

جایگاه زمین‌ساختی توده‌های نفوذی گرانیتی شمال و شمال غرب موته، بخش میانی پهنه سنندج-سیرجان؛ رویکردهای سنگ‌نگاری، سن‌سنجی U-Pb زیرکن و زمین‌شیمی

شیما شمالی^{۱*}، منصور قربانی^۱، محمدرضا قاسمی^۲

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
۲- پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
(دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۹/۳۰، نسخه نهایی: ۱۴۰۲/۱۱/۲۱)

چکیده: توده‌های نفوذی مورد بررسی، در شرق و مرکز هم‌تافت دگرگونی موته-گلپایگان، در بخش مرکزی پهنه سنندج-سیرجان و کنار کمربند ماگمایی ارومیه-دختر، درون آمفیبولیت‌ها، میکاشیست‌ها و گنیس‌های نئوپروتروزوییک نفوذ کرده‌اند. توده‌ها در اثر زمین-ساخت کششی-برشی اعمال شده که منجر به تشکیل گسل‌های عادی عمقی فراوان گردیده‌اند، کاتاکلازیتی هستند و کنار پهنه گسلی، میلونیتی شده‌اند. ترکیب این توده‌ها لوکوگرانیتی است و شواهد مربوط به دگرریختی در صحرا و مقاطع میکروسکوپی دیده می‌شود. سن سنجی U-Pb زیرکن سه نمونه از رخنمون‌های تعیین سن نشده، سن تبلور آن‌ها را نئوپروتروزوییک مشخص کرد. از دیدگاه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، این سنگ‌ها از سری ماگمایی آهکی قلیایی پتاسیم بالا و پرآلومین هستند و در گستره گرانیتوئیدهای آهن‌دار نوع S جای دارند. هم‌تافت دگرگونی موته-گلپایگان با تشکیل توده‌های موته در نئوپروتروزوییک، بخشی از کمان ماگمایی کادومین است که در آن لوکوگرانیت‌ها از ذوب بخشی سنگ‌های رسوبی پلیتی و پسامیتی دگرگونه در نتیجه تزریق مذاب‌های گوشته‌ای تولید شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: هم‌تافت موته-گلپایگان؛ پهنه سنندج-سیرجان؛ آهکی قلیایی؛ نوع S؛ کمان ماگمایی کادومین

مقدمه

مشابه گرانیت دوران معرفی شدند و زمان تشکیل آن‌ها به پراکامبرین نسبت داده شده است [۲]. بر پایه سنگواره کنودونت موجود در مجموعه دگرگونی موته که میزبان گرانیت‌هاست و با در نظر گرفتن شباهت‌های زمین‌شیمیایی این توده‌ها با توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز، شازند، حسن رباط، بویین میاندشت، بروجرد و همدان، جایگیری این توده‌ها را به کرتاسه پسین-پالیوسن پیشین (پس از رخداد کوهزایی لارامید) نسبت داده‌اند [۳]. همچنین براساس سن‌سنجی K/Ar بر روی گرانیت موته [۴]، این سنگ‌ها بسیار جوان‌تر معرفی شده‌اند و جایگیری آن‌ها به کرتاسه پیشین-کرتاسه پسین نسبت داده شده است. سن دو نمونه لوکوگرانیتی در شمال غرب معدن روباز چاه خاتون در گستره معدن طلای موته با سن‌سنجی

توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی شمال و شمال غرب موته، در شرق و بخش مرکزی هم‌تافت دگرگونی موته-گلپایگان در بخش مرکزی پهنه سنندج-سیرجان و کنار کمربند ماگمایی ارومیه-دختر، درون سنگ‌های دگرگونی درجه متوسط تا پایین نئوپروتروزوییک نفوذ کرده‌اند. هم‌تافت دگرگونی موته-گلپایگان با روند شمال شرق-جنوب غرب در مرزهای شمالی و جنوبی به گسل‌های عادی پر شیب محدود می‌شود. سنگ‌های دگرگونی این هم‌تافت شامل انواع فیلیت، شیست، کوارتزیت، مرمر، گنیس و آمفیبولیت هستند که در بخش زیرین بیشتر از ارتوگنیس، در بخش میانی از مرمر و در بخش بالایی از شیست و آمفیبولیت تشکیل شده‌اند [۱]. گرانیت‌های موته نخستین بار

نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۱۳۴۲۲۵۸، پست الکترونیکی: sh.shomali.55@gmail.com

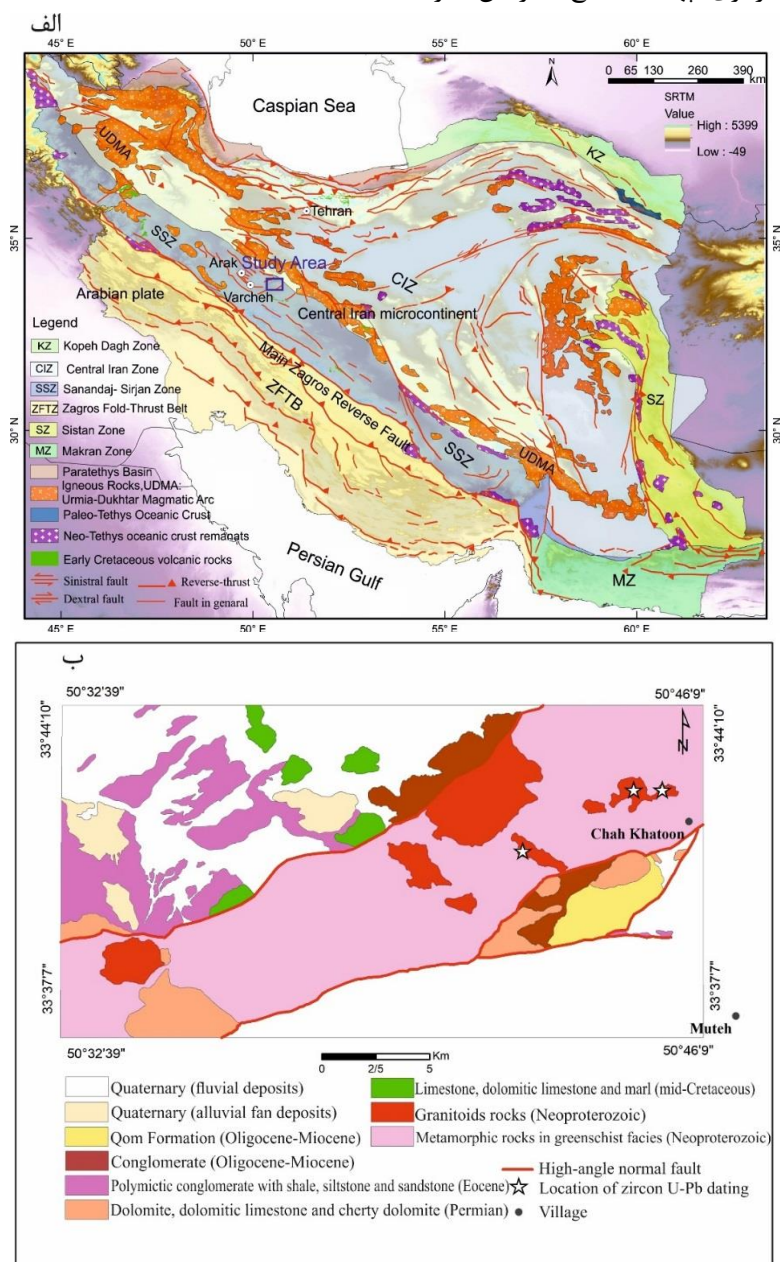


شمال و شمال غرب روستای موته، شمال شرق گلپایگان در استان اصفهان بین عرض‌های جغرافیایی $33^{\circ}37'7''$ تا $33^{\circ}44'10''$ شمالی و طول‌های جغرافیایی $50^{\circ}32'39''$ تا $50^{\circ}46'9''$ شرقی (شکل ۱)، به صورت توده‌هایی پیرامون معدن طلای موته و یک توده نیز در شمال-شمال شرق ورزنه قرار دارد. این توده‌ها در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ گلپایگان [۱] و نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دلیجان [۶] واقع هستند.

U-Pb زیرکن 578 ± 22 و 596 ± 25 میلیون سال (نئوپروتریویک) تعیین شده است [۵]. در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دلیجان [۶]، این گرانیته‌ها با احتمال به پالئوژن نسبت داده شده‌اند. با توجه به نظرهای مختلف در مورد سن رخنمون‌های گرانیته موته، تعیین سن مطلق آن‌ها به منظور مشخص شدن جایگاه زمین‌ساختی این توده‌ها، سودمند است.

زمین‌شناسی عمومی و صحرایی

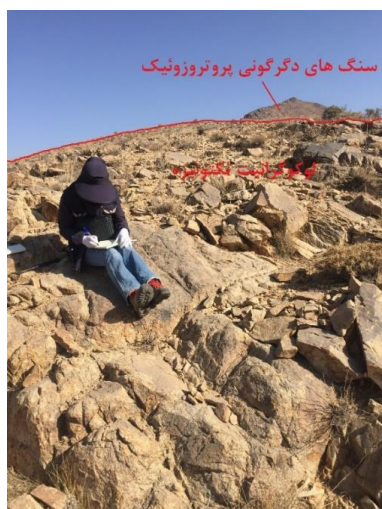
مقطع انتخابی در بخش مرکزی پهنه ساندج-سیرجان، در



شکل ۱ الف) موقعیت گستره مورد بررسی در نقشه پهنه‌های ساختاری-رسوبی عمده ایران [۷] که با داده‌های ارتفاعی SRTM ۳۰ متری پوشش داده شده است. گسل‌های روی نقشه برگرفته از نقشه گسل‌های ایران [۸] هستند، ب) نقشه زمین‌شناسی نشان‌دهنده موقعیت توده‌های نفوذی موته در بخش شرقی هم‌تافت دگرگونی موته-گلپایگان، برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دلیجان [۶].

موته، پهنه‌های دگرسانی گوناگونی چون پهنه‌های سیلیسی و سولفیدی ناشی از محلول‌های گرمابی تشکیل شده‌اند. به‌طور کلی، واحدهای زمین‌شناسی موجود در گستره مورد بررسی بر اساس نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دلجان به‌ترتیب سنی عبارتند از سنگ‌های دگرگونی رخساره شیبست سبز وابسته به نئوپروتروزوییک، توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی نفوذ کرده به درون سنگ‌های دگرگونی وابسته به نئوپروتروزوییک درون (Ediacaran)، سنگ‌های رسوبی وابسته به پرمین، سنگ‌های رسوبی وابسته به الیگومیوسن و واحدهای کواترنری. این گرانیت‌ها اغلب به شدت خردشده هستند و چنانکه اشاره شد، حالت تنش آواری دارند. آنها در کنار پهنه گسلی نیز حالت میلونیتی به خود گرفته‌اند (شکل‌های ۵، ۶).

توده‌های نفوذی لوکوگرانیتی موتیه که درون واحدهای دگرگونه وابسته به نئوپروتروزوییک جایگیری کرده‌اند (شکل ۲)، رنگ هوازده کرم-قهوه‌ای و گاهی سطوح سوخته دارند و رنگ تازه آن‌ها شیری-خاکستری روشن است. رخنمون این سنگ‌ها اغلب به شدت زمین ساخته است و به‌صورت خرد و شکسته شده و تنش آواری دیده می‌شوند (شکل ۳). بافت دانه‌ای دارند و به‌صورت متوسط تا درشت بلور در نمونه دستی دیده می‌شوند. رگه‌های کوارتزی این گرانیت‌ها را قطع کرده‌اند و اغلب راستای شمال شرقی-جنوب غربی دارند (شکل ۴). ضخامت این رگه‌ها متفاوت است و از دسی‌متر تا متر تغییر می‌کند. مرز بالایی این توده‌ها با واسطه گسل عادی پر شیب، کنگلومراها و سنگ آهک‌های وابسته به الیگومیوسن را به‌صورت ارتفاع‌ساز در کنار این توده‌ها قرار داده است. درست کنار توده‌های نفوذی



شکل ۲ تصویری از رخنمون لوکوگرانیت‌های خرد و شکسته موتیه. در بالای تصویر رخنمون سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوییک که لوکوگرانیت‌های موتیه آن‌ها را قطع کرده‌اند دیده می‌شود (دید به سمت شمال تا شمال شرق).



شکل ۳ تصویری از لوکوگرانیت تنش آواری در جنوب شرق جمل‌آباد (دید به سمت غرب).



شکل ۴ تصویری از رگه کوارتزی با راستای شمال شرقی-جنوب غربی درون لوکوگرانیت‌های موته.



شکل ۵ تصویری از گرانیت‌های میلونیتی در کنار پهنه گسلی (که به صورت کنگلومرای برشی شده دیده می‌شود)، رخنمون‌های ارتفاع‌ساز آهک‌های الیگومیوسن در بالای تصویر دیده می‌شوند (دید به سمت غرب).



شکل ۶ نمای نزدیک از گرانیت‌های میلونیتی شده، فلدسپارهای چشمی در تصویر مشخص هستند، خمیره ریزیلور نیز دیده می‌شود. در لوکوگرانیت‌های موته، تورمالین‌زایی صورت نگرفته است و هم‌چنین برونومی در آن‌ها دیده نمی‌شود. شواهد صحرایی آشکاری برای تعیین خاستگاه این گرانیت‌ها دیده نشد و باید به نتایج زمین شیمی بسنده کرد. تنها نبود کانی‌های مافیکی چون آمفیبول و پیروکسن در این سنگ‌ها تا حدی به نوع S بودن آن‌ها اشاره دارد.

روش بررسی

بر پایه بازدید صحرایی، تعداد ۲۸ نمونه سنگی از رخنمون‌های متفاوت مخته برای بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری با میکروسکوپ قطبشی برداشت گردید. از بین آن‌ها، تعداد ۱۲ نمونه با دگرسانی و هوازدگی کمتر برای تجزیه‌های زمین‌شیمی انتخاب شدند. اکسیدهای اصلی به روش طیف‌سنجی فلورسانس پرتوی ایکس (XRF) در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور مرکز تهران و عناصر جزئی و کمیاب به روش‌های طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) و طیف‌سنجی نشر نوری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-OES) در آزمایشگاه زمین‌شیمی مرکز پژوهش‌های کاربردی سازمان زمین‌شناسی در البرز اندازه‌گیری شدند. به منظور تعیین سن توده‌های مورد بررسی، ۳ نمونه سنگی انتخاب و برای سن‌سنجی U-Pb زیرکن به روش ICP-MS سایش لیزری به موسسه زمین‌شناسی انجمن علوم چک فرستاده شد.

بحث و بررسی

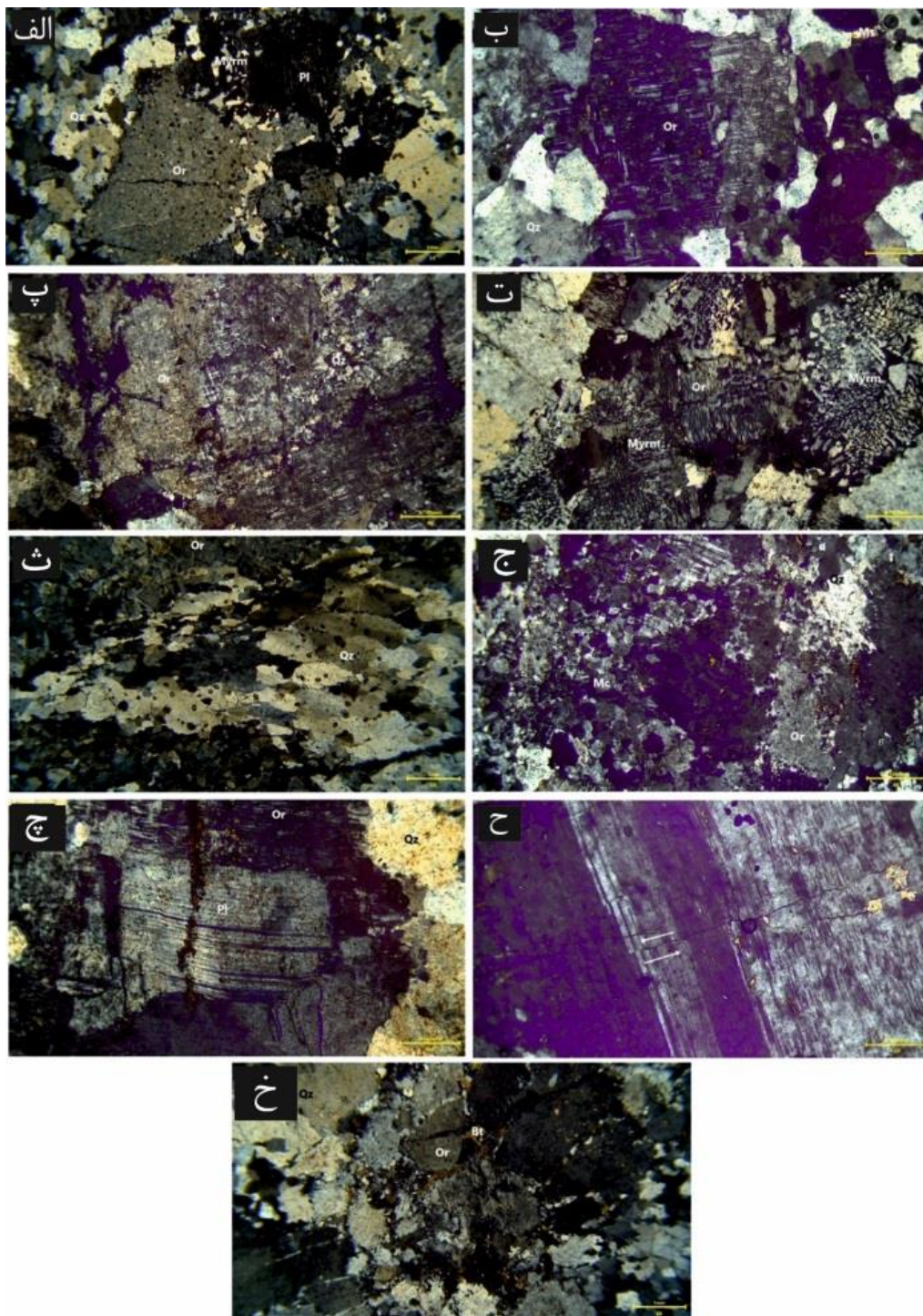
سنگ‌نگاری

حجم عمده این توده‌ها را لوکوگرانیت‌هایی تشکیل می‌دهند که اغلب به شدت زمین‌ساخته و خرد شده هستند و بسیاری از این نمونه‌ها میلونیتی (ناشی از دگرگونی پویا) و تنش آواری شده‌اند. برخی از ساختارهای میکروسکوپی دیده شده در این نمونه‌ها نشان‌دهنده چند مرحله‌ای بودن حرکت‌های زمین‌ساختی (فازهای مختلف کوه‌زایی) در منطقه هستند. بافت میکروسکوپی اولیه و اصلی این سنگ‌ها دانه ای بوده (اغلب به-دلیل اندازه‌های گوناگون بلورها، به‌صورت ناهمسان بلور است) و بافت ثانویه یا فرعی دیده شده در آن‌ها [۹]: نخست بافت میرمیکیتی بوده که در زمان سرد شدن مذاب تشکیل شده است و تغییر ویژه‌ای در ترکیب کانی‌شناسی سنگ به‌وجود نمی‌آورد (شکل ۷ الف). بافت میرمیکیتی و پرتیتی شدن بر اثر نیروهای زمین‌ساختی جهت‌دار و اعمال تنش بر سنگ‌های منطقه نیز ایجاد می‌شود [۱۰، ۱۱]. تشکیل میرمیکیت از دلایل حضور مذاب طی دگرشکلی است و شکل‌گیری آن را ناشی از همیافتی با ماگمای در حال تبلور نهایی یا ماگمای آبدار می‌دانند [۱۰]. بافت فرعی دیگر بافت‌های برآمده از عملکرد زمین‌ساخت (به‌دلیل تنش و فشار) مانند میلونیتی شده بوده که در این سنگ‌ها رایج هستند. کانی‌های اصلی این

لوکوگرانیت‌ها کوارتز و فلدسپارها (به‌طور عمده فلدسپارهای قلیایی و به مقدار کم‌تر پلاژیوکلازها) هستند و از کانی‌های فرومنیزین تنها در برخی از نمونه‌ها، میکاها با فراوانی کم از نوع بیوتیت و مسکویت (اغلب به صورت ثانویه) حضور دارند. کانی‌های فرعی موجود در مقاطع این سنگ‌ها را زیرکن، تیتانیت و کانی‌های کدر تشکیل می‌دهند و کانی‌های ثانویه کلسیت، کلریت و اکسیدهای آهن هستند. ویژگی‌های میکروسکوپی این کانی‌ها در نمونه‌های مورد بررسی در ادامه بیان می‌شود:

کانی‌های اصلی

فلدسپارهای قلیایی: بلورهای فلدسپار پتاسیمی از نوع ارتوکلاز و میکروکلین اغلب به‌صورت بی‌شکل در این نمونه‌ها وجود دارند که ارتوزها گاهی دوقلو بوده و میکروکلین‌ها ماکل مشبک نشان می‌دهند. در برخی از نمونه‌ها به‌دلیل قرار داشتن در پهنه برشی و در معرض نیروهای فشاری، میکروکلین‌ها ماکل مشبک خود را از دست داده و گاهی نیز مانند کوارتزها، بلورهای درشت‌تر میکروکلین با کاهش اندازه مواجه شده و به بلورهای ریزتر خرد شده‌اند. ارتوزها اغلب پرتیتی هستند. بسیاری از ارتوکلازها در این سنگ‌ها در مرکز بلور ماکل آلبیتی و در لبه، ماکل مشبک دارند که می‌تواند نشان‌دهنده بافت آنتی راپاکیوی باشد (مرکز بلور از پلاژیوکلاز سدیمی و لبه آن از فلدسپار پتاسیم یا میکروکلین دارای ماکل مشبک تشکیل شده است). وجود ماکل میکروکلین (مشبک) در بسیاری از بلورهای ارتوکلاز می‌تواند نشانگر دگرشکلی آن‌ها در حالت جامد باشد [۱۲-۱۴] (شکل ۷ ب). بلورهای ارتوکلاز در سامانه تک میل متبلور می‌شوند، اما وقتی در معرض تنش قرار می‌گیرند، سامانه بلوری آن‌ها به سه میل تغییر می‌یابد. تغییر سامانه بلوری از تک میل به سه میل سبب ایجاد ماکل‌های آلبیت و پریکلین در ارتوکلاز می‌شود [۱۵]. حضور هم‌زمان دو ماکل آلبیت و پریکلین در ارتوکلاز اغلب به‌صورت عمود بر هم و همراه با تشکیل منظره شطرنجی است (شکل ۷ پ). فلدسپارهای قلیایی در برخی نمونه‌ها تا حدی دگرسان شده و به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند. کانی‌های فرعی چون زیرکن و تیتانیت به‌صورت میانبار در آن‌ها دیده می‌شوند. آن‌ها همچنین شکستگی‌هایی دارند که با کوارتزهای ثانویه، کلسیت، اکسیدهای آهن و گاهی فلدسپارهای نسل دوم پر شده‌اند. رشد کوارتز درون بلورهای فلدسپار بافت فرعی میرمیکیتی را در بسیاری از نمونه‌ها ایجاد کرده است (شکل ۷ ت).



شکل ۷ تصاویر میکروسکوپی از لوکوگرانیتهای شمال و شمال غرب موته: الف) بافت ناهمسان بلور به عنوان بافت اصلی و بافت فرعی میرمیکیتی، ب) بلور درشت ارتوکلاز پرتیتی شده که ماکل آلبیتی و پریکلین را هم زمان نشان می دهد، بیانگر دگرشکلی آن در حالت جامد است، پ) لبه ارتوز با ماکل مشبک و کوارتزهای باز تبلور یافته کوچک در فواصل بین کانی ها، ت) بافت میرمیکیتی در لوکوگرانیت، ث) کوارتزهای با خاموشی موجی در یک پروتومیلونیت گرانیتی، ج) کوارتزهای باز تبلور یافته در مرز بین دانه ها و میکروکلین های کوچک ناشی از خرد شدن بلورهای درشت آن در اثر تنش اعمال شده بر سنگ، چ) ماکل دگرشکلی همراه با آثار شکستگی ناشی از تنش وارد شده به بلور پلاژیوکلاز، ح) ماکل دگرشکلی همراه با جابه جایی به دلیل وجود میکروگسل ها در یک بلور پلاژیوکلاز، خ) خرد شدن و شکسته شدن بلورها همراه با کاهش اندازه و رگچه های پر شده با کوارتز و فلدسپارهای نسل دوم در پروتوکاتاکلازیت گرانیتی همه تصاویر در نور قطبیده گرفته شده اند.

کانی‌های فرعی

کانی‌های فرعی موجود در این نمونه‌ها زیرکن‌هایی اغلب شکل-دار هستند و درون کانی‌های اصلی سنگ به‌صورت میانبار حضور دارند. تیتانیت نیز به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در مقاطع این سنگ‌ها دیده می‌شود. کانی‌های کدر، اغلب بی‌شکل در این سنگ‌ها حضور دارند.

کانی‌های ثانویه

کلریت اغلب برآمده از دگرسانی بیوتیت‌ها، با فراوانی کم در سنگ‌های مورد بررسی دیده می‌شود. کانی‌های رسی و کمی سیرسیت نیز از دگرسانی فلدسپارها تشکیل شده‌اند. اکسیدهای آهن اغلب رگه‌ها و شکستگی‌های موجود در سنگ‌ها را پر کرده‌اند. کمی کلسیت نیز به‌صورت پرکننده رگه‌ها وجود دارد.

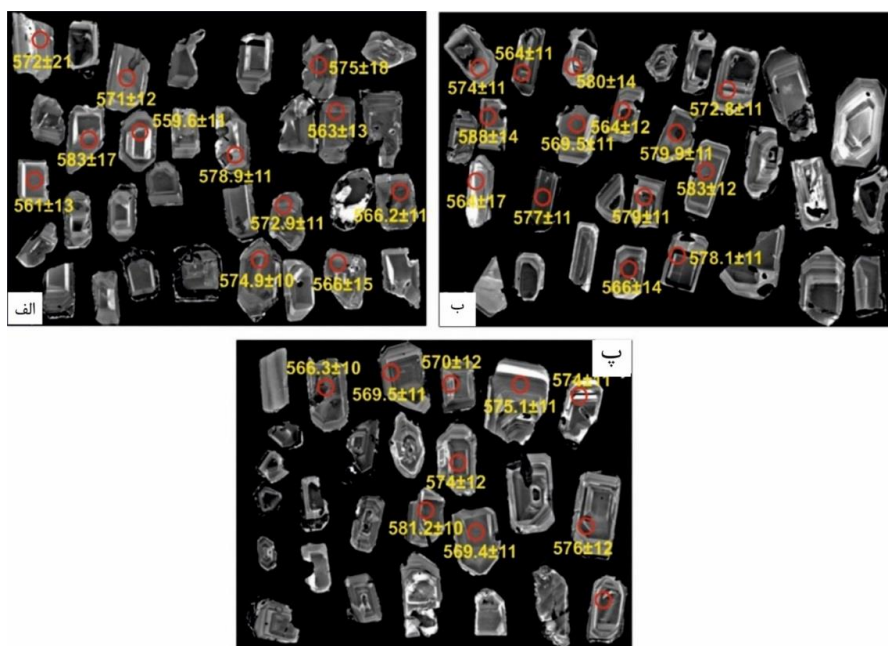
سن‌سنجی نمونه‌های توده‌های گرانیتی شمال و شمال غرب موته

از آن‌جا که در مورد سن این رخنمون‌های پراکنده و ماهیت آن‌ها اختلاف نظر بسیاری وجود دارد، سه نمونه از رخنمون‌های متفاوت گرانیت‌های موته برای سن‌سنجی U-Pb زیرکن انتخاب شدند که محل آن‌ها در شکل ۱ ب با ستاره مشخص شده است. از این سه نمونه با شماره‌های Mu-13D، Mu-7D، Mu-14D تعداد ۸۷ زیرکن جدا گردید. تصاویر تابناکی دانه-های زیرکن جدا شده در شکل ۸ آورده شده‌اند. دیده می‌شود که دانه‌های زیرکن منشوری شکل هستند و در آن‌ها منطقه-بندی نوسانی کاملاً آشکار و گسترش یافته‌ای وجود دارد. در این دانه‌ها هیچ‌گونه میانباری از زیرکن‌های موروثی (زیرکن‌های قدیمی‌تر از این زیرکن‌ها) وجود ندارد. به‌ندرت میانبارهایی از آپاتیت درون برخی از این بلورها دیده می‌شود. نسبت Th/U در بلورهای زیرکن جدا شده از هر ۳ نمونه بیش از ۰/۱ بوده که نشان‌دهنده یک خاستگاه ماگمایی برای رشد این بلورهاست [۱۶] (جدول ۱). با در نظر گرفتن این ویژگی‌ها، نتایج سن-سنجی U-Pb زیرکن‌ها نشان‌دهنده زمان تبلور لوکوگرانیت‌های موته است. سن سازگار به‌دست آمده از دانه‌های زیرکن از نمونه‌های Mu-13D، Mu-7D و Mu-14D به‌ترتیب $575.6 \pm 4.0 \text{ Ma}$ (MSWD=0.014)، 572.6 ± 3.4 (MSWD=0.81) و $574.6 \pm 3.3 \text{ Ma}$ (MSWD=0.040) است (شکل ۹). نزدیکی سن‌های به‌دست آمده نشان می‌دهد که این توده‌های نفوذی همه در نئوپروتروزویک شکل گرفته‌اند.

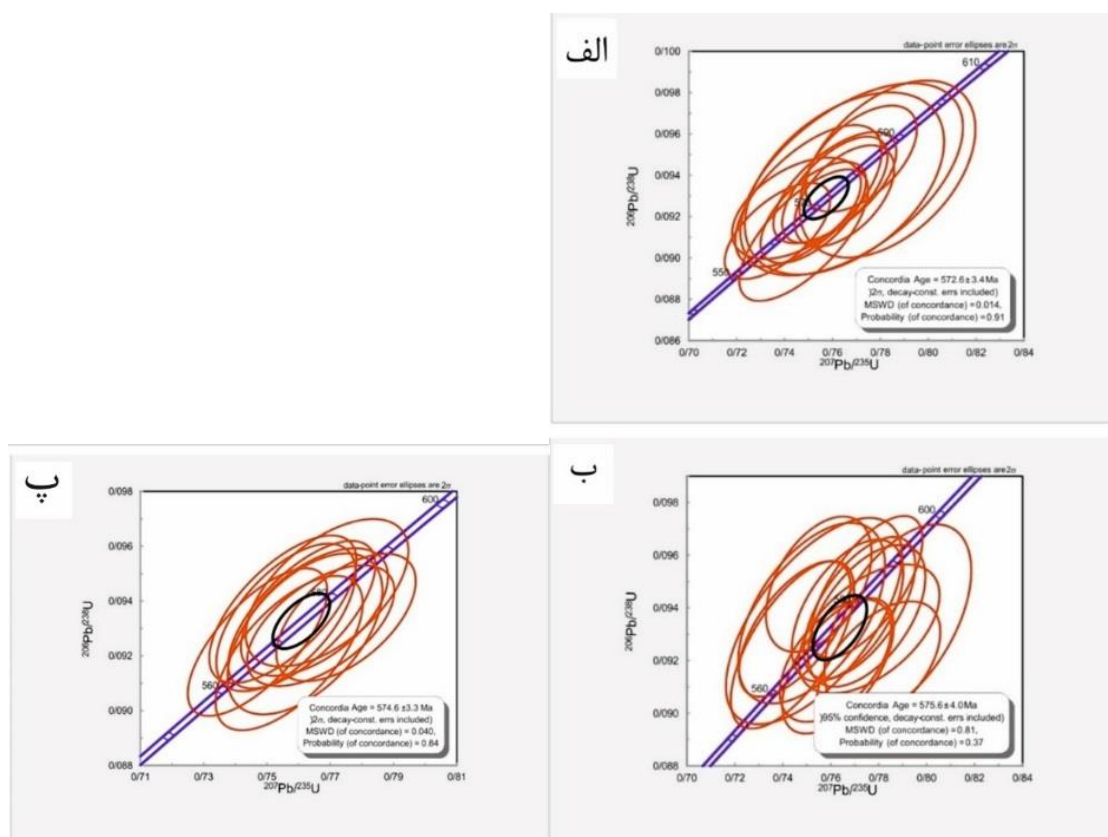
کوارتز: بلورهای کوارتز در این سنگ‌ها به‌صورت بی‌شکل و اغلب با خاموشی موحی دیده می‌شوند (شکل ۷ ث) و به‌دلیل قرار داشتن این سنگ‌ها در پهنه‌های برشی، کوارتزها دچار کاهش اندازه اولیه و باز تبلور شده‌اند (شکل ۷ ج). بلورهای کوارتز اغلب به‌صورت بسیلور هستند و در نمونه‌های زمین ساخته، کوارتزهای باز تبلور یافته کوچک در مرزهای بین بلورهای درشت‌تر در خمیره سنگ، رشد کرده‌اند. در لوکوگرانیت‌های میلونیتی، کوارتزهای بسیلور، مرزهای دنداندار پیدا کرده‌اند (مهاجرت مرزدانه‌ها) و به‌صورت کوارتزهای برشی دیده می‌شوند.

پلاژیوکلاز: پلاژیوکلازهای سدیمی بیشتر به‌صورت نیمه‌شکل‌دار و کم‌تر بی‌شکل در این سنگ‌ها با فراوانی کم‌تری نسبت به فلدسپارهای پتاسیمی و کوارتز حضور دارند و اغلب از نوع الیگوکلاز هستند و ماکل چندریختی نشان می‌دهند. در نمونه-های به شدت زمین ساخته، ماکل‌های پلاژیوکلازها دگرشکل (شکل ۷ چ) و گاهی خمیده شده‌اند. همچنین گاهی بلورهای پلاژیوکلاز به‌صورت خرد و شکسته شده دیده می‌شوند. در برخی از نمونه‌ها پلاژیوکلازهای سدیمی درون بلورهای فلدسپار پتاسیمی قرار دارند که تقدم تشکیل پلاژیوکلازها را بر پایه سری باون نشان می‌دهد. بر اثر تنش و مهاجرت مرزدانه‌ها، لبه پلاژیوکلازها اغلب به‌صورت دندانهای و کنگره‌ای در نمونه‌های زمین ساخته دیده می‌شود. همچنین گاهی شکستگی‌های بلورهای پلاژیوکلاز با جابه‌جایی همراه است که این امر نشان-دهنده رخداد حرکت‌های تنش آواری در چند مرحله بر سنگ-های گرانیتویدی است (شکل ۷ ح). در مرحله نخست این حرکت‌ها، درشت‌بلورهایی چون کوارتز و میکروکلین‌ها دچار کاهش اندازه و باز تبلور شده‌اند (شکل ۷ خ). پلاژیوکلازها در برخی نمونه‌ها به سیرسیت‌های ریز و کمی کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. پلاژیوکلازها نیز چون فلدسپارهای قلیایی آثار شکستگی نشان می‌دهند که بعضی از آن‌ها با اکسیدهای آهن و گاهی کوارتز پر شده‌اند.

میکاها: این کانی‌های صفحه‌ای با فراوانی بسیار کم از نوع بیوتیت و مسکویت (اغلب به‌صورت ثانویه) در برخی از نمونه‌ها حضور دارند. بیوتیت‌ها دگرسانی به کلریت نشان می‌دهند و اغلب در اثر تنش اعمال شده بر سنگ، دگرریخت هستند.



شکل ۸ تصاویر کاندولومینسانس از زیرکن‌های سن‌سنجی شده از نمونه‌های لوکوگرانیته موته، الف) زیرکن‌های نمونه Mu-7D، ب) زیرکن‌های جدا شده از نمونه Mu-13D و پ) بلورهای زیرکن جدا شده از نمونه Mu-14D.



شکل ۹ نمودارهای سازوکار از داده‌های به‌دست‌آمده از سن‌سنجی با روش U-Pb زیرکن‌های سنگ‌های لوکوگرانیته موته از الف) نمونه Mu-7D، ب) نمونه Mu-13D، پ) نمونه Mu-14D.

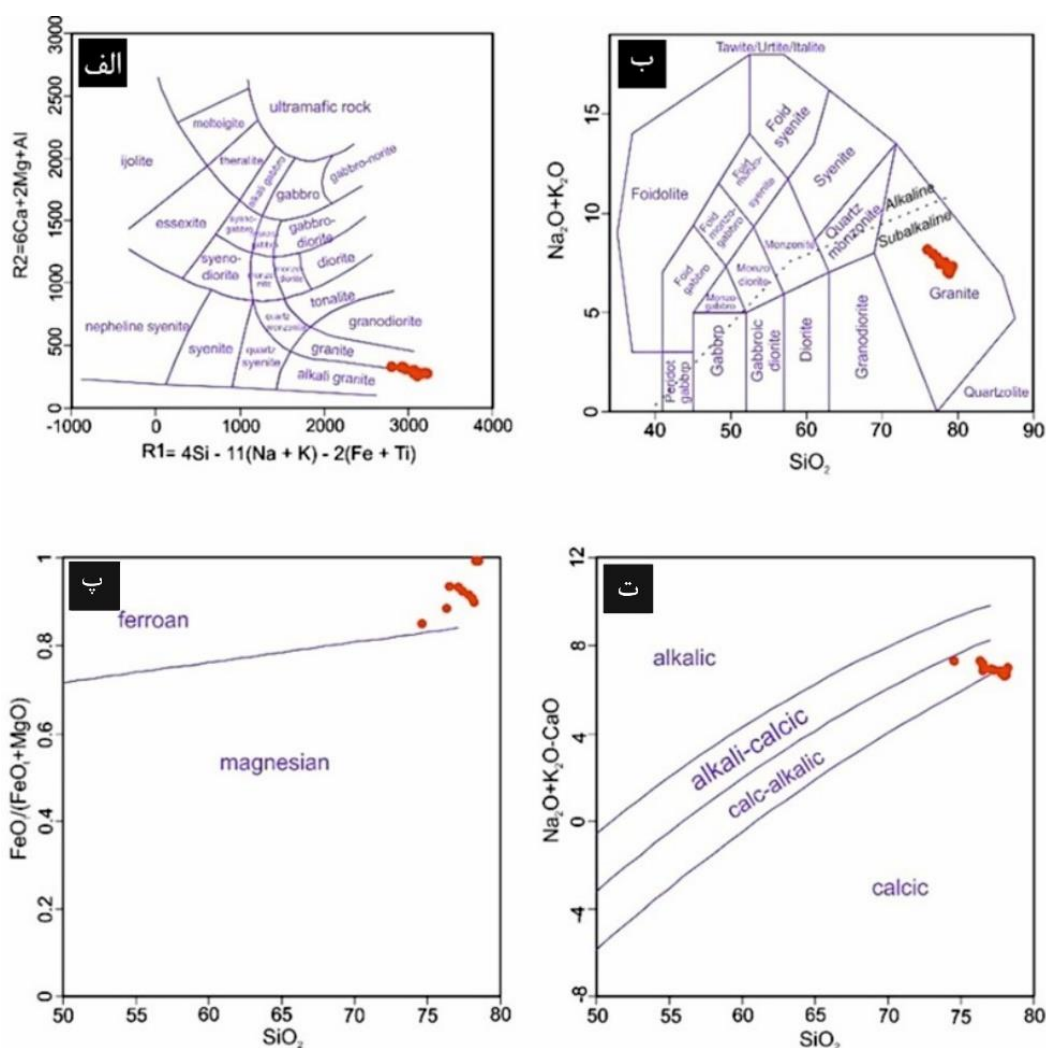
جدول ۱ نتایج تجزیه سن‌سنجی U-Pb زیرکن برای نمونه‌های توده‌های نفوذی شمال و شمال غرب مونه (Mu-14D, Mu-13D, Mu-7D).

Name	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ age(Ma)	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age(Ma)	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age(Ma)	2σ
Mu-7D-1	۴۸٫۴	۵۰٫۸	۱۱۳٫۸	۰٫۴۴	-۲۳۰۰۰	۰٫۷۶۸	۰٫۰۳۸	۰٫۰۹۳۸	۰٫۰۰۳۸	۰٫۰۶۰۴	۰٫۰۰۲۷	۵۷۲	۲۱	۵۷۷	۲۲	۵۴۴	۹۲
Mu-7D-2	۶۹٫۴	۷۲٫۲	۱۶۶٫۹	۰٫۴۳	-۱۱۰۰۰	۰٫۷۴۵	۰٫۰۲۲	۰٫۰۹۲۴	۰٫۰۰۰۲	۰٫۰۵۸۴	۰٫۰۰۱۴	۵۶۱	۱۳	۵۶۹	۱۲	۵۰۹	۵۳
Mu-7D-3	۱۰۴٫۷	۱۲۸	۲۲۳٫۹	۰٫۵۷	۹۱۰۰۰	۰٫۷۸۳	۰٫۰۳	۰٫۰۹۴۳	۰٫۰۰۳۵	۰٫۰۶۱۴	۰٫۰۰۲۳	۵۸۳	۱۷	۵۸۰	۲۰	۵۹۲	۸۰
Mu-7D-4	۱۲۴٫۲	۱۴۰٫۸	۲۷۶٫۶	۰٫۵۰	۳۴۰۰۰	۰٫۷۳۷	۰٫۰۱۸	۰٫۰۹۱۳	۰٫۰۰۱۹	۰٫۰۵۸۷	۰٫۰۰۱۱	۵۵۹٫۶	۱۱	۵۶۳	۱۱	۵۳۰	۴۱
Mu-7D-5	۸۷٫۲	۹۵٫۳	۱۸۳٫۳	۰٫۵۱	-۲۸۰۰۰	۰٫۷۶۱	۰٫۰۲۱	۰٫۰۹۳۴	۰٫۰۰۲۲	۰٫۰۵۹۲	۰٫۰۰۱۲	۵۷۱	۱۲	۵۷۵	۱۳	۵۴۰	۴۶
Mu-7D-6	۸۹٫۱	۹۷٫۵	۲۳۴٫۳	۰٫۴۱	۳۳۰۰۰	۰٫۷۷۲	۰٫۰۱۹	۰٫۰۹۴۸	۰٫۰۰۲۱	۰٫۰۵۹۵	۰٫۰۰۱۳	۵۷۸٫۹	۱۱	۵۸۳	۱۲	۵۴۷	۴۷
Mu-7D-7	۱۷۵٫۱	۱۹۱٫۴	۳۵۷٫۵	۰٫۵۳	۲۹۰۰۰۰	۰٫۷۶۱	۰٫۰۱۸	۰٫۰۹۳۳	۰٫۰۰۲۱	۰٫۰۵۹۶	۰٫۰۰۱۱	۵۷۲٫۹	۱۱	۵۷۴	۱۲	۵۵۷	۴۲
Mu-7D-8	۱۹۴	۲۱۲٫۸	۳۷۳٫۲	۰٫۵۷	۲۱۰۰۰۰	۰٫۷۶۵	۰٫۰۱۷	۰٫۰۹۳	۰٫۰۰۰۲	۰٫۰۶۰۱	۰٫۰۰۱۲	۵۷۴٫۹	۱۰	۵۷۳	۱۲	۵۶۷	۴۵
Mu-7D-9	۲۰۷٫۸	۲۲۴٫۹	۴۱۷٫۱	۰٫۵۳	۶۰۰۰۰۰	۰٫۷۵	۰٫۰۲۵	۰٫۰۹۳	۰٫۰۰۲۸	۰٫۰۵۹۱	۰٫۰۰۱۵	۵۶۶	۱۵	۵۷۳	۱۶	۵۵۰	۵۷
Mu-7D-10	۲۹۳٫۴	۳۲۱٫۱	۵۱۲	۰٫۶۲	۹۰۰۰۰۰	۰٫۷۵۲	۰٫۰۱۸	۰٫۰۹۲۲	۰٫۰۰۰۲	۰٫۰۵۹۶	۰٫۰۰۱۱	۵۶۶٫۲	۱۱	۵۶۸	۱۲	۵۶۲	۴۱
Mu-7D-11	۲۴۵٫۵	۲۷۴٫۳	۴۷۶	۰٫۵۷	-۶۰۰۰۰۰	۰٫۷۴۸	۰٫۰۲۲	۰٫۰۹۱۱	۰٫۰۰۲۶	۰٫۰۵۹۸	۰٫۰۰۱۳	۵۶۳	۱۳	۵۶۳	۱۵	۵۵۹	۴۹
Mu-7D-12	۱۸۶٫۴	۲۰۰٫۴	۵۲۲	۰٫۳۸	۱۰۰۰۰۰	۰٫۷۶۵	۰٫۰۳۴	۰٫۰۹۳۶	۰٫۰۰۳۶	۰٫۰۶۰۲	۰٫۰۰۲۳	۵۷۵	۱۸	۵۷۶	۲۱	۵۶۰	۷۴
Mu-13D-1	۱۲۰	۱۳۷٫۷	۲۹۰	۰٫۴۷	۵۶۰۰۰	۰٫۷۶۲	۰٫۰۱۹	۰٫۰۹۲	۰٫۰۰۱۹	۰٫۰۶۰۴	۰٫۰۰۱۲	۵۷۴	۱۱	۵۶۷	۱۱	۵۸۸	۴۵
Mu-13D-2	۲۱۸٫۳	۲۴۷٫۵	۴۷۲	۰٫۵۲	۳۲۰۰۰	۰٫۷۴۵	۰٫۰۱۹	۰٫۰۹۳۲	۰٫۰۰۲۱	۰٫۰۵۸۴	۰٫۰۰۱۲	۵۶۴	۱۱	۵۷۴	۱۳	۵۱۷	۴۴
Mu-13D-3	۱۱۱٫۹	۱۱۹٫۵	۱۷۳٫۱	۰٫۶۹	۷۰۰۰۰	۰٫۷۷۶	۰٫۰۲۴	۰٫۰۹۳۲	۰٫۰۰۰۲	۰٫۰۶۰۶	۰٫۰۰۱۶	۵۸۰	۱۴	۵۷۴	۱۲	۵۸۴	۵۸
Mu-13D-4	۱۸۵٫۸	۲۰۴٫۸	۴۱۲	۰٫۴۹	۴۰۰۰۰۰	۰٫۷۴۴	۰٫۰۲۱	۰٫۰۹۲۶	۰٫۰۰۲۶	۰٫۰۵۸۳	۰٫۰۰۱۳	۵۶۴	۱۲	۵۷۰	۱۵	۵۲۱	۴۹
Mu-13D-5	۱۴۵٫۸	۱۶۰٫۸	۲۹۲٫۶	۰٫۵۴	۴۰۰۰۰۰	۰٫۷۵۵	۰٫۰۱۸	۰٫۰۹۴۹	۰٫۰۰۲۱	۰٫۰۵۸۳	۰٫۰۰۱۳	۵۶۹٫۵	۱۱	۵۸۴	۱۲	۵۰۶	۴۷
Mu-13D-6	۱۴۵٫۵	۱۶۵٫۱	۳۰۹	۰٫۵۳	۳۷۰۰۰۰	۰٫۷۶۳	۰٫۰۱۹	۰٫۰۹۱۸	۰٫۰۰۲۱	۰٫۰۶۰۵	۰٫۰۰۱۲	۵۷۲٫۸	۱۱	۵۶۵	۱۲	۵۹۱	۴۳
Mu-13D-7	۲۰۷٫۵	۲۳۶٫۲	۴۳۶٫۲	۰٫۵۴	۳۲۰۰۰۰	۰٫۷۷۵	۰٫۰۱۹	۰٫۰۹۴۸	۰٫۰۰۲۲	۰٫۰۵۹۸	۰٫۰۰۱۱	۵۷۹٫۹	۱۱	۵۸۳	۱۳	۵۶۵	۴۰
Mu-13D-8	۸۳٫۹	۹۲٫۶	۲۰۴٫۸	۰٫۴۵	۱۴۶۰۰۰	۰٫۷۸	۰٫۰۲۱	۰٫۰۹۱۸	۰٫۰۰۰۲	۰٫۰۶۱۶	۰٫۰۰۱۴	۵۸۳	۱۲	۵۶۶	۱۲	۶۲۵	۵۲
Mu-13D-9	۲۰۱٫۶	۲۱۹٫۸	۴۲۴٫۲	۰٫۵۱	۴۶۰۰۰	۰٫۷۷۵	۰٫۰۲	۰٫۰۹۳۷	۰٫۰۰۲۲	۰٫۰۶	۰٫۰۰۱۳	۵۷۹	۱۱	۵۷۷	۱۳	۵۷۳	۴۷
Mu-13D-10	۲۷۵٫۱	۳۰۰٫۳	۴۸۹٫۳	0.61	۹۶۰۰۰	۰٫۷۷۲	۰٫۰۱۹	۰٫۰۹۴	۰٫۰۰۲۲	۰٫۰۵۹۵	۰٫۰۰۱۱	۵۷۸٫۱	۱۱	۵۷۸	۱۳	۵۶۱	۴۲
Mu-13D-11	۴۰۰	۴۱۹	۶۴۲	۰٫۶۵	۴۱۰۰۰۰	۰٫۷۵۲	۰٫۰۲۵	۰٫۰۹۳۸	۰٫۰۰۲۸	۰٫۰۵۹۱	۰٫۰۰۱۸	۵۶۶	۱۴	۵۷۷	۱۷	۵۲۰	۶۴
Mu-13D-12	۲۱۲٫۴	۲۲۴٫۸	۴۶۵	۰٫۴۸	۳۱۰۰۰۰	۰٫۷۶۷	۰٫۰۱۹	۰٫۰۹۳۹	۰٫۰۰۲۲	۰٫۰۵۹۲	۰٫۰۰۱۲	۵۷۷	۱۱	۵۷۸	۱۳	۵۴۸	۴۶
Mu-13D-13	۳۹٫۴	۴۱٫۴	۱۰۳	۰٫۴۰	۸۳۰۰۰	۰٫۷۵۳	۰٫۰۳	۰٫۰۹۳۵	۰٫۰۰۳۲	۰٫۰۵۸۶	۰٫۰۰۱۹	۵۶۴	۱۷	۵۷۵	۱۹	۵۰۰	۷۰
Mu-13D-14	۲۰۹٫۴	۲۲۴٫۶	۴۱۰٫۲	۰٫۵۴	۵۸۰۰۰۰	۰٫۷۸۸	۰٫۰۲۵	۰٫۰۹۳۵	۰٫۰۰۰۳	۰٫۰۶۱۸	۰٫۰۰۱۸	۵۸۸	۱۴	۵۷۶	۱۸	۶۵۶	۵۹
Mu-14D-1	۹۳٫۱	۱۰۴٫۶	۲۳۱٫۱	۰٫۴۵	-۵۰۰۰۰	۰٫۷۶۷	۰٫۰۱۹	۰٫۰۹۳۱	۰٫۰۰۱۸	۰٫۰۶	۰٫۰۰۱۲	۵۷۵٫۱	۱۱	۵۷۴	۱۱	۵۶۴	۴۴
Mu-14D-2	۱۱۳٫۵	۱۲۹٫۶	۱۹۳٫۱	۰٫۶۷	-۶۰۰۰۰	۰٫۷۶۵	۰٫۰۱۹	۰٫۰۹۳۶	۰٫۰۰۱۹	۰٫۰۵۹۴	۰٫۰۰۱۳	۵۷۴	۱۱	۵۷۶	۱۱	۵۴۲	۴۶
Mu-14D-3	۱۳۵٫۹	۱۴۹٫۶	۳۴۴٫۷	۰٫۴۳	-۹۰۰۰۰	۰٫۷۵۵	۰٫۰۱۹	۰٫۰۹۳۷	۰٫۰۰۲۲	۰٫۰۵۸۶	۰٫۰۰۱۲	۵۷۰	۱۲	۵۷۹	۱۳	۵۲۶	۴۳
Mu-14D-4	۲۶۰٫۲	۲۸۵٫۴	۴۷۸	۰٫۵۹	-۴۴۰۰۰	۰٫۷۵۶	۰٫۰۱۸	۰٫۰۹۳۴	۰٫۰۰۲۲	۰٫۰۵۹۱	۰٫۰۰۱۲	۵۶۹٫۵	۱۱	۵۷۵	۱۳	۵۴۲	۴۵
Mu-14D-5	۲۴۶٫۷	۲۷۳٫۱	۵۰۸	۰٫۵۳	-۱۸۹۰۰۰	۰٫۷۴۷	۰٫۰۱۸	۰٫۰۹۲۵	۰٫۰۰۲۲	۰٫۰۵۸۹	۰٫۰۰۰۱	۵۶۶٫۳	۱۰	۵۷۰	۱۳	۵۳۶	۴۰
Mu-14D-6	۱۵۷٫۵	۱۷۶٫۳	۳۵۸٫۱	۰٫۴۹	-۱۸۰۰۰۰	۰٫۷۶۹	۰٫۰۲۱	۰٫۰۹۴۳	۰٫۰۰۲۲	۰٫۰۵۹۴	۰٫۰۰۱۳	۵۷۶	۱۲	۵۸۰	۱۳	۵۵۴	۴۸
Mu-14D-7	۲۶۴٫۶	۲۹۲٫۸	۳۸۹٫۹	۰٫۷۵	۱۶۰۰۰	۰٫۷۶۲	۰٫۰۲	۰٫۰۹۲۸	۰٫۰۰۲۴	۰٫۰۵۹۸	۰٫۰۰۱۴	۵۷۳	۱۱	۵۷۱	۱۴	۵۶۵	۵۱
Mu-14D-8	۱۸۵٫۵	۲۰۸٫۱	۳۶۱٫۶	۰٫۵۷	۲۸۰۰۰۰	۰٫۷۶۱	۰٫۰۱۹	۰٫۰۹۳۵	۰٫۰۰۲۲	۰٫۰۵۹۲	۰٫۰۰۱۱	۵۷۴	۱۲	۵۷۵	۱۳	۵۶۰	۳۹
Mu-14D-9	۲۲۶٫۵	۲۵۵٫۷	۴۲۸٫۹	۰٫۵۹	۹۵۰۰۰	۰٫۷۷۵	۰٫۰۱۸	۰٫۰۹۳۴	۰٫۰۰۱۹	۰٫۰۶۰۳	۰٫۰۰۱۱	۵۸۱٫۲	۱۰	۵۷۵	۱۱	۵۹۳	۴۰
Mu-14D-10	۲۱۶٫۲	۲۳۵٫۳	۴۱۳٫۱	۰٫۵۶	-۲۰۰۰۰	۰٫۷۵۷	۰٫۰۱۹	۰٫۰۹۲۱	۰٫۰۰۲۳	۰٫۰۶۰۲	۰٫۰۰۱۲	۵۶۹٫۴	۱۱	۵۶۷	۱۴	۵۸۰	۴۳

زمین شیمی عناصر سنگ کل نمونه‌های توده‌های نفوذی شمال و شمال غرب موته

از تعداد ۲۸ نمونه سنگی برداشته شده از توده‌های نفوذی گرانیته در همتافت موته-گلپایگان، ۱۲ نمونه به‌نسبت سالم جدا و تجزیه زمین شیمیایی شدند که نتایج آن‌ها در جدول ۲ آورده شده است. مقدار SiO_2 این سنگ‌ها از ۷۴/۶ تا ۷۸/۳ درصد وزنی در تغییر است. مقدار قلیایی‌های این نمونه‌ها از ۲/۱ تا ۳/۳ درصد وزنی برای Na_2O و از ۳/۹ تا ۵/۹ درصد وزنی برای K_2O تغییر می‌نماید. مجموع قلیایی‌ها در این

گرانیته‌ها بالا و از ۶ تا ۹/۲ بوده، در حالی که CaO این نمونه‌ها پایین (کم‌تر از ۱/۸) است. برپایه نتایج زمین شیمیایی و نمودار R1-R2 [۱۷]، سنگ‌های گرانیته‌ی موته در گستره گرانیته متمایل به گرانیته قلیایی جای دارند که همخوانی خوبی با نتایج سنگ‌نگاری دارند (شکل ۱۰ الف). همچنین بر پایه نمودار مرجع [۱۸]، این سنگ‌ها با ترکیب گرانیته در گستره نیمه قلیایی قرار دارند (شکل ۱۰ ب). گرانیته‌های مورد بررسی از نوع آهن‌دار بوده [۱۹] و بیشتر آهکی قلیایی هستند [۲۰] (شکل‌های ۱۰ پ و ت).



شکل ۱۰ توزیع نمونه‌های گرانیته موته بر نمودارهای تفکیک کننده کلاسیک: الف و ب) نمودارهای رده‌بندی و نامگذاری سنگ‌ها بر پایه پارامترهای R1 و R2 [۱۷] که براساس آن، نمونه‌ها در گستره گرانیته متمایل به گرانیته قلیایی جای دارند و بر پایه $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ نسبت به SiO_2 [۱۸] که براساس آن، نمونه‌ها با ترکیب گرانیته در گستره نیمه قلیایی هستند، پ) نمودار $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ نسبت به SiO_2 [۱۹] که در آن گرانیته‌ها در گستره آهن‌دار قرار دارند، ت) نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ نسبت به SiO_2 [۱۹]، که براساس آن، نمونه‌های گرانیته اغلب در گستره آهکی قلیایی واقع هستند.

جدول ۲ نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های ماته. اکسیدهای اصلی برحسب درصد وزنی، عناصر جزئی و کمیاب برحسب $\mu\text{g/g}$.

Samples	Mu-5	Mu-6	Mu-7	Mu-8	Mu-9	Mu-11	Mu-13	Mu-14	Mu-22	Mu-23	Mu-24	Mu-27
SiO ₂	۷۶٫۵	۷۶٫۳	۷۶٫۶	۷۷٫۱	۷۷٫۸	۷۸٫۳	۷۸٫۲	۷۴٫۶	۷۸	۷۷٫۹	۷۸٫۱	۷۷٫۴
Al ₂ O ₃	۱۲٫۵	۱۲٫۶	۱۲٫۳	۱۱٫۷	۱۲	۱۲٫۱	۱۲٫۶	۱۲٫۵	۱۲٫۳	۱۲٫۴	۱۲٫۵	۱۲٫۲
FeO _t	۱٫۴۴	۱٫۵۳	۱٫۴۴	۱٫۳۵	۱٫۰۸	۰٫۸۱	۰٫۹۰	۱٫۷۱	۰٫۹۹	۱٫۰۸	۰٫۹۰	۱٫۱۷
Fe ₂ O _{3t}	۱٫۶	۱٫۷	۱٫۶	۱٫۵	۱٫۲	۰٫۹	۱٫۰	۱٫۹	۱٫۱	۱٫۲	۱٫۰	۱٫۳
MnO	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۰	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱
MgO	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۰	۰٫۱	۰٫۳	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱
CaO	۰٫۵۶	۰٫۶۰	۰٫۵۱	۰٫۴۴	۰٫۳۶	۰٫۲۰	۰٫۲۳	۰٫۶۶	۰٫۲۸	۰٫۳۱	۰٫۲۵	۰٫۴۰
Na ₂ O	۲٫۴	۲٫۳	۲٫۴	۲٫۵	۲٫۷	۳٫۳	۳٫۱	۲٫۱	۲٫۸	۲٫۷	۲٫۹	۲٫۶
K ₂ O	۵٫۳	۵٫۶	۵٫۰	۴٫۹	۴٫۵	۳٫۹	۴٫۰	۵٫۹	۴٫۱	۴٫۳	۴٫۰	۴٫۷
TiO ₂	۰٫۱۶	۰٫۱۷	۰٫۱۶	۰٫۱۵	۰٫۱۴	۰٫۱۰	۰٫۱۱	۰٫۱۸	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱۲	۰٫۱۵
P ₂ O ₅	۰٫۰۱۷	۰٫۰۱۶	۰٫۰۱۸	۰٫۰۲۰	۰٫۰۲۵	۰٫۰۲۷	۰٫۰۲۷	۰٫۰۱۱	۰٫۰۲۶	۰٫۰۲۵	۰٫۰۲۶	۰٫۰۲۳
L.O.I. مواد فرار	۰٫۸۶	۰٫۵۰	۱٫۲۰	۱٫۵	۱٫۰۷	۱٫۰۷	۰٫۵	۱٫۸	۱٫۰۷	۰٫۸۳	۱	۱٫۰۲
V	<۵	۶	<۵	<۵	<۵	<۵	<۵	۷	<۵	<۵	<۵	<۵
Ba	۲۴۹٫۳	۱۶۴	۲۷۸	۳۰۶	۳۵۷٫۱	۷۲۱	۵۹۷	۲۰۲٫۷	۳۹۱	۴۰۲	۴۸۵	۳۲۶
Sr	۴۰٫۹۰	۳۸٫۴۰	۴۱٫۶۰	۴۳٫۷۰	۴۸٫۰۰	۶۳٫۵۰	۵۸٫۴۰	۲۶٫۷۰	۵۲٫۱۰	۴۸٫۴۰	۵۵٫۶۰	۴۵٫۷۰
Y	۲۱٫۸	۲۹٫۱	۴۲٫۰	۱۹٫۳	۳۱٫۲	۳۹٫۸	۲۶٫۹	۴۴٫۳	۲۴٫۳	۳۴٫۹	۳۷٫۶	۴۶٫۱
Zr	۹۰	۸۵	۹۶	۹۹	۱۱۰	۱۳۳	۱۳۰	۷۱	۱۲۵	۱۲۱	۱۲۸	۱۰۶
Cr	۴۷	۴۸	۴۵٫۴	۴۳٫۶	۴۰٫۷	۲۷	۳۱	۵۰	۳۵	۳۸٫۹	۳۴	۴۳
Co	۱	۲	۱	<۱	<۱	<۱	<۱	۲	<۱	<۱	<۱	<۱
Ni	۳٫۶	۳٫۴	۴	۴٫۳	۴٫۶	۶	۵٫۴	۳	۵	۴٫۸	۵٫۱	۴٫۶
Cu	۳٫۴	۳٫۶	۳٫۴	۳٫۱	۲٫۷	۱٫۳	۱٫۷	۴	۲٫۵	۲٫۵	۲٫۲	۳
Zn	۱۴	۱۵	۱۳	۱۰	۶	<۲	<۲	۱۷	۳	۴	۲	۸
Ga	۹٫۵	۱۰٫۷	۱۲٫۶	۹٫۱	۱۱٫۱	۱۲٫۴	۱۰٫۳	۱۳٫۱	۱۰	۱۱٫۵	۱۲	۱۳٫۹
Rb	۱۸۵٫۴	۱۷۳٫۳	۱۹۲	۲۱۰	۲۲۹	۱۵۵	۱۶۱	۱۶۵٫۳	۲۴۹	۲۳۴	۲۶۹٫۳	۲۲۱٫۳
Nb	۶٫۷	۵٫۴	۷٫۵	۸٫۱	۹٫۶	۱۳٫۵	۱۳٫۱	۳٫۱	۱۱٫۴	۱۰٫۵	۱۲٫۳	۸٫۹
Cs	۱٫۰۷	۱٫۲۶	۱٫۶۵	۰٫۹۱	۱٫۳۴	۱٫۵۱	۱٫۱۷	۱٫۷۸	۱٫۱۱	۱٫۴۲	۱٫۴۶	۲٫۱۳
La	۱۵٫۸	۲۷٫۴	۴۱٫۲	۱۳٫۶	۳۱٫۷	۳۸٫۶	۲۳٫۶	۴۶٫۳	۱۹٫۹	۳۵٫۲	۳۷	۵۱٫۵
Ce	۳۹٫۵	۵۹٫۸	۹۱٫۳	۳۱٫۷	۶۵٫۲	۸۵٫۴	۵۱	۹۷٫۸	۴۶٫۵	۷۱٫۷	۷۹٫۹	۱۱۰٫۱
Pr	۵۰٫۲	۸۲٫۶	۱۳۰٫۶	۴۱٫۲	۱۰۰٫۳	۱۲٫۹	۷۱٫۲	۱۴۰٫۱	۶۳٫۵	۱۱۰٫۱	۱۲۲٫۶	۱۴۳٫۵
Nd	۱۷٫۷	۲۴٫۱	۴۳٫۲	۱۴٫۹	۲۷٫۶	۳۸٫۸	۲۱٫۹	۴۷٫۸	۱۹٫۵	۳۱٫۸	۳۳٫۷	۵۱٫۹
Sm	۴٫۵	۷٫۲	۹٫۹	۳٫۳	۷٫۶	۹٫۵	۵٫۷	۱۰٫۴	۵٫۱	۸٫۹	۹٫۲	۱۱٫۷
Eu	۰٫۳۹	۰٫۴۷	۰٫۶۱	۰٫۳۴	۰٫۵۰	۰٫۶۶	۰٫۴۱	۰٫۷۷	۰٫۴۱	۰٫۵۶	۰٫۶۲	۰٫۸۰
Gd	۴٫۸۱	۶٫۵۰	۷٫۰۸	۴٫۴۵	۶٫۸	۷٫۰۳	۵٫۲۹	۷٫۳	۴٫۹۵	۶٫۹۰	۶٫۹۹	۸٫۹۸
Tb	۰٫۶۵	۰٫۸۴	۱٫۱۴	۰٫۵۹	۰٫۹۰	۱٫۱۲	۰٫۷۷	۱٫۲۰	۰٫۷۱	۰٫۹۷	۱٫۰۹	۱٫۲۵
Dy	۴٫۴۶	۵٫۸۳	۷٫۶۵	۳٫۹۱	۶٫۱۰	۷٫۶۱	۵٫۵۹	۷٫۸۷	۵٫۰۹	۶٫۶۴	۷٫۴۹	۷٫۹۵
Ho	۰٫۷۹	۰٫۹۸	۱٫۳۴	۰٫۷۱	۱٫۰۶	۱٫۲۴	۰٫۹۱	۱٫۴۲	۰٫۸۶	۱٫۱۲	۱٫۲۱	۱٫۵۴
Er	۲٫۳۶	۳٫۱۱	۴٫۱۸	۲٫۱۱	۳٫۴۲	۴٫۱۳	۳٫۰۳	۴٫۲۹	۲٫۶۷	۳٫۸۴	۴٫۰۲	۴٫۳۴
Tm	۰٫۳۸	۰٫۵۷	۰٫۶۱	۰٫۳۳	۰٫۵۹	۰٫۵۸	۰٫۴۸	۰٫۶۵	۰٫۴۲	۰٫۵۲	۰٫۵۶	۰٫۷۰
Yb	۲٫۳۴	۳٫۲۰	۴٫۳۰	۲٫۲۰	۳٫۶۲	۴٫۱۵	۲٫۹۹	۴٫۳۳	۲٫۶۶	۳٫۸۱	۴٫۰۲	۴٫۳۶
Lu	۰٫۳۴	۰٫۳۹	۰٫۵۱	۰٫۳۱	۰٫۴۰	۰٫۴۸	۰٫۳۷	۰٫۵۳	۰٫۳۶	۰٫۴۲	۰٫۴۵	۰٫۵۷
Hf	۴٫۶۰	۴٫۵۰	۴٫۷۰	۴٫۸۵	۵٫۲۰	۵٫۹۰	۵٫۷۰	۳٫۹۰	۵٫۵۰	۵٫۳۰	۵٫۶۰	۵٫۰۰
Ta	۱٫۳۰	۱٫۲۰	۱٫۴۰	۱٫۴۰	۱٫۵۰	۱٫۸۰	۱٫۷۰	۱٫۰۰	۱٫۶۰	۱٫۶۰	۱٫۷۰	۱٫۵۰
Th	۹٫۹۵	۸٫۲۰	۱۰٫۲۷	۱۱٫۲۰	۱۲٫۶۰	۱۶٫۵۰	۱۵٫۶۰	۶٫۱۰	۱۳٫۹۰	۱۳٫۴۰	۱۴٫۸۰	۱۱٫۸۳
U	۳٫۶	۳٫۵	۳٫۶	۳٫۷	۳٫۸	۴٫۱	۴٫۱	۳٫۳	۳٫۹	۳٫۹	۴	۳٫۸

در شکل ۱۲، نمونه‌های گرانیتی ماته نسبت به کندریت [۲۲] بهنجار شده‌اند. عناصر خاکی نادر سبک (La, Ce, Pr, Nd) تا حدی نسبت به عناصر خاکی نادر متوسط و سنگین، غنی‌شدگی مختصری نشان می‌دهند ($\text{La}_N/\text{Yb}_N=4.43-8.47$). عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) الگوهای یکنواخت و خطی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی مختصر LREEها نسبت به HREEها و الگوی تخت و

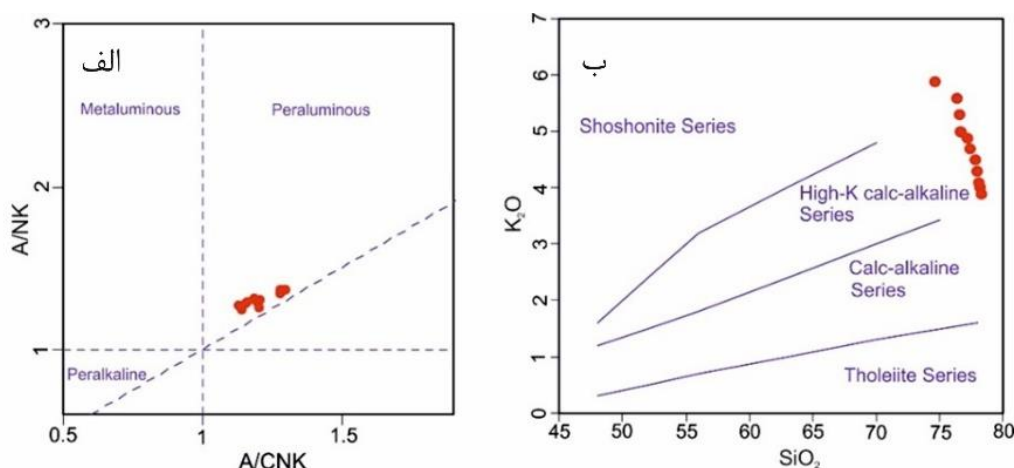
از نظر شاخص اشباع‌شدگی از آلومینیوم [۲۰]، این گرانیت‌ها در گستره پراومین قرار دارند (شکل ۱۱ الف). در نمودار K_2O نسبت به SiO_2 [۲۱]، افزون بر تفکیک سری‌های گوناگون ماگمایی (تولیتی، آهکی قلیایی و شوشونیتی)، نمونه‌ها از نظر سدیمی و پتاسیمی بودن نیز از هم جدا می‌گردند. بر این اساس، همه سنگ‌های گرانیتی ماته در گستره آهکی قلیایی پتاسیم بالا قرار دارند (شکل ۱۱ ب).

تیتانیت و بی‌هنجاری منفی Ba نیز می‌تواند در ارتباط با حضور بیوتیت یا فلدسپار در منبع ذوب باشد. بی‌هنجاری منفی Sr و Eu با جدایش پلاژیوکلازها در ارتباط است و با جدایش آپاتیت، مقدار P کاهش می‌یابد. در مقابل، غنی‌شدگی از عناصر سنگ دوست درشت یون (LILE) همراه با تهی‌شدگی عناصر Ti و Nb از مشخصه‌های پوسته قاره‌ای است [۲۵، ۲۶] که می‌تواند نشانگر آلاینش پوسته‌ای و یا ذوب دوباره آن در تولید مذاب‌های گرانیتیویدی باشد [۲۷].

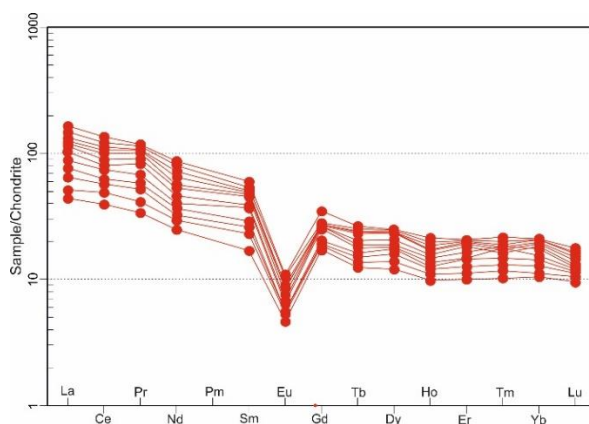
با در نظر گرفتن دو نمودار ۱۲ و ۱۳، نمونه‌های گرانیتی مونه یک غنی‌شدگی نسبی از LREE ها و عناصر با شدت میدان بالا (LILE) نسبت به HREE ها و HFSE ها نشان می‌دهند که با ویژگی‌های ماگماهای تولید شده در محیط‌های فرورانش همخوانی دارند.

مسطح HREE ها می‌تواند نشان‌دهنده نبود گارنت در خاستگاه باشد. در این نمودار بی‌هنجاری منفی در Eu وجود دارد و چنان که در نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (شکل ۱۳) دیده می‌شود، Sr نیز در نمونه‌های مونه بی-هنجاری منفی داشته که بی‌هنجاری‌های منفی این دو عنصر با جدایش فلدسپارها به‌ویژه پلاژیوکلازها ارتباط دارد [۲۳]. همچنین ممکن است که خاستگاه و منبع تولید این مذاب‌های گرانیتی از عنصر Eu تهی بوده باشد [۲۴].

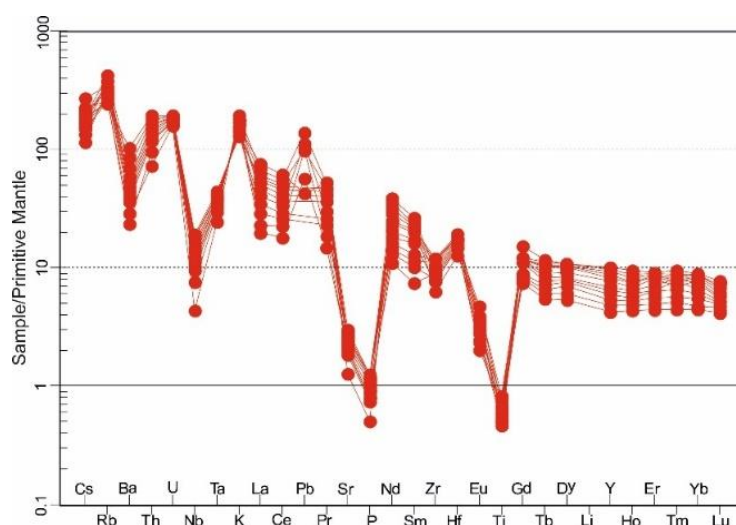
در نمودار چند عنصری نمونه‌های گرانیتی مورد بررسی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۲۲] (شکل ۱۳)، عناصری چون Rb, Ba, Nb, Ta, Sr, P, Ti بی‌هنجاری منفی و عناصر Th, U, K, Pb بی‌هنجاری مثبت نشان می‌دهند. بی‌هنجاری منفی Ti مربوط به جدایش فازهای دربردارنده این عنصر چون



شکل ۱۱ الف) نمودار A/NK نسبت به A/CNK [۱۸]، برای تعیین اشباع‌شدگی از آلومینیم ماگما، ب) نمودار درصد وزنی K₂O نسبت به SiO₂ [۱۹]، نمونه‌ها در گستره آهکی قلیایی پتاسیم بالا جای دارند.



شکل ۱۲ نمودار تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۲۰].



شکل ۱۳ نمودار تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۲۲].

سنگ‌های موه را تقویت می‌نماید. برای تعیین ترکیب منبع رسوبی خاستگاه لوکوگرانیت‌های موه از نمودار Rb/Ba نسبت به Rb/Sr [۳۱، ۳۲] استفاده شد (شکل ۱۵ الف). بر این اساس، منبع تولید ماگماهای گرانیتی موه همگن و یکنواخت نبوده است و به نظر می‌رسد که از ذوب بخشی ترکیبی از سنگ‌های رسوبی پسامیتی و پلیتی دگرگونه تشکیل شده‌اند. همچنین بر پایه $CaO/MgO+FeO$ نسبت به K_2O/Na_2O [۳۳] نیز، سنگ‌های گرانیتی موه برآمده از ذوب بخشی دو منبع ماسه سنگ تیره دگرگونه و رسی دگرگونه هستند (شکل ۱۵ ب).

جایگاه زمین‌ساختی ماگمای توده‌های نفوذی شمال و شمال غرب موه

برای تعیین محیط زمین‌ساختی توده‌های نفوذی لوکوگرانیتی موه از نمودارهای Nb نسبت به Y و Rb نسبت به $Y+Nb$ [۳۴] استفاده شد (شکل‌های ۱۶ الف و ب). چنان که در شکل ۱۶ الف دیده می‌شود، نمونه‌های موه در گستره (گرانیت‌های قوس آتشفشانی (VAG) و گرانیت‌های هم‌زمان با برخورد) قرار دارند. در شکل ۱۶ ب برای تفکیک گرانیت‌های قوس آتشفشانی از گرانیت‌های هم‌زمان با برخورد، نمونه‌ها در گستره گرانیت‌های قوس آتشفشانی (در بخش‌های بالایی با جدایش‌یافتگی بیشتر) قرار دارند. در نمودارهای Yb نسبت به Th/Ta و Ta نسبت به Th [۳۵]، نمونه‌های موه در گستره حاشیه فعال قاره‌ای واقع هستند (شکل‌های ۱۶ پ و ت).

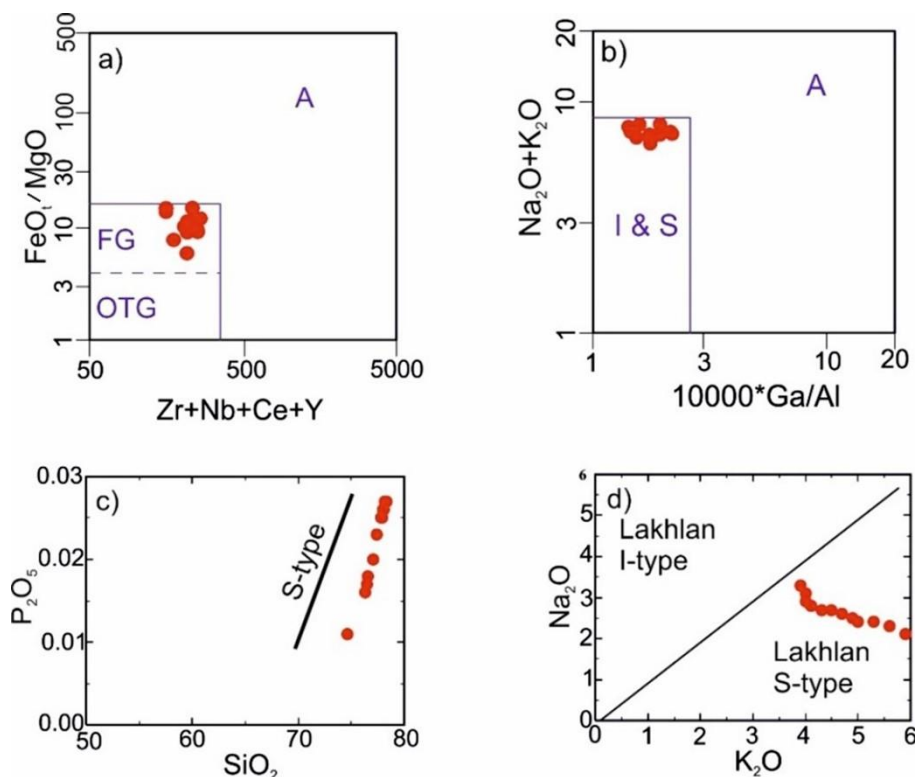
خاستگاه ماگمای توده‌های نفوذی شمال و شمال غرب موه

بر پایه نمودارهای FeO/MgO نسبت به $Zr+Nb+Ce+Y$ نسبت به Na_2O+K_2O در برابر Ga/Al [۲۸]، همه نمونه‌های گرانیتی موه در گستره گرانیت‌های نوع S, I, M قرار می‌گیرند (شکل‌های ۱۴ الف و ب). برای جداکردن گرانیت‌های نوع S, I, M از هم، از نمودارهای P_2O_5 نسبت به SiO_2 [۲۹] و Na_2O نسبت به K_2O [۳۰] استفاده شد (شکل ۱۴ پ و ت). که بر این اساس، گرانیت‌های موه از نوع گرانیت‌های S هستند (شکل ۱۴ پ و ت). پیش‌تر اشاره شد که این گرانیت‌ها شواهد صحرایی روشنی از نوع S بودن ندارند (نبود تورمالین‌زایی و یا حضور برونوم‌های رسوبی). همچنین در مقاطع میکروسکوپی نیز، این گرانیت‌ها بدون گارنت و سایر کانی‌های آلومینیوم‌دار هستند و تنها نبود کانی‌های مافیک چون آمفیبول، پیروکسن و حضور کم میکاها تا حدی نشانگر S بودن آن‌هاست، اما با استفاده از داده‌های زمین‌شیمیایی نوع S بودن این گرانیت‌ها تایید می‌شود.

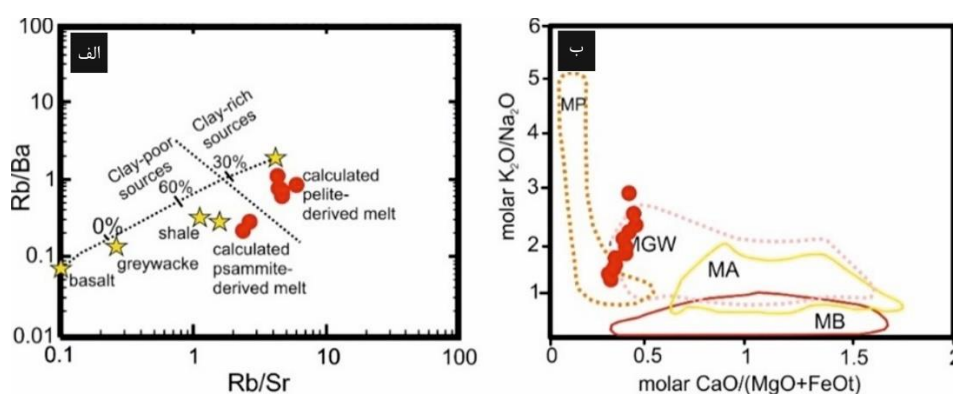
لوکوگرانیت‌های موه پرآلومین هستند و مقدار Rb بالا و Sr پایینی دارند که خاستگاه پوسته‌ای آن‌ها را تایید می‌نماید. همچنین، سنگی با ترکیب مافیک یا حتی برونوم‌های مافیک در همراهی یا درون گرانیت‌های موه در رخنمون‌ها دیده نشد و ترکیب این سنگ‌ها به مذاب‌های با سیلیس بالا محدود می‌شود. این امر احتمال نقش فرایند جدایش بلوری از یک ماگمای گوشته‌ای در تولید این سنگ‌ها را رد کرده و در مقابل احتمال ذوب بخشی یک خاستگاه پوسته‌ای برای تولید مذاب

بوده‌اند که در شمال ابرقاره گندوانا قرار داشته‌اند [۴۱]. فعالیت ماگمایی این کمان در ارتباط با فرورانس سنگ کره اقیانوسی پروتوتیس به زیر این سرزمین‌های وابسته به کادومین بوده است که در حال حاضر قطعه‌هایی از این کمان ماگمایی به صورت هم‌تافت‌های دگرگونی و آذرین نئوپروتروزوییک پایانی-کامبرین در ایران و ترکیه رخمون دارند. هم‌تافت دگرگونی موته-گلپایگان با سن تبلور توده‌های لوکوگرانیته موته در نئوپروتروزوییک، بخشی از کمان ماگمایی کادومین است که پی‌سنگ بلورین پوسته قاره‌ای ایران نامیده می‌شوند. بر پایه نظر بسیاری از پژوهشگران [۲۸، ۴۲-۴۴] در محیط‌های فرورانس سنگ کره اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای، به دلیل فراهم شدن شرایط مناسب فشار، دما و حضور سیال‌های آزاد شده از تختال فرورو، امکان حضور گرانیته‌های نوع S, I, A وجود دارد. در این محیط‌ها گرانیته‌های نوع S به‌طور عمده از ذوب بخشی سنگ‌های رسوبی در نتیجه تزریق مذاب‌های گوشته‌ای تولید می‌شوند.

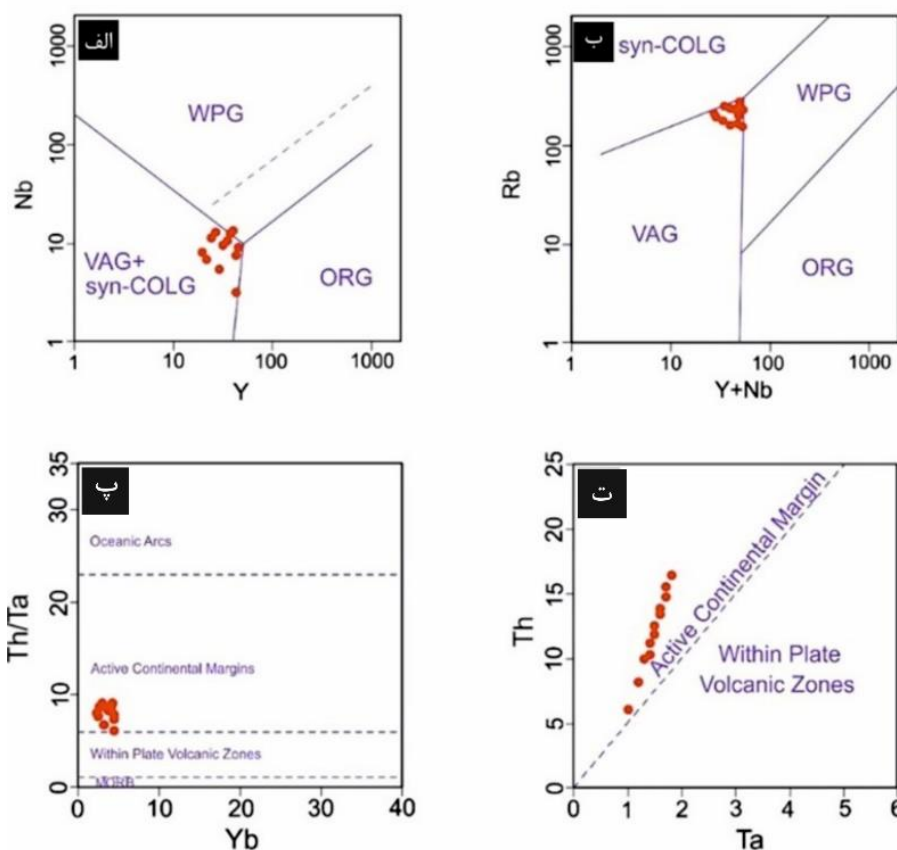
توده‌های نفوذی موته وابسته به نئوپروتروزوییک از کهن‌ترین نفوذی‌های ایران هستند که درون سنگ‌های دگرگونی قدیمی‌تر جایگیری نموده‌اند. در مورد محیط زمین‌ساختی توده‌های این زمان، نظرهای گوناگونی ارائه شده است، از جمله مدل کشش پوسته‌ای در ارتباط با کافت [۳۶-۳۸]، مدل زمین‌ساختی کافت عقیم [۳۹] و مدل تشکیل کمان ماگمایی در این زمان در مرز هم‌گرای اقیانوس پروتوتیس و شمال ابرقاره گندوانا [۴۰]. گرانیته‌های موته از نوع گرانیته‌های S و پراآلمین هستند. غنی‌شدگی نسبی از LREEها و LILEها نسبت به HREEها و HFSEها در این توده‌ها که در نمودارهای عنکبوتی با شیب ملایمی به سمت آنها کشیده می‌شوند، بی‌هنجاری‌های منفی Nb, Ta همراه با غنی‌شدگی Th، همه گویای تشکیل این توده‌های نفوذی در محیط فرورانس هستند. برپایه نمودارهای زمین‌شیمیایی، گرانیته‌های موته در یک محیط زمین‌ساختی در ارتباط با کمان ماگمایی در حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند (شکل ۱۶). ایران، ترکیه و بخش‌هایی از مرکز و غرب اروپا، بخشی از کمان ماگمایی کادومین



شکل ۱۴ نمودارهای تعیین کننده نوع گرانیته‌ها: الف و ب) نمودارهای دوتایی FeO_t/MgO نسبت به Zr+Nb+Ce+Y و $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ و نسبت به Ga/Al [۲۸] برای تفکیک گرانیته‌های نوع A از I و S و M، پ و ت) نمودارهای P_2O_5 نسبت به SiO_2 [۲۹] و Na_2O نسبت به K_2O [۳۰] برای تفکیک گرانیته‌های نوع I از S.



شکل ۱۵ نمودارهای تعیین‌کننده منبع ماگمای توده‌های نفوذی گرانیتی ماته: (الف) نمودار Rb/Ba نسبت به Rb/Sr [۳۱، ۳۲] که نشان‌دهنده منحنی آمیختگی مذاب‌های برآمده از سنگ‌های بازالتی و رسی است، (ب) نمودار مولار $\text{CaO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ نسبت به مولار $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ [۳۳]، که این نیز منبع ماسه سنگ تیره دگرگونه و رسی دگرگونه را برای لوکوگرانیت‌های ماته تأیید می‌نماید.



شکل ۱۶ (الف و ب) جایگاه توده‌های نفوذی ماته در نمودارهای Nb نسبت به Y و Rb نسبت به Y+Nb [۳۴]، پ و ت) جایگاه زمین‌ساختی توده‌های مورد بررسی در نمودارهای مقادیر Yb نسبت به Th/Ta و Ta نسبت به Th [۳۵].

برداشت

پهنه سندانج-سیرجان نفوذ کرده‌اند. این سنگ‌ها اغلب به شدت زمین‌ساخته بوده و به‌صورت خرد و شکسته شده و تنش‌آواری دیده می‌شوند. کانی‌های اصلی این لوکوگرانیت‌ها را کوارتز و فلدسپارها (بیشتر فلدسپارهای قلیایی و کم‌تر پلاژیوکلازها)

در شمال و شمال غرب ماته، توده‌های نفوذی لوکوگرانیتی به درون آمفیبولیت‌ها، میکاشیست‌ها و گنیس‌های نئوپروتروزوئیک در هم‌تافت دگرگونی ماته-گلپایگان در مرکز

- [6] Ghassemi M.R., Sahandi M.R., Karimi H.R., "Delijan geological map 1:100000", Geological Survey of Iran, Tehran, (2021).
- [7] Aghanabati A., "Major sedimentary and structural units of Iran", Geosciences 7, Geological Survey of Iran, (1998).
- [8] Hessami K.h., Jamali F., Tabassi H., "Major active faults of Iran", International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), (2003).
- [9] Shelly D., "Igneous and metamorphic rocks under the microscope", Chapman and Hall, London, (1993).
- [10] Hibbard, M.J., "Petrography to petrogenesis", Prentice Hall, (1995).
- [11] Vernon R.H., "A practical guide to rock microstructure", Cambridge University Press, Cambridge (2004), doi:10.1017/CBO9780511807206.
- [12] Eggleton R.A., "The ordering path for igneous K-feldspar megacrysts", American Mineralogist. 64 (1979) 906-911.
- [13] Eggleton R.A., Buseck P.R., "The orthoclase-microcline inversion: A high-resolution TEM study and strain analysis", Con. Min. Petrol. 74 (1980) 123-133.
- [14] Bouchez J.L., Delas C., Gleizes G., Ne'de'lec A., Cuney M., "Submagmatic microfractures in granites", Geo. 20 (1992) 35-38.
- [15] Fitzgerald J.G., McLaren A.C., "The microstructures of microcline from some granitic rocks and pegmatites", Con. Min. Petrol. 80 (1982) 219-229.
- [16] Pei F., Xu W., Yang D., Zhao Q., Liu X., Hu Z., "Zircon U-Pb geochronology of basement metamorphic rocks in the Songliao Basin", Chinese Sci. Bull. 52 (2007) 942-948.
- [17] De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M., "A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses and its relationships with current nomenclature", Chemical Geology 29 (1980) 183-210, doi:10.1016/0009-2541(80)90020-0.
- [18] Middlemost E.A.K., "Naming materials in the magma/igneous rock system", Earth Sci Rev 37 (1994) 215-224.
- [19] 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 (11) (2001) 2033-2048.

تشکیل داده‌اند و از کانی‌های فرومنیزین تنها در برخی نمونه‌ها، میکاها با فراوانی کم از نوع بیوتیت و مسکویت (اغلب به صورت ثانویه) حضور دارند. نتایج سن‌سنجی U-Pb زیرکن‌ها از سه نمونه گرانیتی ماته نشان‌دهنده زمان تبلور این توده‌ها در نئوپروتروزویک است. از نظر ویژگی‌های زمین شیمیایی، این سنگ‌ها از سری ماگمایی آهکی قلیایی پتاسیم بالا و پرآلومین هستند و در گستره گرانیتوئیدهای آهن‌دار نوع S جای دارند. هم‌تافت دگرگونی ماته-گلپایگان با تشکیل توده‌های ماته در نئوپروتروزویک، بخشی از کمان ماگمایی کادومین است که در آن، لوکوگرانیت‌ها از ذوب بخشی سنگ‌های رسوبی رسی و پسمامیتی دگرگونه، در نتیجه تزریق مذاب‌های گوشته‌ای تولید شده‌اند.

قدردانی

از سرکار خانم دکتر منیره پشتکوهی به‌خاطر همراهی در برداشت‌های صحرایی صمیمانه تشکر می‌نماییم.

مراجع

- [1] Thiele O., Alavi M., Assefi R., Hushmandzadeh A., Seyed-Emami K., Zahedi M., "The Golpayegan quadrangle map (scale 1:250,000)", Geological survey of Iran, Tehran (1967).
- [2] Thiele O., Alavi M., Assefi R., Hushmandzadeh A., Seyed-Emami K., Zahedi M., "Explanatory text of the Golpayegan Quadrangle Map 1:250,000", Geological survey of Iran, Tehran, (1968).
- [3] Noorbehesht I., Sharifi M., "Petrogenesis of Muteh Granitoids", 1st Symposium of Geological Society of Iran papers, (in Persian) (1997).
- [4] Rashidnejad-Omran N., Emami M.H., Sabzehi M., Rastad E., Belon H., Pique A., "Lithostratigraphie et histoire paléozoïque à paléocène des complexes métamorphiques de la région de Muteh, zone de Sanandaj Sirjan (Iran méridional)", Comptes Rendus-Géoscience 334 (2002) 1185-1191.
- [5] Hassanzadeh J., Stockli D.F., Horton B.K., Axen G.J., Stockli L.D., Grove M., Schmitt A.K., Walker J.D., "U-Pb zircon geochronology of Late Neoproterozoic-Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement", Tectonophysics 451 (2008) 71-96.

- [30] White A.J.R., Chappell B.W., "Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia", In: Roddick, J. A. (ed.) Circum-Pacific plutonic terranes. Geological Society of America, Memoir 159 (1983) 21-34.
- [31] Patiño-Douce A.E., Harris N., "Experimental constraints on Himalayan anatexis", Journal of Petrology 39 (1998) 689-710.
- [32] Sylvester P.J., "Post-collisional strongly peraluminous granites", Lithos 45 (1998) 29-44.
- [33] Altherr R., Holl A., Hegner E., "High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: Northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany)", Lithos 50 (2000) 51-73.
- [34] 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.
- [35] Schandl E.S., Gorton M.P., "Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments", Economic Geology 97 (2002) 629-642, doi:10.2113/97.3.629.
- [36] Emami M.H., "Magmatism in Iran" (in Persian), Geological Survey of Iran, Tehran, (2000).
- [37] Berberian M., King G.C.P., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", Can. J. Earth Sci. 18 (1981) 210-265.
- [38] Samani B.A., "Metallogeny of the Precambrian in Iran", Precambrian Research 39 (1988) 85-106.
- [39] Talbot C.J., Alavi M., "The Past of a Future Syntaxis across the Zagros", In: Alsop, G.I., Blundell, D.J. and Davison, I., Eds., Salt Tectonics 100, Special Publications, Geological Society, London, (1996) 89-109, doi:10.1144/gsl.sp.1996.100.01.08.
- [40] Ramezani J., Tucker R.D., "The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics", American Journal of Science 303(7) (2003) 622-665.
- [41] Stampfli G., "Tethyan Oceans". In: Bozkurt, E., Winchester, J.A. and Piper, J.D.A., Eds., Tectonics and magmatism in Turkey and the Surrounding Area, Geological Society of London, Special Publication, London, (2000) 1-23, doi:10.1144/gsl.sp.2000.173.01.01.
- [20] Maniar P.D., Piccoli P.M., "Tectonic discrimination of granitoids", Geological Society American Bulletin 101 (1989) 635-643.
- [21] Peccerillo R., Taylor S.R., "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey", Contributions to Mineralogy and Petrology, 58 (1976) 63-81, doi:10.1007/BF00384745.
- [22] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes", Geol. Soc. Spec. Publ. 42 (1989) 313-345.
- [23] Wu F.Y., Jahn B.M., Wilde S.A., Lo C.H., Yui T.Z., Lin Q., Ge W.C., Sun D.Y., "Highly fractionated I-type granites in NE China (II): Isotopic chemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic", Lithos 67 (2003) 191-204.
- [24] Tapper J. H., Nelson B. K., Bergantz G. W., Irving A. J., "Petrology of the Chilliwack Batholith, North Cascades, Washington: Generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity", Contributions to Mineralogy and Petrology 113 (1993) 333-351, doi: 10.1029/95JB03463.
- [25] Barth M.G., McDonough W.F., Rudnick R. L., "Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust", Chemical Geology 165 (2000) 197-213.
- [26] Patchett P.J., Chase C.G., "Role of transform continental margins in major crustal growth episodes", Geology 30 (2002) 39-42, doi:10.1130/0091-7613(2002)030<0039:ROTCMI>2.0.CO;2.
- [27] Swain G., Barovich K., Hand M., Ferris G., Schwarz M., "Petrogenesis of the St Peter Suite, southern Australia: Arc magmatism and Proterozoic crustal growth of the South Australian Craton", Precambrian Research 166 (2008) 283-296.
- [28] Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W., "A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis", Contribution to Mineralogy and Petrology 96 (1987) 407-419.
- [29] 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(1-2) (1992) 1-26.

Edition. Shopman and Hall, London, (1993), doi:10.1007/978-94-017-3393-9.

[44] King S.D., "*Subduction zones: Observations and geodynamic models*", Physics of The Earth and Planetary Interiors 127(1-4) (2001) 9-24.

[42] Wilson M., "*Igneous Petrogenesis*", Chapman and Hall, London, (1989).

[43] Pitcher W.S., "*The nature and origin of granite*", Blackie Academic and Professional