

سنگ‌نگاری و سنگ‌شناسی گرانیتوئیدهای A-type شرق کوه‌های میشو با نگرشی بر اهمیت ژئودینامیکی آن‌ها

محسن مؤید^{*}، قادر حسین‌زاده

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

(دریافت مقاله: ۸۹/۶/۱۵، نسخه نهایی: ۸۹/۹/۳۰)

چکیده: توده‌های گرانیتوئیدی شرق کوه‌های میشو (جنوب شرق مرنده - استان آذربایجان شرقی) به درون نهشته‌های سازند کهر و سنگ‌های مافیک - اولترامافیک کوه‌های میشو تزریق شده و دارای همبری گسلی با نهشته‌های کربناتی تریاس هستند. این توده‌ها دارای تنوع ترکیبی از کوارتزموزنویت تا گرانیت و گرانیت قلیایی بوده و با دایک‌های اسیدی گرانیت پورفیری و دیابازی قطع شده‌اند. کانی‌های اصلی این توده‌ها شامل فلدسپار قلیایی پرتیتی، کوارتز و پلاژیوکلاز سدیمی بوده و دارای مقادیر کمتری بیوتیت و آمفیبول - اند. بر این اساس این توده‌ها جزء گرانیت‌های هیپرسولووس بوده و به زیر گروه A₂ گرانیتوئیدهای نوع A تعلق دارند. ماگمای مولد این توده‌ها دارای سرشت آهکی - قلیایی تا شوشونیتی بوده و دارای بیهنجاری مثبت از LILE و LREE و بیهنجاری منفی مشخص از Ba، Eu و HREE هستند. این توده‌ها در یک محیط پس از برخورد و در ارتباط با حرکت‌های کششی پس از فاز کوهزائی هرسی‌نین از ذوب سنگ‌های پوسته‌ای تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: کوه‌های میشو؛ گرانیتوئید؛ نوع A؛ هیپرسولووس؛ هرسی‌نین؛ پس از برخورد.

مقدمه

گرانیت‌ها به دلیل فراوانی در پوسته قاره‌ای و ارائه اطلاعات با ارزش از اعماق زمین و وابستگی تنگاتنگ‌شان به زمین‌ساختی و ژئودینامیک جالب توجه هستند [۱-۳]. اهمیت کوهزائی هرسی‌نین در شمال غرب ایران از ابعاد مختلف مورد بحث و بررسی قرار گرفته است [۴-۶]. توده‌های گرانیتی تا گرانیتی قلیایی کوه‌های میشو که نظیر آن‌ها در کوه‌های مورو در شمال غرب کشور نیز رخمون دارند، از جمله توده‌های گرانیتوئیدی هستند که با چرخه‌ی کوهزائی هرسی‌نین در ارتباط بوده و بررسی سنگ‌شناسی و پتروژنز آن‌ها در جهت تکمیل اطلاعات زمین‌شناسی شمال غرب کشور از اهمیت

خاصی برخوردار است و به آگاهی ما از شکل‌گیری پوسته‌ای ایران در طی کوهزائی هرسی‌نین کمک می‌کنند. این پژوهش در راستای روشن ساختن سنگ‌شناسی، پتروژنز و جایگاه زمین‌ساختی بخشی از توده‌های یاد شده و در ارتباط با چرخه - ی کوهزائی هرسی‌نین در آذربایجان انجام گرفته است.

روش بررسی

برای بررسی‌های سنگ‌شناسی توده‌های گرانیتی قلیایی تا گرانیتی کوه‌های میشو تعداد ۷۵ نمونه سنگی از نقاط مختلف میشو انتخاب و پس از بررسی سنگ‌شناسی، تعداد ۲۰ نمونه برای آنالیز شیمیائی عناصر اصلی و کمیاب به روش ICP-MS

^{*} نویسنده مسئول، تلفن - نمابر: ۳۳۵۶۰۲۷ (۰۴۱۱)، پست الکترونیکی: Moayyed@tabrizu.ac.ir

به شرکت ALS-Chemex کانادا ارسال شدند. ۱۰ نمونه از آن‌ها از پایان‌نامه‌ی کارشناسی‌ارشد بزرگی سقین‌سرا (۱۳۸۸) [۷] اقتباس شدند و برای تعیین سن نمونه‌های گرانیتوئیدی از شواهد صحرایی و بررسی‌های زمین گاهشماری ادوای و قلمقاش (۱۳۸۸) [۸] بهره گرفته شده‌اند.

زمین‌شناسی منطقه

گستره‌ی مورد بررسی در زون‌بندی‌های زمین‌شناسی ایران، بخشی از زون‌های البرز غربی- آذربایجان [۹]، ایران مرکزی [۱۰]، سلطانیه- میشو [۱۱] و پهنه‌ی مرکزی [۱۲] در نظر گرفته شده‌اند. اما علی‌رغم این رده‌بندی‌ها، تفاوت‌های آشکاری بین زمین‌شناسی پالئوزوئیک این منطقه و البرز و ایران مرکزی وجود دارند که آن‌ها را از دو زون یاد شده متمایز می‌سازد. این تفاوت‌ها عبارتند از:

الف: دگرشیبی زاویه‌دار بین نهشته‌های پالئوزوئیک زیرین و نهشته‌های پیش‌رونده پرمین در کوه‌های مورو و میشو.

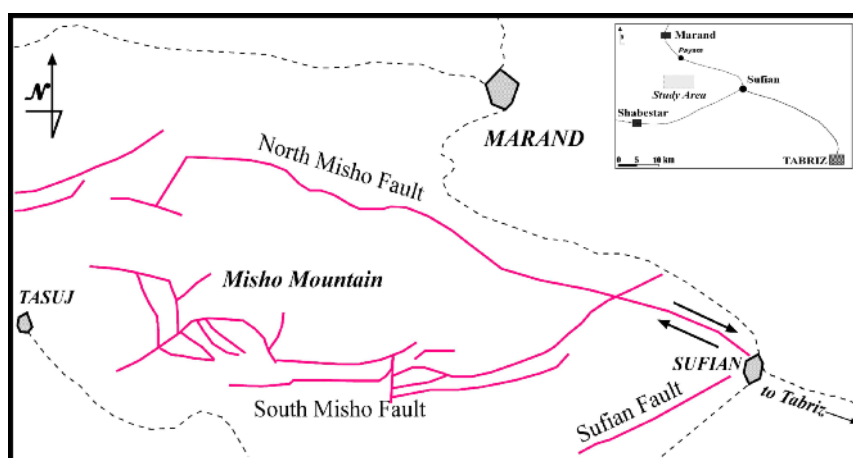
ب: گسترش سنگ‌های مافیک و اولترامافیک به سن پیش از پرمین در کوه‌های مورو و میشو.

ج: رخنمون توده‌ی گرانیتوئیدی نوع S و همزمان با برخورد قاره - قاره به سن احتمالی هرسی‌نین در کوه‌های میشو [۴، ۶].

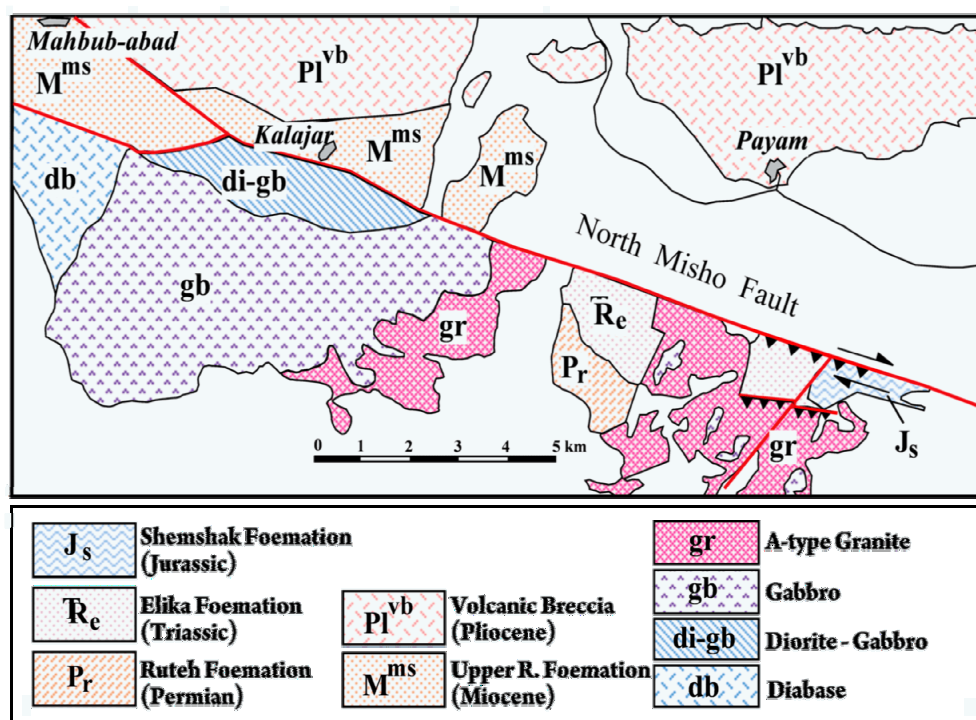
د: رخنمون گستره‌ی توده‌های گرانیتوئیدی نوع A به سن هرسی‌نین در کوه‌های مورو و میشو [۴] که در دو زون البرز و ایران مرکزی شناخته نشده‌اند.

ارتفاعات میشو در شمال غرب کشور، استان آذربایجان شرقی

و جنوب شهرستان مرند واقع شده و بین دو گسل تبریز در شمال و گسل جنوب میشو محصور شده است. با توجه به ساز و کار فشاری - راست‌گرد گسل تبریز (به‌عنوان گسل اصلی) و گسل فشارشی جنوب میشو، می‌توان این ارتفاعات را یک ساختار گل‌وار مثبت در نظر گرفت (شکل ۱). تشکیل این ساختار در ارتفاعات میشو باعث شده است که سنگ‌های قدیمی به سن پرمین (سازند کهر) در بخش مرکزی و ارتفاعات اصلی آن رخنمون پیدا کرده و به سمت دامنه‌های شمالی و جنوبی، سن سازنده‌های رخنموده جوان‌تر شود. لازم به یادآوری است که مرز اغلب سازنده‌ها و واحدهای زمین‌شناسی گسله بوده و این امر از ویژگی‌های ساختارهای گل‌وار مثبت است. توده‌ی گرانیتوئیدی مورد بررسی در منتهی‌الیه شرقی این ارتفاعات رخنمون یافته و به درون سازند کهر و توده‌های مافیک تزریق شده است. مرز شمالی این توده با نهشته‌های تریاس و ژوراسیک (سازنده‌های الیکا و شمشک) گسله بوده و روی آن‌ها رانده شده است (شکل ۲). مشابه این توده در کوه‌های مورو و به درون سازنده‌های کامبرین تزریق شده و آن‌ها را دگرگون کرده است. این توده در کوه‌های میشو با رسوب‌های پیش‌رونده پرمین (ماسه‌سنگ‌های دورود) پوشیده می‌شود. با توجه به اینکه مشابه این توده‌ها در ارتفاعات قره‌گوز (شمال مرند و جنوب جلفا)، نهشته‌های دونین را قطع کرده‌اند، لذا سن نسبی آن‌ها را می‌توان پس از دونین و قبل از پرمین در نظر گرفت.



شکل ۱ موقعیت گسل‌های اصلی موجود در منطقه‌ی مورد بررسی (برگرفته از نقشه‌ی ۱/۲۵۰۰۰۰ تبریز - پلدشت) که ساختار گل‌وار مثبت را به نمایش می‌گذارند.



شکل ۲ نقشه‌ی ساده موقعیت واحدهای سنگی و گسل‌های اصلی منطقه (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ چهارگوش مرند).

سنگ‌نگاری

تنوعات مختلفی از سنگ‌های آذرین درونی و نیمه عمیق در منطقه حضور دارند که می‌توان آن‌ها را در گروه‌های اصلی زیر قرار داد:

الف: توده‌های گابروئیت تا گابرو-دیوریتی و مونزونیت‌ها (سنگ-های درونگیر توده‌ی گرانیتوئیدی)؛ ب: توده‌های گرانیتی؛ ج: توده‌های گرانیتی قلیایی تا کوارتز سینیت قلیایی؛ د: توده‌های کوارتز مونزونیتی؛ ه: دایک‌های گرانیت پورفیری؛ و: دایک‌های دیابازی

الف) گابروها و گابرودیوریت‌ها: این توده‌ها، درشت تا میان بلور، مزوکرات تا ملانوکرات بوده و درشت بلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول در آن‌ها قابل تشخیص است. کانی‌شناسی اصلی آن‌ها شامل پلاژیوکلاز (۵۵-۵۰٪)، آمفیبول (۳۰-۲۰٪) و کلینوپیروکسن (۱۵-۱۰٪) است (شکل ۳ الف). بیوتیت، آپاتیت، اسفن و کانی‌های تیره، کانی‌های فرعی آن‌ها را تشکیل می‌دهند. دگرسانی سوسوریتی در آن‌ها شایع بوده و پیروکسن-ها به اورالیت و آمفیبول‌ها و بیوتیت‌ها به کلریت و کرنات دگرسان شده‌اند. بافت آن‌ها نیمه‌شکل‌دار ریزدانه و افیتیک است (شکل ۳ ب).

در انواع گابرو - دیوریتی تا دیوریتی و مونزونیتی علاوه بر کانی‌های یاد شده، فلدسپار قلیایی و مقادیر اندکی کوارتز

(۵-۰٪) در ترکیب کانی‌شناسی آن‌ها وارد می‌شود. همچنین از میزان کلینوپیروکسن کاسته شده و بر مقدار آمفیبول و بیوتیت افزوده می‌شود. این سنگ‌ها با دایک‌ها و رگه‌هایی با ترکیب گرانیتی و با بافت گرانوفیری قطع می‌شوند (شکل ۳ پ).

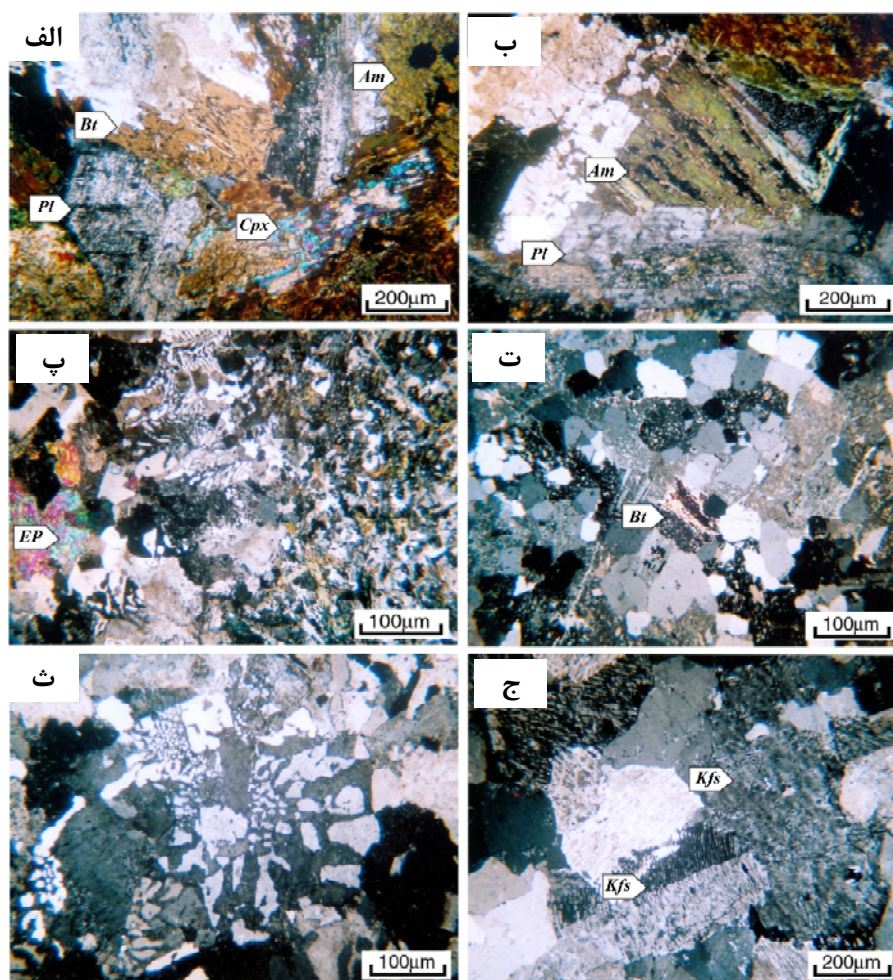
ب) گرانیت‌ها: بخش مهم پیکره‌ی توده گرانیتوئیدی مورد بررسی دارای ترکیب گرانیتی است. رنگ این سنگ‌ها در نمونه‌ی دستی قرمز تا صورتی کمرنگ بوده و کانی‌شناسی اصلی آن‌ها شامل بلورهای نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز با ترکیب آلبیت تا الیگوکلاز (۳۵-۲۰٪)، فلدسپار قلیایی نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل (۴۰-۳۰٪) و کوارتز (۳۵-۳۰٪) است. کانی‌های فرعی شامل مقادیر جزئی آمفیبول سبز، بیوتیت، زیرکن و آپاتیت است. فلدسپارها اندکی کائولینیزه‌اند. بافت آن‌ها دانه دانه تا گرانولار پورفیری و گرانوفیری است (شکل‌های ۳ ت و ث).

ج) گرانیت قلیایی تا کوارتز سینیت قلیایی: این توده‌ها در بخش جنوب‌شرقی توده‌ی گرانیتی رخنمون داشته و مرز مشخصی با آن نشان نمی‌دهند. رنگ آن‌ها در نمونه‌ی دستی روشن‌تر از توده گرانیتی بوده و کانی‌شناسی اصلی آن‌ها شامل کوارتز (۳۰-۲۵٪) و اورتوکلاز پرتیتی شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار (۵۵-۴۵٪) بوده و دارای کانی‌های فرعی آمفیبول سدی (۵-۱٪)، بیوتیت، زیرکن و ایلمنیت است (شکل‌های ۳ ج و ۴ الف). بلورهای تیغه‌ای و سوزنی ایلمنیت در داخل کوارتز، بافت

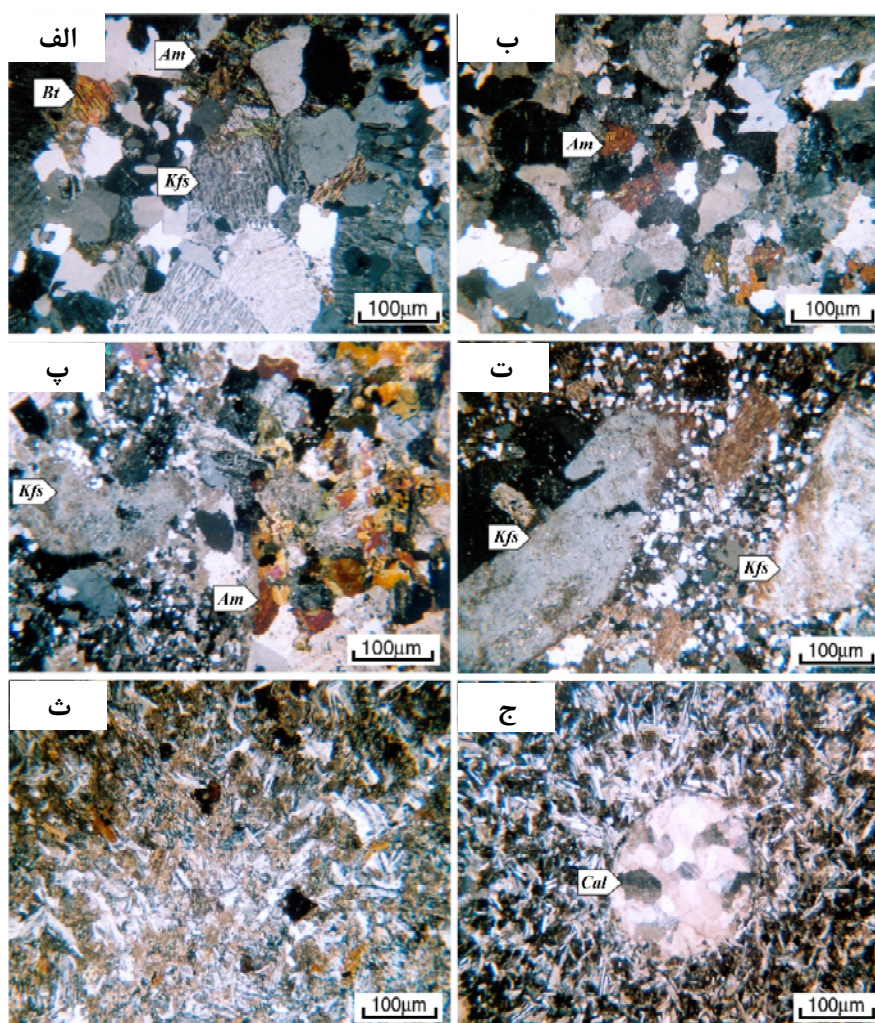
شامل بیوتیت، اسفن، زیرکن و آپاتیت بوده و بافت عمومی آن-ها گرانولار پورفیری تا دانه دانه است و با دایک‌های گرانیت پورفیری قطع می‌شوند (شکل‌های ۴ پ و ب).
 ه) دایک‌های گرانیتی پورفیری: این دایک‌ها با روند E-W توده-ی گرانیتی را قطع کرده و عرض آن‌ها از ۱ تا ۳ متر در تغییر است. رنگ آن‌ها از توده‌ی گرانیتی روشن‌تر بوده و سفید متمایل به خاکستری روشن‌اند. کانی‌شناسی اصلی آن‌ها شامل درشت بلورهای اورتوکلاز (۳۵-۴۰٪)، پلاژیوکلاز سدیمی (۲۵-۲۰٪) و کوارتز (۳۵-۳۰٪) بوده و بلورهای کوارتز و فلدسپار قلیایی ریز بی‌شکل خمیره‌ی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند (شکل ۴ ت). کانی‌های فرعی آن‌ها شامل آمفیبول سبز، بیوتیت، زیرکن و آپاتیت بوده و دارای بافت پورفیریک با خمیره‌ی ریز بلورند.

ساژنیت را به وجود آورده است. عدم مشاهده پلاژیوکلاز و فراوانی اورتوکلاز پرتیتی نشان می‌دهد که این توده از انواع هیپرسولوس بوده و از یک گدازه‌ی اسیدی تحت فشار بخار آب کمتر از ۲kb متبلور شده است [۱۳]. بافت این سنگ‌ها دانه دانه است.

د) کوارتز مونزونیت‌ها: این توده‌ها در بخش جنوب و جنوب-غرب توده‌ی گرانیتی واقع شده و مرز مشخصی با این توده دارند. مشاهده دایک‌هایی از توده‌ی گرانیتی در این توده‌ها، نشان از تأخیر زمانی نفوذ گرانیت‌ها نسبت به کوارتز مونزونیت‌ها دارد. رنگ این توده‌ها در نمونه‌ی دستی سبز متمایل به خاکستری بوده و کانی‌های اصلی آن‌ها شامل پلاژیوکلاز (۴۵-۴۰٪) فلدسپار قلیایی (۳۰-۲۵٪)، کوارتز (حدود ۱۰٪) و آمفیبول‌های قهوه‌ای و سبز (۱۵-۱۰٪) است. کانی‌های فرعی



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از نمونه‌های توده‌ی گرانیتوئیدی شرق میشو (XPL): الف) بافت نیمه‌شکل‌دار گرانولار در گابرو-دیوریت‌ها با کانی-های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و آمفیبول، ب) بافت افیتیک در گابرو-دیوریت‌ها، پ) قطع توده مافیک با رگه گرانیتی با بافت گرانوفیری، ت) بافت گرانولار در گرانیت و تجزیه بلورهای بیوتیت به موسکویت و کانی تیره، ث) بافت گرانوفیری در توده گرانیتی، ج) بافت گرانولار و فراوانی اورتوکلاز پرتیتی در گرانیت قلیایی.

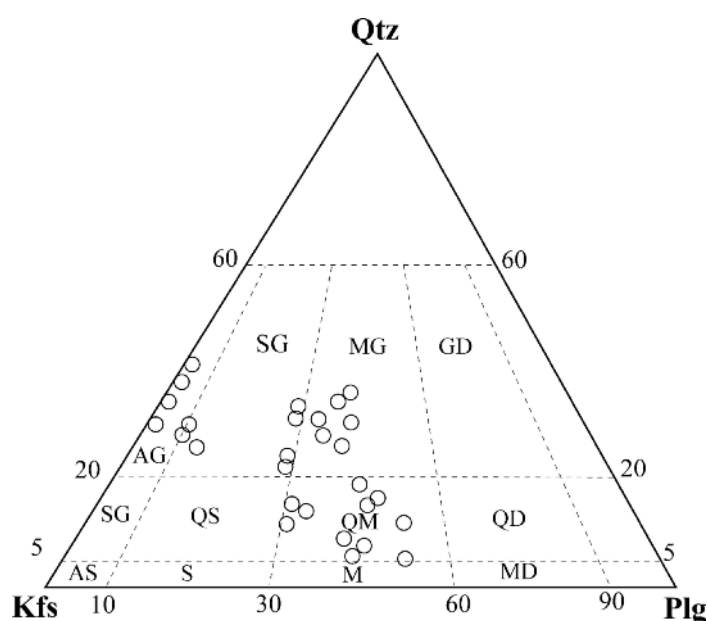


شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی از نمونه‌های توده گرانیتوئیدی شرق میشو (XPL): الف) بیوتیت و آمفیبول نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در گرانیت قلیایی، ب) بافت گرانولار در کوارتز مونزونیت، پ) قطع کوارتز مونزونیت با فراوانی آمفیبول با رگه‌ی گرانیت پورفیری، ت) درشت‌بلورهای اورتوکلاز در زمینه‌ای از کوارتز در دایک گرانیت پورفیری، ث) بافت شبه افیتیک تا دیابازی در دایک‌های دیابازی منطقه، ج) بافت بادامکی در دایک دیابازی.

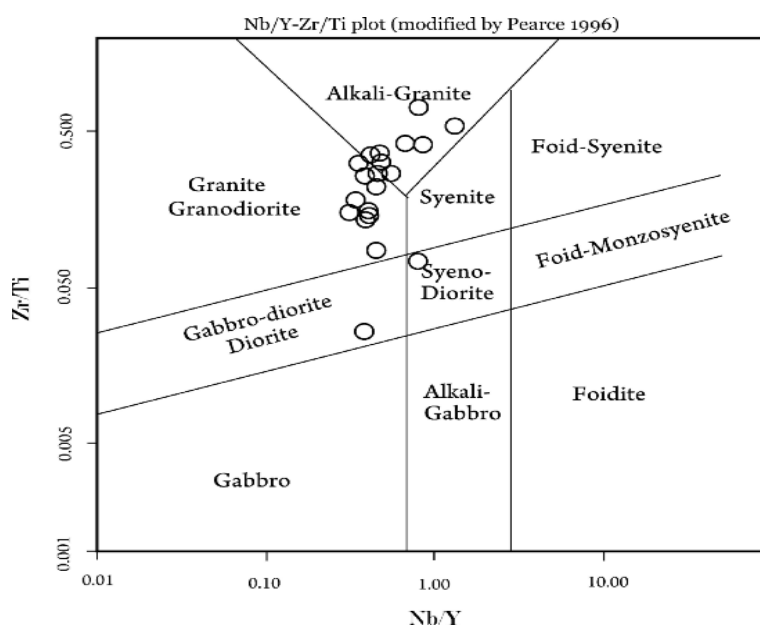
گرفته شده است. بررسی موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودار مثلثی QAP [۱۴] نشان می‌دهد که توده‌های نفوذی مافیک درونگیر، ترکیبی در حد گابرو، مونزودیوریت و کوارتز مونزودیوریت داشته و توده‌های گرانیتوئیدی و دایک‌های وابسته دارای طیف ترکیبی کوارتز مونزونیت، مونزوگرانیت، سینوگرانیت و گرانیت قلیایی‌اند (شکل ۵). در مقایسه از نام-گذاری شیمیایی سنگ‌های آذرین، نمودارهای TAS [۱۵]، R_1-R_2 [۱۶] و $Zr/Ti-SiO_2$ [۱۷] (شکل ۶) بهره گرفته شده است. در این نمودارها توده‌های گرانیتوئیدی مورد بررسی دارای طیف ترکیبی سینودیوریت، گرانودیوریت، دیوریت، کوارتز مونزونیت، گرانیت و گرانیت قلیایی بوده و بخش مهم نمونه‌ها ترکیب گرانیتی تا گرانیتی قلیایی دارند.

و) دایک‌های دیابازی: این دایک‌ها توده‌ی گرانیتوئیدی را با یک راستای WNW-ESE قطع کرده‌اند. رنگ آن‌ها در نمونه دستی سبز تیره با حفره‌های کروی پر شده از کربنات به رنگ سفید است. کانی‌های اصلی آن‌ها شامل میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و کانی‌های فرومنیزین (احتمالاً آمفیبول و پیروکسن) است که کاملاً به کلریت نوع پنین و کربنات تجزیه شده‌اند. کانی‌های فرعی شامل آپاتیت و اسفن است. بافت این دایک‌ها ساب‌افیتیک تا دیابازی بوده (شکل ۴ ث) و پرشدن حفره‌های کروی با کربنات و اندکی کلریت بافت بادامکی را نیز ایجاد کرده است (شکل ۴ ج).

برای نام‌گذاری سنگ‌های گرانیتوئیدی و توده‌های مافیک درونگیر آن‌ها از کانی‌شناسی واقعی (مودی) سنگ‌ها بهره



شکل ۵ موقعیت نمونه‌ها در مثلث نام‌گذاری مودی سنگ‌های نفوذی [۱۴].



شکل ۶ موقعیت نمونه‌ها در نمودار پیشنهادی Winchester and Floyd (1977) [۱۷].

ژئوشیمی

سیلیس توده‌های گرانیتوئیدی مورد بررسی در گستره‌ی تغییرات ۶۱/۰۱ تا ۷۷/۸۰ درصد بوده و اغلب آن‌ها بالای ۷۰ است (جدول ۱). لذا با توجه به دامنه‌ی تغییرات اندک سیلیس در اغلب نمونه‌ها از نمودارهای هارکر استفاده نشد. با توجه به دگرسانی محدود مشاهده شده در نمونه‌ها (کائولینی شدن ضعیف فلدسپارها)، برای تعیین سری ماگمایی

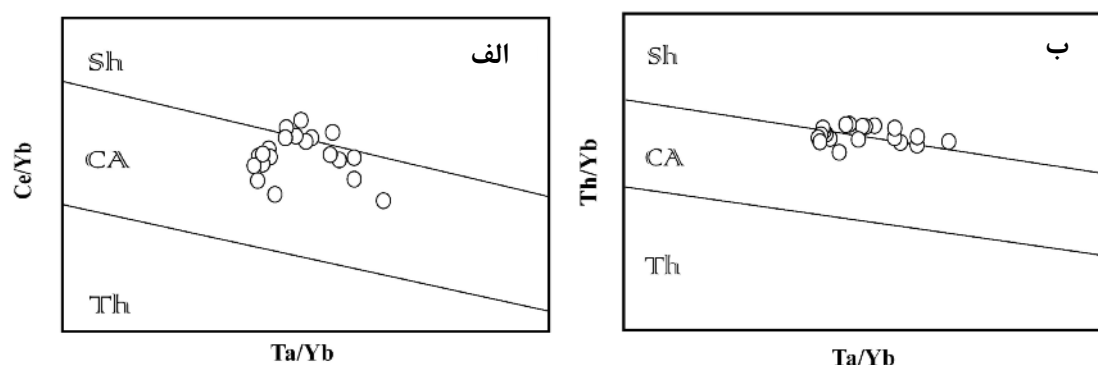
نمونه‌ها از نمودارهای نام‌تحرک پیشنهادی Pearce (1983) [۱۸] استفاده شده است. در نمودارهای Ce/Yb-Ta/Yb و Th/Yb-Ta/Yb نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی سری‌های آهکی - قلیایی تا شوشونیتی واقع شده‌اند (شکل ۷ الف و ب). بخش عمده نمونه‌های گرانیتوئیدی در نمودار Shand (1954) [۱۹] سرشت پرآلومینوس نشان داده و تعداد اندکی از آن‌ها ویژگی متآلومین نشان می‌دهند (شکل ۸).

جدول ۱ نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه به روش‌های XRF و ICP-MS (مقادیر اکسیدها به % و عناصر به ppm است).

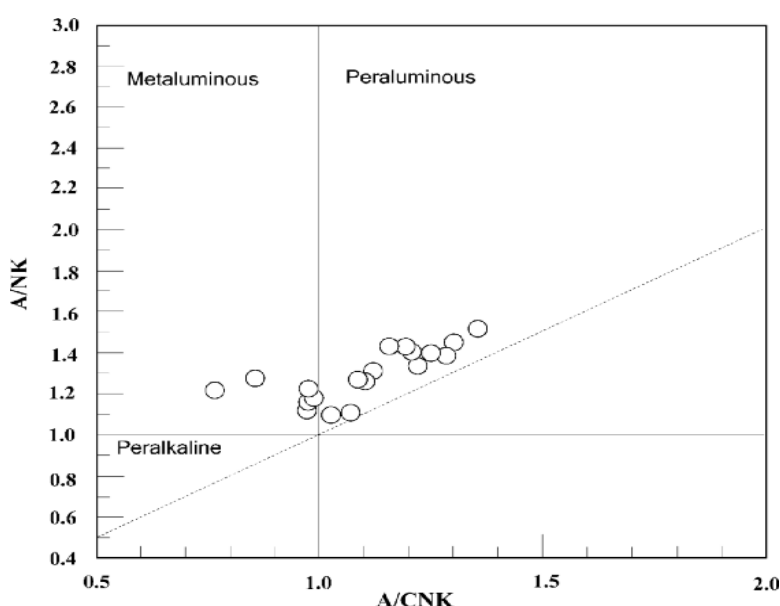
	B-6	B-8	B-16	B-28	B-30	B-31	B-32	B-35	B-36	B-37
SiO ₂	۷۴٫۴۵	۷۲٫۰۵	۷۱٫۸۴	۷۰٫۸۳	۶۴٫۴۳	۷۳٫۴۷	۷۱٫۳۱	۷۵٫۹۰	۶۱٫۰۱	۶۸٫۴۳
Al ₂ O ₃	۱۲٫۲۳	۱۳٫۳۸	۱۲٫۹۲	۱۳٫۷۹	۱۳٫۹۹	۱۳٫۰۲	۱۳٫۵۵	۱۱٫۷۵	۱۳٫۵۹	۱۳٫۷۳
Fe ₂ O ₃ *	۱٫۵۶	۱٫۹۱	۲٫۱۳	۳٫۱۸	۶٫۳۴	۲٫۱۹	۲٫۷۰	۱٫۴۱	۶٫۹۶	۳٫۸۰
FeO	۳٫۶۹	۰٫۶۹	۰٫۸۰	۱٫۱۳	۲٫۲۸	۰٫۸۱	۰٫۹۷	۰٫۵۶	۲٫۶۰	۱٫۳۷
Fe ₂ O ₃	۰٫۸۹	۱٫۱۴	۱٫۲۴	۱٫۹۳	۳٫۸۱	۱٫۲۹	۱٫۶۲	۰٫۷۹	۴٫۰۷	۲٫۲۸
CaO	۱٫۰۳	۰٫۹۹	۱٫۱۳	۰٫۸۹	۲٫۹۷	۰٫۱۸	۰٫۷۹	۰٫۳۷	۳٫۷۰	۱٫۵۵
Na ₂ O	۳٫۹۹	۴٫۴۹	۳٫۶۶	۳٫۵۲	۴٫۵۶	۴٫۳۰	۳٫۲۷	۳٫۸۵	۴٫۷۶	۳٫۹۱
MgO	۰٫۲۳	۰٫۱۷	۰٫۳۴	۰٫۴۷	۱٫۴۶	۰٫۱۵	۰٫۳۱	۰٫۰۷	۱٫۸۹	۰٫۹۷
K ₂ O	۳٫۸۶	۴٫۳۰	۴٫۷۵	۴٫۹۲	۳٫۳۱	۴٫۴۵	۵٫۱۰	۴٫۱۹	۳٫۱۴	۴٫۵۸
TiO ₂	۰٫۱۲	۰٫۱۶	۰٫۲۸	۰٫۳۹	۱٫۰۶	۰٫۱۸	۰٫۳۰	۰٫۱۱	۱٫۳۸	۰٫۵۰
MnO	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۹	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۸	۰٫۰۵
P ₂ O ₅	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۷	۰٫۱۴	۰٫۰۲	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۰٫۱۸	۰٫۰۷
LOI	۱٫۲۸	۱٫۱۶	۱٫۲۳	۰٫۹۰	۰٫۴۵	۰٫۷۶	۱٫۴۷	۰٫۵۹	۱٫۴۶	۱٫۲۷
Ag	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱
Ba	۷۹٫۴	۷۱٫۶	۴۷۳٫۰	۷۲۷٫۰	۱۲۶٫۵	۱۱۷٫۰	۶۳۲٫۰	۴۰٫۸	۵۴۶٫۰	۳۹۰٫۰
Ce	۱۲۵٫۵	۸۶٫۹	۹۵٫۶	۱۰۳٫۰	۹۷٫۶	۱۱۷٫۵	۱۰۲٫۰۵	۶۸٫۵	۸۷٫۰	۹۹٫۳
Co	۲٫۸	۱٫۱	۲٫۴	۳٫۲	۱۲٫۶	۲٫۸	۲٫۶	۰٫۵	۱۳٫۸	۶٫۷
Cr	۱۸۰	۱۴۰	۱۵۰	۱۴۰	۱۲۰	۲۰۰	۲۱۰	۱۶۰	۱۱۰	۱۵۰
Cs	۱٫۹۳	۰٫۷۵	۱٫۹۲	۴٫۰۴	۱٫۵۶	۱٫۲۱	۲٫۶۴	۰٫۸۸	۰٫۴۶	۱٫۶۷
Cu	۸۵	۵	۷	۱۰	۱۱	۴۴	۱۳	۵	۵	۹
Dy	۱۶٫۸۰	۱۹٫۳۵	۱۰٫۲۰	۸٫۵۵	۱۳٫۰۵	۱۴٫۵۵	۹٫۶۰	۱۳٫۰۵	۹٫۳۶	۹٫۲۲
Er	۱۰٫۵۰	۱۲٫۹۰	۶٫۱۸	۵٫۰۶	۸٫۴۰	۹٫۹۴	۵٫۸۴	۸٫۱۱	۵٫۴۶	۵٫۹۹
Eu	۰٫۷۷	۰٫۹۵	۰٫۸۹	۱٫۱۲	۱٫۳۳	۰٫۷۳	۰٫۹۳	۰٫۶۰	۱٫۳۷	۰٫۹۲
Ga	۳۰٫۹۰	۳۲٫۳۰	۲۱٫۴۰	۲۱٫۱۰	۲۹٫۶۰	۳۰٫۲۰	۲۱٫۶۰	۳۰٫۱۰	۲۰٫۶۰	۲۲٫۴۰
Gd	۱۴٫۵۰	۱۲٫۹۵	۹٫۸۹	۹٫۰۶	۱۱٫۴۵	۱۱٫۷۵	۹٫۸۸	۱۰٫۲۰	۹٫۳۳	۹٫۱۲
Hf	۱۵٫۷	۱۵٫۰	۷٫۸	۹٫۲	۱۲٫۵	۱۳٫۵	۸٫۷	۱۰٫۰	۶٫۷	۸٫۲
Ho	۳٫۶۲	۴٫۳۰	۲٫۱۱	۱٫۷۵	۲٫۸۳	۳٫۱۷	۱٫۹۶	۲٫۷۸	۱٫۹۳	۱٫۹۸
La	۶۲٫۶	۴۰٫۸	۴۷٫۰	۵۱٫۸	۴۸٫۶	۶۰٫۴	۵۰٫۳	۳۴٫۱	۴۱٫۷	۵۰٫۰
Lu	۱٫۴۱	۱٫۶۸	۰٫۸۴	۰٫۶۹	۱٫۰۸	۱٫۲۲	۰٫۸۰	۰٫۹۶	۰٫۷۴	۰٫۸۶
Mo	۳	۳	۴	۵	۴	۳	۳	۳	۲	۲
Nb	۶۸٫۸	۱۴۲٫۰	۲۰٫۳	۱۷٫۱	۶۳٫۵	۵۷٫۷	۱۵٫۸	۶۰٫۸	۱۸٫۰	۲۲٫۹
Nd	۵۳٫۱	۴۰٫۱	۴۱٫۹	۴۲٫۶	۴۲٫۶	۴۵٫۵	۴۴٫۸	۳۰٫۷	۴۰٫۲	۴۰٫۴
Ni	۶	۵	۵	۵	۹	۵	۵	۵	۵	۷
Pb	۹	۷	۳۵	۲۱	۱۷	۱۴۲	۲۳	۶	۱۰	۱۶
Pr	۱۴٫۹۰	۱۰٫۸۵	۱۱٫۷۰	۱۲٫۲۰	۱۱٫۷۰	۱۳٫۳۰	۵٫۰۰	۸٫۳۹	۱۰٫۸۰	۱۱٫۳۰
Rb	۱۶۹٫۰	۱۷۶٫۰	۱۷۱٫۰	۱۷۷٫۰	۱۳۷٫۵	۱۸۲٫۰	۱۷۵٫۰	۱۷۳٫۰	۷۹٫۵	۱۷۰٫۵
Sm	۱۱٫۶۰	۹٫۹۷	۸٫۵۴	۸٫۱۵	۹٫۲۰	۹٫۳۲	۸٫۷۷	۷٫۶۲	۸٫۲۲	۷٫۸۰
Sn	۱۱	۸	۷	۷	۸	۱۳	۷	۱۲	۶	۸
Sr	۱۳٫۱	۱۵٫۴	۳۹٫۲	۱۱۴٫۵	۱۲۶٫۵	۱۸٫۵	۳۲٫۴	۳٫۹	۷٫۷۸	۶۱٫۸
Ta	۵٫۰	۱۲٫۰	۱٫۸	۱٫۴	۴٫۸	۴٫۱	۳٫۱	۴٫۶	۱٫۴	۲٫۰
Tb	۳٫۰۷	۳٫۲۲	۱٫۹۴	۱٫۶۷	۲٫۳۷	۲٫۵۵	۱٫۸۷	۲٫۳۸	۱٫۷۹	۱٫۷۶
Th	۲۵٫۷۰	۳۳٫۰۰	۲۱٫۸۰	۱۸٫۰۵	۱۹٫۲۰	۲۷٫۳۰	۲۱٫۳۰	۲۱٫۷۰	۱۳٫۷۵	۲۳٫۰۰
Tl	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵
Tm	۱٫۵۴	۱٫۹۶	۰٫۹۱	۰٫۷۳	۱٫۲۵	۱٫۴۲	۰٫۸۲	۱٫۱۹	۰٫۷۹	۰٫۹۱
U	۷٫۴۴	۱۰٫۶۰	۵٫۹۱	۴٫۵۰	۵٫۰۹	۶٫۵۲	۴٫۹۷	۵٫۳۲	۲٫۹۱	۵٫۵۷
V	۱۰	۱۰	۲۲	۲۸	۹۷	۷	۱۶	۵	۱۶۲	۴۴
W	۸	۷	۸	۸	۶	۱۵	۱۸	۷	۱۰	۱۲
Y	۸۷٫۵	۱۱۲٫۰	۵۳٫۹	۴۴٫۲	۷۳٫۵	۸۰٫۸	۵۰٫۶	۷۳٫۷	۴۷٫۹	۵۱٫۹
Yb	۹٫۷۸	۱۲٫۰۵	۵٫۷۶	۴٫۶۷	۷٫۵۰	۸٫۷۷	۵٫۲۴	۷٫۱۵	۴٫۹۶	۵٫۸۱
Zn	۱۱۰	۸۹	۳۲	۵۹	۱۱۵	۸۵	۵۶	۳۲	۴۶	۷۶
Zr	۵۳۱	۵۱۱	۲۲۸	۳۰۳	۴۲۸	۴۳۶	۲۷۷	۲۶۲	۲۱۹	۲۵۲

جدول ۱ (ادامه) نتایج آنالیز شیمیائی نمونه‌های مورد مطالعه به روش‌های XRF و ICP-MS

	M-1	M-2	M-3	M-4	M-5	M-6	M-7	M-8	M-9	M-10
SiO ₂	۷۷٫۰۹	۷۶٫۹۵	۷۶٫۲۰	۷۳٫۴۰	۷۶٫۳۸	۷۵٫۸۴	۷۷٫۸۰	۷۴٫۰۸	۷۶٫۴۶	۷۱٫۶۰
Al ₂ O ₃	۱۱٫۷۰	۱۱٫۹۸	۱۱٫۶۰	۱۳٫۲۰	۱۱٫۷۸	۱۲٫۰۱	۱۱٫۰۸	۱۲٫۸۸	۱۱٫۹۸	۱۳٫۶۲
Fe ₂ O ₃ *	۱٫۴۸	۱٫۴۴	۱٫۵۸	۲٫۹۸	۲٫۰۲	۲٫۱۲	۱٫۵۴	۲٫۱۴	۱٫۹۴	۲٫۸۱
FeO	۰٫۵۹	۰٫۵۶	۰٫۶۳	۰٫۰۹	۰٫۸۰	۰٫۸۳	۰٫۶۳	۰٫۸۰	۰٫۷۶	۱٫۰۱
Fe ₂ O ₃	۰٫۸۲	۰٫۸۲	۰٫۸۸	۱٫۷۷	۱٫۱۳	۱٫۲۰	۰٫۸۴	۱٫۲۵	۱٫۱۰	۱٫۶۹
CaO	۰٫۴۸	۰٫۳۶	۰٫۸۲	۰٫۸۹	۰٫۵۴	۰٫۷۸	۰٫۴۴	۰٫۸۱	۰٫۴۹	۱٫۲۱
Na ₂ O	۲٫۹۸	۳٫۱۴	۳٫۰۸	۳٫۴۹	۳٫۱۳	۳٫۲۹	۲٫۸۸	۳٫۳۱	۲٫۸۸	۳٫۸۴
MgO	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۱۳	۰٫۲۸	۰٫۰۹	۰٫۲۱	۰٫۰۹	۰٫۲۲	۰٫۱۴	۰٫۴۸
K ₂ O	۳٫۰۱	۳٫۲۸	۲٫۹۸	۴٫۱۲	۳٫۱۰	۲٫۹۸	۳٫۳۱	۳٫۵۴	۳٫۰۱	۳٫۰۸
TiO ₂	۰٫۱۱	۰٫۱۴	۰٫۱۲	۰٫۱۸	۰٫۱۰	۰٫۱۳	۰٫۰۹	۰٫۱۶	۰٫۱۳	۰٫۲۱
MnO	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۷
P ₂ O ₅	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۱۴	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۱۸
LOI	۱٫۰۲	۰٫۸۸	۱٫۰۴	۱٫۱۰	۰٫۸۶	۰٫۹۴	۰٫۷۴	۰٫۹۴	۰٫۸۸	۱٫۰۸
Ag	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱
Ba	۹۱٫۴	۹۸٫۲	۷۴٫۸	۴۲۴٫۰	۱۰۱٫۲	۸۴٫۹	۱۱۰٫۲	۱۸۱٫۷	۹۸٫۸	۴٫۱۱۰
Ce	۱۰۲٫۰	۱۳۲٫۰	۱۱۸٫۰	۱۳۸٫۰	۱۱۰٫۰	۱۰۴٫۰	۱۲۱٫۰	۹۸٫۰	۹۹٫۰	۱۲۷٫۰
Co	۲٫۸۰	۲٫۴۰	۲٫۴۰	۳٫۷۰	۳٫۱۰	۳٫۴۰	۲٫۷۰	۳٫۹۰	۲٫۸۰	۵٫۴۰
Cr	۷۴	۸۱	۶۸	۹۴	۶۴	۵۴	۴۰	۳۸	۶۴	۹۲
Cs	۱٫۲۱	۱٫۰۸	۱٫۲۸	۲٫۱۰	۱٫۸۲	۰٫۹۸	۱٫۹۱	۲٫۸۱	۲٫۲۱	۳٫۰۲
Cu	۵	۷	۶	۱۲	۶	۱۰	۵	۵	۴	۱۸
Dy	۸۰٫۸	۹۱٫۰	۱۰۰٫۱	۷۰٫۸	۹۸٫۹	۱۰۰٫۲۰	۱۱۰٫۱	۹۱٫۰	۱۲۱٫۰	۱۶۰٫۸
Er	۱۳٫۲۱	۱۴٫۱۰	۱۳٫۸۲	۵٫۸۱	۱۲٫۸۸	۷٫۱۰	۱۱٫۰۹	۶٫۱۴	۹٫۸۱	۵۰٫۸
Eu	۰٫۷۸	۰٫۶۹	۰٫۵۸	۱٫۵۴	۰٫۷۱	۱٫۲۱	۰٫۹۱	۱٫۴۱	۰٫۷۲	۱٫۹۸
Ga	۲۱٫۲۰	۲۰٫۷۰	۲۳٫۴۰	۳۱٫۹۰	۲۳٫۱۰	۲۰٫۸۰	۲۴٫۱۰	۲۳٫۷۰	۲۰٫۱۰	۲۸٫۰۰
Gd	۹۰٫۸	۸۰٫۹	۹٫۱۴	۱۲٫۱۴	۱۰۰٫۱	۱۱٫۷۰	۹٫۸۱	۱۰۰٫۷	۹٫۷۴	۱۴٫۱۲
Hf	۹٫۸۰	۱۰٫۱۰	۹٫۷۰	۱۳٫۴۰	۸٫۸۰	۱۰٫۴۰	۸٫۷۰	۱۲٫۲۰	۹٫۲۰	۱۴٫۷۰
Ho	۳٫۱۲	۳٫۲۸	۲٫۸۹	۱٫۹۷	۲٫۸۱	۲٫۱۷	۲٫۰۱	۲٫۸۱	۲٫۱۸	۳٫۶۱
La	۴۷٫۱۰	۵۱٫۲۰	۴۸٫۸۰	۶۰٫۱۰	۴۴٫۱۰	۴۹٫۷۰	۴۸٫۳۰	۵۸٫۲۰	۵۱٫۱۰	۶۵٫۷۰
Lu	۰٫۹۱	۰٫۷۸	۰٫۷۰	۱٫۰۴	۰٫۷۷	۰٫۸۴	۱٫۲۴	۱٫۳۱	۰٫۹۱	۱٫۳۱
Mo	۲٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۵۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۵۰۰	۳٫۰۰	۶۰۰
Nb	۱۶٫۱۰	۱۵٫۷۰	۱۷٫۱۰	۱۴٫۷۰	۱۵٫۴۰	۱۳٫۷۰	۱۵٫۲۰	۱۸٫۷۰	۱۴٫۱۰	۱۹٫۴۰
Nd	۴۱٫۷۰	۴۱٫۸۰	۴۴٫۲۰	۴۸٫۴۰	۴۰٫۸۰	۴۱٫۴۰	۴۳٫۷۰	۵۰٫۹۰	۴۷٫۱۰	۵۳٫۷۰
Ni	۶٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۶٫۰۰	۷٫۰۰	۶٫۰۰	۹٫۰۰
Pb	۱۷٫۰۰	۱۸٫۰۰	۳۲٫۰۰	۱۴٫۰۰	۲۱٫۰۰	۲۷٫۰۰	۱۴٫۰۰	۲۴٫۰۰	۱۹٫۰۰	۳۲٫۰۰
Pr	۸۰٫۸	۸٫۱۴	۹٫۱۴	۱۱٫۱۹	۸٫۸۴	۸۰٫۸	۱۰٫۷۰	۱۳٫۱۰	۹٫۰۸	۱۲٫۱۴
Rb	۲۱۰٫۰۰	۱۸۹٫۰۰	۲۱۱٫۰۰	۲۰۴٫۰۰	۱۹۴٫۰۰	۱۸۲٫۰۰	۱۷۴٫۰۰	۱۹۸٫۰۰	۲۰۱٫۰۰	۱۶۸٫۰۰
Sm	۷٫۹۱	۷٫۸۴	۸٫۰۴	۹٫۱۴	۹٫۲۸	۸٫۷۴	۸٫۰۱	۷٫۸۴	۸٫۰۸	۱۱٫۲۴
Sn	۶	۸	۶	۱۱	۵	۶	۸	۹	۷	۱۳
Sr	۱۸٫۱۰	۱۹٫۴۰	۲۰٫۱۰	۲۸٫۴۰	۱۷٫۷۰	۱۸٫۶۰	۲۰٫۷۰	۳۰٫۴۰	۱۷٫۸۰	۳۴٫۸۰
Ta	۱٫۴۰	۱٫۷۰	۱٫۶۰	۲٫۱۰	۱٫۵۰	۱٫۶۰	۱٫۷۰	۲٫۸۰	۱٫۸۰	۳٫۲۰
Tb	۱٫۸۱	۱٫۷۸	۱٫۷۷	۲٫۱۴	۱٫۸۴	۱٫۹۶	۲٫۰۱	۱٫۷۳	۱٫۶۹	۳٫۱۱
Th	۲۶٫۸۰	۲۷٫۲۰	۲۹٫۱۰	۳۰٫۲۰	۲۹٫۸۰	۲۷٫۸۰	۲۸٫۴۰	۲۴٫۴۰	۲۹٫۴۰	۲۴٫۱۰
Tl	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵
Tm	۱٫۴۱	۱٫۴۳	۱٫۳۷	۰٫۸۹	۱٫۴۷	۱٫۳۹	۱٫۲۴	۰٫۹۴	۱٫۳۱	۰٫۹۸
U	۶٫۸۹	۷٫۸۲	۹٫۱۴	۴٫۲۱	۹٫۱۹	۸٫۲۴	۸٫۹۱	۱٫۴۱	۹٫۱۴	۳٫۷۱
V	۲۵	۲۱	۲۹	۳۰	۲۸	۲۴	۲۸	۲۲	۱۸	۳۲
W	۱	۳	۷	۴	۲	۱	۲	۳	۳	۲
Y	۳۶	۳۴	۳۳	۴۴	۳۷	۳۹	۳۵	۴۱	۳۲	۴۸
Yb	۸٫۱۴	۹٫۱۳	۱۰٫۲۸	۱۱٫۰۱	۸٫۹۱	۹٫۱۸	۷٫۱۲	۱۳٫۱۰	۱۱٫۰۲	۶٫۸۲
Zn	۴۸	۴۵	۳۲	۵۴	۵۲	۴۴	۶۰	۵۱	۳۹	۶۸
Zr	۲۱۸	۲۱۲	۱۸۹	۱۹۴	۲۱۴	۲۴۲	۱۹۴	۲۵۱	۲۴۸	۱۹۸



شکل ۷ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای پیشنهادی (Pearce (1983) [۱۸].



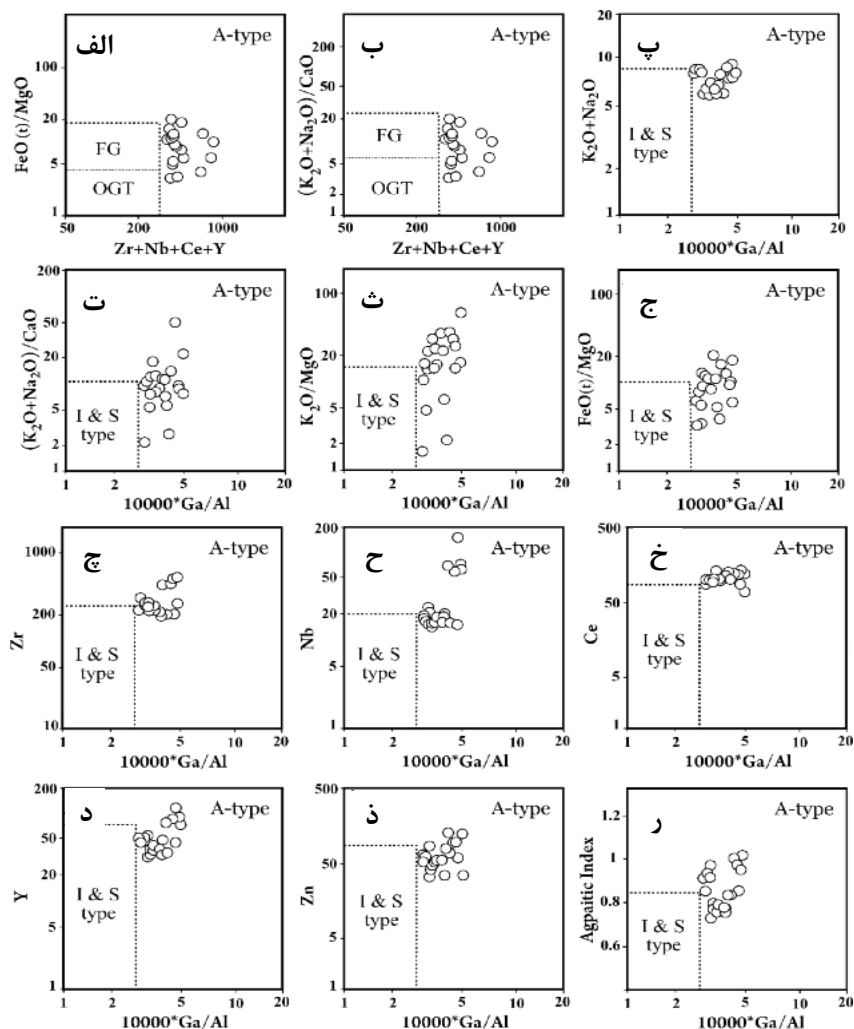
شکل ۸ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودار پیشنهادی Shand (1954) [۱۹].

گرانیتوئیدی شرق کوه‌های میشو جزء انواع آهن‌دار و در گستره‌ی همپوشانی گرانیتوئیدهای نوع A و انواع کردیلرایی تفریق یافته قرار می‌گیرند (شکل ۱۰).

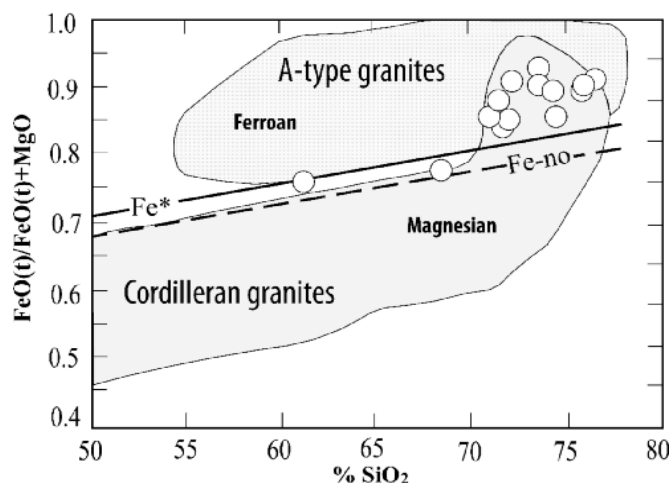
Eby (1992) [۲۲] گرانیتوئیدهای نوع A را از نظر شیمیایی به دو گروه A_1 و A_2 تفکیک کرد. گروه A_1 بر اساس نسبت‌های عنصری شباهت زیادی با بازالت‌های جزایر اقیانوسی داشته و طی ریفت داخل قاره‌ای و معمولاً همراه با سنگ‌های مافیک همزمان و در ارتباط با فعالیت نقاط داغ جایگیری می‌کنند و گروه A_2 شباهت زیادی به ترکیب میانگین پوسته و بازالت‌های جزایر قوسی داشته و در دامنه گسترده‌ای از محیط-ها، به ویژه انواع پسا برخورد و انتهای یک دوره طولانی جریان شدیداً گرم و ماگماتیسیم گرانیتی تشکیل می‌شود [۲۲، ۲۳].

گرانیت‌های هیپرسولووس و غنی از زیرکن عموماً به گرانیتوئیدهای نوع A وابسته اند. به همین منظور برای تعیین نوع گرانیتوئیدهای مورد بررسی از نمودارهای پیشنهادی Whalen et al., (1987) [۲۰] بهره گرفته شد. در این نمودارها انواع I و S از انواع A با ترسیم مقادیر $1000Ga/Al$ نسبت به عناصر اصلی و فرعی متمایز می‌شوند. همچنین ترسیم مقادیر $Zr + Nb + Ce + Y$ نسبت به عناصر اصلی از قبیل FeO^t/MgO و $(Na_2O + K_2O)/CaO$ نیز نتایج مشابهی نشان می‌دهند [۱۹]. در اغلب این نمودارها توده‌های گرانیتوئیدی شرق کوه‌های میشو در گستره‌ی گرانیتوئیدهای نوع A قرار می‌گیرند (شکل ۹). در نمودار $SiO_2-FeO^t/(FeO^t + MgO)$ پیشنهادی Frost et al (2001) [۲۱]، نمونه‌ی

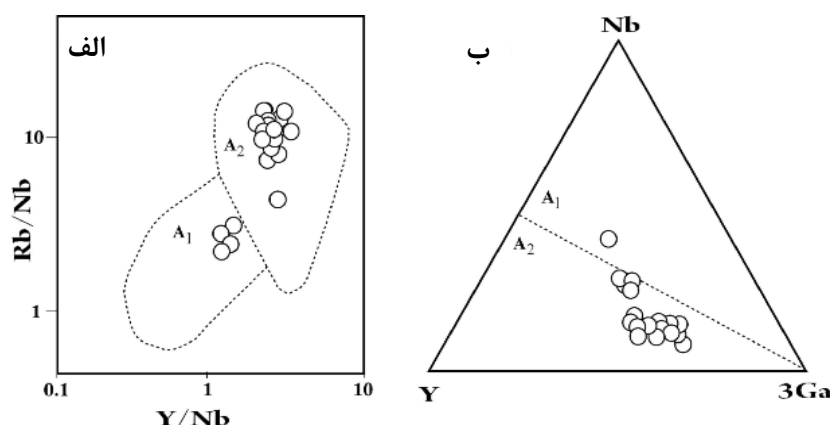
بررسی نسبت‌های عنصری در گرانیتوئیدهای نوع A شرق کوه‌های میشو نشان می‌دهد که آن‌ها به انواع A_2 وابسته بوده و وابستگی ژئوشیمیایی بیشتری با بازالت‌های جزایر قوسی و میانگین پوسته دارند (شکل‌های ۱۱ و ۱۲).



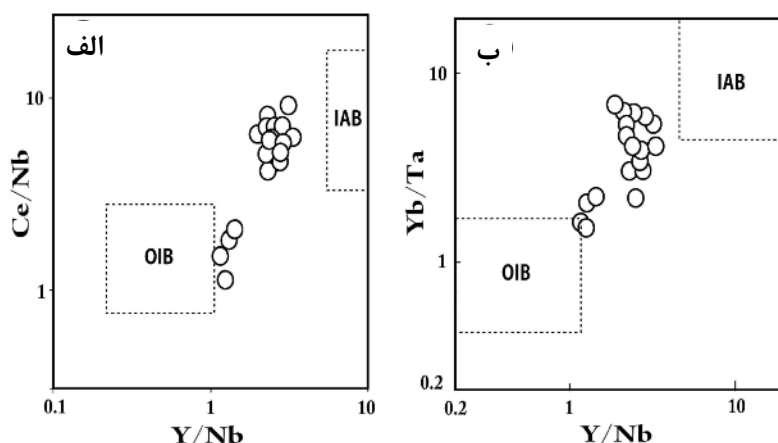
شکل ۹ تعیین نوع گرانیتوئیدهای مورد بررسی با استفاده از نمودارهای پیشنهادی (Whalen et al. 1987) [۲۰]



شکل ۱۰ تعیین نوع گرانیتوئیدهای مورد بررسی با استفاده از نمودار پیشنهادی (Frost et al. 2001) [۲۱]



شکل ۱۱ تشخیص تیپ گرانیتوئیدهای مورد مطالعه از طریق نمودارهای پیشنهادی (Eby (1992) [۲۲].



شکل ۱۲ تعیین قرابت ژئوشیمیایی توده‌های مورد بررسی با استفاده از نسبت‌های عنصری پیشنهادی (Eby (1992) [۲۲].

و Pb در آن‌ها مشاهده می‌شود که نقش تسلط پوسته‌ای در تکوین آن‌ها را نشان می‌دهد [۲۲، ۲۳]. این امر با ویژگی‌های گرانیت‌های نوع A و زیرگروه A₂ که از خاستگاه پوسته‌ای هستند همخوان است. همچنین بی‌هنجاری‌های منفی مشخصی از عناصر Ba, Nb, Sr, P و Ti در آن‌ها مشاهده می‌شود. بی‌هنجاری منفی Sr در توافق با بی‌هنجاری منفی Eu بوده و مبین جدایش پلاژیوکلاز کلسیک، باقی ماندن پلاژیوکلازهای کلسیک در فاز تفاله ذوب بخشی مواد خاستگاه و یا fO_2 بالا در محل ذوب است. بی‌هنجاری‌های منفی Ti و Nb با جدایش آمفیبول‌ها و نیز کانی‌های واجد Ti ارتباط داشته و بی‌هنجاری منفی P می‌تواند مبین تبلور بخشی و جدایش آپاتیت در ماگمای مولد توده‌های نفوذی گسترده مورد بررسی باشد. بی‌هنجاری منفی Ba می‌تواند مربوط به جدایش بیوتیت از گدازه‌ی گرانیتی وابسته باشد، چرا که اغلب توده‌های گرانیتوئیدی شرق کوه‌های میشو غنی از فلدسپار

(Watson and Harrison (1983) [۲۴] برای برآورد دمای تبلور توده‌های گرانیتوئیدی از پارامتر کاتیونی M در مقابل Zr استفاده کرده‌اند. بر اساس این نمودار، دمای تشکیل توده‌های گرانیتوئیدی نوع A شرق کوه‌های میشو ۸۰۰ تا ۸۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد برآورد می‌شود (شکل ۱۳).

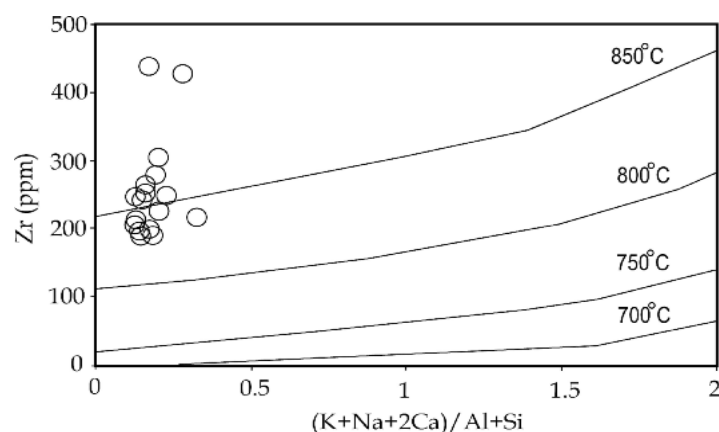
بررسی مقادیر عناصر نادر خاکی در توده‌های گرانیتوئیدی شرق کوه‌های میشو نشان می‌دهد که مجموع عناصر نادر خاکی در آن‌ها از ۱۹۵/۷۳ تا ۳۲۹/۶۹ پی‌پی‌ام در نوسان است و با نسبت‌های بالای La^N/Yb^N (۲/۲۸ تا ۷/۴۸) و Ce^N/Yb^N (۱/۸۷ تا ۵/۷۰) و بی‌هنجاری شدید منفی $Eu/Eu^* = 0.18 - 0.49$ مشخص می‌شوند.

بررسی نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب بهنجارشده بر اساس داده‌های (Sun and McDonough (1989) [۲۵] که بر حسب کاهش ناسازگاری مرتب شده‌اند نشان می‌دهد که بی‌هنجاری‌های مثبت و مشخصی از عناصر K, U, Th, Rb, Cs

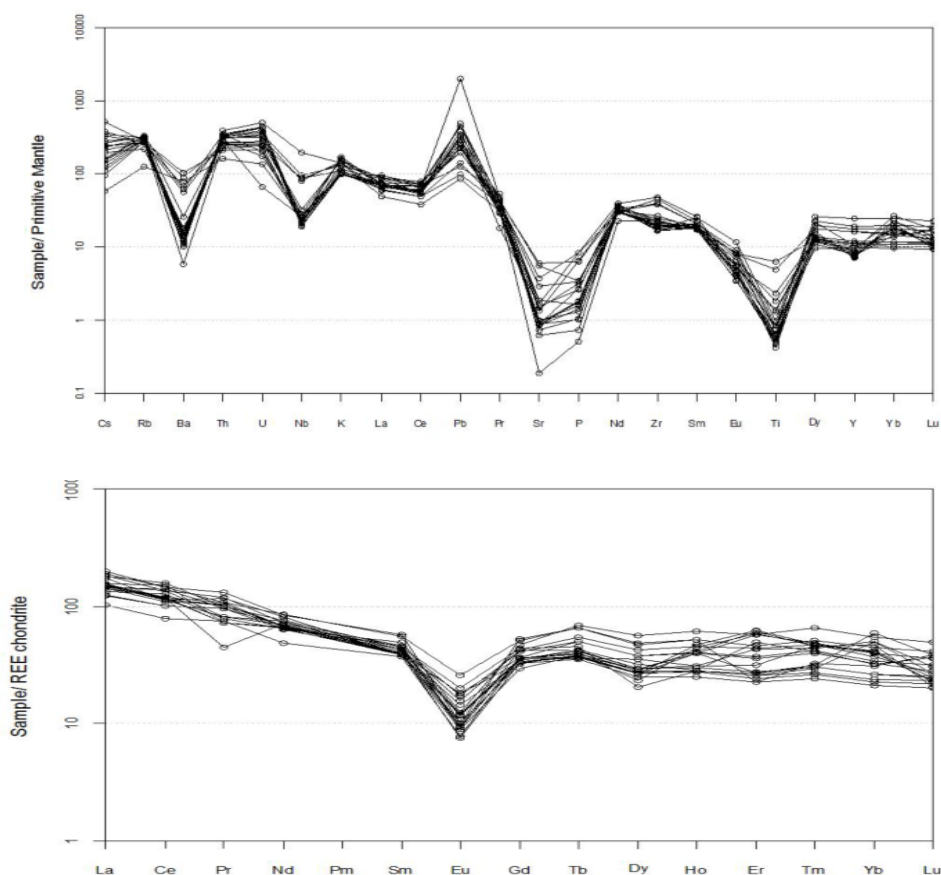
توده‌های گرانیتوئیدی شرق کوه‌های میشو وابسته‌اند که جدایش محسوسی از LREE به سمت HREE و با شیب نزولی اندک مشاهده می‌شود و بی‌هنجاری منفی Eu در این نمودار چشمگیر است (شکل ۱۴ ب).

قلیایی و اورتوکلاز پریتی بوده و فراوانی بسیار اندک بیوتیت در کانی‌شناسی این گرانیت‌ها، این ویژگی را تأیید می‌کند (شکل ۱۴ الف).

بررسی نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی بهنجار شده بر اساس مقادیر Sun and McDonough (1989) [۲۵] و به



شکل ۱۳ موقعیت نمونه‌ها در نمودار [۲۴] Watson and Harrison (1983) برای تعیین دمای تبلور توده‌ی گرانیتوئیدی.



شکل ۱۴ الف) نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب و نادر خاکی در توده‌های مورد بررسی که نسبت به گوشته‌ی اولیه [۲۸] بهنجار شده‌اند و ب) نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی که نسبت به کندریت [۲۸] بهنجار شده‌اند.

زمین‌گاه‌شماری

بررسی‌های زمین‌شناسی سطحی در شرق کوه‌های میشو و نیز مورو نشانگر موارد زیر است:

الف: توده‌های گرانیتوئیدی مورد بحث دارای برونوم‌های فراوانی از سنگ‌های مافیک‌اند. این برونوم‌ها به توده‌های مافیک و اولترامافیک میشو وابسته بوده و به احتمال زیاد بقایای پوسته‌ی اقیانوسی پالئوتیتس اول‌اند [۶،۴].

ب: توده‌های گرانیتوئیدی نوع A کوه‌های میشو و مورو، نهشته‌های قدیمی‌تر از پرمین را قطع کرده و با رسوب‌های پیشرونده پرمین با دگرشیمی آذرین‌پی پوشیده می‌شوند [۶،۴].

ج: دایک‌هایی از توده‌ی گرانیتوئیدی نوع A به درون سنگ‌های مافیک و اولترامافیک میشو تزریق شده‌اند، لذا سن نسبی آن‌ها بر اساس شواهد صحرایی به فاز کوهزائی هرسی‌نین و حرکت‌های انتهائی آن در زمان کربونیفر نسبت داده شده است [۶].

در جنوب‌غربی کوه‌های میشو و شمال روستای هریس، توده‌ی گرانیتوئیدی نوع A رخنمون داشته و پیرمحمدی علی‌شاه (۱۳۸۴) [۲۶]، برخورد گرمایی این توده با نهشته‌های کربناتی پرمین را گزارش کرده و سن آن را پس از کرتاسه و پیش از الیگومیوسن در نظر گرفته است.

بررسی‌های اخیر روی این توده و سال‌سنجی رادیومتری (SHRIMP) U-Pb زیرکن [۸] نشان می‌دهد که سن جایگیری این توده 34 ± 306 میلیون سال (اوایل تا اواسط کربونیفر) است و این امر سن نسبی حاصل از بررسی‌های صحرایی در خصوص گرانیتوئیدهای شرق میشو را تأیید می‌کند.

جایگاه زمین‌ساختی

اصولاً زیرگروه A_2 از گرانیتوئیدهای نوع A در دامنه‌ی گسترده‌ای از محیط‌ها ظاهر می‌شوند و شامل گرانیتهای پس از برخورد [۲۳] و آن‌هایی که در یک دوره‌ی طولانی جریان شدیداً گرم و ماگماتیسیم گرانیتهی جایگیری می‌کنند [۲۳،۲۲] هستند. این گروه با ذوب بخشی دوباره، بخشی از لیتوسفر و سنگ‌های آذرین پوسته‌ای با ترکیب تونالیتی تا گرانودیوریتی را تولید کرده‌اند [۲۷].

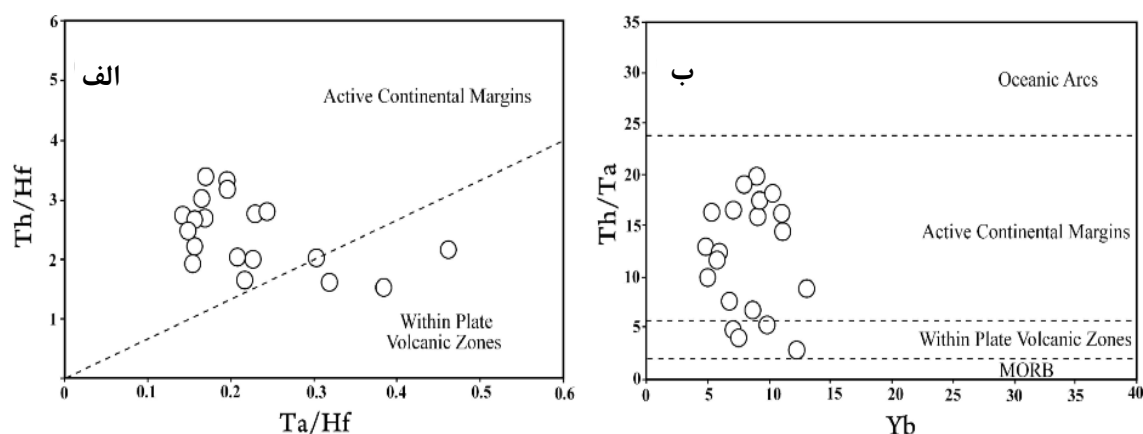
بررسی موقعیت زمین‌ساختی توده‌های گرانیتوئیدی شرق

کوه‌های میشو در نمودارهای Th/Hf-Ta/Hf و Th-Ta-Yb [۲۸] نشان می‌دهد که اغلب توده‌های گرانیتوئیدی نوع A شرق کوه‌های میشو در گسترده حاشیه‌ی فعال قاره‌ای و زون‌های آتشفشانی و ریفتی درون صفحات قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۵). همچنین موقعیت نمونه‌ها در نمودارهای Nb-Y [۲۹] و Rb-(Y+NB) [۳۰] نشان می‌دهد که این توده‌ها به ترتیب در مرز مشترک قوس‌های آتشفشانی و گرانیتوئیدهای برخوردی با انواع داخل صفحه‌ای و به گرانیتوئیدهای پس از برخورد وابسته‌اند (شکل ۱۶).

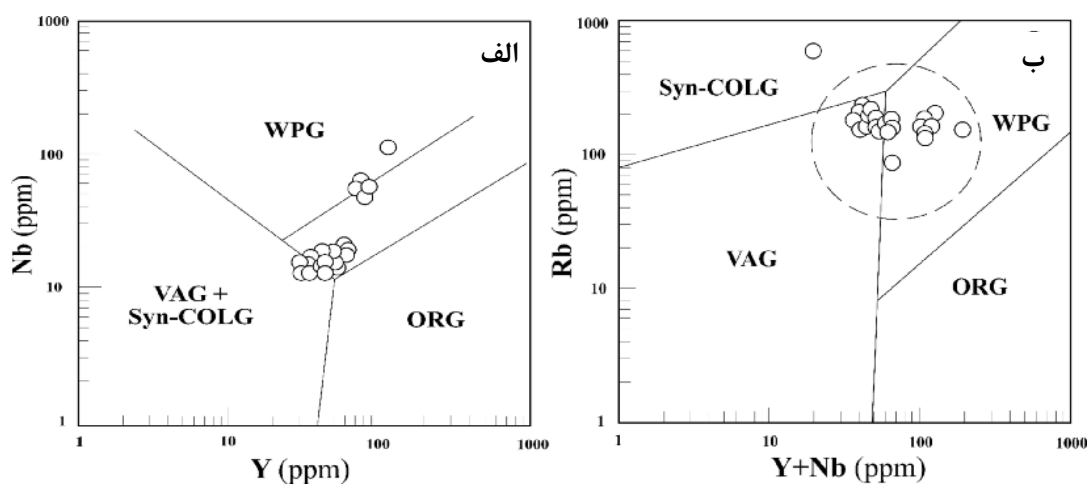
بررسی نمودار عنکبوتی وابسته به عناصر کمیاب پیشنهادی Pearce et al. (1984) [۲۹] که نسبت به ORG بهنجار شده‌اند نشان می‌دهد که الگوی تغییرات شبیه به مناطق ریفتی و کمان‌های آتشفشانی (پس از برخورد)‌اند (شکل ۱۷).

با توجه به رخنمون توده‌های گرانیتوئیدی نوع S در شمال-غرب ارتفاعات میشو [۶،۳] و همبری گرمایی آن‌ها با سازند کهر و سنگ‌های مافیک و اولترامافیک میشو و عدم دگرگونی نهشته‌های پرمین در منطقه، مؤید و همکاران (۱۳۸۴) [۶] معتقدند که این ارتفاعات محل زمین درز پالئوتیتس اول و به سن هرسی‌نین است که از جمله شواهد آن می‌توان به توده‌های مافیک - اولترامافیک (افیولیت؟)، توده‌های گرانیتوئیدی نوع S، توده‌های گرانیتوئیدی نوع A و وجود برونوم‌های متعدد از سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای در سنگ‌های آتشفشانی پلیوسن مجاور گسل شمالی میشو اشاره کرد.

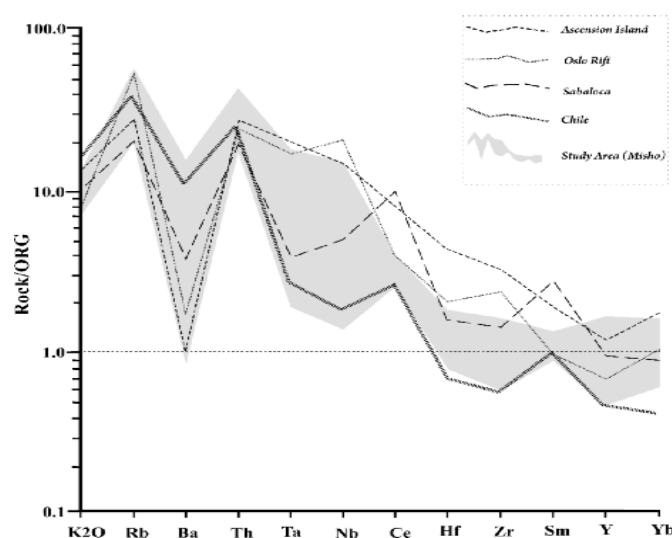
بر این اساس توده‌های گرانیتوئیدی نوع A شرق کوه‌های میشو در انتهای فاز کوهزائی هرسی‌نین و به دنبال برخورد قاره‌ای ایران - اوراسیا و در حاشیه‌ی فعال قاره‌ای جایگزین شده‌اند. این توده‌ها به احتمال زیاد از ذوب بخشی دوباره لیتوسفر و سنگ‌های گرانودیوریتی تا تونالیتی پوسته قاره‌ای در یک محیط پس‌برخوردی ریشه گرفته‌اند. مراحل شکل‌گیری و تکامل پالئوتیتس اول بر اساس نظر مؤید و همکاران (۱۳۸۴) [۶] در شکل ۱۸ نشان داده شده و موقعیت جایگزینی توده‌های گرانیتوئیدی نوع A در حاشیه فعال قاره‌ای و پس از بالازدگی به دنبال برخورد قاره - قاره تصویر شده است.



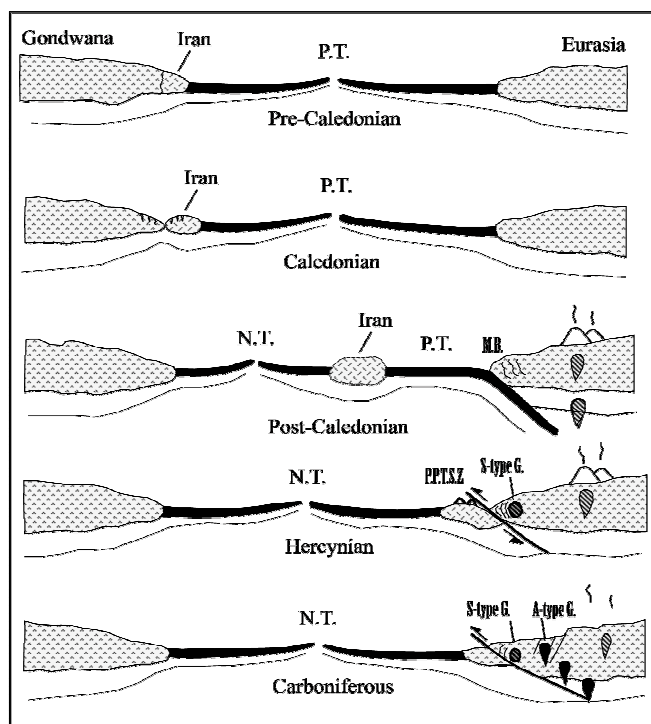
شکل ۱۵ تعیین موقعیت زمین‌ساختی توده‌های مورد بررسی با استفاده از نمودار (Schandle and Gorton (2002) [۲۸].



شکل ۱۶ تعیین جایگاه زمین‌ساختی توده‌های مورد بررسی با استفاده از نمودارهای (Pearce et al. (1984) الف) [۲۹] و (Pearce (1996) ب) [۳۰].



شکل ۱۷ نمودار عنکبوتی وابسته به نمونه‌های مورد بررسی که نسبت به ORG به‌نجار شده‌اند (طیف خاکستری) و مقایسه‌ای آن با منحنی‌های وابسته به مناطق مختلف [۲۹].



شکل ۱۸ مراحل شکل‌گیری و تکامل پالئوتیتس اول و موقعیت جایگزینی توده‌های گرانیتوئیدی نوع A در حاشیه‌ی فعال قاره‌ای و پس از بالازدگی به دنبال برخورد قاره - قاره [۶].

برداشت

- ۱- توده‌های گرانیتوئیدی شرق کوه‌های میشو دامنه‌ی ترکیبی گسترده‌ای از کوارتز مونزونیت تا گرانیت و گرانیت قلیایی تا کوارتز سینیت قلیایی نشان می‌دهند و وجود بافت گرانوفیری در آن‌ها حاکی از جایگزینی آن‌ها در عمق کم است.
- ۲- این توده‌ها به گرانیتوئیدهای نوع A و زیر گروه A₂ وابسته بوده و از یک خاستگاه پوسته‌ای حاصل شده‌اند.
- ۳- بی‌هنجاری منفی و مشخصی از Eu و نیز بی‌هنجاری مثبت و مشخصی از عناصر LILE و LREE در این توده‌ها به چشم می‌خورد. بی‌هنجاری منفی عناصر Ba, Nb, Sr, P و Ti نیز در این توده‌ها دیده می‌شود.
- ۴- این توده‌ها در دمائی بین ۸۰۰ تا ۸۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد متبلور شده‌اند.
- ۵- تعیین سن نسبی به روش U-Pb (SHRIMP) بر روی زیرکن‌های موجود در این توده‌ها سن 306 ± 34 میلیون سال را نشان داده است که با شواهد صحرائی همخوانی دارد.
- ۶- این توده‌ها پس از یک دوره‌ی گرمایی شدیداً گرم و گرانیتی ناشی از فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی پالئوتیتس اول و برخورد قاره - قاره در فاز هرسینین و در یک محیط پسا

برخوردی و حاشیه فعال قاره‌ای و در اثر بالازدگی پس از برخورد جایگیری کرده‌اند.

مراجع

- [1] Clarke D.B., "Two centuries after Hutton's 'Theory of the Earth': the status of granites science. Transactions of the Royal Society of Edinburgh", Earth Sciences 87 (1996) 353-359.
- [2] Bonin B., Bebin J., Hassan P., "Granites: a planetary point of view" Gondwana Research 5 (2002) 261-273.
- [3] Bonin B., Bebin J., "The granites – upper mantle connection in terrestrial planetary bodies: an anomaly to the current granite paradigm?" Lithos Ilmari Haapala 80 (2005) 131-145.
- [۴] مؤید م.، مؤذن م.، "نگرشی نو بر موقعیت خط درز پالئوتیتس در ایران" مجموعه مقالات ششمین گردهمایی انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شهید باهنر کرمان (۱۳۸۱) ص ۷۱۶-۷۱۷.
- [۵] مؤید م.، رضائی مقدم م.ح.، "اهمیت ژئودینامیکی گسل تبریز در تحول پوسته ایران" مجموعه مقالات اولین کنفرانس بین‌المللی مخاطرات زمین، بلایای طبیعی و راه‌های مقابله با آنها، دانشگاه تبریز (۱۳۸۴) ص ۹۶.

- (eds.) "Continental basalts and mantle xenoliths". Shiva, Nantwich, (1983) 230-249.
- [19] Shand S.J., "The Euraptive rocks", 2nd edi. New York, John Wiley (1954) 444p.
- [20] Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W., "A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis". Contributions to mineralogy and Petrology 95 (1987) 407-419.
- [21] Frost B.R., Barnes C.G., Collins W. J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D., "A geochemical classification for granitic rocks", Journal of petrology 42 (2001) 2033-2048.
- [22] Eby G.N., "Chemical Subdivision of the A-type granitoides: petrogenesis and tectonic implications". Geology 20 (1992) 641-644.
- [23] Bonin J., "A-type granites and related rocks: Evolution of a concepts and prospects" Lithos 97 (2007) 1-29.
- [24] Watson E.B., Harrison M.T., "Zircon saturation revisited: temperature and composition effect on a variety of crustal magma types" Earth and Planetary Sciences Letter 64 (1983) 295-304.
- [25] Sun S.S., Mc Donough W.F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes". In: Saunders, A.D., and Norry, M.J., (eds.), "Magmatism in the ocean basins". Geological society, London. Special Publication 42 (1989) 313-345.
- [26] پیرمحمدی ف.، "بررسی پترولوژی و پتروگرافی توده آذرین شمال روستای هریس واقع در کوه‌های میشو (شهرستان شبستر)" رساله کارشناسی ارشد زمین‌شناسی-گرایش پترولوژی، دانشگاه علوم طبیعی تبریز (۱۳۸۴).
- [27] Creaser R.A., Price R.C., Wormold R.J., "A-type granites revisited: assessment of residual source model" Geology 19 (1991) 63-166.
- [28] Schandle E.S., Gorton M.P., "Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments" Economic Geology 97 (2002) 629-642.
- [29] 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.
- [30] Pearce J.A., "Source and setting of granitic rocks". Episode 19 (1996) 120-125.
- [۳۱] اللهیاری خ.، وثوقی‌عابدینی م.، مؤید م.، "بررسی پتروگرافی، ژئوشیمی و محیط تکتونیکی توده گرانیتوئیدی میشو (جنوب‌غرب مرند)" فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال ۱، شماره ۲، (۱۳۸۲) ص ۱-۶.
- [۶] مؤید م.، مؤذن م.، کلاگری ع. ا.، حسین‌زاده ق.، "کانی‌شناسی و پترولوژی توده گرانیتوئیدی میشو (جنوب‌غرب مرند - استان آذربایجان شرقی) و اهمیت ژئودینامیکی آن" مجموعه مقالات ششمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شهید باهنر کرمان (۱۳۸۴) ص ۱۴۶-۱۴۱.
- [۷] بزرگ سقین‌سرا، ر.، "مطالعات پتروگرافی و پترولوژیکی توده آلکالی گرانیتی شمالشرق میشو (شمال‌غرب سیوان)" پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران (۱۳۸۸).
- [۸] ادوای م.، قلمقاش ج.، ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی گرانیت‌های منطقه شرفخانه (شمال روستای هریس). طرح پژوهشی دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر (۱۳۸۸).
- [۹] نبوی م.ج.، "دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران" انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۵۵).
- [10] Stocklin J., "Structural history and tectonics of Iran; a review", American Association of Petroleum Geologists Bulletin 52, (1978) 1229-1258.
- [۱۱] افتخار نژاد ج.، "تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی" نشریه انجمن نفت ایران ۸۲ (۱۳۵۹) ص ۲۸-۱۹.
- [۱۲] آقائباتی ع.، "زمین‌شناسی ایران" انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۳)، ۵۸۶ ص.
- [13] Tuttle O.F., Bowen N.L., "Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8-KAlSi_3O_8-SiO_2-H_2O$ ". Geological Society of America Memoir 74 (1958) 153 p.
- [14] Streckeisen A., "Classification and nomenclature of plutonic rocks", Geologische Rundschau 63 (1974) 773-786.
- [15] Cox K.G., Bell J.D., Pakhurst R.J., "The interpretation of igneous rocks", London, Allen and Unwin (1979) 450 p.
- [16] De La Roche H., Leterrier J., Grand Claude P., Marchel M., "A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1-R_2 diagrams and major element analysis - its relationships and current nomenclature". Chem. Geol 29 (1980) 183-210.
- [17] Winchester J. A., Floyd P.A., "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements" Chemical Geology, 16 (1977) 325-343.
- [18] Pearce J.A., "Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins" in: Howksworth, C.J., and Norry, M.J.,