

ژئوشیمی گرانیت پرآلومینیوس دومیکایی پل نوغان، غرب استان اصفهان

نسترن عطایی فرد^{*}، ناهید شبانیان بروجنی، علیرضا داویدیان دهکردی

دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد

(دریافت مقاله: ۹۳/۷/۲۴ ، نسخه نهایی: ۹۳/۱۰/۲۸)

چکیده: توده گرانیت‌وئیدی نوغان در شمال غربی شهرستان بویین- میان دشت و در پهنه‌ی سندج- سیرجان قرار گرفته است. بر اساس بررسی‌های صحرایی و سنگ نگاری، این توده یک گرانیت دو میکائی محسوب می‌شود که بهشدت تحت تأثیر دگرشکلی قرار گرفته است. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده‌ی این سنگ‌ها شامل کوارتز، فلدسپات قلیایی (میکروکلین و پرتیت)، پلازیوکلаз، بیوتیت و مسکویت است. همچنین دارای کانی‌های فرعی شامل مونازیت، آپاتیت، اپیدوت، زوئزیت، کلینوزوئزیت، آلانیت و کانی‌های کدر است که زمینه‌ی سنگ را تشکیل می‌دهند. بر اساس بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین شیمیایی، سنگ‌های توده نفوذی پل نوغان در گروه گرانیت‌وئیدهای پرآلومینیوس MPG و PLGS قرار می‌گیرند. ماهیت مagma آهکی قلیایی تا آهکی پتانسیم بالا با سرنشت پرآلومینیوس است. در نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده به کندریت و گوشته‌ی اولیه (عنکبوتی)، الگوی عناصر REE شبیب منفی داشته، بی‌هنجاری مشخص منفی از Eu دارند و در آن‌ها غنی‌شدگی از LREE و HFSE، تهی‌شدگی از HREE و LILE، و بی‌هنجاری منفی عناصر Ti, P, Nb, Sr و بی‌هنجاری مثبت Cs, K, Pb نشان می‌دهند و از نظر زمین‌ساخت جهانی در جایگاه پسا از برخورد (Post-Colg) قرار دارند. زمین‌شیمی عناصر فرعی و کمیاب حاکی از ذوب بخشی متاپلیت‌ها در بخش‌های بالایی پوسته‌ی خیم شده است.

واژه‌های کلیدی: گرانیت دو میکایی، پرآلومینیوس، گرانیت‌وئید پسا برخورد، پل نوغان، پهنه‌ی سندج- سیرجان.

تشکیل گرانیت‌وئیدهای پرآلومینیوس دومیکایی پیشنهاد شده‌اند [۱]: ۱) ترکیب گرانیت‌های پرآلومینیوس وابسته به یک سنگ خاستگاه پرآلومینیوس است ۲) ترکیب گرانیت‌های پرآلومینیوس می‌تواند حداقل به طور بخشی نتیجه‌ی واکنش با سنگ‌های میزبان باشد. ۳) ترکیب گرانیت‌های پرآلومینیوس منتج از جدایش مagma می‌باشد. ۴) ترکیب گرانیت‌های پرآلومینیوس حداقل به طور بخشی نتیجه‌ی واکنش بین مagma (در مراحل نهایی تبلور) و یا سنگ‌های تقریباً جامد با گرمابه‌است. گرانیت‌وئیدهای پرآلومینیوس دومیکایی دارای شاخص اشباع از آلمین بیش از یک هستند [۳].

مقدمه

گرانیت‌وئیدهای پرآلومینیوس دومیکایی در کمربندهای کوه‌زایی با سن‌های متفاوت وجود دارند و همیافتدی نزدیکی با سنگ‌های دگرگون درجه‌ی بالا و حوادث تکتونوماگمایی دارند [۲، ۱]. این گرانیت‌وئیدها جزء لوکوگرانیتها محسوب می‌شوند. لوکوگرانیتها سنگ‌های گرانیتی با ظاهری روشن و بدون حضور کانی‌های تیره، پرآلومینیوس هستند. بیشتر این نوع گرانیتها در مناطق کوه‌زایی برخورد قاره‌ای گزارش می‌شوند. مagma‌ی لوکوگرانیتها از ذوب سنگ‌های مادر پلیتی مشتق شده‌اند و نتیجه فرآیندهای دگرگونی و دگرشکلی در بخش‌های بالایی پوسته‌ی خیم شده هستند. چهار ساز و کار برای

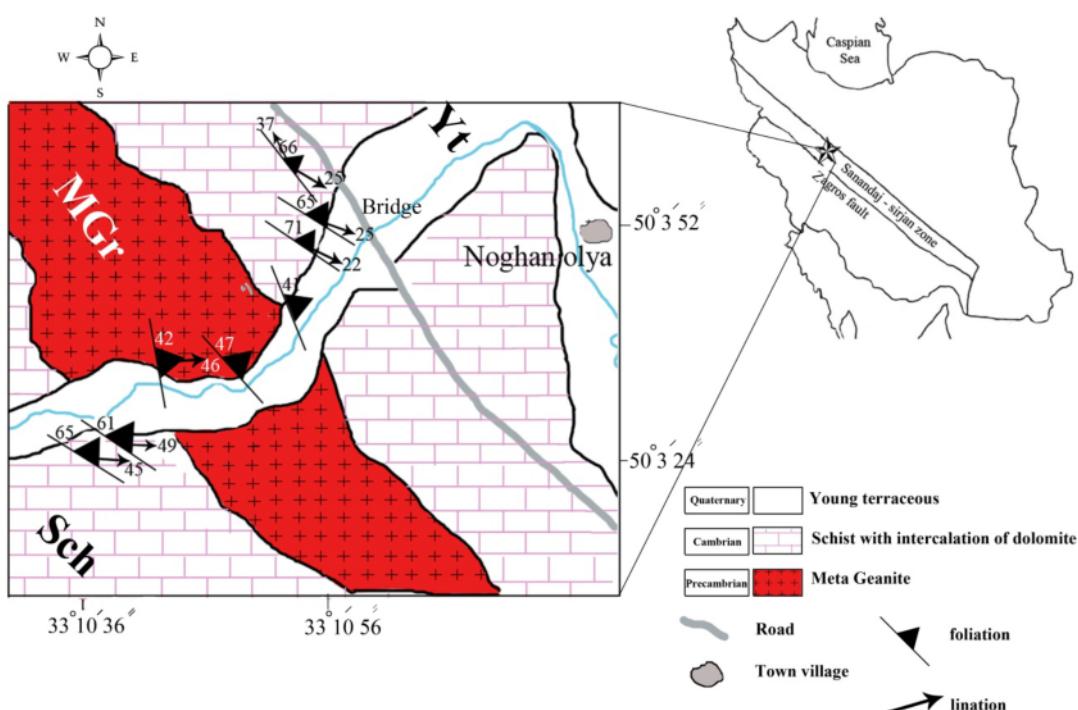
*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۸۰۵۲۷۴۶، نامبر: ۰۳۸۲۲۳۲۴۴۲۳، پست الکترونیکی: nastaran.ataefard@gmail.com

صحیح به نظر نمی‌رسد. بررسی ژئوشیمی و شناخت ماهیت ماقماتیسم این توده به عنوان بخشی از پهنه‌ی سندج-سیرجان، می‌تواند گام مؤثری در شناخت هرچه بهتر رویدادهای مربوط به این بخش از پوسته ایران و نیز اصلاح نقشه‌ی زمین‌شناسی چهارگوش گلپایگان باشد.

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی

گرانیتوئید نوغان در گستره‌ی بین طول‌های جغرافیایی $33^{\circ} 10' 36''$ تا $33^{\circ} 10' 56''$ و عرض‌های $50^{\circ} 3' 24''$ تا $50^{\circ} 3' 52''$ شمالی در مسیر رودخانه‌ی قمرود و در تقاطع با جاده ترانزیتی اصفهان- خوزستان، در فاصله‌ی ۴۸ کیلومتری غرب از مرکز شهرستان بوئین- میاندشت، نزدیک به پل تاریخی نوغان واقع شده است (شکل ۱). شکل توده یک بیضوی کشیده با راستای شمال‌غربی - جنوب شرقی بوده و دارای ۴/۷ کیلومتر طول و به طور متوسط ۷۰۰ متر عرض با وسعت حدود ۲/۶ کیلومتر مربع است. این توده به شدت دگرشکل بوده و ساختارهای میلیونی نظیر برگوارگی و خطوارگی آشکاری در آن گسترش یافته است.

لویکوگرانیت‌های غنی از مسکویت یا حاوی دومیکا (بیوتیت و مسکویت)، اغلب همراه با سنگ‌های دگرگون و میگماتیت‌ها هستند که گاهی تحت تأثیر میلیونی شدن نیز قرار گرفته‌اند [۴]. گرمای حاصل از برش (Shear-heating) در طول پهنه‌های برشی در مقیاس پوسته‌ای فرآیندی است که می‌تواند موجب ذوب‌شدگی صفحات فوکانی مناطق کوهزایی برخوردی، جایی که سنگ مادر پلیتی است، شود [۵]. فقدان کانی‌های با فشار بالا در این توده‌ها نشان دهنده‌ی این است که گرمای حاصل از برش در متابلیت‌ها گرمای لازم را برای تولید گدازه فراهم می‌کند [۶]. پهنه‌ی سندج- سیرجان در دوره‌های مختلف زمین‌شناسی، دستخوش چندین فاز دگرشکلی، دگرگونی و ماقماتیسم شده است [۷]. فعالیت‌های ماقماتی به صورت توده‌های نفوذی و خروجی از پالئوزوئیک تا اوایل سنوزوئیک در این منطقه ادامه داشته است که تشکیل آن‌ها را بیشتر به ژوراسیک [۱۰-۸] و در برخی موارد پسا کرتاسه [۱۱] و یا کرتاسه بالایی- پالئوسن [۱۳، ۱۲] نسبت می‌دهند. توده‌ی نفوذی نوغان، یکی از نفوذی‌های موجود در پهنه‌ی سندج- سیرجان است. این توده در گذشته توسط [۱۴] روی نقشه‌ی چهارگوش گلپایگان به عنوان متاریولیت ترسیم شده است که



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده از منطقه‌ی مورد بررسی و موقعیت آن در ایران.

MGr = Meta Granite, Sch = Schist with intercalation of dolomite, Yt = Young terraceous

میلونیتی خود دارای کانی‌های ریز بلور شامل کوارتز، پلازیوکلاز، اپیدوت، مونازیت، آپاتیت، زوئیت، کلینوزوئیت، آلانیت، اسفن، زیرکن و کانی‌های کدر بوده که زمینه‌ی سنگ را تشکیل می‌دهند و پورفیروکلاست‌ها را احاطه می‌کنند.

بافت اصلی این سنگ‌ها میلونیتی بوده که براساس نسبت پورفیر به ماتریکس از میلونیت تا الترامیلونیت متغیر است. علاوه بر بافت‌های میلونیتی، بافت‌هایی نظیر گرانولارسری ایت

تا لپیدوگرانوکلاستیک نیز قابل مشاهده‌اند (شکل ۲-الف).

بلورهای کوارتز مهم‌ترین کانی تشکیل‌دهنده‌ی این سنگ‌ها به سه دسته بزرگ، متوسط تا بسیار ریز دانه تقسیم می‌شوند و تقریباً حدود ۴۵٪ از کل سنگ را تشکیل می‌دهند. تغییر در اندازه‌ی دانه‌های کوارتز به‌علت افزایش میزان

دگرشکلی و تبلور دوباره دینامیکی است [۱۵].

فلدسپارهای قلیایی عموماً به صورت بلورهای شکل‌دار و نیمه شکل‌دار شامل میکروکلین و پرتیت دیده می‌شوند که حدود ۳۵ درصد از کل سنگ را تشکیل می‌دهند. فلدسپار قلیایی دارای بافت پرتیتی و مورtar بوده و گاهی به صورت لکه‌های سیاه دوتایی کارلسbad نشان می‌دهند. میکروکلین‌ها در این توده با لکه‌های مشبك یافت می‌شوند که نشانگر دگرشکلی در حالت جامد است [۱۶]. میکروکلین‌ها با لکه‌های مشبك خود و میکروکلین‌های پرتیتی با هسته‌های پورفیروکلاست‌ها را تشکیل می‌دهند (شکل ۲-ب).

بلورهای پلازیوکلاز عموماً به صورت شکل‌دار با مرز ساروجی دیده می‌شوند و حدود ۱۵٪ از کل سنگ را تشکیل می‌دهند. ماکل آبیتی در اکثر پلازیوکلازها قابل روئیت‌اند. گاهی دارای منطقه‌بندی هستند که اصولاً بازتاب دهنده‌ی تغییرات در ترکیب و ساختار بلوری در حین رشد بلور است [۱۷] رسی و سریسیتی شدن در فلدسپارهای مورد بررسی قابل مشاهده‌اند.

میکاها: بیوتیت در همبافت متاگرانیت‌های نوغان به سه شکل بیوتیت درشت اولیه که به صورت انبووه‌های کشیده همراه با مسکویت برگوار اصلی سنگ را تشکیل داده و در اطراف فنوکریست‌ها دستخوش کج شدگی و خمیدگی شده‌اند، بلورهای ریز که زمینه‌ی سنگ را تشکیل می‌دهند و ماهی میکایی، دیده می‌شوند. وجود بیوتیت به همراه مسکویت حدود ۱۵٪ از کل سنگ را تشکیل می‌دهند. حضور این دو کانی به همراه هم نشانه‌ی شرایط آبدار است [۱۷].

آلانیت در لویکوگرانیت‌های منطقه به صورت بی‌شکل که در زمینه‌ی سنگ دیده می‌شوند. در نور طبیعی قهوه‌ای رنگ

روش پژوهش

پس از گردآوری منابع و اطلاعات، تصاویر و اطلاعات نقشه‌های رقومی و نقشه‌های زمین‌شناسی مربوط به منطقه، طی پیمایش صحرایی، به بررسی ویژگی‌های صحرایی و نمونه‌برداری از رخنمون‌های دگرسان نشده پرداخته شد. تعداد ۲۸ مقطع نازک از توده‌ی نفوذی تهیه و مورد بررسی سنگ-نگاری قرار گرفتند. پس از بررسی‌های سنگ-نگاری ۴ نمونه از نمونه‌های سالم با حداقل دگرسانی انتخاب و برای آنالیز شیمی سنگ کل به روش ICP به آزمایشگاه ACME در ونکوور کانادا ارسال شدند. در این روش ابتدا ۰.۲ گرم پودر با قطر کمتر از ۲۰۰ مش را با اسیدهای HNO_3 ، HClO_4 و HF در یک ظرف تفلون سریوش دار حل کرده و بیش از ۳۰ دقیقه در دمای اطاق قرار دادیم و سپس تا دمای ۱۸۰ درجه‌ی سانتی-گراد به مدت ۲ تا ۴ ساعت گرم‌ما داده و در مرحله‌ی بعد در دمای ۲۰۰ درجه‌ی سانتیگراد قرار دادیم تا تقریباً به حالت خشک در اثر هضم، باز تبخیر شود. باقیمانده دوباره به مدت ۲۰ تا ۱۸۰ ثانیه با اسید HNO_3 در یک محفظه مایکروفر زیر تابش طول موج کوتاه قرار داده تا در حین انحلال گرم شود. سپس به نمونه، محلول ایندیم به عنوان یک استاندارد داخلی اضافه کردیم و پس از رقیق‌سازی با نسبت ۱ به ۱۰۰۰ در جرم، محلول نمونه‌ی حاصل به دستگاه ICP-MS (طیف سنج) درجه‌گیری عناصر نادر و خاکی نادر و همچنین ICP-ES (طیف سنج نشری؛ برای اندازه‌گیری عناصر اصلی) قرار دادیم تا نسبت به استاندارد آنالیز صورت گیرد. پس از دریافت نتایج آنالیزها، یافته‌های به‌دست آمده با نرم افزار Excel و GCDKIT پردازش و مورد بررسی قرار گرفت.

بحث

سنگ-نگاری

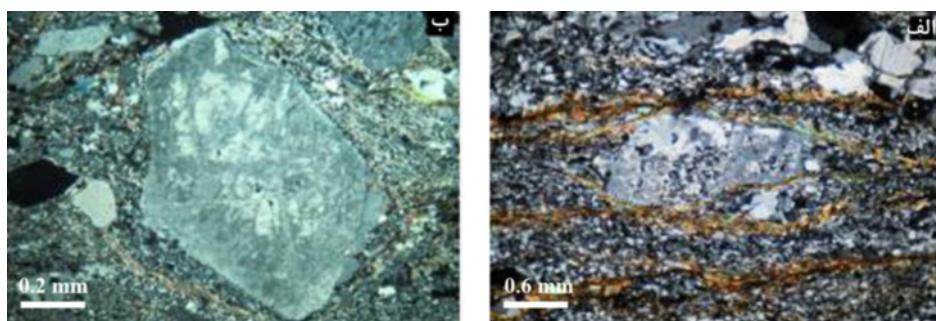
در مشاهدات صحرایی، توده‌ی گرانیت‌های نوغان دارای درز و شکاف‌های فراوانی بود و شیستوزیتی کاملاً روش و خطوارگی آشکار و نیز ظاهر میلونیتی در آن‌ها به خوبی مشهودند. در بررسی‌های میکروسکوپی این سنگ‌ها نیز تأثیر دگرشکل و دگرگونی دینامیکی را به صورت ریزساختارهای ایجاد شده در کانی‌ها و نیز تشکیل بافت میلونیتی می‌توان دیده کرد. براساس بررسی‌های سنگ-نگاری ترکیب سنگ‌شناسی توده‌ی متاگرانیت‌های نوغان یک گرانیت دو میکائی است. بخش بزرگ کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده‌ی این سنگ‌ها (غالباً به صورت پورفیروکلاست) شامل کوارتز، فلدسپار قلیایی، پلازیوکلاز، بیوتیت و مسکویت است. همچنین به‌علت بافت

غلظت Ca وابسته است [۱۸] (شکل ۲-ب). بهمنظور تشخیص دقیق این کانی از روش Energy-Dispersive X-Ray Analysis (EDX) و ریز پردازندگی الکترونی استفاده شد که نتایج آن در شکل ۳ و جدول ۱ آمده‌اند.

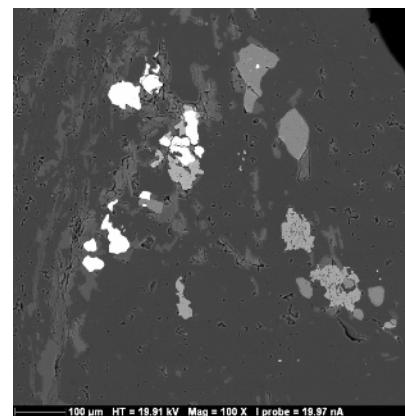
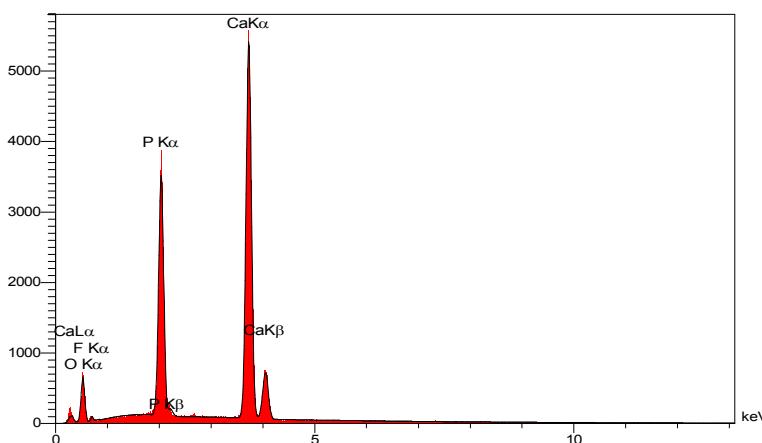
آپاتیتها به صورت نیمه شکل دار تا بی‌شکل دیده می‌شوند و بررسی EDX این کانی نشان می‌دهد که ترکیب آپاتیتها مورد بررسی فلور آپاتیت است (جدول ۲ و شکل ۴).

بوده و چند رنگی از قهوه‌ای کمرنگ تا قهوه‌ای تیره تغییر می-کنند و دارای برجستگی زیاد و دارای رشتگی از کلیواژ ناقص است.

کانی مونازیت در این توده ریزبلور، شکل دار و کشیده بوده و در زمینه‌ی سنگ به صورت ادخال درون کانی‌های دیگر قرار دارند. گاهی هاله‌ی پلئوکروئیک با رنگ قهوه‌ای تا سیاه اطراف بلورهای مونازیت را پوشانده است. تغییر از آلانیت به مونازیت به عنوان فاز پایدار غنی از LREE با افزایش کلی



شکل ۲ (الف) تصویری از بریدگی میلونیتی ناشی از سمتگیری کانی‌های بیوتیت و تا حدودی مسکویت در اطراف پورفیروکلاست‌های کوارتز که به شدت دگرشکل شده‌است در نور XPL (پهنای دید ۴.۵ mm). (ب) تصویری از یک پورفیروکلاست فلدسپارقلیایی در نور (پهنای دید ۱.۵ mm).



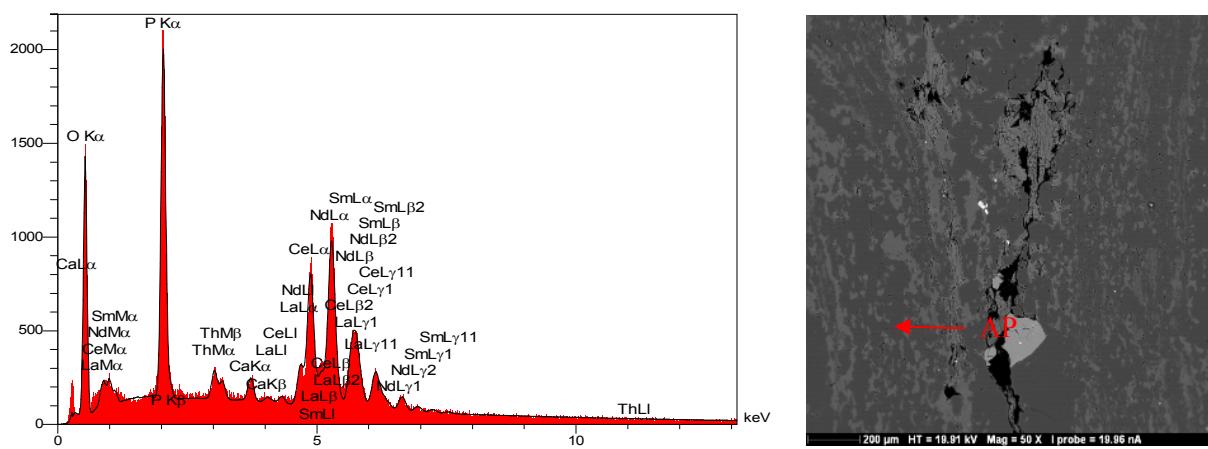
شکل ۳ قله‌های آنالیز و تصویر الکترون ریزپردازش الکترونی بلورهای مونازیت از سنگ‌های شبکه‌گرانیتی مورد بررسی که با فلش نشان داده شده‌اند.

جدول ۱ آنالیز EDX کانی مونازیت از توده گرانیت‌وئیدی مورد بررسی.

Elt	Line	Int	W%	A%	Formula	Ox%	Cat#
O			۲۶/۷۴	۶۶/۴۳		۰/۰۰	۰/۰۰
P	Ka	۶۸۲/۴	۱۲/۷۲	۱۶/۳۲	P ₂ O _۵	۲۹/۱۴	۰/۹۸
Ca	Ka	۵۶/۶	۰/۹۱	۰/۹۱	CaO	۱/۲۸	۰/۰۵
La	La	۹۶/۳	۵/۹۲	۱/۶۹	La ₂ O _۳	۶/۹۴	۰/۱۰
Ce	La	۳۶۳/۱	۲۳/۴۲	۶/۶۴	Ce ₂ O _۳	۲۷/۴۳	۰/۴۰
Nd	La	۲۹۴/۲	۲۱/۰۳	۵/۷۹	Nd ₂ O _۳	۲۴/۵۳	۰/۳۵
Sm	La	۸۲/۶	۶/۷۵	۱/۷۸	Sm ₂ O _۳	۷/۸۳	۰/۱۱
Th	Ma	۶۳/۹	۲/۵۰	۰/۴۳	ThO _۲	۲/۸۴	۰/۰۳
		۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰		۱۰۰/۰۰	۲/۰۲

جدول ۲ آنالیز EDX از کانی آپاتیت در نمونه‌های مورد بررسی.

Elt	Line	Int	W%	A%	Formula	Ox%	Cat#
O			۳۹,۹۸	۵۹,۸۱		۰,۰۰	۰,۰۰
F	Ka	۱۱,۷	۱,۶۱	۲,۰۳	F0	۱,۶۱	۰,۸۵
P	Ka	۱۳۱۸,۷	۱۸,۶۸	۱۴,۴۳	P ₂ O ₅	۴۲,۷۹	۶,۰۳
Ca	Ka	۲۲۲۰,۵	۳۹,۷۴	۲۳,۷۳	CaO	۵۵,۶۰	۹,۹۲
			۱۰۰,۰۰	۱۰۰,۰۰		۱۰۰,۰۰	۱۰۰,۰۰



شکل ۴ قله‌های آنالیز و تصویر ریز پردازشی الکترونی بلور آپاتیت از سنگ‌های شبه‌گرانیتی مورد بررسی.

عنصر Eu, Gd, Th, Tb, Tm, U, Yb, FeO^{tot} را نشان می‌دهد (شکل ۶). این تغییر روندها به فرایندهای جدایش بلورین نسبت داده می‌شود. در نمودار قلیایی‌ها در برابر سیلیس [۱۹] نمونه‌های گرانیتوئید پل نوغان در گستره‌ی گرانیت قرار می‌گیرند (شکل ۷-الف). بنا بر رده‌بندی ژئوشیمیایی گرانیتها که توسط [۲۰] ارائه شد، این سنگ‌ها در نمودار SiO₂ در برابر MnO، MgO، CaO، Fe₂O₃*، Al₂O₃ عناصر کمیابی مثل باریم، روبيدیم، استرانسیم و زیرکونیم دامنه‌ی تغییرات گستردگی دارند. میزان اندک CaO، TiO₂، MnO و Fe₂O₃، MgO بیانگر میزان پایین کانی‌های مافیک و نقش اندک آن‌ها در فرآیند جدایش است. روند تغییرات در نمودارهای هارکر کاهش فراوانی عناصر MgO، FeO، Al₂O₃ و افزایش Na₂O نسبت به افزایش سیلیس را نشان می‌دهد که می‌تواند ناشی از فرآیند جدایش باشد. کاهش MgO، MnO می‌تواند به دلیل تمرکز آن‌ها در کانی‌های میزین در مراحل اولیه‌ی تبلور و تغییرات P نیز به وسیله آپاتیت کنترل می‌شود. در نمودارهای تغییرات عناصر فرعی و کمیاب نسبت به SiO₂ (شکل ۵) فراوانی اکسید P₂O₅ را با Y, Sm, Rb, Co, عرض کاهش فراوانی عناصر، در عوض مثبت و در مراحل اولیه می‌نماید.

ژئوشیمی عناصر اصلی

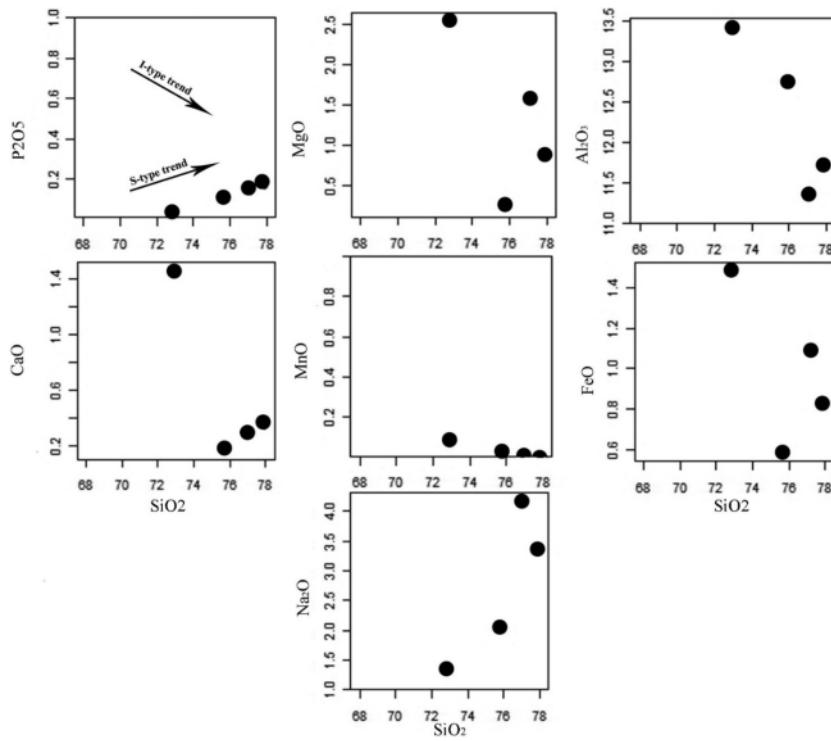
نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های سنگ توده‌ی گرانیتوئیدی نوغان در جدول ۳ آمدده‌اند. به طوری که میزان SiO₂ در گرانیتوئیدهای منطقه‌ی مورد بررسی بالا (۷۷,۹۴ تا ۷۷,۹۶ درصد وزنی) بوده، و میزان FeO^{tot} پایین است. همچنان عناصر کمیابی مثل باریم، روبيدیم، استرانسیم و زیرکونیم دامنه‌ی تغییرات گستردگی دارند. میزان اندک CaO، TiO₂، MnO و Fe₂O₃، MgO بیانگر میزان پایین کانی‌های مافیک و نقش اندک آن‌ها در فرآیند جدایش است. روند تغییرات در MgO، FeO، Al₂O₃ و افزایش Na₂O نسبت به افزایش سیلیس را نشان می‌دهد که می‌تواند ناشی از فرآیند جدایش باشد. کاهش MgO، MnO می‌تواند به دلیل تمرکز آن‌ها در کانی‌های میزین در مراحل اولیه‌ی تبلور و تغییرات P نیز به وسیله آپاتیت کنترل می‌شود. در نمودارهای تغییرات عناصر فرعی و کمیاب نسبت به SiO₂ (شکل ۵) فراوانی اکسید P₂O₅ را با Y, Sm, Rb, Co, عرض کاهش فراوانی عناصر، در عوض مثبت و در مراحل اولیه می‌نماید.

جدول ۳ نتایج تجزیه‌ی شیمیابی حاصل از آنالیز ICP-MS و ICP-AES نمونه‌های گرانیتی مورد بررسی (اکسیدها بر حسب Wt % و سایر عناصر بر حسب ppm هستند).

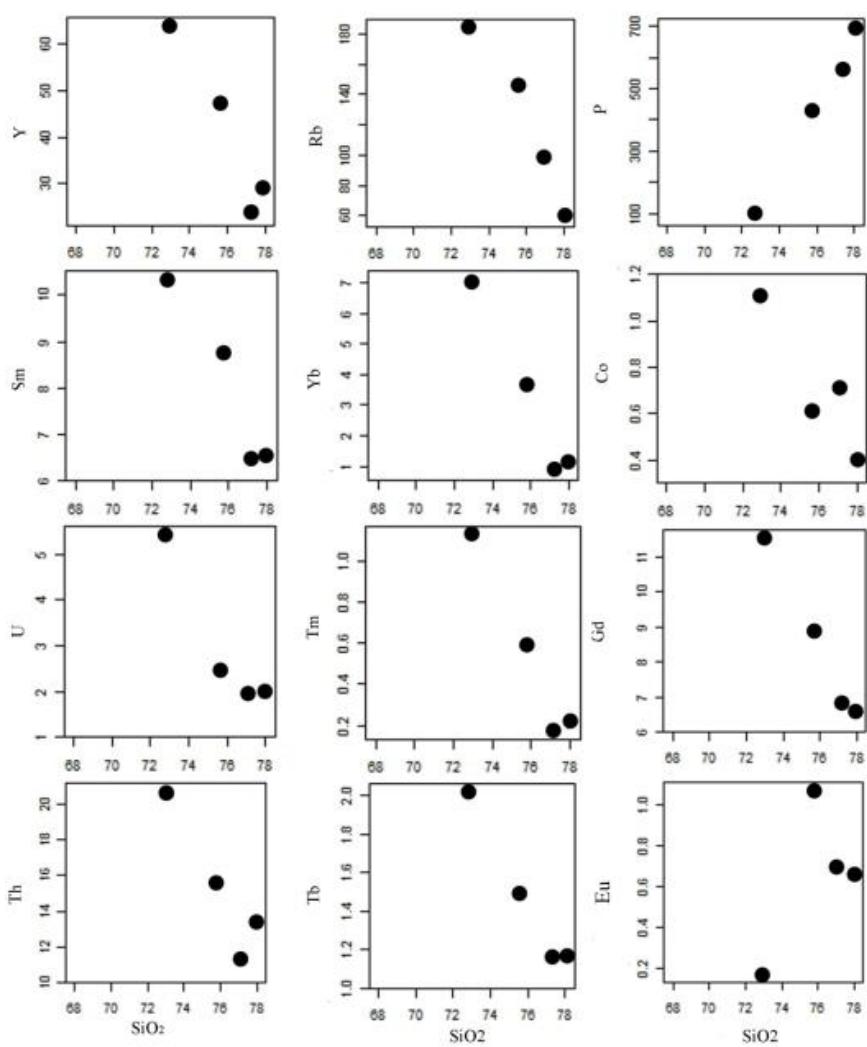
Sample	AT-1	AT-5	AT-3	AT-6
SiO ₂	72/94	77/16	75/74	77/94
TiO ₂	0/07	0/13	0/21	0/15
Al ₂ O ₃	13/43	11/35	12/75	11/70
Fe ₂ O ₃	1/65	1/21	0/64	0/92
MnO	0/06	<0/01	<0/01	<0/01
MgO	2/53	1/57	0/21	0/87
CaO	1/45	0/29	0/16	0/33
Na ₂ O	1/33	4/19	2/03	3/37
K ₂ O	3/96	2/80	6/86	3/12
P ₂ O ₅	0/02	0/13	0/10	0/16
LOI	2/3	1/1	1/0	0/9
Be	3	2	2	3
Sc	8	2	3	2
Cr	26/5	72/9	139	113
Co	1/1	0/7	0/6	0/4
Ni	7/4	8/3	20/3	9/7
Cu	6/9	2/4	7/2	3/3
Zn	99	32	138	23
Ga	18/0	12/1	15/1	15/9
Rb	183/8	98/2	144/8	58/7
Sr	94/7	38/8	90/5	176/5
Y	63/9	23/5	47/1	28/9
Zr	83/0	108/6	180/6	133/5
Nb	10/7	12/8	14/1	12/8
Sn	5	4	5	4

Sample	AT-1	AT-5	AT-3	AT-6
Cs	8/6	3/9	2/8	1/0
Ba	1684	289	1667	4231
Pb	28/8	10/7	91/2	11/2
Hf	3/9	4/1	6/0	4/9
Ta	1/1	1/0	1/1	0/9
W	1/4	1/6	2/3	3/2
U	5/4	2/0	2/4	2/1
Th	20/8	11/3	15/6	13/3
La	32/2	23/1	41/2	24/7
Ce	85/2	52/1	87/4	54/1
Pr	9/19	6/25	10/15	6/71
Nd	37/6	23/9	39/8	25/4
Sm	10/36	6/44	8/73	6/50
Eu	0/17	0/69	1/07	0/67
Gd	11/58	6/80	8/87	6/71
Tb	2/02	1/14	1/49	1/18
Dy	12/44	5/52	8/58	6/40
Ho	2/60	0/84	1/73	0/96
Er	7/20	1/60	4/39	2/00
Tm	1/13	0/17	0/57	0/20
Yb	7/14	0/78	3/50	0/98
Lu	1/01	0/08	0/46	0/12
Na ₂ +K ₂ O	5/29	6/99	8/89	6/49
CaO/Na ₂ O	1/09	0/07	0/08	0/10
K ₂ O/Na ₂ O	2/98	0/67	3/38	0/93

L.O.I. = Loss-on-ignition; Fe₂O₃* = as Fe total



شکل ۵ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی روی نمودار تغییرات عناصر اصلی نسبت به SiO₂



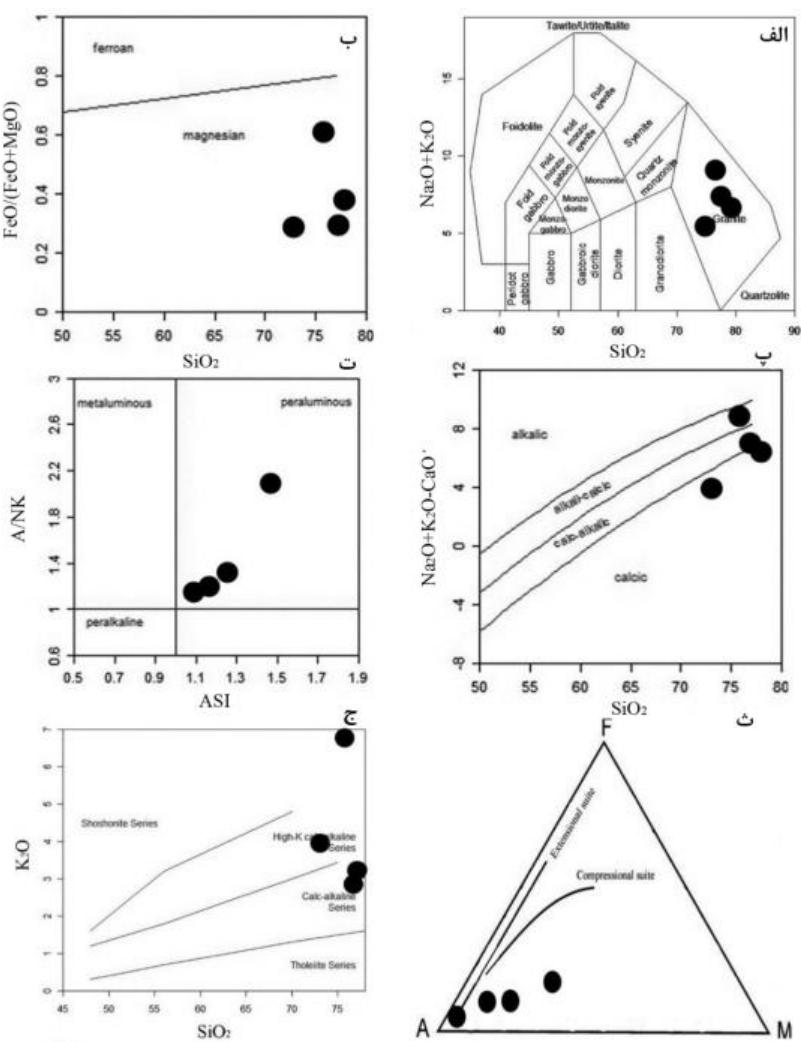
شکل ۶ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی برروی نمودار تغییرات عناصر کمیاب نسبت به SiO_2 .

مادرپلیتی است. بی‌هنچاری منفی ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.50-0.37$) می‌تواند نتیجه خروج پلازموکلاز از خاستگاه ماقما در اثر جدایش بلورین و یا فلدسپار باقیمانده در خاستگاه باشد [۱]. در نمودار عناصر خاکی نادر به هنچار شده نسبت به پشتهداری میان اقیانوسی (ORG) [۲۸]، غنی‌شدگی بیشتر عناصر با شعاع یونی بالا و قدرت میدان پائین (LILE) نسبت به عناصر با قدرت میدان بالا (HFSE) که غنی‌شدگی کمتری دارند بسیار مشهود است (شکل ۸-ب). فقیر بودن نمونه‌های سنگی از عناصر HFS و شیب منفی روندها از نشانه‌های ماهیت آهکی قلیایی بودن ماقمای سازنده‌ی گرانیت‌ویدهای مورد بررسی است و حاصل از ذوب شدگی جزء به جزء از سنگ مادر meta sedimentary (رسوب‌های دگرگون شده) است [۲۹]. در نمودار بهنچار شده به گوشه‌ی اولیه (شکل ۸-ب)، در گرانیت‌های پل نوغان بی‌هنچاری منفی $\text{Ti}, \text{P}, \text{Sr}, \text{Nb}$ و

پرآلومینیوس مشاهده شده این گرانیت‌ها به مقادیر بالای آلمین نسبت داده نشده است بلکه به دلیل محتوای پایین Na_2O (۰.۱-۰.۱۹ wt.%) و بهویژه (۰.۱-۰.۴۵ wt.%) CaO است [۲۴]. نمونه‌های مورد بررسی در نمودار [۲۵] در منطقه‌ی فشارشی، و در نمودار SiO_2 در برابر K_2O [۲۶] در قلمرو سنگ‌های آهکی-قلیایی پتاسیم متوسط-بالا قرار می‌گیرند (شکل ۷-ث، ج).

گرانیت‌های مورد بررسی دارای Rb نسبتاً بالا (۳۸.۸-۱۷۶.۵ ppm) و Sr پایین (۱۸۳.۸-۱۸۷.۵ ppm) است. مجموع مقادیر REE از ۵۲/۱ تا ۸۷/۴ می‌کند و در نمودار به هنچار شده به کندریت غنی‌شده از LREE نسبت به HREE مشاهده می‌شود (شکل ۸-الف). [۲۷] نشان داده‌اند که غنی‌شدگی زیاد از LREE و نسبت بالای LREE/HREE یکی از ویژگی‌های سرشتی گدازه‌ی مشتق شده از سنگ

نسبت بالای K_2O/Na_2O ، مقداری بالای Rb ، کرندوم نورماتیو بالا، نسبت مولار $A/CNK > 1$ با نسبت پائین Nb/Th ، پائین بودن محتوای Sr و ضریب رنگی پائین نمونه‌ها این ادعا را که ماقمای تشکیل دهنده توده نوغان از مواد پوسته‌ای ریشه گرفته است به اثبات می‌رساند. گرانیت‌های مورد بررسی تحت تاثیر آلاش پوسته‌ای واقع شده‌اند. چنانکه در شکل (۹-الف) دیده می‌شود، سنگ‌های مورد بررسی تحت تاثیر پتاسیم-فلدیسپاتی شدن قرار گرفته‌اند. بی‌هنجری منفی Eu و مقدار پائین Sr در گرانیت دو میکایی پل نوغان، همراه با روندهای شکل ۹ (الف) خاستگاه فقیر از پلاژیوکلاز را نشان می‌دهد [۳۰-۳۳] که شاید دلیلی بر باقی‌ماندن پلاژیوکلاز در خاستگاه باشد.



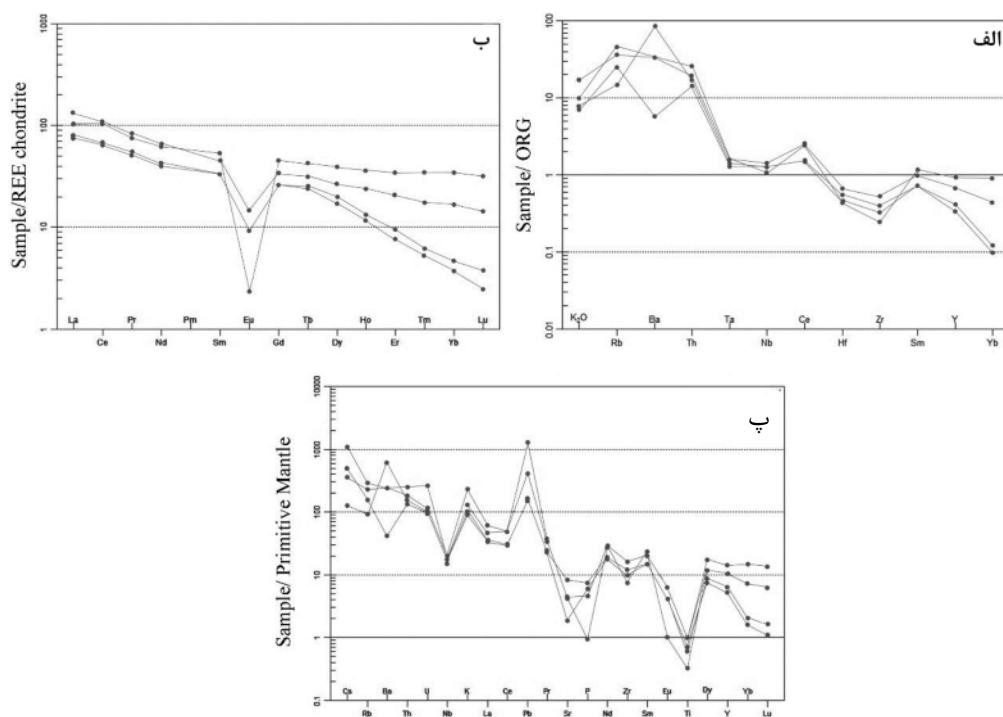
شکل ۷ (الف) ردیبندی ژئوشیمیابی سنگ‌های نفوذی با استفاده از نمودار مجموع $Na_2O + K_2O$ نسبت به SiO_2 [۱۹] (ب) نمودار $Na_2O + K_2O$ نسبت به $FeO^{\text{tot}}/(FeO^{\text{tot}} + MgO)$ و (پ) موقعیت نمونه‌ها در نمودار SiO_2 نسبت به $Na_2O + K_2O - CaO$ و (ت) تعیین درجه اشباع از آلومینیوم سنگ‌های گرانیت‌وئیدی نوغان در نمودار ASI نسبت به A/NK [۲۰]. (ث) تعیین سری ماقمایی گرانیت‌وئیدهای مورد بررسی در نمودار AFM [۲۵]. (ج) نمونه‌ها در نمودار SiO_2 نسبت به K_2O [۲۶] در قلمرو سنگ‌های آهکی قلیایی پتاسیم متوسط-بالا قرار می‌گیرند.

Eu نشان‌دهنده‌ی جدایی فازهای بلورین اصلی مثل پلاژیوکلاز، بیوتیت و فازهای فرعی مثل مونازیت، آپاتیت و زیرکن و یا ابلاء آن‌ها در خاستگاه هستند [۲۹]. غنی‌شدگی Rb و U به همراه K بیانگر این است که این سنگ‌ها از خاستگاه‌پوسته‌ای حاصل شده‌اند [۲۷].

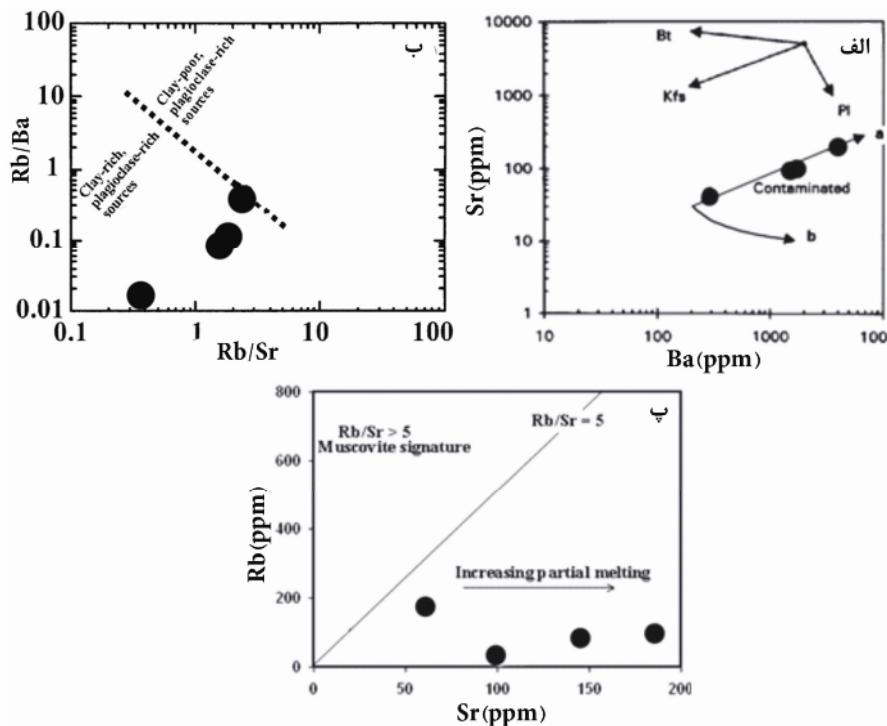
ویژگی‌های ژئوشیمیابی گرانیت نوغان مثل غنی‌شدگی LILE و تهی‌شدگی از HFSE می‌تواند معرف ذوب‌شدگی جدایشی یک خاستگاه شبه‌رسوبی باشد.

سنگ‌زایی

توده‌ی گرانیت‌وئیدی نوغان حاوی بیوتیت و مسکویت (کانی‌های سرشار از آلومینیوم) فراوان است، SiO_2 بالا (بیش از ۶۵٪) در گرانیت دلیلی بر باقی‌ماندن پلاژیوکلاز در خاستگاه باشد.



شکل ۸ الگوی عناصر کمیاب نمونه‌های مورد بررسی، بهنجار شده نسبت به (الف) کندریت [۳۰]. ب) بازالت پشت‌های میان اقیانوسی [۲۸] پ) گوشته‌ی اولیه [۳۱]



شکل ۹ الف) نمودار Ba نسبت به Sr ، روند a تأثیر آلودگی به وسیله‌ی پتابسیم - فلدسپاتی شدن و روند b تأثیر تبلور جدایشی پلازیوکلاز را نشان می‌دهد. روندهای مریوط به پلازیوکلاز (Pl) ، فلدسپات پتابسیم‌دار (Kfs) و بیوتیت (Bt) تغییراتی را که به‌وسیله این کانی‌ها کنترل می‌شود را نشان می‌دهند [۳۲]. ب) نمودار Rb/Sr در برابر Rb/Ba . خط نقطه‌چین گرانیت‌های ریشه گرفته از سنگ خاستگاه غنی از رس - فقیر از پلازیوکلاز را از گرانیت‌های ریشه گرفته از سنگ خاستگاه غنی از پلازیوکلاز - فقیر از رس جدا می‌کند [۳۴]. نمودار پ) Sr نسبت به Rb برای گرانیت‌های دومیکایی - پرآلومینیوس نوغان [۱].

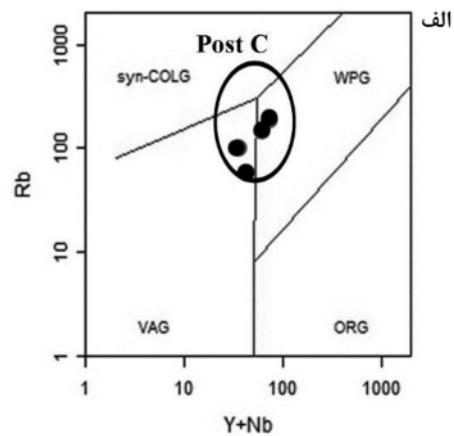
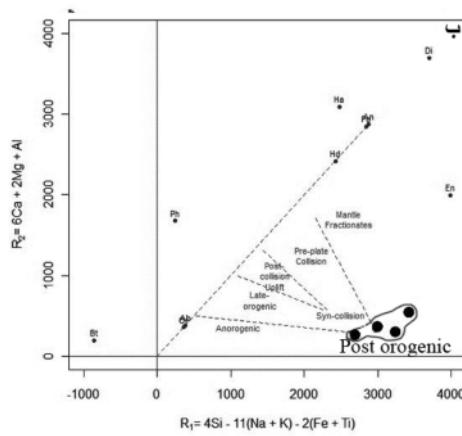
نمونه‌های مورد بررسی با میزان بالای از K, Na, Si در گستره-پسا برخورد واقع شده‌اند. بر این اساس توده‌ی گرانیت‌وئیدی نوغان پس از برخورد قاره-قاره جایگزین شده‌اند. این توده‌ها به احتمال زیاد از ذوب بخشی تهنشست‌های دگرگون شده‌ی پوسته‌ی قاره‌ای (meta sedimentary) برخورده شکل گرفته‌اند.

برداشت

بررسی‌های صحرایی و سنگ نگاری نشان می‌دهند که توده‌ی گرانیت‌وئیدی نوغان دارای ترکیب سنگ‌شناسی گرانیت دو میکایی میلونیتی بوده که بیشتر در این توده حالت برگوارگی و بافت‌های جهت‌دار نمایش دیده می‌شوند که حاکی از متاثر شدن آن‌ها از حرکت‌های برشی و میلونیتی است.

کانی‌های اصلی سازنده‌ی آن‌ها عبارتند از کوارتز، فلدسپات چلیایی، پلاژیوکلاز به همراه بیوتیت و مسکویت. شواهد سنگ نگاری و ژئوشیمیایی بر ماهیت آهکی-چلیایی و شدیداً پرآلمینیوس بودن این سنگ‌ها دلالت دارد. الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده به کندریت و گوشته‌ی اولیه و پشته‌های میان اقیانوسی، نشان دهنده‌ی غنی‌شدگی این سنگ‌ها از LREE، HFSE، LILE و تهی‌شدگی آن‌ها از REE، Rb/Sr و Bi هنگاری منفی وجود بی‌هنگاری منفی Ti, P, Nb, Sr, Zr و Bi هنگاری منفی چشمگیر در Eu در اکثر نمونه‌های است. که این امر در کنار موقعیت نمونه‌ها، روی نمودارهای مختلف تمایز محیط‌های زمین‌ساختی، حاکی از شکل‌گیری سنگ‌های مورد بررسی در محیطی وابسته با کوهزائی به خصوص پسا برخورد (post collision) است. خاستگاه گرانیت‌وئیدهای نوغان پوسته‌ی بالایی قاره‌ای و سنگ‌های مادر آن‌ها متابلیت است.

بنابراین چنین مأگمای گرانیتی پرآلومینیوس حاصل ذوب بخشی رسوب‌های پلیتی غنی از رس و فقر از پلاژیوکلاز هستند. گدازه‌های پرآلومینیوس با خاستگاه غنی از رس و فقر از پلاژیوکلاز (کمتر از ۵ درصد) نسبت به گدازه‌ی تولید شده از خاستگاه فقر از رس و غنی از پلاژیوکلاز (بیشتر از ۲۵ درصد) تمایل به نسبت پائین CaO/Na₂O (کمتر از ۰/۳) دارند. بر این اساس، این نسبت در گدازه‌های مشتق شده از سنگ‌های پلیتی کمتر از ۰/۳ و در گدازه‌های ریشه گرفته از سنگ‌های گریوکی بیشتر از ۰/۳ است [۳۳, ۳۲]. نسبت CaO/Na₂O در نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی کمتر از ۰/۳ بوده و در نتیجه، سنگ مادرشان پلیتی است (شکل ۹-ب). نسبت (Rb/Sr < 5) در توده‌ی گرانیتی نوغان مشارکت بیوتیت را در طول تولید گدازه نشان می‌دهد [۱] (شکل ۹-پ). با توجه به این که میزان K/Rb در گرانیت‌های مورد بررسی کم است بیوتیت در باقیمانده‌ی ذوب بخشی باقی مانده است [۳۲]. گرانیت‌های دو میکایی که جزئی از خانواده لوبکوگرانیت‌های پرآلومینیوس (PLSG) محسوب می‌شوند، حاصل ذوب پوسته‌ی خالص و جداشی بلورین هستند. ذوب شدگی دهیدراتی متاپلیت غنی از مسکوویت، احتمالاً طی بالامدگی بی‌دررو و بی‌شارشدن کوهزایی پوسته‌ی ضخیم شده، به وسیله برشی شدن پوسته یا ساختارهای رورانده‌ی سبب آناتکسی آبدارسنگ‌های پوسته می‌شود [۲۲-۲۳]. بر اساس نمودارهای جداشی زمین‌ساختی، در نمودار Y + Nb بر حسب Rb از [۳۴]، نمونه‌ها در گستره‌ی پسا از کوهزائی (POG) قرار می‌گیرند (شکل ۱۰-الف). در نمودار R1-R2 (شکل ۱۰-پ)،



شکل ۱۰ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی روی نمودار جدا کننده محیط‌های زمین‌ساختی، نمونه‌ها در گستره‌ی پسا کوهزائی قرار می‌گیرند (POG). الف) براساس فراوانی عناصر کمیاب Rb, Y + Nb [۳۵, ۲۸, ۲۷] ب) نمودار چند کاتیونی R1-R2 [۳۶].

مراجع

- [11] Braud J., Bellon H., "Données nouvelles sur le domaine métamorphique du Zagros (zone de Sanandaj-Sirjan) au niveau de Kermanshah-Hamadan; nature, age et interprétation des séries métamorphiques et des intrusions évolution structurale", Faculté des Sciences d'Orsay, Université Paris (1974).
- [12] آقاباتی ع., "زمین شناسی ایران", سازمان زمین شناسی و اکتشافاتمعدنی کشور، تهران (۱۳۸۵).
- [13] درویش زاده ع., "زمین شناسی ایران، چینه شناسی، تکتونیک، دگرگونی و مagma تیسم", انتشارات امیرکبیر، تهران، (۱۳۸۵).
- [14] مجل م., افتخار نژاد ج., "نقشه ۱:۱۰۰۰۰ گلپایگان", سازمان زمین شناسی و اکتشافاتمعدنی کشور" (۱۳۷۱).
- [15] Law R.D., Casey M., Knipe R.J., "Kinematic and tectonic significance of microstructures and crystallographic fabrics within quartz mylonites from the Assynt and Eriboll regions of the Moine thrust zone, NW Scotland", Transactions of the Royal Society of Edinburgh 77(1986) 99–125.
- [16] Vernon R. H., "A Practical guide to rock microstructure", Cambridge University press, United Kingdom (2004) 594.
- [17] Hibbard M. J., "Petrography to petrogenesis", Prentice Hall, New Jersey (1995) 587.
- [18] Broska I., Petrik I., Terry Williams C., "Coexisting monazite and allanite in peraluminous granitoids of the Tribeč Mountains, WeCarpsternathians", American Mineralogist (2000).
- [19] Middlemost E.A.K., "Magmas and magmatic rocks", London, Longman (1985) 453P.
- [20] Frost B. R., "A geochemical classification for granitic rocks", Journal of Petrology 42(2001) 2033-2048.
- [21] Barbarin B., "A review of the relationships between granitoid types, their origin and their geodynamic environment", Lithos 46(1999) 605-626.
- [22] Patino-Douce A. E., "What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origins of granitic magmas? In: A. Castro, C. Fernandez and Vigneresse, J. L. (Eds.): Understanding granites: Integrating new and classical techniques", Geological Society of London, Special Publication 168(1999) 55-75.
- [23] Abdallah S., Khaleal F. M., Rashed M. A., "Characteristics of Madinat Nugrus peraluminous leucogranite carrier of radioactive minerals,
- [1] Saleh G.M., El-Nisr S.A., "Tow Mica Granites, Southeastern Desert, Egypt: Geochemistry and Spectrometric Prospecting", Journal of Geology and Earth Sciences 1(2) (2013) 23-42.
- [2] Procházka V., Uher Dobroslav P. J K.A. M., "Zn-rich ilmenite and pseudorutile: subsolidus products in peraluminous granites of the Melechov Massif, Moldanubian Batholith, Czech Republic", Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen 187/3(2010) 249–263.
- [3] Zen E., "Phase relations of peraluminous granitic rocks and their petrogenetic implications", Annual Review of Earth and Planetary Sciences (1988)16 21-51.
- [4] Tingyu C., Guiying S., Yupeng Y., Huilan C., "Peraluminous granites of East Tethys and their implication in Gondwana dispersion and Asian accretion", Journal of Asian Earth Sciences 11(1995) 243- 251.
- [5] Nabelek P. I., Liu M., "Petrologic and thermal constraints on the origin of leucogranites in collisional orogens", Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 95(2004) 73–85.
- [6] Goswami T. K., "Geodynamic significance of leucogranite intrusions in the Lohit batholith near Walong, eastern Arunachal Pradesh, India", Research Communications 104(2013) 229-234.
- [7] Mohajjal M., Fergusson C.L., "Dextral transpression in late Cretaceous continental collision, Sanandaj- Sirjan Zone, western Iran", Journal of Structural Geology 22(2000) 1125-1139.
- [8] Chiu H., Chung S., Zarrinkoub M. H., Mohammadi S. S., Khatib M. M., Iizuka Y., "Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neo-Tethys subduction and Zagros orogeny", Lithos 162-163(2013) 70-87.
- [9] Esna-Ashari A., Tiepolo M., Valizadeh M.V., Hassanzadeh J., Sepahi A. A., "Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Aligoodarzgranitoid complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran", Journal of asian earth sciences 43(2012) 11-22.
- [10] Thiele O., Alavi-Naini M., Assefi R., Hushmand-Zadeh A., Seyed-Emami K., Zahedi M., "Explanatory text of the Golpaygan quadrangle map 1:250000, Geological quadrangle N. E7. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran", (1968).

- chemistry", Journal of Geological Society of India 81(2013) 791-803.*
- [30] Boynton W. V., "Cosmo chemistry of the rare earth elements: meteorite studies", Rare Earth Element Geochemistry. Developments in Geochemistry 2 (Henderson, R., ed.) (1984) 89-92. Elsevier, Amsterdam.
- [31] Sun S. S., McDonough W. E., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M. J. (Eds), Magmatism in the Ocean Basins", Geological Society Special Publication, London 42(1989) 313-345.
- [32] Kebede T., Koeberl C., Koller F., "Magmatic evolution of the Suqii-Wagga garnet-bearing two mica granite, Wallagga area, western Ethiopia", Journal of African Earth Sciences 2(2001) 193-221.
- [33] Sylvester P. J., "Post-Collisional Strongly Peraluminous Granites", Lithos 45(1998) 29-44.
- [34] Koh J. S., Yun S. H., "The geochemistry of Yuksipryeong two-mica leucogranite, Yeongnam massif, Korea", The Journal of the Petrological Society of Korea 12 (2003): 119-134.
- [35] Pearce J.A., "Sources and settings of granitic rocks", Episodes 19 (1996) 120-125.
- [36] Batchelor R.A., Bowden P, "Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters", Chemical Geology 48(1985) 43-55.
- southeastern Desert, Egypt", Journal of Mineral and Mining Engineering 7(2013) 15-34.*
- [24] Dong Y., Zhang G., Neubauer F., Liu X., Hauzenberger C., Zhou D., Li W., "Syn- and post-collisional granitoids in the Central Tianshanorogen: Geochemistry, geochronology and implications for tectonic evolution", Gondwana Research 20(2011) 568-581.
- [25] Petro W.L., Vogel T.A., Wilband J.T., "Major elements chemistry of plutonic rock suites from compressional and extensional plate boundaries", Chemical Geology, 26(1979): 217-235.
- [26] Peccerillo R., Tylor S. R., "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, north Turkey", Contributions to Mineralogy and Petrology 58(1976) 63-81.
- [27] Harris N., Inger S., Massey J., "The role of fluids in the formation of High Himalayan leucogranites", In:M. P. Searle and P. J. Treloar (Eds.), Himalayan Tectonics. Geological Society of London, Special Publications, 74(1993) 391- 400.
- [28] Pearce J. A., Harris N. W., Tindle A. G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", Journal of Petrology 25(1984): 956-983.
- [29] Bikramaditya Singh R. K., "Origin and emplacement of the Higher Himalayan Leucogranite in the Eastern Himalaya: Constraints from geochemistry and mineral