	۲۲.۲
Sn	۴	۴	۶	۶	۴	۲	۶	۴	۵	۴
W	۷	۱۷	۱۶	۱۲	۱۴	۹	۱۴	۱۲	۱۳	۱۰.۵

نتایج سنگ نگاری

میگماتیت‌ها در بخش شمالی توده نفوذی و داخلی‌ترین بخش هاله دگرگونی دیده می‌شوند که بدون فاصله کنار آن‌ها، سنگ-های رسی دگرگون شده (هورنفلس‌ها) قرار دارند. آثار ذوب بخشی باعث پدیدار شدن ساخت‌های نم‌دی لایه‌ای در میگماتیت‌های بروجرد شده است. ساختارهای نم‌دی لایه‌ای و لکه‌ای ساختارهای غالب در این میگماتیت‌ها هستند (شکل‌های ۲ الف و ب). در ساخت لایه‌ای، بخش‌های روشن به شکل رگه‌های موازی در سطح شیستوارگی قرار دارند. بخش‌های روشن ترکیب گرانیتی دارند و از کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم و بیوتیت تشکیل شده‌اند و دارای بافت‌های

دانه‌ای، میرمیکیت و پرتیتی هستند (شکل ۲ پ). در بخش نیمه روشن میگماتیت‌ها، کانی‌های آلومینوسیلیکات (آندالوزیت و سیلیمانیت)، بیوتیت، کوارتز، پلاژیوکلاز، گارنت، اسپینل، کروندم و کردیریت دیده می‌شوند. این بخش‌ها دارای بافت ورقه شکفتی پورفیری، ورقه شکفتی و غربالی هستند (شکل ۲ ت). در میان آلومینوسیلیکات‌ها، آندالوزیت فراوانی بیشتری دارد. واکنش‌های احتمالی زیر برای پیدایش آلومینوسیلیکات‌ها پیشنهاد می‌شود [۹۰۸] که علائم اختصاری استفاده شده برای کانی‌ها برگرفته از مرجع [۱۰] است:



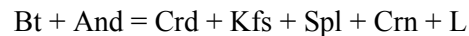


شکل ۲ الف) میگماتیت‌های لکه‌ای Lu: روشن، نیمه روشن، ب) میگماتیت‌های نمدی لایه‌ای، پ) بافت پرتیت در بخش روشن (در نور XPL)، ت) بافت پورفیرولپیدوبلاستیک در بخش نیمه روشن میگماتیت‌ها (در نور XPL)، ث) هم رشدی کردیریت و اسپینل و کوندوم اطراف آندالوزیت (در نور PPL) ج) کردیریت‌ها با ماکل پروانه‌ای در بخش نیمه روشن میگماتیت‌ها.

[۱۴] استفاده شد. بر پایه این نمودار، سنگ‌های مورد بررسی خاستگاه آذرین دارند (شکل ۴ الف). بر اساس نمودار Zr-Ti [۱۵]، بیشتر نمونه‌ها در گستره آذرین فلسی قرار دارند (شکل ۴ ب). از سوی دیگر بر اساس نمودارهای مرجع [۱۶]، ترکیب سنگ آذرین مولد این رسوبات از نوع آذرین حدواسط تا اسیدی بوده است (شکل‌های ۴ پ، ت). با استفاده از نمودارهای طراحی شده بر پایه‌ی دو عنصر غیرمتحرک Zr و Ti [۱۷]، [۱۸] مشخص شد که سنگ‌های آذرین ترکیبی در حد آندزیت تا ریوداسیت داشته‌اند (شکل‌های ۴ ث، ۴ ج).

به منظور تعیین محیط زمین ساختی این سنگ‌ها از نمودارهای دو بعدی [۱۹-۲۲] استفاده شد که عناصر سازنده‌ی آن‌ها در مقابل دگرسانی و هوازگی مقاوم هستند. چنانکه در شکل ۵ دیده می‌شود، سنگ‌های مورد بررسی در گستره کرانه فعال قاره‌ای (ACM) و جزایر قوسی اقیانوسی (OIA) قرار دارند. شیل‌ها بیشتر در حوضه‌هایی با فرونشست سریع و کرانه فعال قاره‌ها تشکیل می‌شوند که با محیط تشکیل میگماتیت-های منطقه همخوانی دارد. همچنین می‌توان از نسبت عناصر کمیاب Zr/Y برای تشخیص محیط زمین ساختی می‌توان استفاده کرد [۲۳]؛ به این صورت که نسبت  $Zr/Y \square 3$  به کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای و نسبت کوچکتر از ۳ به کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی اشاره دارد. میگماتیت‌های مناطق مورد بررسی از آنجاکه دارای  $Zr/Y \square 3$  هستند به گروه کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای وابسته هستند.

پیرامون آندالوزیت‌ها، حلقه‌ای از اسپینل و کوندوم پدید آمده که اطراف آن را کانی کردیریت فرا گرفته است (شکل ۲ ث). واکنش احتمالی زیر برای پیدایش اسپینل و کوندوم پیشنهاد می‌شود [۸]:



کردیریت‌ها ماکل پروانه‌ای داشته و بیشتر آنها میانبره‌ایی از کوارتز و بیوتیت دارند (شکل ۲ ج). هم یافتی فلدسپار پتاسیم و کردیریت نشان دهنده واکنش زیر است [۱۱]:



#### بحث

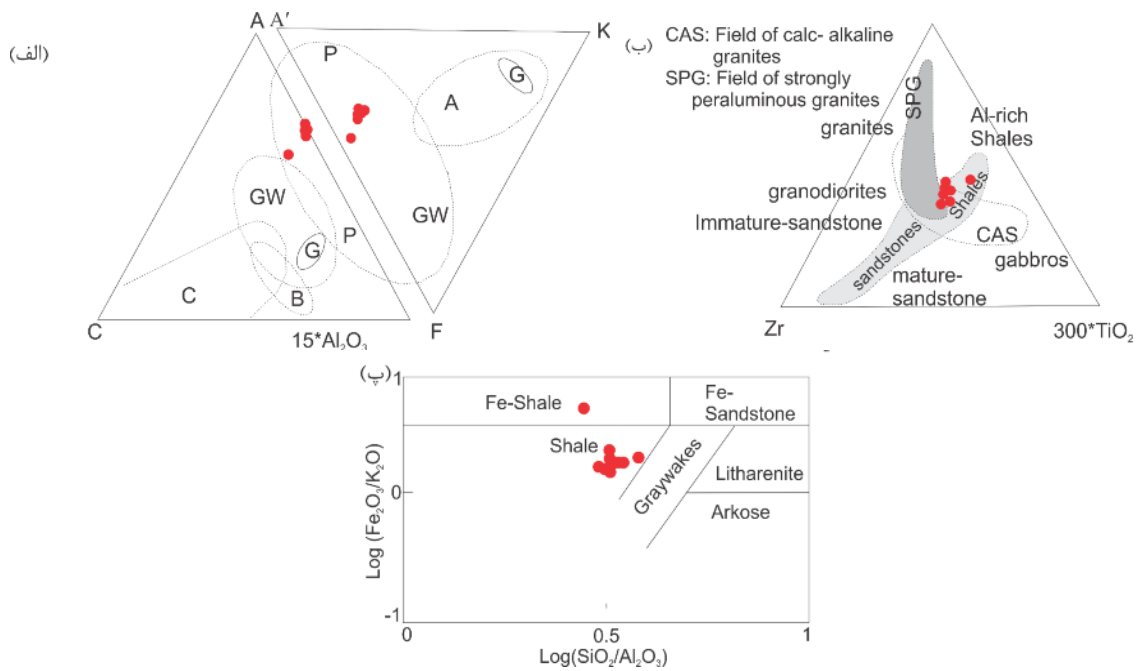
#### بررسی‌های زمین شیمیایی

#### سنگ مادر میگماتیت‌ها

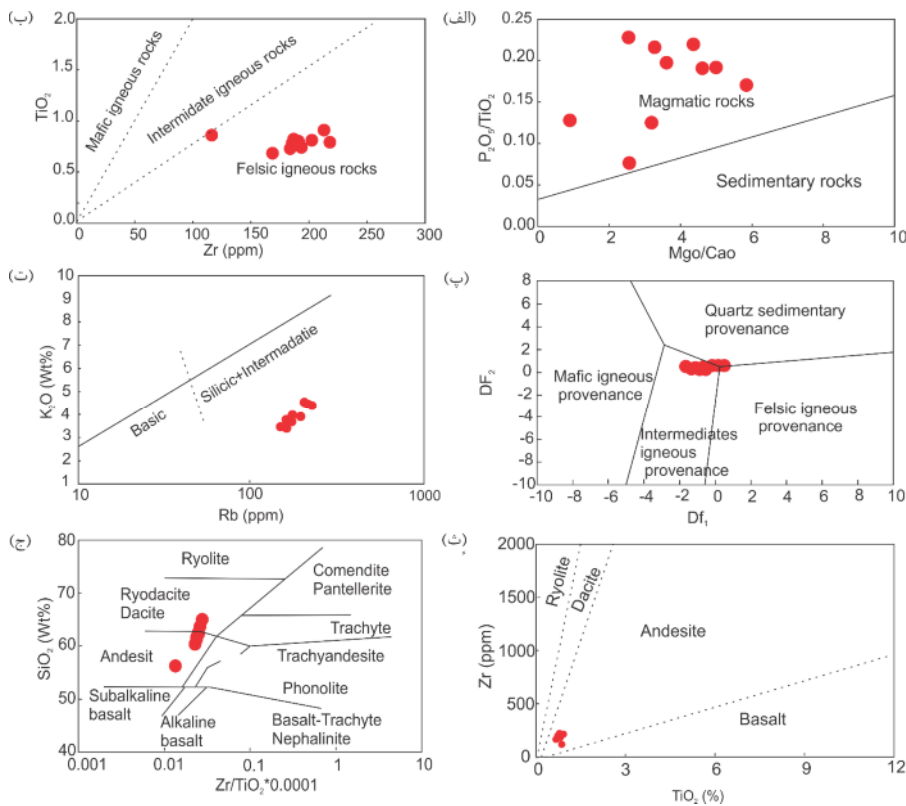
برای تعیین سنگ مادر (سنگ مادر) سنگ‌های میگماتیتی از نمودارهای مختلفی استفاده شد. رسم نمونه‌های مورد بررسی بر نمودارهای A'FK-ACF [۱۲] نشان می‌دهد که سنگ مادر میگماتیت‌های منطقه‌ی بوجود، اغلب سنگ‌های پلیتی می‌باشد (شکل ۳ الف). همچنین نمودار سه تایی  $Zr-15*Al_2O_3-300TiO_2$  نشان می‌دهد که سنگ مادر میگماتیت‌ها اغلب از نوع شیل بوده است (شکل ۳ ب). بر اساس نمودار [۱۳]، سنگ مادر میگماتیت‌ها نیز در گستره شیل قرار می‌گیرد (شکل ۳ پ).

#### تعیین خاستگاه و محیط زمین ساختی تشکیل رسوب

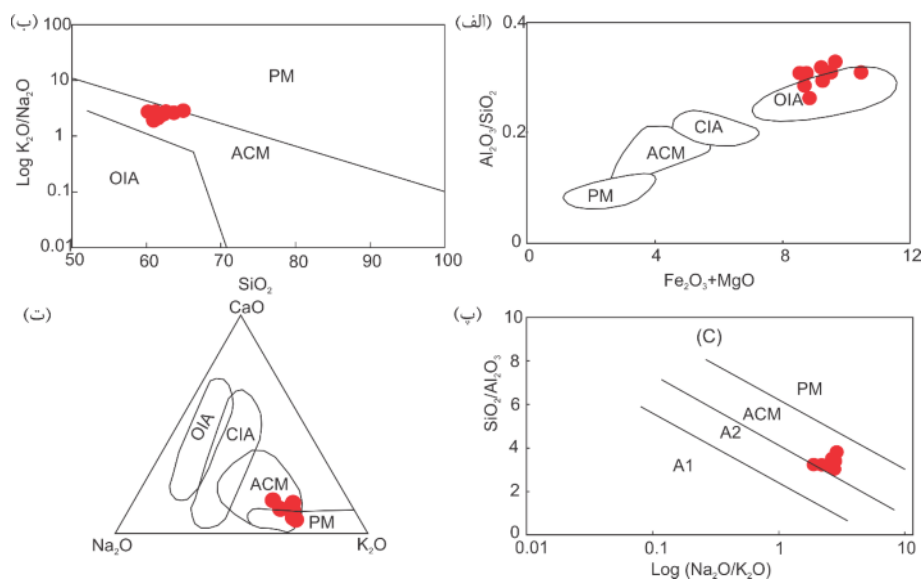
برای تعیین خاستگاه رسوب اولیه میگماتیت‌ها، از نمودار مرجع



شکل ۳ الف) نمودار A'FK-ACF [۱۲] برای تعیین سنگ مادر میگماتیت‌های بروجرد. P: سنگ‌های پلیتی، GW: ماسه سنگ تیره G: گرانیت، C: سنگ‌های آهکی، B: بازالت، A: آندزیت. ب) نمودار سه تایی  $Zr-15*Al_2O_3-TiO_2*300$  [۲۴] که بر اساس آن سنگ مادر میگماتیت‌ها از نوع شیل است. پ) رده بندی مرجع [۱۳] که بر اساس آن سنگ مادر میگماتیت‌ها از نوع شیل است.



شکل ۴ الف) نمودار تفکیک سنگ خاستگاه آذرین و رسوبی [۱۴] ب) نمودار  $TiO_2$  نسبت به  $Zr$  [۱۵] که نشان می‌دهد که میگماتیت‌های منطقه بروجرد خاستگاه آذرین فلسی داشته‌اند. پ و ت) نمودارهای ارائه شده در مرجع [۱۶] که بیانگر خاستگاه حدواسط تا اسیدی برای رسوبات اولیه میگماتیت‌های منطقه بروجرد است. ث) نمودار  $Zr-TiO_2$  [۱۷] و ج) نمودار دو متغیره  $SiO_2$  نسبت به  $Zr/TiO_2*0.0001$  [۱۸] که نشان می‌دهند که سنگ خاستگاه میگماتیت‌های بروجرد براساس شیمی عناصر غیر متحرک سنگ‌های آذرین حدواسط مانند آندزیت تا داسیت و ریوداسیت است.



شکل ۵ الف) نمودار تعیین محیط زمین ساختی مرجع [۱۹] که نمونه‌های مورد بررسی در گستره جزایر قوسی اقیانوسی (OIA) قرار دارند. ب) نمودار تعیین محیط زمین ساختی مرجع [۲۰] که نمونه‌های مورد بررسی در کرانه فعال قاره‌ای (ACM) قرار دارند پ) نمودارهای ارائه شده در مرجع [۲۱] که نمونه‌های مورد بررسی در کرانه فعال قاره‌ای (ACM) قرار دارند ت) نمودار تعیین محیط زمین ساختی مرجع [۲۲] که نمونه‌های مورد بررسی در کرانه فعال قاره (ACM) قرار دارند. CIA: جزایر قوسی قاره‌ای، PM: کرانه غیر فعال).



نمونه‌های روشن میگماتیت‌های بروجرد در نمودار A/CNK نسبت به A/NK [۲۵] در گستره‌ی پرآلومین قرار می‌گیرند (شکل ۶ الف). مقادیر  $A/CNK \square 1$ ، مقادیر پایین CaO و قرار گرفتن در گستره پرآلومین از مشخصه سنگ‌های روشن است که از ویژگی‌های گرانیت‌های نوع S است [۲۶]. همچنین نمونه‌های روشن در نمودار  $SiO_2$  نسبت به A/CNK در گستره گرانیت‌های نوع S قرار دارند (شکل ۶ ب). بنابراین ویژگی نوع S بودن بخش‌های روشن می‌تواند دلیلی بر ذوب بخشی در میگماتیت‌ها باشد [۲۷].

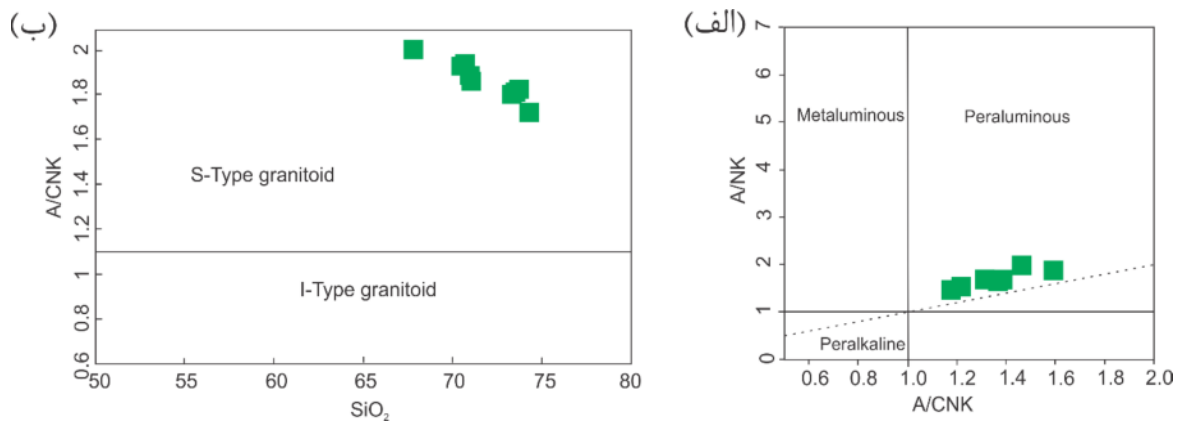
یکی دیگر از موارد مهم برای شناخت ذوب بخشی، عناصر کمیاب Sr، Rb و Ba است. مذاب‌های بخشی تولید شده در حضور سیال آزاد مقادیر پایین Rb/Sr (۰٫۷-۱٫۶) و مقادیر بالا Sr/Ba (۰٫۵-۱٫۶) دارند. این نوع مذاب ناهنجاری مثبت Eu شدید دارد. بر عکس، مذاب‌های بخشی تولید شده بدون حضور سیال آزاد، نسبت Rb/Sr بالا (۲-۶)، نسبت Sr/Ba پایین (۰٫۲-۰٫۷) و ناهنجاری منفی Eu دارند [۲۸]. همچنین مقادیر پایین Nb/Ta (به طور معمول برای پوسته قاره ای ۱۲-۱۳) نشان دهنده درجه‌های ذوب بخشی پایین است، اما تعادل

#### تعیین خاستگاه میگماتیت‌های بروجرد

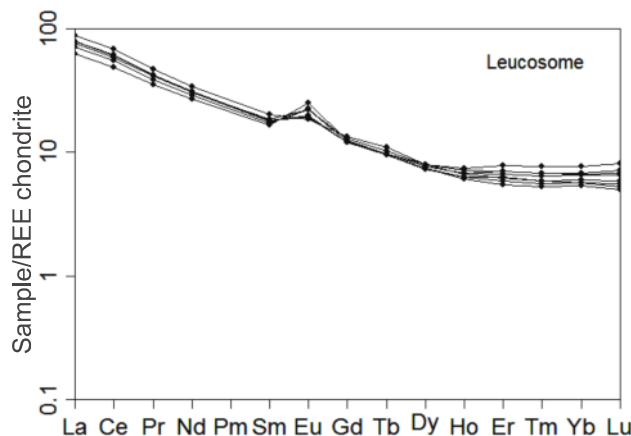
نمونه‌های روشن به طور شاخص  $SiO_2$  بالایی دارند (۶۷.۶۶-۷۴.۲۹ = درصد وزنی)، در حالی که بخش‌های نیمه روشن مقادیر کمتری دارند (۵۶.۲۲-۶۴.۹۸ = درصد). بخش‌های نیمه روشن بیشترین مقدار  $Al_2O_3$ ،  $Fe_2O_3$ ،  $MgO$ ،  $CaO$ ،  $TiO_2$  و تا حدی MnO را دارند، در حالی که مقدار آنها در بخش‌های روشن کمتر است، که با کم بودن کانی‌های آهن و منیزیم دار در آنها سازگار است. بخش‌های روشن  $K_2O$  بالاتری دارند که با فراوانی کانی فلدسپار پتاسیم در آنها سازگار است. بطور کلی، بخش‌های روشن از اکسیدهای  $K_2O$ ،  $N_2O$  و  $SiO_2$  غنی و از  $Al_2O_3$ ،  $Fe_2O_3$ ،  $MgO$  و  $TiO_2$  فقیر هستند. این ویژگی‌های زمین شیمیایی نشان می‌دهد که عناصر دیرگداز طی دگرگونی با درجه‌های شدید از سنگ خارج نشده‌اند، اما عناصر دیگر با خروج موضعی و یا به طور کامل بخش‌های روشن میگماتیتی را به وجود آورده‌اند. این نتایج با بررسی‌های سنگ نگاری همخوانی کامل دارد، به طوری که بخش نیمه روشن میگماتیت‌ها از کانی‌های کردیریت، کانی‌های آلومینوسیلیکاتی، گارنت، بیوتیت و پلاژیوکلازهای کلسیمی غنی هستند. واکنش‌های زیر نشان دهنده تغییرات عناصر با تغییرات کانی شناسی است [۱۱، ۸]:

ارتباطی بین نسبت Sr/Ba و ناهنجاری Eu وجود ندارد (مقادیر بالای Sr/Ba با ناهنجاری مثبت Eu همبستگی دارد) بنابراین مقادیر بدست آمده نشان می‌دهد که بیشتر بخش‌های روشن از مذاب‌هایی شکل گرفته‌اند که ترکیب آنها توسط آرایش یا آمیختگی و سایر فرآیندهای وابسته برای مثال واکنش‌های برگشتی تغییر کرده است [۳۲]. بخش‌های روشن مقادیر بسیار بالای Ba دارند که به انباشت فلدسپار پتاسیم اشاره دارد و نشان می‌دهد که آنها به دلیل تبلور فلدسپار و کوارتز در مسیرهای مهاجرت مذاب شکل گرفته‌اند. این با مقادیر بالای ارتوکلاز در آنها سازگار است. الگوی REE بخش‌های روشن (شکل ۷)، تشکیل آنها را از خاستگاه جدایش دگرگونی رد می‌کند، چنان که برای سنگ‌های روشن با الگوی REE مشابه پیشنهاد شده است [۳۳-۳۵]. بنابراین بخش‌های روشن بقایای فاز مذابی هستند که توسط ذوب با حضور سیال آزاد تولید شده‌اند.

مذاب با فازهای تیتان دار می‌تواند به مقادیر بالای Nb/Ta در مذاب منجر شود [۲۹]. با توجه به اینکه در سنگ‌های متاپلیتی مقادیر بالای عناصر خاکی نادر (REE) در کانی‌های زیرکن، آپاتیت، مونازیت و گارنت قرار می‌گیرد، تجزیه و از هم پاشیدن این کانی‌ها در مذاب سبب بالا رفتن مقادیر REE و نسبت‌های بالای عناصر خاکی نادر سبک به سنگین (LREE/HREE) و Sm/Nd در مذاب می‌شود [۳۰]. با توجه به جدول ۱ بخش-های روشن میگماتیت‌های بروجرد مقادیر بالای REE و نسبت‌های بالای LREE/HREE دارند (شکل ۷). همچنین بخش‌های روشن میگماتیت‌های بروجرد مقادیر کمتر از Rb/Sr دارند و یک ناهنجاری مثبت Eu نشان می‌دهند. اگر نسبت Sr/Ba پایین نباشد، این امر نشان می‌دهد که این سنگ‌های روشن توسط ذوب بخشی در حضور سیال آزاد تولید شده‌اند. این سیال ممکن است از خاستگاه خارجی مثل توده کناری تأمین شده باشد [۳۱]. مقادیر Sr/Ba نشان می‌دهد که هیچ



شکل ۶ الف) نمودار A/NK نسبت به A/CNK [۲۵] بخش روشن میگماتیت‌های بروجرد در گستره‌ی پرآلومین واقع شده‌اند. ب) نمودار  $SiO_2$  نسبت به A/CNK [۳۶] که نمونه‌های روشن در گستره گرانیتهای نوع S قرار دارند.



شکل ۷ نمودار عناصر خاکی نادر روشن میگماتیت‌های بروجرد بهنجار شده به کندریت [۳۷].



(روشن و نیمه روشن) و مقایسه با مقادیر آنها در سنگ اولیه (متاپلیت‌ها) و تعیین تغییرات مثبت و منفی آنها نسبت به یکدیگر می‌توان به خاستگاه و چگونگی تشکیل میگماتیت‌ها پی برد. برای شناسایی سنگ مادر (سنگ مادر) میگماتیت‌ها در منطقه‌ی بروجرد از نمودارهای زمین شیمیایی - کانی شناسی استفاده شده است.

**فازهای کنترل کننده توزیع عناصر کمیاب و خاکی نادر طی فرآیند میگماتیته شدن سنگ‌های متاپلیتی**

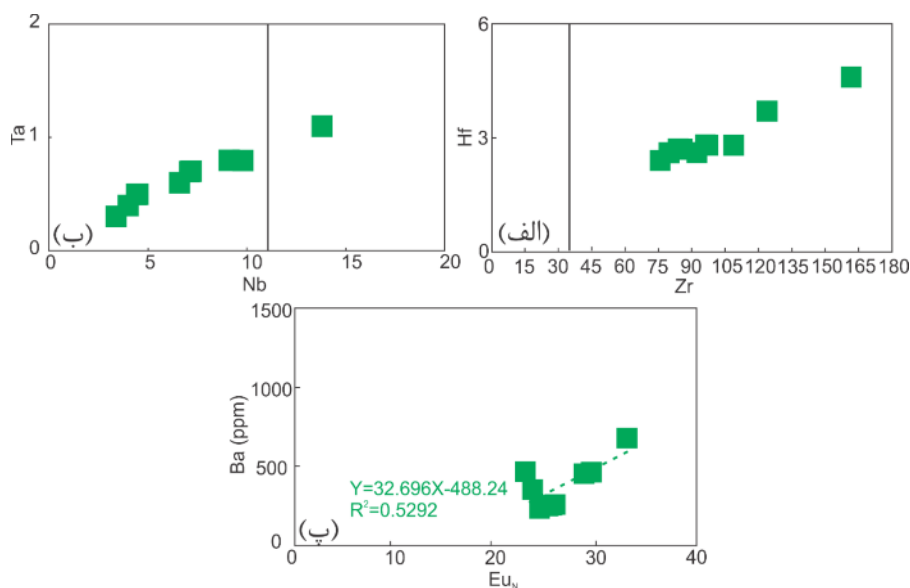
به منظور بررسی فازهای کنترل کننده توزیع عناصر کمیاب و خاکی نادر طی فرآیند میگماتیته شدن از نمودارهای زمین شیمیایی - کانی‌شناسی عناصر خاکی نادر (REE)، عناصر با قدرت یونی بالا (HFSE)، و عناصر سنگ دوست (Ba, Rb, Sr) که بر اساس مدل بندی زمین شیمیایی تبلور جدایشی رسم شده‌اند، استفاده شد. داده‌های ضریب توزیع استفاده شده در این پژوهش برای گارنت برگرفته از مراجع [۳۹، ۴۰]، بیوتیت [۴۱-۴۴]، کلینوپیروکسن [۳۹-۴۱]، آمفیبول [۳۹، ۴۴]، پلاژیوکلاز [۳۹، ۴۰، ۴۲، ۴۵] و ایلمنیت [۴۶، ۴۷] هستند. نمودارهای زمین شیمیایی و کانی شناسی بر اساس مدل بندی زمین شیمیایی تبلور جدایشی و با استفاده از رابطه زیر رسم شدند [۴۸]:

$$C_R/C_0 = Df^{(D-1)}$$

که در آن  $C_R$  و  $C_0$  به ترتیب عیار عنصر مورد نظر در بلور متبلور شده و عیار اولیه عنصر در مایع اولیه،  $D$  ضریب توزیع عنصر مورد نظر در بلور متبلور شده نسبت به مایع و  $f$  نسبت مایع باقیمانده طی تبلور هستند.

همچنین مقادیر Nb/Ta و Zr/Hf در نمونه‌های روشن میگماتیت‌های بروجرد، زیر خط میانگین پوسته‌ای قرار دارد (شکل‌های ۸ الف، ب) و همبستگی مثبت Ba نسبت به  $Eu_N$  در نمونه‌های روشن (شکل ۸ پ) دلیلی بر تأثیر ذوب بخشی به عنوان فرآیند اصلی در شکل گیری میگماتیت‌های بروجرد است [۳۸]. بنابراین با توجه به شواهد صحرایی، سنگ نگاری و زمین شیمیایی، ذوب بخشی عامل اصلی میگماتیت‌زایی در منطقه بروجرد در نظر گرفته شده است.

از عوامل کلیدی برای شناخت ذوب بخشی با استفاده از عناصر کمیاب در میگماتیت‌ها، تعیین و شناسایی سنگ خاستگاه مناسب است. بدون فاصله کنار میگماتیت‌های بروجرد، سنگ‌های رسی دگرگون شده (هورنفلس‌ها) قرار دارند. بنابراین این سنگ‌شناسی‌ها بعنوان سنگ مادر احتمالی استفاده شده است. بخش روشن میگماتیت‌ها در مقایسه با متاپلیت‌ها از اکسیدهای  $K_2O$ ،  $SiO_2$ ،  $Na_2O$  و تا حدی  $P_2O_5$ ، افزایش نشان می‌دهد، در حالی که بخش نیمه روشن آنها در مقایسه با متاپلیت‌ها از اکسیدهای  $Al_2O_3$ ،  $Fe_2O_3$ ،  $MgO$ ،  $MnO$ ،  $TiO_2$  و  $CaO$  افزایش نشان می‌دهند (جدول‌های ۱، ۲). این ویژگی‌ها به همراه شواهد صحرایی و بررسی‌های سنگ نگاری نشان می‌دهد که دلیل چنین تغییراتی خروج مذاب‌های فلسی از این سنگ‌هاست. باقی ماندن کانی‌های گارنت، بیوتیت، کوردیریت و پلاژیوکلازهای کلسیمی در بخش نیمه روشن سنگ‌های میگماتیته می‌تواند دلیلی برای افزایش اکسیدهای  $Al_2O_3$ ،  $Fe_2O_3$ ،  $MgO$  و  $CaO$  در آن بخش باشد. با توجه به مقدار عناصر کمیاب در بخش‌های مختلف میگماتیت‌ها



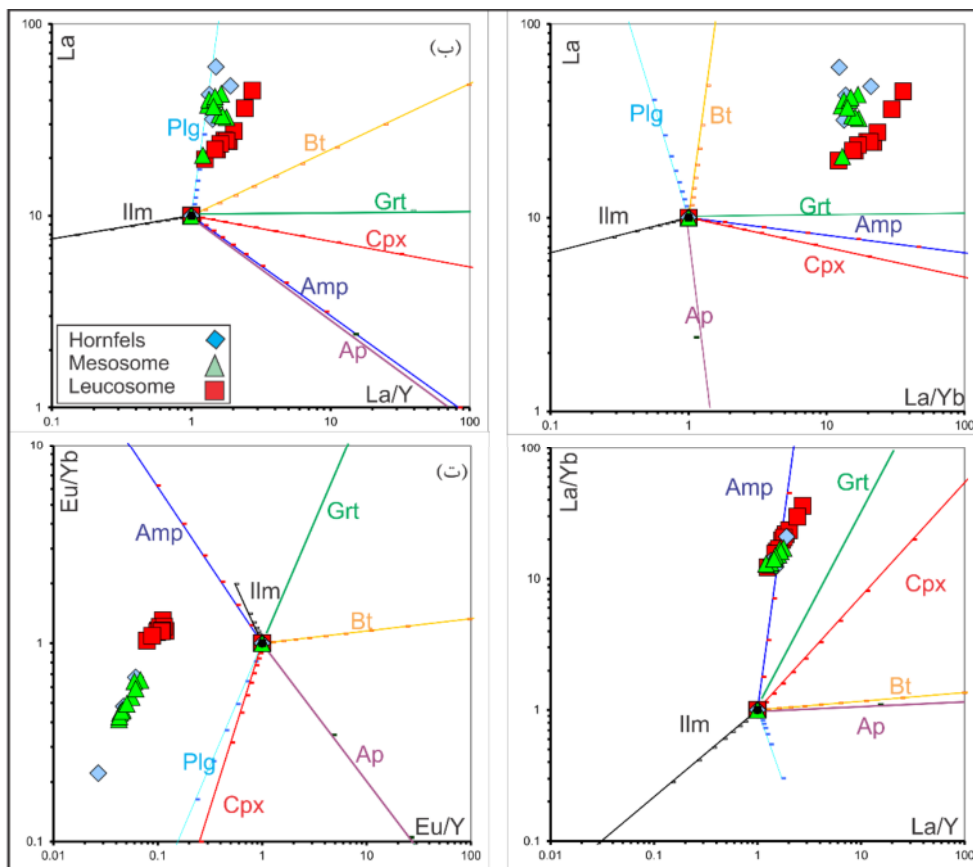
شکل ۸ الف و ب) نمودارهای دوتایی Hf/Zr و Ta/Nb همراه با نسبت برآورد زده شده برای پوسته‌ی قاره‌ای بالایی (خط شاخص تیره) [۴۹]، پ) مقدار Ba نسبت به  $Eu_N$  نمونه‌های روشن که همبستگی مثبت نشان می‌دهد.

همچنین عیار La نسبت به مقدار La/Yb و عیار La نسبت به مقدار La/Y (شکل‌های ۹ الف و ب) نشان می‌دهد که این نسبت‌ها در بخش روشن میگماتیت‌ها از بخش‌های نیمه روشن و متاپلیت‌ها بالاتر است. بنابراین La در مقایسه با عناصر Yb و Y ناسازگارتر بوده و ذوب‌بخشی وارد مذاب می‌شود.

بررسی مقادیر La/Yb نسبت به La/Y (شکل ۹ پ) نشان می‌دهد که در توزیع عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) و Y گارنت از عوامل کنترل کننده فراوانی این عناصر بوده است. فراوان بودن گارنت در بخش نیمه روشن میگماتیت‌ها و کمتر بودن عیار این عناصر در بخش روشن میگماتیت‌ها نشان می‌دهد که گارنت عامل مهمی در کنترل HREE‌ها در میگماتیت‌ها بوده است. بالا بودن مقادیر La/Yb و La/Y در بخش روشن نسبت به نیمه روشن و متاپلیت‌ها میگماتیت‌ها نشان می‌دهد، که LREE‌ها نسبت به HREE‌ها عناصر ناسازگارتری بوده و در اثر ذوب بخشی با نسبت بیشتری از بخش نیمه روشن میگماتیت‌ها خارج شده‌اند.

بدون فاصله کنار میگماتیت‌ها سنگ‌های رسی دگرگون شده (هورنفلس‌ها) قرار دارند. بنابراین این سنگ شناسی‌ها بعنوان سنگ مادر احتمالی استفاده شد. به منظور شناسایی عناصر توزیع شده در مذاب یا در بخش نیمه روشن (رستیت) و بررسی فازهای کنترل کننده توزیع عناصر کمیاب و خاکی نادر طی فرآیند میگماتیته شدن از نمودارهای زمین شیمیایی - کانی‌شناسی استفاده شد. شواهد صحرایی و همبرزایی کانیایی در میگماتیت‌ها (بخش روشن و نیمه‌روشن) و متاپلیت‌ها (هورنفلس‌ها) نشان می‌دهد که کانی‌های اصلی مانند گارنت، بیوتیت و پلاژیوکلاز و برخی کانی‌های فرعی مانند ایلمنیت کنترل کننده توزیع عناصر در بخش نیمه روشن و روشن میگماتیت‌ها هستند.

عیار La نسبت به مقدار La/Yb، عیار La نسبت به مقدار La/Y و مقادیر La/Yb نسبت به La/Y (شکل‌های ۹ الف تا پ) نشان می‌دهد که گارنت به آسانی HREE‌ها را می‌پذیرد و LREE‌ها را جدا می‌کند که این با فراوانی گارنت در بخش نیمه روشن میگماتیت‌ها نسبت به بخش روشن همخوانی دارد.

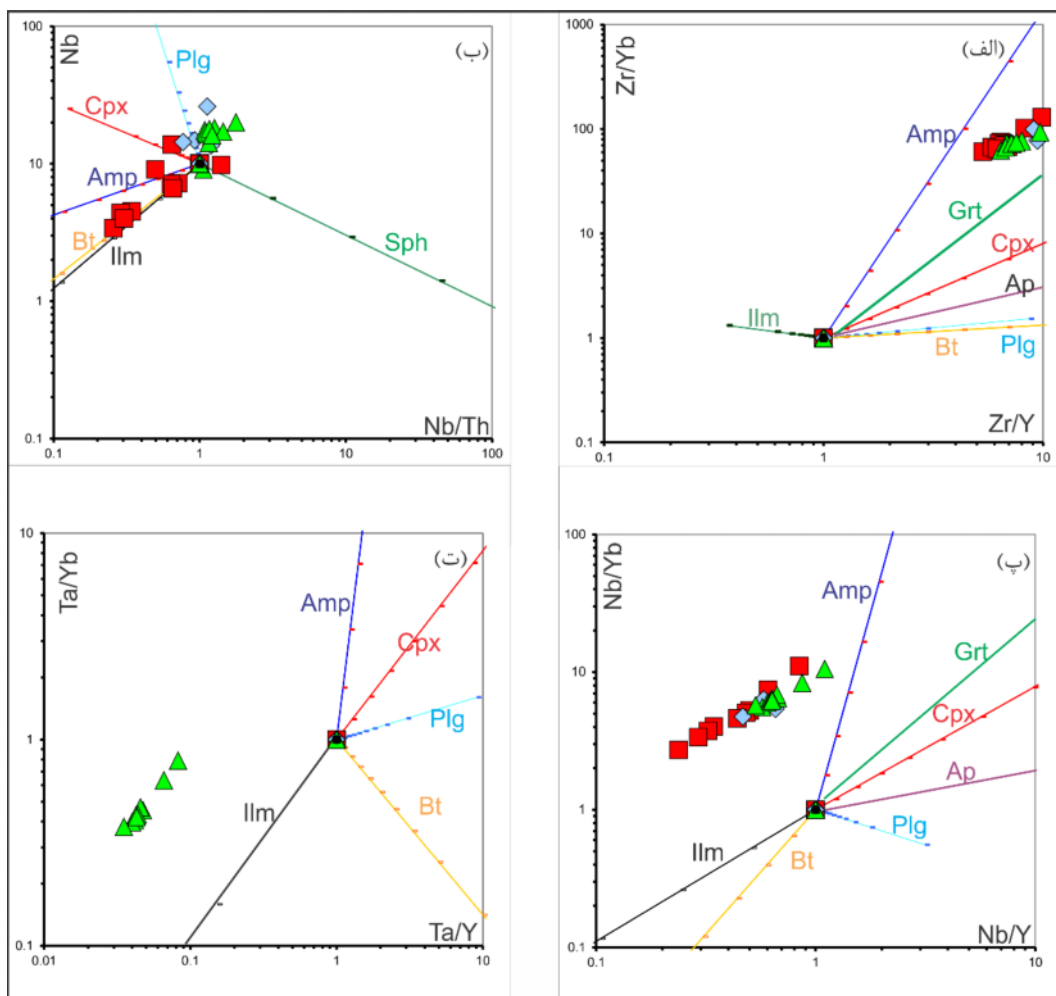


شکل ۹ نمودارهای زمین شیمیایی و کانی‌شناسی عناصر خاکی نادر که بر اساس مدل بندی زمین شیمیایی تبلور جدایشی رسم شده‌اند. داده‌های ضریب توزیع هر کانی برای ماگماهای اسیدی برگرفته از منابع مختلفی است که در متن آورده شده است.

دارند، برای بررسی سنگ مادر دگرگونی‌ها بسیار مناسب هستند و در مدل بندی زمین شیمیایی کاربرد فراوانی دارند [۵۰، ۵۱]. بررسی برخی عناصر با قدرت یونی بالا مانند Zr، Nb، Ta و Th نشان می‌دهد که آنها به وسیله کانی‌های مختلفی در سنگ‌ها کنترل می‌شوند. زیرکن یک عنصر با درجه ناسازگاری حدواسط و نامتحرک است، بنابراین بخشی از زیرکن طی ذوب بخشی توانسته است وارد مذاب شود و در بخش‌های روشن افزایش یابد. با بررسی مقدار Zr/Yb نسبت به Zr/Y روشن افزایش یابد. با بررسی مقدار Zr/Yb نسبت به Zr/Y (شکل ۱۰ الف) نشان می‌دهد که این نسبت‌ها تقریباً در بخش روشن میگماتیت‌ها از نمونه‌های نیمه روشن بالاتر است. بنابراین Zr در مقایسه با HREE‌ها و Y ناسازگارتر بوده و طی ذوب بخشی خارج شده است. همچنین این نمودار نشان می‌دهد که Zr به وسیله آپاتیت کنترل شده است.

مقادیر Eu/Yb نسبت به Eu/Y (شکل ۹ ت) نشان می‌دهد که پلاژیوکلاز از فازهای کنترل کننده اصلی عنصر Eu بوده است. مقادیر Eu/Yb نسبت به Eu/Y (شکل ۹ ت) نشان می‌دهد که عیار این عنصر در بخش روشن میگماتیت‌ها بیشتر از بخش نیمه روشن و متاپلیت‌ها است. بنابراین ناپایداری پلاژیوکلازهای کلسیمی طی ذوب بخشی در شرایط اوج دگرگونی باعث ناهنجاری مثبت Eu در بخش‌های روشن شده است.

بالا بودن مقدار Eu و La در بخش روشن میگماتیت‌ها و همچنین بالا بودن مقدار HREE‌ها و Y در بخش نیمه روشن میگماتیت‌ها با بالا بودن درصد مودال کانی پلاژیوکلاز در بخش روشن میگماتیت‌ها و بالا بودن درصد مودال کانی گارنت در بخش نیمه روشن میگماتیت‌ها همخوانی دارد. عناصر HFSE از آنجاکه سازگاری حدواسط تا بسیار شدید



شکل ۱۰ نمودارهای زمین شیمیایی و کانی‌شناسی عناصر با پتانسیل یونی بالا (HFSE) که بر اساس مدل بندی زمین‌شیمیایی تبلور جدایشی رسم شده‌اند. داده‌های ضریب توزیع هر کانی برای ماگماهای اسیدی برگرفته از منابع مختلفی است که در متن آورده شده است.

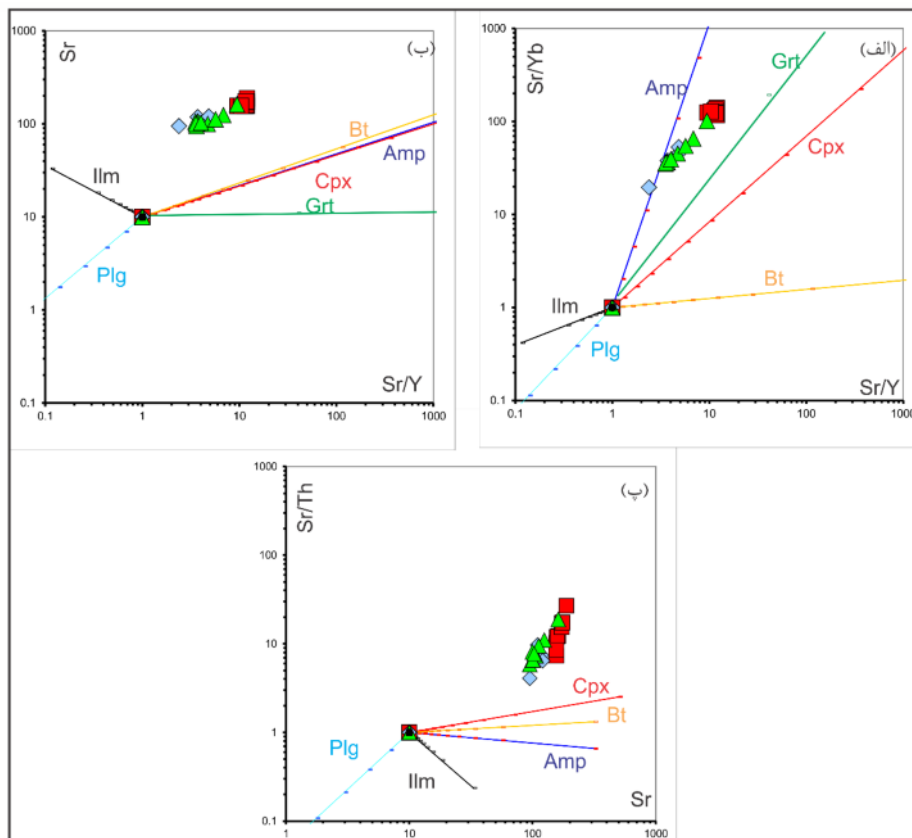
Sr، Ba و Rb نشان داد که پلاژیوکلاز و بیوتیت فازهای کانیایی مهم در کنترل این عناصر طی ذوب بخشی بوده‌اند. پتانسیل یونی پایین در آنها بیانگر محلول بودن این عناصر در سیال‌های آبگین است، بنابراین آنها طی فرآیندهای هوازدگی و دگرگونی متحرک هستند [۵۱، ۵۰]. در فعالیت‌های ماگمایی، شعاع یونی بزرگ این عناصر باعث تمرکز آنها در فازهای مذاب باقی مانده می‌شود.

نمودار مقادیر Sr/Yb نسبت به Sr/Y و عیار Sr نسبت به مقدار Sr/Y (شکل‌های ۱۱ الف، ب) نشان می‌دهند که Sr طی ذوب بخشی به وسیله بلورهای پلاژیوکلاز کنترل شده است. رسم مقادیر Sr/Th نسبت به عیار Sr (شکل ۱۱ پ) نشان می‌دهد که عامل اصلی در توزیع و کنترل Sr طی ذوب بخشی پلاژیوکلاز بوده است. بنابراین بالاتر بودن عیار Sr در بخش‌های روشن نسبت به نیمه روشن میگماتیت‌ها نشان می‌دهد که بخش‌های کلسیمی پلاژیوکلاز فاز ناپایدار طی ذوب بخشی بوده‌اند. بالا بودن نسبت Sr/Th در بخش روشن میگماتیت‌ها نسبت به متاپلیت‌ها نشان می‌دهد که Sr عنصری بسیار ناسازگارتر از Th بوده و طی ذوب بخشی بیشتر از بخش رستیت خارج شده است.

نیوبیم یک عنصر به شدت ناسازگار است که به خوبی می‌تواند دگرگونی‌های ذوب بخشی را نشان دهد. عیار Nb نسبت به مقدار Nb/Th و مقادیر Nb/Yb نسبت به Nb/Y (شکل‌های ۱۰ ب، پ) نشان می‌دهد که Nb به وسیله بیوتیت و ایلمنیت کنترل شده است. در هر حال پلاژیوکلاز و گارنت کانی‌های مناسبی برای جذب Nb نیستند [۴۳].

بالا بودن مقادیر Nb/Th و Nb/Y در بخش‌های نیمه روشن نسبت به روشن‌ها نشان می‌دهد که طی ذوب بخشی، گارنت فاز ناپایدار و بیوتیت فاز پایدار است. بررسی Ta در بخش‌های روشن و نیمه روشن میگماتیت‌ها نشان داد که ایلمنیت عامل اصلی کنترل کننده این عنصر است، از آنجا که Nb و Ta از نظر سازگاری و ویژگی‌های زمین شیمیایی عناصر کنترل کننده آنها، بسیار شبیه به هم هستند، احتمالاً Ta ذوب بخشی بیشتر توسط ایلمنیت کنترل شده است [۵۲] (شکل ۱۰ ت). تغییرات عناصر HFSE با بالا بودن درصد مودال کانی‌های آپاتیت و زیرکن در بخش روشن میگماتیت‌ها و بالا بودن درصد مودال بیوتیت در بخش نیمه روشن میگماتیت‌ها همخوانی دارد.

بررسی عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILEها) مانند

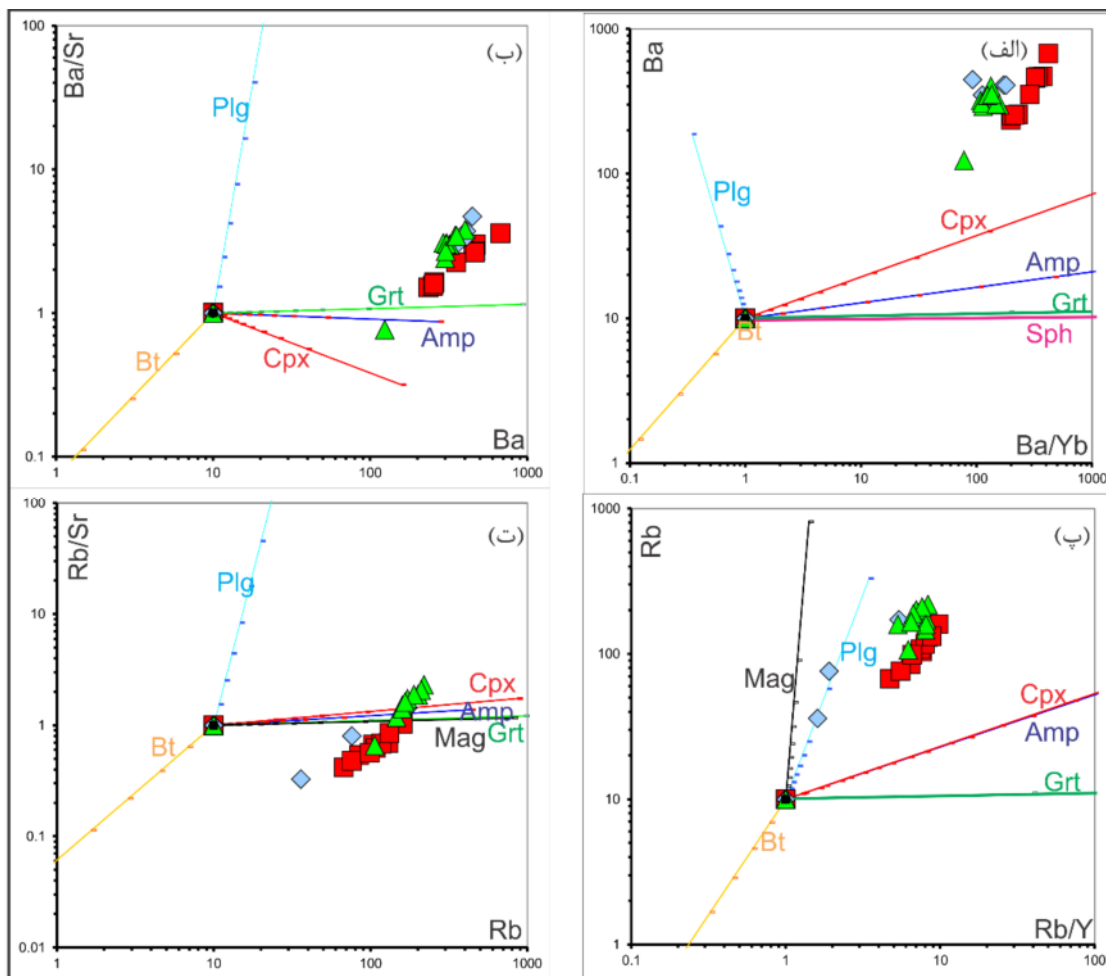


شکل ۱۱ نمودارهای زمین شیمیایی - کانی شناسی عنصر سنگ دوست بزرگ یون Sr.

درصد مودال کانی‌های فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلازها در بخش روشن میگماتیت‌ها و بالا بودن درصد مودال کانی بیوتیت در بخش نیمه روشن میگماتیت‌ها همخوانی دارد.

بنابراین نمودارهای زمین شیمیایی - کانی شناسی نشان می‌دهد که طی فرآیند میگماتیسی شدن متاپلیت‌ها (هورنفلس-ها)، برخی عناصر خاکی نادر مانند Eu و LREEها مانند Eu، La، برخی عناصر سنگ دوست مانند Sr و Ba و برخی عناصر HFSE مانند زیرکن درون مذاب (بخش روشن میگماتیت‌ها) شده و برخی عناصر مانند HREEها و Y طی فرآیند ذوب بخشی در بخش نیمه روشن (رستیت) باقی مانده‌اند. بنابراین نمودارهای زمین شیمیایی و کانی‌شناسی تایید می‌کنند که میگماتیت‌ها از ذوب بخشی متاپلیت‌ها (هورنفلس‌ها) به وجود آمده‌اند.

نمودار عیار Ba نسبت به Ba/Yb و عیار Ba نسبت به Ba/Sr (شکل‌های ۱۲ الف و ب) که بیشتر به وسیله بیوتیت کنترل شده است. مقایسه دو نمودار نشان می‌دهد که پلاژیوکلاز نقش چندانی در توزیع و کنترل Ba نداشته است. مقادیر بالای باریوم در بخش روشن میگماتیت‌ها نسبت به نیمه روشن‌ها نشان می‌دهد که باریوم عنصری نازسازگار بوده و طی ذوب بخشی وارد مذاب شده است. بررسی تغییرات Rb در نمودارهای زمین شیمیایی نشان می‌دهد که این عنصر به طور عمده مانند باریوم به وسیله بیوتیت کنترل شده است (شکل‌های ۱۲ پ و ت). پایین بودن عیار Rb در بخش‌های روشن نشان می‌دهد که بیوتیت یک طی ذوب بخشی فاز پایدار بوده است. تغییرات عناصر سنگ دوست (بالا بودن مقدار باریوم و استرانسیم در بخش روشن میگماتیت‌ها و همچنین بالا بودن مقدار باریوم در بخش نیمه روشن میگماتیت‌ها) با بالا بودن

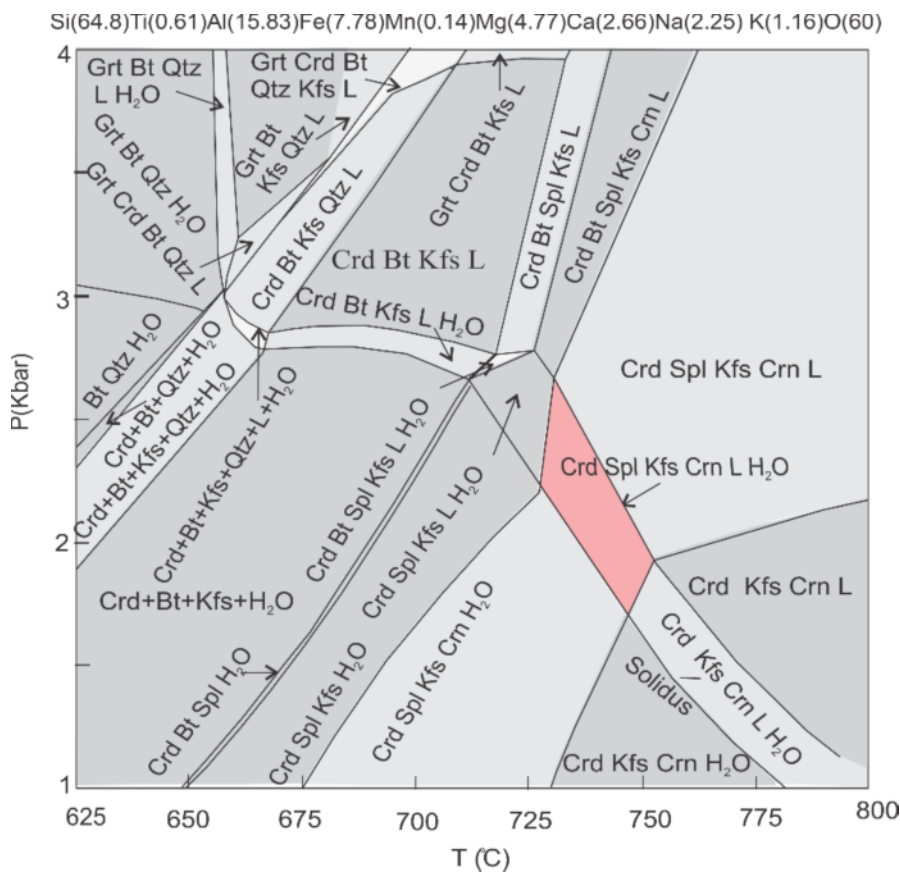


شکل ۱۲ نمودارهای زمین شیمیایی - کانی شناسی عناصر سنگ دوست (Ba, Rb).

**مدل تعادل فازی**

شرایط اوج دگرگونی براساس شبه مقطع دما- فشار محاسبه شد. شبه مقطع دما- فشار با استفاده از برنامه Theriak Domino [۵۳] رسم شد. در این برنامه از پایگاه داده‌های ترمودینامیکی [۵۴] استفاده می‌شود. همه محاسبات در سیستم مدل MnO-Na<sub>2</sub>O-CaO-K<sub>2</sub>O-FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-TiO<sub>2</sub> (MnNCKFMASHT) انجام شد. مدل‌های فعالیت برای مذاب‌های سیلیکاتی برگرفته از مرجع [۵۵]، برای کلدیریت از مراجع [۵۴، ۵۶]، برای کانی‌های بیوتیت، گارنت و ایلمنیت از مراجع [۵۷]، ارتوپروکسن از مدل [۵۸]، مسکویت از مرجع [۵۹] و برای فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز از مرجع [۶۰] است. ترکیب سنگ کل مورد بررسی (MIB-3) به صورت درصد مولی وارد نرم افزار شد. بررسی‌های سنگ‌نگاری مجموعه کانی‌های کلدیریت، فلدسپار پتاسیم،

اسپینل و کروندم نشان دهنده شرایط اوج دگرگونی است. این مجموعه بر شبه مقطع رسم شده گستره دمایی ۷۲۵ تا ۷۵۰ درجه سانتی گراد و فشار ۱/۵ تا ۲/۵ کیلوپار را نشان می‌دهد که در شکل ۱۳ به رنگ صورتی مشخص شده است. دما و فشار محاسبه شده با دگرگونی‌های دمایی بالا- فشار پایین (دگرگونی مجاورتی) همخوانی دارد. در منطقه بوجود با در نظر گرفتن دمایی لازم برای تشکیل کروندم و با توجه به دمایی توده‌های گرانیتی، و گرانودیوریتی و میگماتیت‌ها، امکان تشکیل کروندم در هاله مجاورتی این توده‌ها وجود ندارد. با توجه به وجود توده‌ها و برونوم‌های مافیک درون توده گرانیتوئیدی بوجود [۶۱]، احتمال رخداد ذوب‌بخشی و میگماتیته شدن در سنگ‌های دگرگونی درجه‌های بالا به دلیل نفوذ توده‌های مافیک در این منطقه وجود دارد.



شکل ۱۳ شبه مقطع رسم شده برای میگماتیت‌های منطقه بوجود با استفاده از برنامه Theriak/Domino نسخه ۲۰۱۲، منطقه صورتی مجموعه کانی‌های میگماتیت‌های بوجود در شرایط اوج دگرگونی را نشان می‌دهد.

## برداشت

با توجه به ترکیب سنگ کل میگماتیت‌ها، مشخص شد که سنگ مادر این سنگ‌ها خاستگاه پلیتی داشته و رسوب اولیه از تخریب سنگ‌های آذرین حدواسط به وجود آمده است. ترکیب سنگ رسوبی اولیه پیش از دگرگونی شیل و پلیتی بوده و محیط زمین ساختی تشکیل رسوب اولیه بر اساس نمودارهای تفکیک کننده، وابسته به کرانه فعال قاره‌ای است. بررسی مقدار عناصر کمیاب و خاکی نادر بر اساس نمودارهای زمین شیمیایی و کانی‌شناسی در بخش‌های مختلف میگماتیت‌ها (روشن و نیمه روشن) و مقایسه این مقدار با مقادیر آنها در متاپلیت‌ها نشان داد که میگماتیت‌ها از ذوب بخشی متاپلیت-های منطقه (هورنفلس‌ها) شکل گرفته‌اند. بر اساس ضریب توزیع عناصر نسبت به کانی‌های مختلف، عناصر خاکی نادر سبک و سنگین طی ذوب بخشی متاپلیت‌ها بیشتر به وسیله کانی گارنت کنترل شده و عناصر با قدرت یونی بالا (HFSE) مانند Th، Zr، Nb، Ta به وسیله بیوتیت و ایلمنیت کنترل و توزیع شده‌اند. بررسی عناصر سنگ دوست مانند Sr، Ba و Rb نشان داد که پلاژیوکلازها و بیوتیت عامل اصلی کنترل و توزیع این عناصر در طی فرآیند میگماتیتی شدن متاپلیت‌ها هستند. تغییرات عناصر سنگ دوست (بالا بودن مقدار باریم و استرانسیم در بخش روشن میگماتیت‌ها و همچنین بالا بودن مقدار باریم در بخش نیمه روشن آنها) با بالا بودن درصد مودال کانی‌های فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلازها در بخش روشن میگماتیت‌ها و بالا بودن درصد مودال کانی بیوتیت در بخش نیمه روشن آنها همخوانی دارد.

بر اساس رسم شبه مقطع دما- فشار، شرایط اوج دگرگونی محاسبه شد. دمای تقریبی محاسبه شده برای اوج دگرگونی ۷۲۵ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار حدود ۱٫۵ تا ۲٫۷ کیلوبار بوده است که در گستره‌ی دگرگونی مجاورتی قرار دارد. با در نظر گرفتن دمای لازم برای تشکیل کروندم و با توجه دمای توده‌های گرانیتی و گرانودیوریتی و میگماتیت‌ها، امکان تشکیل کروندم در هاله مجاورتی این توده‌ها وجود ندارد. از این رو با توجه به وجود توده‌ها و برونیومهای مافیک درون توده گرانیتوئیدی بروجد، این احتمال وجود دارد که در این منطقه،

پدیده ذوب‌بخشی و میگماتیتی شدن در سنگ‌های دگرگونی درجه‌های بالا به دلیل نفوذ توده های مافیک رخ داده باشد. بنابراین نفوذ توده مافیک در سنگ های رسی دگرگون شده (متاپلیت‌ها) سبب ایجاد هورنفلس‌های رسی و میگماتیت‌های ذوب بخشی در هاله دگرگونی خود شده است.

## مراجع

- [1] Ashworth J.R., (Ed) "Migmatites", Blackie, Glasgow, (1985) 302 p.
- [2] Mohajjel M., "Structure and tectonic evolution of Paleozoic-Mesozoic rocks, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran", Ph.D. Thesis, University of Wollongong, Australia (1997).
- [3] Stoklin J., "Structural history and tectonics of Iran, A review", American Association Petroleum Geologists 52 (1968) 1229-1258.
- [4] Ahmadi-Khalaji A., Esmaily D., Valizadeh M.V., Rahimpour-Bonab H., "Petrology and Geochemistry of the Granitoid Complex of Boroujerd, Sansandaj-Sirjan Zone, Western Iran", Journal of Asian Earth Sciences 29 (2007) 859-877.
- [5] Mahmoudi S., 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.
- [6] Masoudi F., Yardley, B.W.D., Cliff R.A., "Rb-Sr geochronology of pematites, plutonic rocks and a hornfels in the region southwest of Arak, Iran", Islamic Republic of Iran Journal of Sciences 13 (2002) 249-254.
- [7] Masoudi f., "Contact metamorphism and pegmatite development in the region S.W of Arak iran", Ph.D. thesis, University of Leed, England (1997) 321p.
- [8] Spear F.S., Kohn M.J., Cheney J.T., "P-T paths from anatectic pelites", Contributions to Mineralogy and Petrology 134 (1999) 17-32.
- [9] Azor A., Ballevere M., "Low- pressure metamorphism in the Sierra Albarrana Area (Variscan Belt, Iberian Massif)", Journal of Petrology 38 (1997) 35- 64.
- [10] Kretz R., "Symbols for rock forming minerals", American Mineralogist 68(1983) 277-279.

- [23] Pearce J.A., Norry M.J., "Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks", Contributions to Mineralogy and Petrology 69 (1979) 33–51.
- [24] Garcia D., Fonteilles M., Moutte J., "Sedimentary fractionations between Al, Ti, and Zr and the genesis of strongly peraluminous granites", Journal of Geology 102 (1994) 411–322.
- [25] Shand S.J., "Eruptive rocks: their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits, with a chapter on meteorites", Thomas Murby and Co., London, 1943.
- [26] Clemens J.D., "S-type granitic magmas-petrogenetic issues, models and evidence", Earth-Science Reviews, 61 (2003) 1-18.
- [27] Droop G.T.R., Moazzen M., "Contact metamorphism and partial melting of Dalradian pelites and semipelites in the southern sector of the Eive aureole", Scottish Journal of Geology, 43(2007) 155-179.
- [28] Harris N.B.W., Inger S., "Trace element modelling of pelite-derived granites", Contributions to Mineralogy and Petrology, 110 (1992) 46-56.
- [29] Nehring F., Foley S.F., Holtta P., "Trace element partitioning in the granulite facies", Contributions to Mineralogy and Petrology, 159(2010) 493-519.
- [30] Ayres M., Harris N., "REE fractionation and Nd-isotope disequilibrium during crustal anatexis: constraints from Himalayan leucogranites", Chemical Geology, 139(1997) 249-269.
- [31] Kalsbeek F., Jepsen H.F., Jones A., "Geochemistry and petrogenesis of S-type granite in East Greenland Caledonides", Lithos, 57(2001) 91-109.
- [32] Kriegsman L.M., "Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatectic migmatites", Lithos, 56 (2001) 75-96.
- [33] Sawyer E.W., Barnes S.J., "Temporal and compositional differences between subsolidus and anatectic migmatite leucosomes from the Quetico metasedimentary belt, Canada", Journal of Metamorphic Geology, 6 (1988) 437-450.
- [34] Whitney D.L., Irving A.J., "Origin of K-poor leucosomes in a metasedimentary migmatite complex by ultrametamorphism, syn-metamorphic
- [11] Yardley B.W.D., "An introduction to Metamorphic Petrology", Longman, (1991) 248p.
- [12] Winkler H.G.F., "Petrogenesis of Metamorphic Rocks", 4nd Edition, Springer-Verlag, New York (1976).
- [13] Herron M.M., "Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data", Journal of Sedimentary Petrology 58 (1988) 820-829.
- [14] Werner C.D., "Saxonian granulites-igneous or lithogenous, A contribution to the geochemical diagnosis of the original rocks in high metamorphic complexes", Zentralinstitut für Isotopen-Mitteilungen, 133 (1987) 221–250.
- [15] Hayashi K., Fujisawa H., Holland H.D., "Geochemistry of ~1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada", Geochimica et Cosmochimica Acta 61 (1997) 4115–4137.
- [16] Floyd P.A., Winchester J.A., Park R.G., "Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the early Proterozoic Lock Marie Group of Gairlock, Scotland", Precambrian Research 45 (1989) 203–214.
- [17] Hallberg J.A., "A geochemical aid to igneous rock identification in deeply weathered terrain", Journal of Geology Exploration 20 (1984) 1–8.
- [18] Winchester J.A., Floyd P.A., "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements", Chemical Geology 20 (1977) 325–343.
- [19] Bhatia M.R., "Plate tectonics and geochemical composition of sandstones", Journal of Geology 92 (1983) 181-193.
- [20] Roser B.P., Korsch R.J., "Determination of tectonic setting of sandstone mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio", Journal of Geology 94 (1986) 635–650.
- [21] Maynard J.B., Valloni R., Yu, H., "Composition of modern deep sea sands from arc-related basin", Geology Society of London, Special Publication 10 (1982) 551-561.
- [22] Toulkeridis T., Clauer N., Kroner A., Reimer T., Todt W., "Characterization, provenance, and tectonic setting of Fig Tree graywackes from the Archean Barberton Greenstone Belt, South Africa", Sedimentary Geology 124 (1999) 113-129.



- [45] Philpotts J.A., Schnetzler C.C., "Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba, with applications to anorthosite and basalt genesis", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34 (1970) 307-322.
- [46] Nielsen R.L., Gallahan W.E., Newberger F., "Experimentally determined mineral-melt partition coefficients for Sc, Y and REE for olivine, orthopyroxene, pigeonite, magnetite and ilmenite", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110 (1992) 488-499.
- [47] Zack T., Brumm R., "Ilmenite/liquid partition coefficients of 26 trace elements determined through ilmenite/clinopyroxene partitioning in garnet pyroxene. In: Gurney J.J., Gurney J.L., Pascoe M.D., Richardson S.H., (Eds.) 7th International Kimberlite Conference", Red Roof Design, Cape Town (1998) 986-988.
- [48] Shaw D.M., "Trace element fractionation during anatexis", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34 (1970) 237-243.
- [49] Rudnick R.L., "Making continental crust", *Nature*, 378 (1995) 571-578.
- [50] Best M.G., "Igneous and Metamorphic Petrology", Blackwell (2003) 730 p.
- [51] Gill R., "2010- Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide", John Wiley & Sons. 428 p.
- [52] Fazlnia A.N., "Changing Rare Earth and Trace Elements during the Migmatization of the Qori Metabasic Rocks, Neyriz, SW Iran", *Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES* 22 (2013) 161-170.
- [53] De Capitani C., Petrakakis K., "The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/ Domino software", *American mineralogist* 95 (2010) 1006-1016.
- [54] Holland T.J.B., Powell R., "An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest", *J Metamorph Geol* 16 (1998) 309-343.
- [55] White R.W., Powell R., Holland T.J.B., "Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites", *J Metamorph Geol* 25 (2007) 511-527.
- [56] Mahar E.M., Baker J.M., Powell R., Holland T.J.B., Howell N., "The effect of Mn on mineral stability in metapelites", *Journal of Metamorphic Geology*, 15 (1997) 223-238.
- magmatism and subsolidus processes", *Lithos*, 32 (1994) 173-192.
- [35] Zuluaga C.A., Amaya S., Uruena C., Bernet M., "Migmatization and low-pressure overprinting metamorphism as record of two pre-Cretaceous tectonic episodes in the Santander Massif of the Andean basement in northern Colombia (NW South America)", *Lithos*, 274-275 (2017) 123-146.
- [36] Maniar P.D., Piccoli P.M., "Tectonic discrimination of granites", *Geological Society of America Bulletin*, 101 (1989) 635-643.
- [37] Boynton W.V., "Cosmochemistry of the rare earth elements, meteorite studies. In: Rare earth element geochemistry, Henderson", P.(Editors), Elsevier Sci. Publ. co., Amsterdam, p:63-114, 1984.
- [38] Xu Cheng., Huang Z., Qi L., Fu P., Liu C., Li E., Guan T., "Geochemistry of cretaceous granites from Mianning in the Panxi region, Sichuan Province southwest china: Implications for their generation", *Journal of Asian Earth Sciences*, 29 (2007) 737-750.
- [39] Rollinson H.R., "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation, Longman Scientific and Technical", John Wiley and Sons, London, UK (1993) 352 p.
- [40] McKenzie D., O'Nions R.K., "Partial melt distributions from inversion of rare Earth element concentrations", *Journal of Petrology* 32 (1991) 1021-1091.
- [41] Foley S.F., Jackson S.E., Fryer B.J., Greenough J.D., Jenner, G.A., "Trace element partition coefficients for clinopyroxene and phlogopite in an alkaline lamprophyre from Newfoundland by LAM-ICP-MS", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60 (1996) 629-638.
- [42] Villemant B., "Trace element evolution in the Phlegrean Fields (Central Italy): fractional crystallization enrichment", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98 (1988) 169-183.
- [43] Nash W.P., Crecraft H.R., "Partition coefficients for trace elements in silicic melts", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49 (1985) 2309-2322.
- [44] Fujimaki H., Tatsumoto M., Aoki K.I., "Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between phenocrysts and groundmasses", *Journal of Geophysical Research* 89 (1984) 662-672.

- [60] Holland T., Powell R., “*Activity-compositions relations for phases in petrological calculations: An asymmetric multicomponent formulation*”, *Contrib Mineral Petrol*, 145 (2003) 492–501.
- [61] Deevsalar R., Shinjo R., Ghaderi M., Murata M., Hoskin P.W.O., Oshiro S., Wang K.L., Lee H.Y., Neill I., “*Mesozoic–Cenozoic mafic magmatism in Sanandaj–Sirjan Zone, Zagros Orogen (Western Iran): Geochemical and isotopic inferences from Middle Jurassic and Late Eocene gabbros*”, *Lithos* 284–285 (2017) 588–607.
- [57] White R.W., Pomroy N.E., Powell R., “*An in situ metatexite-diatexite transition in upper amphibolite facies rocks from Broken Hill, Australia*”, *J Metamorph Geol* 23 (2005) 579–602.
- [58] White R.W., Powell R., “*Melt loss and the preservation of granulite facies mineral assemblages*”, *Journal of Metamorphic Geology* 20 (2002) 621–632.
- [59] Coggon R., Holland T.J.B., “*Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers*”, *J Metamorph Geol* 20 (2002) 683–696.