



سنگ‌زایی و ژئوشیمی توده‌ی گرانیتی نوع A میشو

مریم آهنکوب^{۱*}، احمد جهانگیری^۱، محسن موید^۱

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۲- استادیار دانشگاه پیام نور

(دریافت مقاله: ۹۰/۹/۲۱، نسخه نهایی: ۹۰/۱۱/۱۸)

چکیده: توده گرانیتی شرق میشو در شمال باختری ایران و در حدود ۶۰ کیلومتری شمال غرب تبریز واقع شده و بخشی از زون البرز-آذربایجان است. این توده با مساحتی بالغ بر ۵۰ کیلومتر مربع، سنگ‌های رسوبی دگرگون نشده پرکامبرین را قطع کرده و خود با رسوب‌های پرمین با دگرشیبی آذرین پی پوشیده شده است. ترکیب سنگ‌شناسی توده‌ی مورد بررسی، طیفی از سنگ‌های قلیایی گرانیت-مونزوگرانیت-سینوگرانیت نشان می‌دهد. بافت غالب در این نمونه‌ها دانه‌دار هم بعد تا ناهم بعد، پرتیتی و میرمیکیتی است. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل کوارتز، فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز و کانی‌های فرعی و عارضه‌ای شامل بیوتیت، آمفیبول، پیروکسن، آپاتیت، اسفن و زیرکن است. این توده ترکیبی گرانیت قلیایی داشته و ماهیت متآلومینیوس تا پراآلومینیوس نشان می‌دهد. بهنجاری منفی Ba، Nb، Ti، Sr و Eu و غنی‌شدگی در LILEs به ویژه Rb و Th نشانگر خاستگاه پوسته‌ای این سنگ‌هاست. توده گرانیتی شرق میشو از نوع گرانیت‌های پس از برخورد حاشیه‌ی قاره‌ای نوع A است که با توجه به تهی‌شدگی از Nb به گروه A₂ وابسته است.

واژه‌های کلیدی: گرانیت‌های نوع A؛ پس از برخورد؛ حاشیه قاره‌ای؛ گروه A₂؛ شمال غرب تبریز؛ شرق میشو.

مقدمه

محدود می‌شود که در واقع گسل شمالی میشو نامیده می‌شود. در صورتی که در بخش جنوبی، گسل جنوبی میشو، ارتفاعات میشو را محدود می‌نماید. قدیمی‌ترین سنگ‌ها در ارتفاعات کوه‌های میشو، بین گسل شمال و جنوب، به صورت هورست بالا آمده‌اند [۸] که در تقسیم‌بندی [۹] در زون سلطانیه-میشو واقع شده است. [۱۰] معتقد است که گسل جنوبی میشو با شیب رو به شمال به‌عنوان کاندیدای مناسب برای خط درز پالئوتتیس اول در شمال غرب ایران است، علاوه بر این از منطقه‌ی قره‌گوز و دیوان‌داغی مجموعه‌های نفوذی قلیایی نوع A گزارش شده‌است که در نتیجه فعالیت‌های کششی پس از برخورد قاره-قاره در منطقه تشکیل شده‌اند و در نتیجه ذوب

انواع سنگ‌های گرانیتی نوع I، S و A در زمان‌های متفاوت در موقعیت‌های مختلف زمین ساختی در ایران گزارش شده‌اند. در سال‌های اخیر بررسی‌های دقیقی در مورد ژنز و زمان تزریق توده‌های گرانیتوئیدی در زون ماگمایی ارومیه-دختر، شرق ایران و نوار دگرگونی سندانج-سیرجان انجام شده است. در این بین گزارش‌های زیادی مبنی بر حضور گرانیت‌های نوع A در پرکامبرین، پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک ارائه شده‌است [۱-۱۲]. رشته کوه‌های میشو در شمال غرب ایران و در استان-های آذربایجان شرقی و غربی قرار دارند. این رشته کوه‌ها در جنوب گسل تبریز قرار گرفته‌اند [۱۱] و از شمال به گسل تبریز

* نویسنده مسئول، تلفن: ۲۲۲۶۳۱۱ (۰۳۸۱)، نمابر: ۲۲۲۵۱۵۳ (۰۳۸۱)، پست الکترونیکی: Ahankoub_m@yahoo.com

گرانیت‌های نوع A با داشتن درصد بالای SiO_2 و عناصر قلیایی و نیز نسبت بالای FeO/MgO ، پائین بودن مقدار CaO ، بالا بودن عناصر گروه LREE و HFSE مانند Zr، از انواع دیگر گرانیتی مانند S و I متمایز می‌شوند [۱۵-۱۷]. کانی‌شناسی این سنگ‌ها نسبتاً ساده بوده، ولی به دلیل بالا بودن عناصر قلیایی ترکیب کانی‌های مافیک آن‌ها مانند آمفیبول و پیروکسن‌ها بیشتر به سمت خانواده‌ی سدیک یا پتاسیک تمایل می‌یابد [۱۸-۲۴]. در حالت کلی گرانیت‌های نوع A به دو دسته A_1 و A_2 بر اساس خاستگاه تقسیم می‌شوند که گروه A_1 دارای نسبت‌های عنصری مشابه با بازالت‌های جزایر اقیانوسی بوده و دارای خاستگاه گوشته‌ای هستند که طی فعالیت‌های درون صفحه‌ای و یا در ارتباط با فعالیت‌های بالا آمدگی پس از برخورد، جایگزین می‌شوند، و گروه A_2 دارای نسبت‌های عنصری مشابه به بازالت‌های حاشیه‌ی فعال قاره‌ای هستند که از ذوب پوسته‌ی قاره‌ای با یا بدون دخالت گوشته حاصل می‌شوند [۲۵]. نمونه‌های ارائه شده با داده‌های ایزوتوپی و عناصر نادر در مورد سنگ‌زایی این نوع گرانیت‌ها، پیشنهاد می‌کند که گرانیتوئیدهای نوع A با فرآیندهای مختلفی تشکیل می‌شوند که عبارتند از: (۱) تبلور بخشی ماگمای بازالتی [۲۵]، در این حالت ممکن است گوشته قبل از ذوب بخشی نسبت تمرکز عناصر آن بر اثر فرآیند دگرنهادی افزایش یافته باشد [۲۶-۲۸]، (۲) واکنش محلول‌های غنی از عناصر قلیایی، فلور و کلر یا ماگمای باقی‌مانده در فاز پایانی تبلور ماگما و یا واکنش آن‌ها با گرانیت‌های قدیمی‌تر [۲۷-۲۹]، (۳) ذوب مجدد سنگ‌های دگرگونی شده‌ی پوسته تحتانی [۳۰، ۳۱، ۳۲]، (۴) ذوب بخشی پوسته‌ی قاره‌ای (با تاثیر دگرنهادی یا بدون تاثیر آن [۳۲-۳۳]. با توجه به عدم بررسی‌های دقیق و وجود ابهامات زیاد در مورد سنگ‌های گرانیتی شرق میشو و اهمیت منطقه از نظر چگونگی زمین‌ساختی، انجام بررسی‌های زیر ضروری به نظر می‌رسد. لذا در این پژوهش سعی شد تا با بررسی‌های دقیق سنگ‌شناسی و ژئوشیمی عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی نتایج داده‌های ایزوتوپی منتشر شده و در حال انتشار، پرده از ابهامات زمین‌شناسی منطقه برداشته شود.

زمین‌شناسی

منطقه‌ی مورد بررسی در رشته کوه‌های میشو در شمال غرب

ایران و شمال غربی تبریز، واقع شده‌اند (شکل ۱). این رشته کوه‌ها با راستای شمال غربی- جنوب شرقی دارای رخنمون خشن و ناهموارند که بین دو گسل شمالی و جنوبی میشو واقع شده‌اند. این رشته کوه‌ها شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های رسوبی پرکامبرین، نهشته‌های پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک تا کواترنری هستند. منطقه‌ی مورد بررسی بین عرض‌های جغرافیایی $38^{\circ} 25'$ تا $38^{\circ} 15'$ و طول‌های جغرافیایی $45^{\circ} 40'$ تا $45^{\circ} 55'$ واقع شده‌است. این منطقه را از نظر زمین‌شناسی ساختاری، جزء البرز غربی- آذربایجان [۳۴] و سلطانیه- میشو [۹] رده بندی می‌کنند. عملکرد گسل‌های شمالی و جنوبی تبریز در دامنه شمالی و جنوبی ارتفاعات میشو باعث بالازدگی ارتفاعات میشو شده و دو دشت فشارشی در شمال و جنوب منطقه به وجود آورده‌است [۱۰]. این توده در طی پرمین به درون رسوب‌های دگرگون نشده پرکامبرین (سازندکهر) نفوذ کرده‌است [۳۵]. مرز این توده در غرب با گابروها تا دیوریت، و در جنوب و شرق با سازندهای رسوبی پرکامبرین (کهر) دارای برخوردگاه چشمگیر و مستقیم است و هیچ‌گونه حالت تدریجی بین آن‌ها دیده نمی‌شود.

روش پژوهش

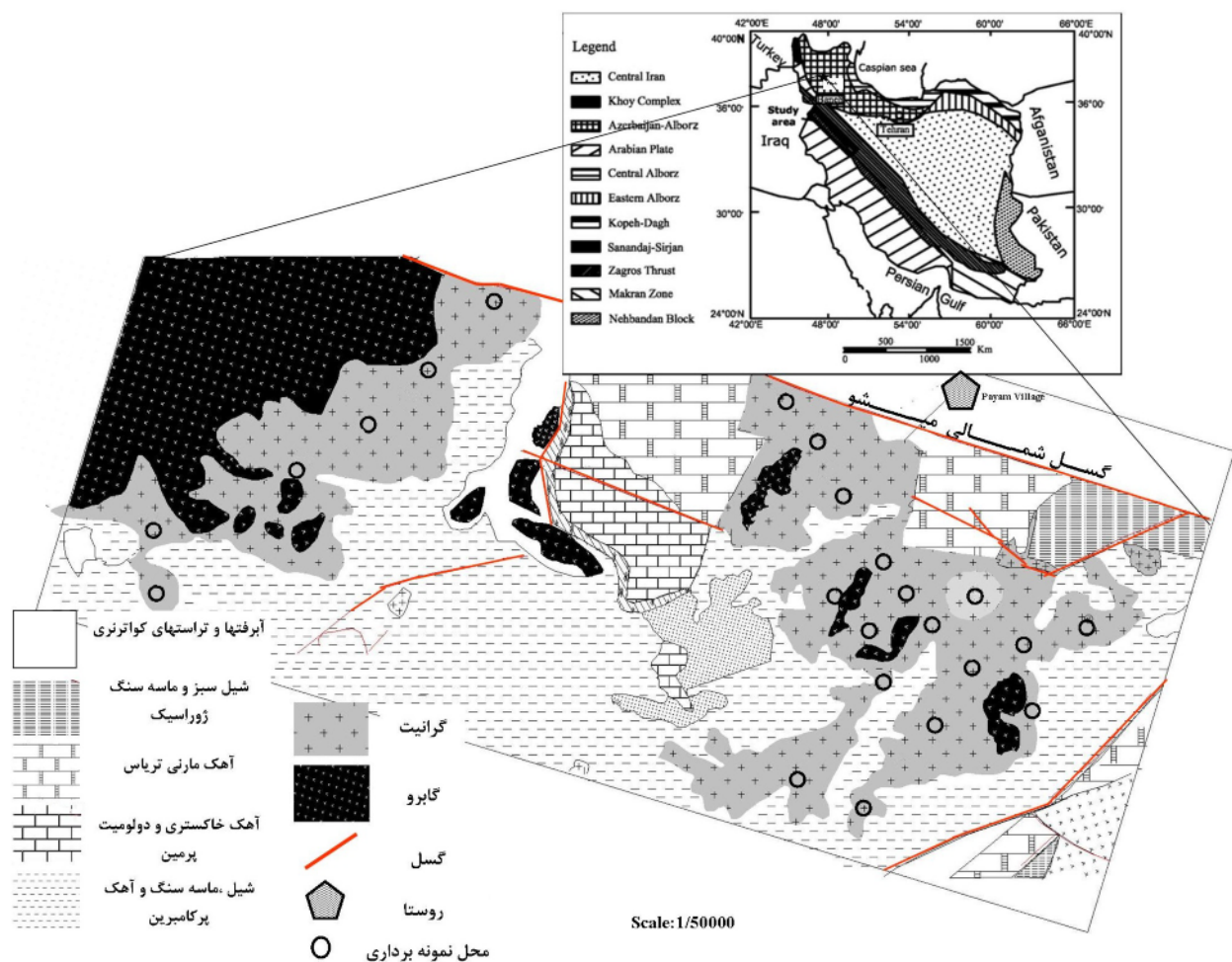
بررسی‌های انجام شده طی سه مرحله بررسی‌های کتابخانه‌ای، صحرایی و آزمایشگاهی صورت گرفته‌است در طی بررسی‌های کتابخانه‌ای کلیه داده‌های موجود از منطقه جمع‌آوری و مطالعه شدند و سپس کارهای صحرایی که شامل بررسی کلیه تغییرات سنگ‌شناسی و شواهد لیتولوژیکی بود به دقت مورد پژوهش قرار گرفتند و در نهایت بر اساس اولویت‌بندی‌های انجام شده، بررسی‌های میکروسکوپی تعداد ۳۴۵ نمونه برداشت شده به طور سیستماتیک، آغاز شد. سپس از تعداد ۱۵ نمونه‌ی تازه و فاقد هوازدگی برای اندازه‌گیری عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی، با دستگاه‌های ICP-MS و ICP-AES در آزمایشگاه ACME کانادا، آنالیز شدند که نتایج آن در جدول ۱ آمده‌اند.

بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری

همه‌ی داده‌های سنگ‌شناسی و میکروسکوپی نمایانگر حضور طیفی از سنگ‌های نفوذی گرانیتی هستند که به رنگ‌های صورتی تا خاکستری روشن در منطقه رخنمون دارند و با دایک

حاصل از هم‌رشدی کوارتز و فلدسپار پتاسیم قابل مشاهده‌اند. در این سنگ‌ها به ندرت می‌توان کانی‌های مافیک بیوتیت و هورنبلند یافت و بیشتر دارای اکسید آهن هستند که بین کانی‌های اصلی پراکندگی دارند. کانی‌های فرعی در این نمونه‌ها بیشتر شامل آپاتیت، زیرکن، اسفن و اکسیدهای آهن، و کانی‌های ثانویه شامل کلریت و کلسیت‌اند. بیشتر فنوکریست‌های فلدسپار پتاسی در اثر دگرسانی تبدیل به کائولینیت و کانی‌های رسی دیگر، به صورت مات و ابری دیده می‌شوند. مجموعه کانی‌های استیلپنوملان و یا مخلوط اکسید آهن و اسمکتیت بین کانی‌های دیگر به فراوانی دیده می‌شوند. سنگ‌های گرانیت قلیایی با توجه به ترکیب کانی‌شناسی و بافت به دو گروه پرتیت گرانیت و فلدسپار گرانیت قلیایی تقسیم می‌شوند [۳۶-۳۹].

های مافیک قطع شده‌اند (شکل ۲). نتایج حاصل از آنالیز مودال این سنگ‌ها نشان می‌دهد که آن‌ها در قلمرو آلکالی گرانیت‌های قلیایی، سینوگرانیت‌ها و مونزوگرانیت‌ها قرار می‌گیرند (شکل ۳). افزون بر این دایک‌های مافیک میکروگابرو و میکرودیوریت توده‌ی گرانیتی مورد بررسی را قطع کرده‌اند. با توجه به تنوع کانی‌شناسی و بافت در این سنگ‌ها، در زیر به تشریح مشخصات سنگ‌نگاری و صحرایی این سنگ‌ها پرداخته می‌شود. (۱) گرانیت قلیایی، به رنگ خاکستری روشن تا صورتی و ظاهر توده‌ای با دانه‌بندی درشت تا متوسط هستند. بافت غالب آن‌ها دانه‌ای هم بعد تا ناهم بعد است که حاوی فنوکریستال‌های فلدسپار پتاسی هستند، و در متنی از کانی‌های کوارتز، فلدسپار پتاسی و پلاژیوکلاز قرار گرفته‌اند. فنوکریست‌های فلدسپار پتاسی دارای ماکل کارلسباد، بافت پرتیتی و بافت نموداری



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده شده‌ی منطقه‌ی مورد بررسی اقتباس از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ ورقه مزند [۱۱].

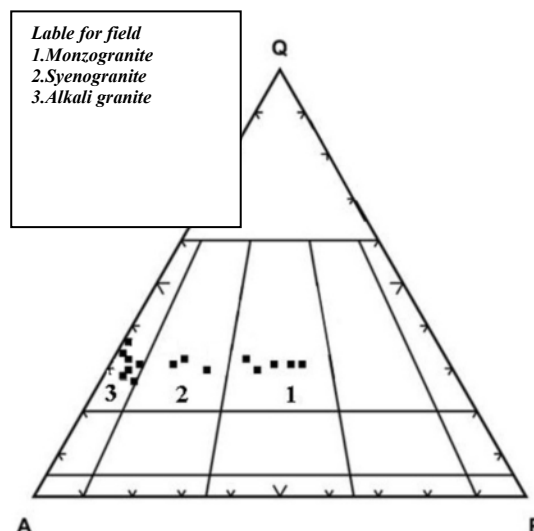
جدول ۱ نتایج آنالیز شیمیائی ICP_MS و ICP_AES نمونه‌های گرانیتی شرق میشو.

	-M1	-M2	-M3	-M4	-M5	-M6	-M7	-M8	-M9	-M10	-M11	-M12	-M13	-M14	-M15
SiO ₂	۶۵.۷۱	۶۹.۹۲	۷۱.۴۲	۷۰.۸۷	۷۰.۹۱	۷۲.۱۶	۷۱.۳۵	۷۳.۳۸	۷۱.۶۹	۷۳.۴۱	۷۳.۱۲	۷۲.۵۷	۷۴.۰۴	۷۵.۱۷	۷۶.۹۹
TiO ₂	۰.۵۱	۰.۳۲	۰.۴۱	۰.۴۱	۰.۴۳	۰.۳۶	۰.۳۸	۰.۳۶	۰.۲۷	۰.۳۹	۰.۲۳	۰.۲۸	۰.۱۹	۰.۱۳	۰.۲۷
Al ₂ O ₃	۱۴.۷۴	۱۳.۱۱	۱۳.۴۱	۱۳.۶۱	۱۳.۵۹	۱۳.۲۴	۱۳.۶۲	۱۳.۱۳	۱۳.۲۲	۱۳.۲۲	۱۳.۱۲	۱۳.۳۲	۱۲.۵۲	۱۲.۱۴	۱۲.۰۸
Fe ₂ O ₃	۳.۴۹	۳.۱۳	۳.۲۱	۳.۳۴	۳.۶۲	۲.۵۱	۳.۰۵	۳.۱۴	۲.۶۴	۳.۴۵	۲.۲۱	۲.۱۴	۲.۰۹	۲.۱۲	۱.۵۱
MnO	۰.۰۲	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	<۰.۰۱	۰.۰۱
MgO	۰.۴۸	۰.۵۸	۰.۴۵	۰.۴۶	۰.۴۳	۰.۴۹	۰.۴۱	۰.۳۶	۰.۱۸	۰.۴۲	۰.۲۹	۰.۳۷	۰.۱۸	۰.۲۱	۰.۰۷
CaO	۱.۶۳	۲.۰۷	۱.۲۸	۱.۰۴	۰.۹۸	۱.۲۱	۰.۶۱	۰.۷۷	۱.۰۷	۰.۳۶	۰.۸۲	۰.۵۸	۰.۶۷	۰.۸۵	۱.۳۵
Na ₂ O	۴.۴۲	۴.۶۹	۳.۲۵	۳.۹۶	۳.۵۹	۳.۲۴	۲.۹۹	۳.۴۹	۳.۳۳	۳.۲۷	۳.۴۵	۳.۵۸	۳.۴۴	۳.۷۵	۶.۸۸
K ₂ O	۵.۵۱	۴.۷۱	۵.۱۶	۴.۸۱	۴.۸۶	۵.۶۱	۵.۵۱	۵.۲۵	۵.۳۲	۵.۲۱	۵.۸۲	۵.۳۷	۵.۷۱	۴.۴۱	۵.۱۴
P ₂ O ₅	۰.۱۱	۰.۰۵	۰.۰۸	۰.۰۸	۰.۰۹	۰.۰۷	۰.۰۸	۰.۰۷	۰.۰۶	۰.۰۸	۰.۰۵	۰.۰۶	۰.۰۵	۰.۰۲	۰.۰۵
L.O.I	۱.۲	۱.۳	۱.۹	۱.۲	۱.۳	۱.۳	۱.۸	۱.۸	۲	۱.۲	۱.۳	۱.۵	۱.۲	۱.۱	۱.۶
Sum	۹۹.۷۹	۹۹.۹۱	۹۹.۸۵	۹۹.۸۵	۹۹.۸۵	۹۹.۸۷	۹۹.۸۶	۹۹.۸۵	۹۹.۸۵	۹۹.۸۷	۹۹.۸۷	۹۹.۹۱	۹۹.۸۸	۹۹.۸۹	۹۹.۹۵
Ba	۱۱۲۰	۲۵۸	۶۴۱	۷۳۳	۷۲۵	۵۰۶	۶۷۸	۶۵۳	۶۳۰	۵۶۲	۵۹۹	۳۶۵	۴۵۶	۵۹	۶۷
Rb	۱۲۵.۴	۱۵۸.۶	۱۴۹.۷	۱۴۳.۵	۱۶۱.۱	۱۶۰.۵	۱۶۲.۲	۱۶۸.۶	۱۹۶.۳	۱۵۸.۴	۱۸۳.۲	۱۶۹.۸	۱۵۳.۹	۱۸۶.۳	۱۶۳.۵
Sr	۹۰.۶	۴۷.۷	۴۰.۲	۷۹.۸	۷۴.۸	۸۷.۹	۳۰.۱	۵۹.۳	۴۲.۸	۳۰.۲	۵۰.۸	۳۶.۷	۵۶.۴	۳۹.۸	۳۶.۷
Zr	۴۵۳.۶	۲۴۱.۳	۳۱۵.۱	۸۳۰.۶	۳۱۷.۸	۲۷۷.۴	۲۸۳.۲	۲۹۳.۵	۳۰۳.۹	۲۹۷.۳	۲۲۳.۲	۲۷۴.۳	۱۷۴.۹	۴۵۹.۳	۳۳۶.۸
Nb	۱۹.۴	۲۱.۱	۱۵.۷	۱۴.۳	۱۴.۳	۱۴.۲	۱۵.۵	۱۵.۳	۱۵.۴	۱۵.۱	۱۳.۹	۱۴.۱	۱۲.۶	۷۴.۶	۱۷.۷
Zn	۱۹	۳۶	۸	۴۸	۶۵	۱۰	۴۶	۲۷	۴۷	۱۰	۸	۱۸	۱۳۳	۷۰	۸
La	۴۴.۸	۵۵.۶	۴۸.۶	۴۹.۳	۴۴.۷	۴۶.۶	۴۹.۶	۴۶.۵	۵۰.۶	۴۷.۹	۵۱.۱	۴۹.۴	۵۶.۷	۶۷.۵	۳۳.۴
Ce	۸۸.۶	۱۱۲.۱	۱۰۵.۵	۱۰۲.۵	۹۲.۱	۱۰۴.۱	۱۰۱.۹	۱۰۱.۷	۱۰۹.۱	۱۰۳.۱	۱۱۰.۱	۱۰۸.۳	۱۱۶.۷	۱۳۷.۷	۷۲.۱
Pr	۱۰.۴۱	۱۲.۵۶	۱۱.۷۶	۱۱.۸۷	۱۰.۶۵	۱۱.۲۷	۱۲.۰۲	۱۱.۲۷	۱۲.۲۳	۱۱.۵۳	۱۲.۰۶	۱۱.۸۹	۱۳.۵۳	۱۵.۱۳	۹.۶۶
Nd	۳.۹۱	۴.۳۴	۴.۵۴	۴.۶۷	۳.۹۵	۴.۲۷	۴.۳۶	۴.۲۸	۴.۷۶	۴.۳۸	۴.۵۸	۴.۴۳	۴.۹۱۲	۵.۴۹۱	۴.۲۷۱
Sm	۱.۷۱	۱.۸۶۳	۱.۸۶۲	۱.۸۷۱	۱.۷۷۵	۱.۷۷۴	۱.۸۶۶	۱.۸۲۶	۱.۸۹۱	۱.۸۹۳	۱.۸۹۵	۱.۸۹۶	۱.۹۶۶	۱.۱۱.۹۶	۱.۰۷.۹۶
Eu	۱.۳۲	۰.۶۹	۰.۹۸	۱.۰۲	۱.۰۶	۰.۷۵	۰.۹۱	۰.۷۳	۰.۷۷	۰.۸۱	۰.۸۴	۱.۰۸	۰.۵۷	۰.۵۸	۱.۲۲
Gd	۷.۶۳	۸.۷۵	۸.۹۱	۹.۱۳	۷.۹۶	۸.۸۷	۸.۹۸	۸.۸۲	۸.۸۳	۷.۸۵	۸.۶۲	۷.۷۷	۹.۶۲	۱۳.۱۱	۱۰.۸۱
Tb	۱.۱۸	۱.۴۶	۱.۶۲	۱.۵۳	۱.۲۸	۱.۶۲	۱.۴۹	۱.۲۳	۱.۵۱	۱.۴۵	۱.۰۱	۱.۶۱	۱.۶۸	۲.۴۶	۱.۸۲
Dy	۷.۱۲	۸.۶۹	۷.۶۵	۸.۹۸	۸.۰۳	۷.۲۳	۸.۶۹	۷.۴۴	۸.۴۱	۷.۲۸	۷.۲۱	۷.۳۲	۹.۸۳	۱۵.۷۷	۱۰.۸۱
Ho	۱.۴۳	۱.۷۷	۱.۶۳	۱.۹۵	۱.۶۳	۱.۵۷	۱.۸۱	۱.۴۴	۱.۷۹	۱.۵۱	۱.۵۲	۱.۵۴	۲.۰۸	۲.۰۵	۲.۰۱
Er	۴.۰۹	۴.۸۷	۴.۷۴	۵.۱۴	۴.۴۱	۴.۶۶	۵.۲۹	۴.۷۱	۵.۱۲	۴.۶۱	۴.۸۵	۴.۷۶	۶.۰۹	۶.۳۹	۶.۳۸
Tm	۰.۵۸	۰.۷۸	۰.۹۶	۰.۷۹	۰.۷۱	۰.۷۹	۰.۷۶	۰.۷۷	۰.۸۱	۰.۶۵	۰.۷۳	۰.۹۵	۰.۹۱	۰.۸۷	۰.۹۱
Yb	۳.۷۱	۵.۰۸	۴.۷۵	۵.۷۹	۴.۳۹	۵.۷۱	۴.۹۶	۴.۷۴	۵.۰۵	۴.۷۱	۴.۸۱	۴.۷۶	۴.۵۵	۴.۱۱	۴.۷۱
Lu	۰.۷۵	۰.۸۱	۰.۷۴	۰.۷۳	۰.۷۸	۰.۷۱	۰.۷۳	۰.۷۲	۰.۷۲	۰.۷۱	۰.۸۴	۰.۷۷	۰.۸۵	۰.۸۳	۰.۸۴
Y	۳۸.۶	۴۸.۴	۵۲.۵	۴۹.۴	۴۳.۸	۴۷.۹	۵۲.۵	۵۱.۱	۵۲.۶	۴۸.۴	۵۳.۵	۵۰.۳	۵۸.۴	۱۰۳.۶	۶۰.۳
Cs	۲.۴	۲.۱	۱.۴	۱.۵	۱.۹	۵.۱	۱.۵	۲.۸	۳.۸	۲.۸	۳.۱	۶.۱	۱.۷	۱.۶	۱.۵
Ta	۱.۳	۱.۹	۱.۳	۱.۲	۱.۲	۱.۲	۱.۱	۱.۱	۱.۳	۱.۲	۱.۲	۱.۴	۱.۱	۱.۶	۱.۵
Hf	۱۲.۶	۸.۲	۹.۷	۹.۶	۱۰.۱	۹.۵	۸.۵	۸.۷	۸.۴	۹.۶	۷.۵	۹.۱	۵.۹	۱۵.۷	۹.۵
Sc	۱۲	۵	۹	۹	۹	۸	۹	۹	۷	۸	۷	۸	۶	<۱	۵
Be	۳	۳	۲	۳	۲	۱	۲	۳	۳	۳	۲	۲	۱	۵	۱
Ga	۲۰.۱	۲۲.۲	۱۹.۶	۲۱.۲	۲۰.۹	۲۲.۱	۲۱.۱	۲۰.۸	۲۰.۶	۲۰.۵	۲۰.۹	۲۰.۷	۱۸.۶	۳۰.۶	۱۸.۳
Sn	۵	۱۲	۹	۹	۹	۷	۷	۹	۸	۸	۸	۷	۵	۲۶	۸
Th	۲۱.۷	۲۸.۱	۲۱.۱	۲۲.۵	۱۹.۱	۲۱.۹	۲۲.۴	۲۱.۷	۲۴.۱	۲۰.۵	۲۱.۸	۲۱.۷	۲۴.۵	۳۹.۸	۲۰.۲
U	۳.۵	۵.۹	۵.۴	۶.۲	۵.۶	۶.۸	۴.۸	۶.۵	۵.۷	۵.۱	۹.۶	۸.۸	۴.۶	۸.۶	۲.۴
V	۳۰	۲۵	۲۸	۲۴	۲۲	۲۵	۲۴	۲۴	۸	۲۴	۱۱	۱۵	۸	<۸	<۸
W	۱.۷	۳.۲	۲.۹	۲.۲	۲.۸	۲.۳	۲.۷	۲.۸	۲.۶	۱.۸	۴.۱	۲.۱	۱.۸	۱.۴	۱.۵
Mo	۱.۵	۲.۵	۰.۶	۰.۰۶	۰.۰۳	<۰.۰۲	<۰.۰۲	<۰.۰۲	<۰.۰۲	<۰.۰۲	<۰.۰۲	<۰.۰۲	<۰.۰۲	<۰.۰۲	۱۲.۰
Cu	۳۸.۷	۴۶	۴.۵	۱.۷	۳.۳	۲.۴	۰.۵	۲.۸	۳.۶	۳.۵	۲.۸	۱.۵	۲.۶	۱.۸	۱.۴
Pb	۷.۶	۸.۸	۳.۷	۹.۱	۷.۶	۵.۲	۳۱.۱	۲.۶	۴.۲	۴.۴	۵.۸	۳۳.۹	۵.۲	۱۴.۲	۸۱.۲
Ni	۷.۷	۲.۲	۰.۴	۴۴.۱	۳۶.۱	۳۵.۱	۴۹.۲	۲۷.۱	۷۵.۲	۷۵.۱	۶۶.۱	۴۸.۱	۵۶.۳	۳۸.۱	۱۰۱.۱
As	۲.۱	۲.۱	۳.۸	۲۵.۲	۲.۸	۲.۲	۳۹.۴	۲.۹	۲.۳	۳.۷	۳.۲	۳.۸	۳.۹	۳.۲	۲۹.۸
Cd	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	۱.۷	۲.۴	<۰.۵	<۰.۵	۱.۲	<۰.۵	۵.۱	۷.۸	۱.۹	۱.۵	۱.۷	۴.۵
Sb	۰.۴	۰.۴	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	۰.۱	۰.۱	<۰.۱	۰.۱	۰.۴
Bi	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	۰.۸	۰.۲	۰.۱	۰.۱	۰.۲	۰.۲	۰.۱	۰.۲	۰.۲	۰.۱	۱.۶
Ag	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	۰.۳	<۰.۱	<۰.۱	۰.۲	<۰.۱	۰.۲	۰.۴	۰.۲	۰.۱	۰.۳	۰.۱
Au	<۰.۵	<۰.۵	۱.۳	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱
Hg	۰.۰۲	<۰.۰۱	<۰.۰۱	۳.۱	۳.۱	<۰.۵	<۰.۵	۳.۱	<۰.۵	۷.۱	۰.۵	۱.۲	<۰.۵	۱.۳	<۰.۵
Tl	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	۰.۰۲	۰.۰۵	۰.۰۶	<۰.۰۱	۰.۰۲	<۰.۰۱	۰.۰۲	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۲
Se	۱.۲	۱.۵	۱.۲	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	۰.۲	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱

L.O.I = loss On Ignition ., Fe₂O₃ = Total iron



شکل ۲ دایک مافیک در درون گرانیت‌های شرق میشو.



شکل ۳ نمودار مودی [۴۲] برای مطالعه‌ی سنگ‌های گرانیتی Q = quartz, A = Alkali feldspar, and P = Plagioclase

تقریباً خالص از پلاژیوکلاز نوع آلبیت مشخص می‌شوند. فلدسپار قلیایی در این سنگ‌ها در حدود ۴۳-۶۵٪ سنگ را تشکیل می‌دهد. بلورهای آلبیت منشوری شکل‌اند و تا حدود ۲۰٪ سنگ را تشکیل می‌دهند.

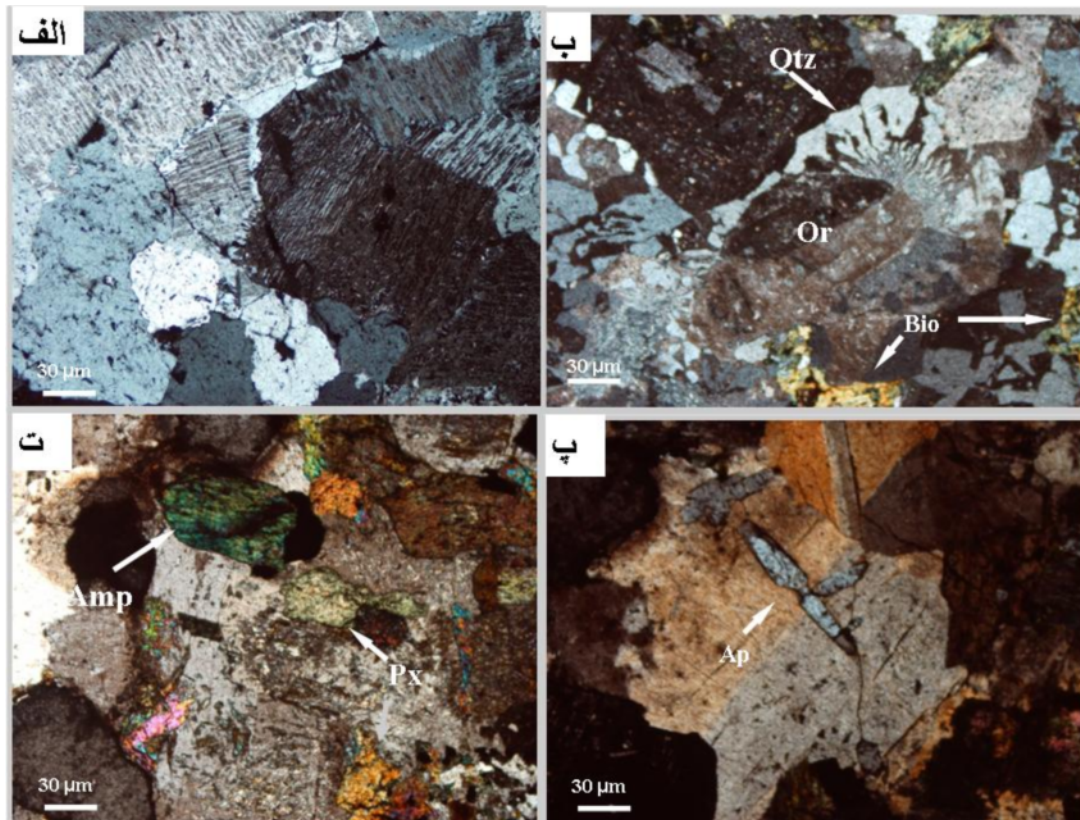
۲) سینوگرانیت‌ها، به رنگ صورتی مایل به خاکستری و با اندازه‌ی دانه‌های ۵-۱۰ میلی متر و بافت گرانوفیری و میرمیکیتی قابل تشخیص‌اند که بیشتر نیمه شکل دارند. میانگین محتوای فلدسپار قلیایی و کوارتز و پلاژیوکلاز به ترتیب در حدود ۴۶، ۳۰ و ۲۲ درصد است. معمولاً پلاژیوکلازهای منشوری بدون منطقه‌بندی بوده و از نظر ترکیبی شامل آلبیت همراه با مقادیر اندکی الیگوکلازند.

بنابر تقسیم‌بندی IUGS توسط [۴۰] هر دو گروه، جزء گرانیت‌های فلدسپار قلیایی معرفی شده‌اند که به اختصار با نام-های زیر شناسایی می‌شوند: الف) پرتیت گرانیت‌ها، به واسطه‌ی رنگ صورتی، دانه‌های کوچک (۳-۶ میلی متر)، بافت نموداری و عدم حضور پلاژیوکلاز از مجموعه دیگر قابل تشخیص‌اند. بلورهای پرتیت بدون شکل تا ۶۵٪ و کوارتز تا ۳۲٪ سنگ را تشکیل می‌دهد. همچنین پولک‌های قهوه‌ای روشن بیوتیت همراه با کانی‌های فرعی زیرکن و آپاتیت مشاهده می‌شوند (شکل ۴ الف). علاوه بر این بافت گرافیکی حاصل از همرشدی کوارتز و فلدسپار پتاسیم در این سنگ‌ها قابل مشاهده است. ب) آلبیت- فلدسپار گرانیت‌های قلیایی، به‌طور غالب با ترکیب

اسفن، سیدریت، استیلپنوملان و اکسیدهای آهن بی‌شکل در سنگ حضور دارند [۴۸،۴۷].

۳) مونزوگرانیت‌ها، به‌صورت سنگ‌های همگن، توده‌ای، درشت دانه تا میان‌دانه در بخش حاشیه‌ای توده‌ی اصلی رخمون دارند. این سنگ‌ها با بافت دانه‌دار هم بعد تا ناهم بعد دانه دیده می‌شوند که حاوی فنوکریست‌های نسبتاً درشت و شکل‌دار فلدسپار پتاسی، پلاژیوکلاز، کوارتز، آمفیبول و بیوتیت‌اند. پلاژیوکلازها با ماکل پلی سنتیتیک، منطقه‌بندی شده و در بعضی موارد با بافت غربالی دیده می‌شوند. هورنبلند، به دو صورت ریزبلور و فنوکریست، با اندازه‌های متفاوت و به‌صورت شکل‌دار در نمونه‌ها حضور دارند. بقایایی از پیروکسن‌های دگرسان شده، به‌صورت بلورهای با ابعاد متفاوت قابل مشاهده‌اند (۴). مونزوگرانیت‌ها را می‌توان به دو دسته رده‌بندی کرد: ۱) مونزوگرانیت‌های پورفیروئیدی با بلورهای میکروکلین در یک زمینه‌ی درشت دانه، ۲) مونزوگرانیت‌های پورفیروئیدی مزوکرات با بلورهای درشت میکروکلین با ماکل مشبک در یک زمینه ریز دانه.

فلدسپارهای قلیایی به‌صورت بلورهای شکل‌دار پرتیت در حدود ۴۵٪ از حجم بلورها را تشکیل می‌دهند و بلورهای بی‌شکل کوارتز کانی‌های دیگر را احاطه می‌کنند. بافت‌های ریز نموداری و نموداری که نمایانگر رشد سریع و همزمان کوارتز و فلدسپار پتاسی از گدازه‌ی فوق سرد شده در اعماق سطحی [۴۱،۴۲] و بافت میرمیکیتی که محصول دگرنهادی و برون رفت یا تبلور مستقیم طی دگرشکلی و جایگزینی، در این سنگ‌ها به فراوانی دیده می‌شوند (شکل ۴ب) [۴۳،۴۴]. بیوتیت‌های قهوه‌ای به‌صورت پولک‌های بدون شکل در این مقاطع دیده شده‌اند که از نوع بیوتیت‌ها غنی از آهن و فقیر از منیزیم با ترکیب سیدروفیلیت هستند که گاهی با اکسیدها و میکاهای ثانویه، با ترکیب حدواسط بین بیوتیت و موسکویت جایگزین شده‌اند. علاوه بر این موسکویت‌های ثانویه بین بلوری نیز حضور دارند. بقایایی از آمفیبول بین کانی‌های اصلی مشاهده شده‌اند که به شده دگرسان شده‌اند. سریستی و کائولینیتی شدن فلدسپارها نیز به‌روشنی قابل مشاهده‌است. آپاتیت‌ها بیشتر به‌صورت شکل دارند (شکل ۴پ) [۴۵،۴۶]. اکسیدهای ایلمنیت، مگنتیت و کانی‌های حاصل از دگرسانی شامل کلریت، موسکویت، اپیدوت،



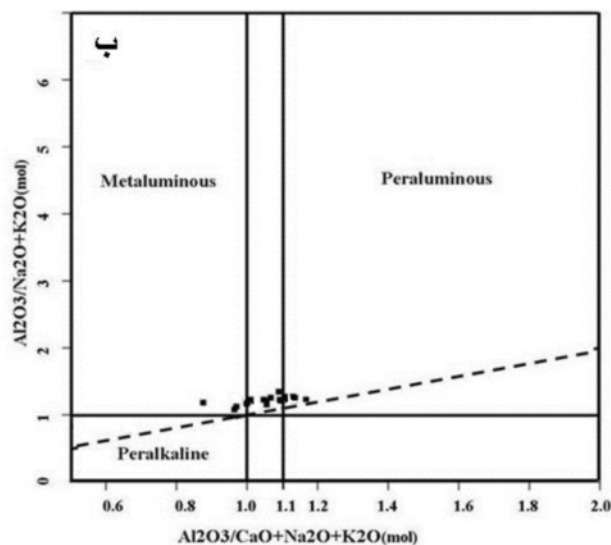
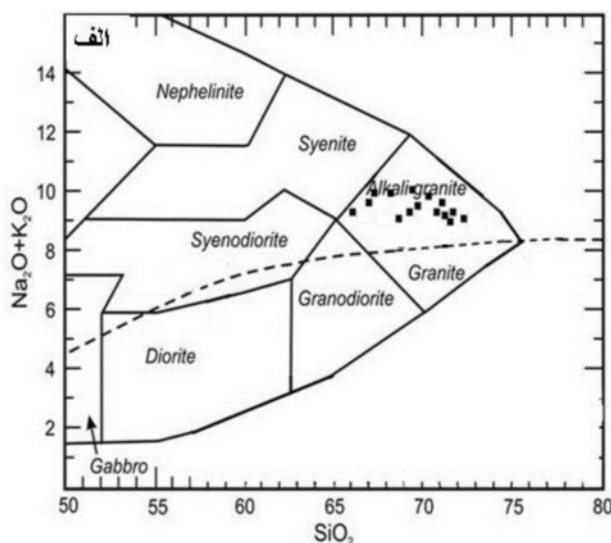
شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی از گرانیت نوع A (میشو الف) بافت درشت بلور پرتیتی، (ب) بافت میرمیکیتی، (پ) آپاتیت، (ت) بقایای هورنبلند و پیروکسن، XPL

ژئوشیمی و محیط زمین‌ساختی

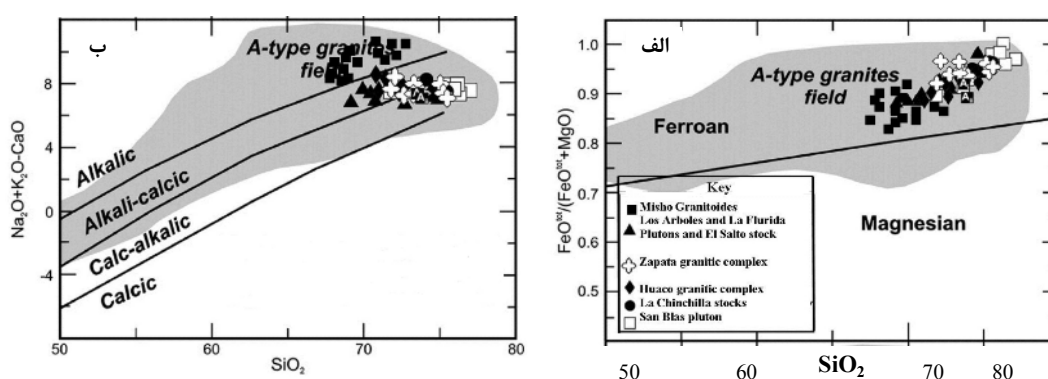
نتایج حاصل از آنالیز ICP-MS و ICP-AES نشان می‌دهد (جدول ۱)، که در این سنگ‌ها میزان SiO_2 به‌طور قابل ملاحظه‌ای بالا بوده و مقدار آن از ۶۶٪ تا ۷۷٪ در تغییر است، به علاوه میزان Al_2O_3 آن‌ها نسبتاً پائین (۱۲-۱۴٪) و فقیر از CaO و غنی از عناصر قلیائی هستند که خصوصیات کلی ژئوشیمیایی گرانیت‌های نوع A را نشان می‌دهد. علاوه بر این بالا بودن عناصر گروه HREE، LREE و حتی عناصر HFSE مانند زیرکونیم نیز موید این ادعاست. نتایج حاصل از تغییرات عناصر قلیایی بر حسب سیلیس (شکل ۵ الف) نشان می‌دهد که نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو قلیایی قرار می‌گیرند، در نمودار شاخص آلومینیم [۴۸] که در آن معیار شاخص $\text{ASI}=1$ است، این سنگ‌ها تقریباً در مرز سه‌تائی قرار می‌گیرند، و با استفاده از شاخص $\text{ASI} = 1.1$ اقتباس از [۴۹]، نمونه‌ها در گستره‌ی آلومین قرار می‌گیرند (شکل ۵ ب). در واقع این سنگ‌ها، گرانیت‌های متاآلومینوس تا پرآلومینوس هستند که مونزوگرانیت‌ها فقیر از CaO و غنی از FeO^t نسبت به MgO ، با نسبت بالای $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ را در برمی‌گیرند. در نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ نسبت به SiO_2 نمونه‌ها در قلمرو قلیایی قرار می‌گیرند [۵۰]. در نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ و CaO نسبت به $\text{FeO}^t/(\text{FeO}^t + \text{MgO})$ نمونه‌ها،

دارای روند قلیایی-کلسیک و آهن‌دار، مشابه گرانیت‌های نوع A بررسی شده در زاپاتا، هم سن بلاس و اوس اربولس در آرژانتین، هستند [۵۱، ۵۰] (شکل ۶). استفاده از نمودارهای رده بندی انواع گرانیت‌ها نشان می‌دهند که سنگ‌های شرق میشو، جزء گرانیت‌های متاآلومینوس تا پرآلومینوس متمایل به پرآلکان هستند. این سنگ‌ها دارای نسبت $\text{A/CNK} < 1$ ، $\text{NK/A} > 1$ ، مقادیر بالای $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ و مقادیر پایین Al_2O_3 ، MgO و CaO هستند که فوق اشباع از سیلیس با ۲۰-۳۰٪ کوارتز نورماتیو هستند. در نمودار تفکیک گرانیت‌ها بر اساس $\text{Ce} + \text{Nb} + \text{Zr} + \text{Y}$ نسبت به $10,000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ ، نمونه‌های بررسی شده در گستره‌ی نوع A قرار می‌گیرند (شکل ۷ الف) [۵۲]. همچنین در نمودار Ga نسبت به $10000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ ، سنگ‌های بررسی شده در گستره‌ی گرانیت-های نوع A قرار دارند (شکل ۷ ب) [۵۱، ۲۲] که نمودار نسبت $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ نسبت به $\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3$ یاد شده را تایید می‌کند (شکل ۷ پ).

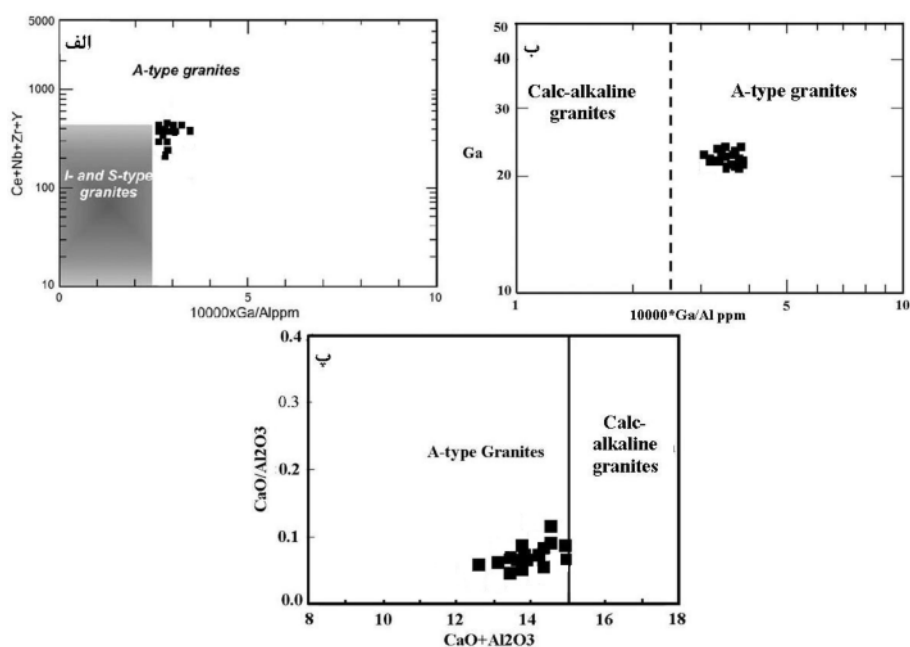
بی‌هنجاری منفی Eu و نسبت بالای Ga/Al در نمونه‌های مورد بررسی نشانگر حضور پلاژیوکلاز در خاستگاه و یا جدایش پلاژیوکلاز در طول تبلور ماگمای تشکیل دهنده است [۳۰]. همچنین محتوای REEs نمونه‌ها در نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت، بی‌هنجاری منفی Eu نشان می‌دهد (شکل ۸ الف).



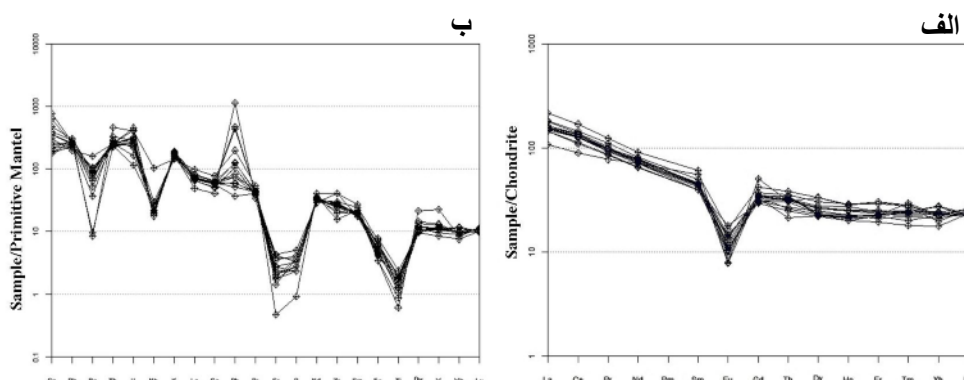
شکل ۵ الف) نمودار تغییرات $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ نسبت به SiO_2 ، منحنی قلیایی، نیمه قلیایی اقتباس از [۴۷]. نمونه‌ها در گستره گرانیت قلیایی برجسته می‌شوند. ب) در نمودار شاخص اشباع شدگی از آلومینیم (ASI)، نمونه‌ها در گستره‌ی ۱-۱.۰ $\text{ASI} = 1$ با مقادیر بالای برای ضریب آگپانتی قرار می‌گیرند. $\text{ASI} = 1$ اقتباس از [۴۷] و $\text{ASI} = 1.1$ اقتباس از [۲۲]. نمودار بر اساس نسبت مولی است.



شکل ۶ الف) پلات گرانیت‌های مطالعه شده در دیگرام طبقه‌بندی $FeO^{total}/(FeO^{total} + MgO)$ [۴۷] در مقابل SiO_2 (wt. %) و ب) $Na_2O + K_2O - CaO$ در مقابل SiO_2 نمونه‌ها در قلمرو گرانیت‌های نوع A آلتکان قرار می‌گیرند. داده‌های شاهد اقتباس از [۲۰].



شکل ۷ الف) در نمودار جدایشی گرانیت‌های $Ce + Nb + Zr + Y$ نسبت به $10,000 \times Ga/Al$ ، نمونه‌های بررسی شده در قلمرو نوع A قرار می‌گیرند [۵۲]. ب) نمودار Ga نسبت به $10,000 \times Ga/Al$ نشان می‌دهد ترکیب نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو گرانیت‌های نوع A است [۵۱]. پ) در نمودار CaO/Al_2O_3 نسبت به $CaO + Al_2O_3$ نمونه‌ها در قلمرو نوع A قرار می‌گیرند [۱۹] [۴۸].



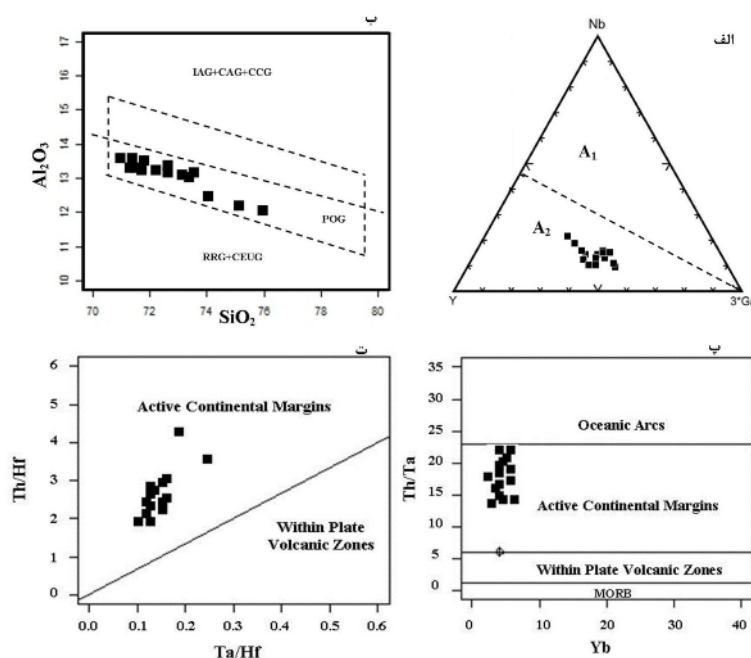
شکل ۸ الف) نمودار تغییرات فراوانی (عنکبوتی) REE بهنجار شده نسبت به کندریت [۵۴] ب) نمودار تغییرات فراوانی عناصر اصلی و کمیاب گرانیت‌های مورد بررسی بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه [۵۴].

ویژگی‌های مهم گرانیت‌های نوع A، شکل‌گیری آن‌ها در محیط‌های کششی است. این نوع محیط‌های کششی یا به فعالیت‌های آغازین کافت‌زائی، و یا به کشش‌های پس از برخورد وابستگی دارند [۳۴-۲۶]. هر دو محیط، به‌طور گسترده‌ای با رژیم‌های انبساطی [۴۹] و یا محیط‌هایی که رژیم ترفاشاری به تراکشی تغییر می‌کند، مشخص می‌شوند [۵۸]. از طرف دیگر گرانیت‌های نوع A₂ دارای نسبت‌های عنصری متغیری از نسبت‌های عنصری میانگین پوسته‌ی قاره‌ای تا بازالت‌های کمان جزایری هستند. در این گروه ماگما، از پوسته‌ی قاره‌ای یا پوسته‌ی زیر رانده شده‌ای که از طریق یک چرخه‌ی برخورد قاره-قاره یا ماگماتیسیم جزایر کمانی جایگیر شده‌اند، حاصل می‌شوند [۳۳، ۳۲]. گرانیت‌های نوع A پس از برخورد از کوهزائی در منطقه‌های گسترده‌ای همراه با کشش و گسل خوردگی تراگذار دیده می‌شوند [۵۸]. از ویژگی‌های گرانیت‌های پس از برخورد، بالا بودن نسبت Rb/Hf و Rb/Ta است [۲۹] که در نمونه‌های مورد بررسی، بالا بودن این نسبت‌ها ($Rb/Hf > 11$) ($Rb/Ta > 11$) به خوبی مشاهده می‌شود. با توجه به بالا بودن Rb باید پذیرفت که پوسته‌ی قاره‌ایی در ایجاد ماگمای مولد گرانیت‌های شرق میشو نقش بسزایی داشته است. به عبارتی گرانیت‌های قلیایی نوع A پس از برخورد، به دنبال رویدادهای برخوردی ایجاد می‌شوند و طی جایگیری آن‌ها زمین‌ساخت کششی غالب است. این سنگ‌ها در مقایسه با گرانیت‌های قلیایی ناکوه‌زا دارای سهم بیشتری از سازنده‌های پوسته‌ای در خاستگاه خود هستند [۵۷]. با توجه به شواهد صحرایی و حضور مجموعه‌های مافیک و الترامافیک [۲] در جوار ناحیه‌ی مورد بررسی، می‌توان این گرانیت‌ها را به کشش-های پس از برخورد قاره‌ای نسبت داد. علاوه بر این ترکیب کانی‌شناسی، داده‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی [۳۵] نشان می‌دهند که پوسته در خاستگاه سنگ‌های مورد بررسی تاثیر بسزائی داشته است. همچنین حضور حجم گسترده از رسوب-های پرموتریاس در جلفا، میشو، مورو و قره‌گوز [۴، ۵، ۶، ۸، ۱۰] نمایانگر تاثیر فازهای کششی در این زمان می‌باشد. مع‌الوصف شواهد ژئوشیمی موجود با در نظر گرفتن موقعیت ژئودینامیکی ایران در گذشته، فرضیه‌ی ارائه شده را تائید می‌کند به ویژه این که داده‌های ایزوتوپی و تعیین سن [۳۵] نیز با داده‌های به‌دست آمده در این کار پژوهشی همخوانی زیادی دارند.

همچنین در نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه، گرانیت‌های مورد بررسی دارای تهی‌شدگی از Ti، Sr، Ba و Nb غنی‌شدگی از Rb و Th هستند (شکل ۸ ب) [۵۳، ۵۴]. روی نمودار ارائه شده، با استفاده از عناصر Y-Nb₃*Ga برای جدایش گرانیت‌های نوع A و تشخیص خاستگاه این نوع گرانیت‌ها، نمونه‌های بررسی شده در گستره‌ی A₂ قرار می‌گیرند (شکل ۹ الف) [۳۹، ۲۵]. افزون بر این در نمودار Al₂O₃ نسبت به SiO₂ [۵۵] نمونه‌ها در گستره‌ی بسا کوهزائی واقع شده‌اند (شکل ۹ ب). بررسی محیط زمین‌ساختی سنگ‌های گرانیتی شرق میشو با استفاده از نمودار [۵۶]، نشان می‌دهد که این سنگ‌ها به گرانیت‌های حاشیه‌ی قاره‌ای تعلق دارند (شکل ۹ پ و ت).

بحث و بررسی

کلیه داده‌های سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که سنگ‌های گرانیتی شرق میشو دارای ماهیت A-Typ هستند. حضور بیوتیت‌های میان روزه‌ای تائیدی بر این ادعاست [۴۷]. با توجه به حضور گسترده‌ی پرتیت در این سنگ‌ها می‌توان گفت که ماگمای تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها ماگمای خشکی بوده است. افزون بر این مقادیر بالای HFSEs، خشک بودن خاستگاه ماگمای تشکیل دهنده را تائید می‌کند [۲۲، ۴۷، ۵۱]. بیهنجاری منفی Eu در الگوی عناصر کمیاب را می‌توان به نقش جدایش فلدسپار طی تبلور و یا حضور فلدسپار به‌عنوان فاز باقی مانده در خاستگاه و بی‌هنجاری P و Ti را به اکسیدهای آهن - تیتان و آپاتیت وابسته دانست. غنی‌شدگی در عناصر LILE و HFSE همراه با بی‌هنجاری منفی Ti، Nb و Ta از ویژگی‌های گرانیت‌های وابسته به فرورانیش است که معمولاً، یا به خاستگاه گوشته‌ای نسبت داده می‌شود که قبلاً با فعالیت دگرزه‌ای شاره‌های حاصل از رسوب‌های ورقه‌ی فرورانده شده از عناصر LILE و HFSE غنی شده‌اند [۱۷]، و یا می‌تواند سرشتی ماگماهای ریشه گرفته از یک گوشته‌ی سنگ کره‌ای زیر قاره‌ایی باشند که طی فرورانیش اولیه ایجاد شده‌اند. علاوه بر این غنی‌شدگی در Rb، Th و تهی‌شدگی در Eu، Sr، Nb، Ba، Ti نشانه‌ی ریشه گرفتن گرانیت‌ها از گدازه‌های پوسته‌ای است [۵۷]. بررسی محیط زمین‌ساختی سنگ‌های گرانیتی مورد بررسی که با استفاده از [۵۶] که در شکل ۸ ب و پ ارائه شده، نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از گرانیت‌های نوع A بسا کوهزائی حاشیه‌ی قاره‌ای، به زیر گروه A₂ وابسته‌اند. از



شکل ۹ الف) در نمودار سه تایی Y-Nb-3×Ga، نمونه‌ها در قلمرو A₂ قرار می‌گیرند [۳۹، ۲۵]، ب) در نمودار Al₂O₃ نسبت به SiO₂ [۵۵] نمونه‌ها در گستره‌ی بسا از کوهزائی قرار می‌گیرند، پ و ت) در نمودار تعیین محیط زمین‌ساختی نمونه‌ها در گستره‌ی حاشیه قاره‌ای قرار می‌گیرند [۵۶].

برداشت

توده‌ی گرانیته شرق میشو در شمال غربی ایران و در حدود ۸ کیلومتری جنوب‌شرقی شهرستان مرند واقع شده است. این توده از سنگ‌های گرانیته، مونزوگرانیته و سینوگرانیته قلیایی تشکیل شده است. بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که گرانیته‌های مورد بررسی دارای ماهیت نوع A هستند و به دلیل فقیر بودن از Nb، تماماً در گستره‌ی A₂ قرار می‌گیرند. این سنگ‌ها از جمله گرانیته‌های متاآلوئینوس تا پراآلوئینوس دارای خاستگاه پوسته‌ای هستند. گرانیته‌های شرق میشو در نمودارهای جدایشی محیط زمین‌ساختی، موقعیت‌های بسا برخورد حاشیه قاره‌ای را نشان می‌دهند.

قدردانی

این پژوهش با حمایت مالی معاونت پژوهشی و معاونت تحصیلات تکمیلی دانشگاه تبریز به انجام رسیده است که بدین وسیله از همکاری ارزنده‌ی آن معاونت قدردانی می‌شود. همچنین از هیئت تحریریه و نظرات و پیشنهادات سازنده‌ی داوران محترم این مجله تقدیر و تشکر می‌شود.

مراجع

[۱] پیر محمدی علیشاه ف، "تحقیق و بررسی پترولوژی و پتروگرافی توده آذرین شمال روستای هریس واقع در کوه‌های

میشو"، پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه تبریز، دانشکده علوم، طبیعی، گروه زمین‌شناسی، (۱۳۸۴).
[۲] مجتهدی م، کلاگری ع، عامری ع، موذن م، "پی‌جویی و مطالعات کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمی سنگهای آذرین نفوذی مناطق انامق، گلجار و قره‌قوم در کوههای میشو با نگرشی ویژه بر فلزات آهن، نیکل، مس، کروم، کبالت، طلا و نقره"، طرح تحقیقاتی، دانشگاه تبریز (۱۳۸۲).

[۳] منصوری اصفهانی م، "پتروژنز توده گرانیته‌یید حسن رباط"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۱۳، (۱۳۷۹)، ص ۳۷-۵۸.

[۴] ادوای م، قلمقاش ج، "پتروژنز و سال‌سنجی رادیومتری U-Pb زیرکن در گرانیته هریس (شمال غرب شبستر)"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۴، (۱۳۸۹)، ص ۶۳۳-۶۴۶.

[۵] مهری م، موید م، سفیدگرا، سفیدگرا، "گزارش/پیدوت ماگمائی در توده گرانیته‌یید میشو (شمال غرب ایران) تحلیل داده‌ها و نتایج"، شانزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، (۱۳۸۷).

[۶] ادوای م، جهانگیری ا، مجتهدی م، قلمقاش ج، "سنگ‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های مافیک و گرانیته نوع A شاه آشان داغ در شمال خاوری خوی، شمال باختر ایران"، مجله علوم زمین، شماره ۷۷، (۱۳۸۹)، ص ۸۳-۹۰.

- the Kokshaal Range, Southern Tien Shan, Kyrgyzstan", *Lithos* 97 (2007) 140–160.
- [20] Landenberger B., Collins W. J., "Derivation of A-type granites from a dehydrated charnockitic lower crust", *Journal of Petrology* 37 (1996) 145–170.
- [21] Patiño Douce A. E., "Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids", *Geology* 25 (1997) 743–746.
- [22] Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B. W., "A-type granites: geochemical characteristics anorthitodiopside", *Geochemica et Cosmochemica Acta* 51 (1987) 2117–2128.
- [23] Hergt J., Woodhead J., Schofield A., "A-type magmatism in the Western Lachlan Fold Belt? A study of granites and rhyolites from the Grampians region, Western Victoria", *Lithos, Special Issue on A-type Granites and Related Rocks Through Time* 97 (2007) 122–139.
- [24] Henderson P., "Inorganic Geochemistry", Pergamon. Oxford (1982) 312 p.
- [25] Eby G. N., "Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications", *Geology* 20 (1992) 641–644.
- [26] Mahood G., Hildreth w., "Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites", *Geodinamica Acta* 47 (1983) 11–30.
- [27] Creaser R. A., Price R. C., Wormold R. J., "A-type granite revised: assessment of residual source model", *Geology* 19 (1991) 163–166.
- [28] Bailey D. K., "Continental rifting and mantle degassing. In: E. -R. Neumann and LB", *Petrology and Geochemistry of Continental Rifts*, Reidel, Dordrecht (1978) 1–13.
- [29] Taylor R P., Strong D F., Fryer B J., "Volatile control of contrasting trace element distributions in peralkaline granitic and volcanic rocks", *Contribution Mineralogy Petrology* 77 (1981) 267–271.
- [30] Dahlquist J., Pablo H., Alasino, M., Eby G. N., Galindo C., Casquet C., "Fault controlled Carboniferous A-type magmatism in the proto-Andean foreland (Sierras Pampeanas, Argentina)", *Geochemical constraints and petrogenesis*, *lithos* 115 (2010) 65–81.
- [31] Harris N. B. W., Marzouki F. M. H., Ali S., "The Jabel SaYld Complex Arabian Shield: geochemical constraints on the origin of peralkaline and related granites", *Journal of Geology Society. London* 143 (1986) 287–295.
- [32] Clemens J. D., Holloway J. R., White A. R., "Origin of A-type granites: experimental constraints", *American Mineral* 71 (1986) 317–324.
- [۷] اطهری ف.، سپاهی ع.، موذن م.، "گرانیتوئیدهای حسن سالاران سقز مجموعه‌های متشکل از دو تیپ گرانیتوئید متنوع در نوار دگرگونی سندانج- سیرجان"، *مجله پژوهشی اصفهان*، (۱۳۸۹)، ص ۷۸–۹۹.
- [۸] امینی ص.، روانخواه ع.، موید م.، "سنگ شناسی و سنگ زائی توده های آذرین دیوان داعی - قره گوز شمال مرند (آذربایجان شرقی)"، *مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران*، شماره ۲، (۱۳۸۷)، ص ۲۶۴–۲۴۹.
- [۹] افتخارنژاد ج.، "تفکیک بخش های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه رسوبی"، (۱۳۵۹).
- [۱۰] موید م.، رضائی مقدم م.، "اهمیت ژئودینامیکی گسل تبریز و گسل جنوبی میشو در تحول پوسته ای ایران"، خلاصه مقالات کنفرانس بین المللی زمین، بلایای طبیعی و راه کارهای مقابله با آنها، دانشگاه تبریز (۱۳۸۴).
- [۱۱] اسدیان ع.، راستگار م.، محجل م.، حاج علیلو ب.، "نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ مرند"، سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی ایران، (۱۳۷۳).
- [12] Shabanian N., Khalili M., Davoudian A., Mohajjel M., "Petrography and geochemistry of mylonitic granite from Ghaleh-Dezh, NW Azna, Sanandaj-Sirjan zone, Iran", 185/3 (2009) 233–244.
- [13] Loiselle M. C., Wones D. R., "Characteristics and origin of anorogenic granites", Abstracts of papers to be presented at the Annual Meetings of the Geological Society of America and Associated Societies, San Diego, alifornia, November 5–8, 11 (1979) p. 468.
- [14] Pitcher W. S., "The Origin and Nature of Granite", (1993), Chapman & Hall, London.
- [15] Wilson M., "Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach", Chapman & Hall, London. (1989), 446 pp.
- [16] Green T. H., "Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system", *Chemistry Geology* 120 (1995) 347–359.
- [17] Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", *Journal of Petrology* 25 (1984) 956–983.
- [18] Brown G. C., Thorpe R. S., Webb P. C., "The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources", *Journal of Geology Society. London* 141 (1984) 413–426.
- [19] Konopelko D., Biske G., Seltnann R., Eklund O., "Hercynian postcollisional A-type granites of

- Technology Press, Changsha (1996) (in Chinese with English abstract).
- [47] Bonin B., "A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects", *Lithos* 97 (2007) 1–29.
- [48] Shand S. J., "The Eruptive Rocks", 2nd edn. New York, John Wiley (1943) 444.
- [49] Chappell B. W., White A. J. R., "I- and S- type granites in the Lachlan Fold Belt", *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 83 (1992) 1–26.
- [50] Frost C. D., Frost B. R., Bell J. M., Chamberlain K. R., "The relationship between A-type granites and residual magmas from anorthosite: evidence from the northern Sherman batholith, Laramie Mountains, Wyoming, USA", *Precambrian Res.* 119 (2002) 45–71.
- [51] King P. L., Chappell B. W., Allen C. M., White A. J. R., "Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah suite", *Australian Journal of Earth Sciences* 48 (2001) 501–514.
- [52] Frost B. R., Barnes C. G., Collins W. J., Arculus R. J., Ellis D. J., Frost, C. DA, "geochemical classification for granitic rocks", *Journal of Petrology* 42 (2001) 2033–2048.
- [53] Patiño Douce A. E., "What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques". In: Castro, A., Fernández C., Vigneresse J. L. (Eds.), *Geological Society of London, Special Publications*, 168 (1998) 55–75.
- [54] Sun S. S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes", in: *Sunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatic in Oceanic Basins, Geology Society of London* 42 (1989) 313–345.
- [55] Maniar P. D., Piccoli P. M., "Tectonic discrimination of granitoids", *Geological Society of America Bulletin* 101(1989) 635–643.
- [56] Schandle E. S., Groton M. P., "Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments", *Economic Geology* 97 (2002) 629–642.
- [57] Zhao h. H., Zhou M. F., "Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusion in the panzihua district (Sichuan Province, SW China); implications for subduction related metamorphism in the upper mantle", *Precamberian Res* 152 (2007) 27–47.
- [58] Sylvester A. G., "Post- collisional alkaline granites", *Journal of Geology* 97 (1989) 261–280.
- [33] Abdel Rahman A. M., "Petrogenesis of anorogenic peralkaline granitic complexes from eastern Egypt", *Mineralogical Magazine* 70 (2006) 27–50.
- [۳۴] نبوی م. ح., "دیباچه ای بر زمین شناسی ایران", انتشارات سازمان زمین شناسی کشور, ۱۳۵۵, ۱۰۹ صفحه.
- [35] Ahankoub M., Jahangiri A., Asahara Y., Moayed M., "Geochemistry and new isotope dating for two gabbroic and granitic bodies in the Misho area, NW-Iran", 54th conference Geochemistry, Hokaido, Japan. (2011).
- [36] Collins W. J., Beams S. D., White A. J. R., Chappell B. W., "Nature and Origin of A-type granites with Particular Reference to Southeastern Australia". *Contribution to Mineralogy and Petrology* 80 (1982) 189–200.
- [37] Le Maitre R. W., "A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms", Blackwell, (1989) Oxford
- [38] Katzir A., Eyal M., Litvinovsky B. A., Jahn B., Zanzilevich A. N., Valley W., Beeri Y., Pelly I., Shimshilashvili E., "Petrogenesis of A-type granites and origin of vertical zoning in the katarina pluton, Gebel Mussa (Mt. Moses) area, Sinai, Egypt", *Lithos* 87 (2006) 328–349.
- [39] Eby G. N., "The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis", *Lithos* 26 (1990) 115–134.
- [40] Streckeisen A., "Classification and nomenclature of plutonic rocks", *Geologische Rundschau* 63 (1974) 773–786.
- [41] Su Y. P., Tang H. F., Liu C. Q., Hou, G. S., Liang L. L., "The determination and a preliminary study of Sujiquan aluminous A-type granites in East Junggar, Xinjiang", *Acta Petrology and Mineralogy* 25 (2006) 175–184.
- [42] Barker D. S., "Igneous Rocks", Printice-Hall, New Jersey (1983) p 417.
- [43] Clarke D. B., "Granitoid Rocks", Chapman and Hall Publisher, London (1992) p 283.
- [44] Cox K. G., Bell J. D., Pankhurst R. J., "The Interpretation of Igneous Rocks", George Allen and Unwin, London (1979) p. 450.
- [45] Rapela C.W., Baldo E.G., Pankhurst R. J., Fanning C. M., "The Devonian Achala batholith in the Sierras Pampeanas: F-rich aluminous A-type granites", VI South American Symposium on Isotope Geology, Proceedings in CD-ROM (2008) 53.
- [46] Liu J. Y., Yuan K. R., Wu G. Q., Xin J. G., Liu S., "A Study on Alkali-Rich Granitoids and Related Mineralization in Eastern Junggar, Xinjiang, China", Central South University of