

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

شیما شمالی^{۱*}، منصور قربانی^۱، محمد رضا 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 نئوپروتروزوویک 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 دگریختی در صhra و مقاطع میکروسکوپی دیده می‌شود. سن سننجی U-Pb زیرکن سه نمونه از رخمنون‌های تعیین سن نشده، سن تبلور آن‌ها را نئوپروتروزوویک مشخص کرد. از دیدگاه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، این سنگ‌ها از سری ماگمایی آهکی قلیایی پتابسیم بالا و پرآلومین هستند و در گستره گرانیت‌ویدهای آهن‌دار نوع S جای دارند. همتافت دگرگونی موته-گلپایگان با تشکیل توده‌های موته در نئوپروتروزوویک، بخشی از کمان ماگمایی کادومین است که در آن لوکوگرانیت‌ها از ذوب بخشی سنگ‌های رسوبی پلیتی و پسامیتی دگرگونه در نتیجه تزریق مذاب‌های گوشه‌ای تولید شده‌اند.

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

مشابه گرانیت دوران معرفی شدند و زمان تشکیل آن‌ها به پرکامبرین 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 گرانیت‌ویدهای الیک‌ودرز، شازند، حسن رباط، بوین میاندشت، بروجرد و همدان، جایگیری این توده‌ها را به کرتاسه پسین-پالیوسن پیشین (پس از رخداد کوهزاوی لارامید) نسبت داده‌اند [۳]. همچنین براساس سن‌سننجی 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 سن‌سننجی

مقدمه

توده‌های نفوذی گرانیت‌ویدهای 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 نئوپروتروزوویک 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: ۰۹۱۳۴۲۲۵۸، پست الکترونیکی: sh.shomali.55@gmail.com

Copyright © 2024 The author(s). This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 4.0



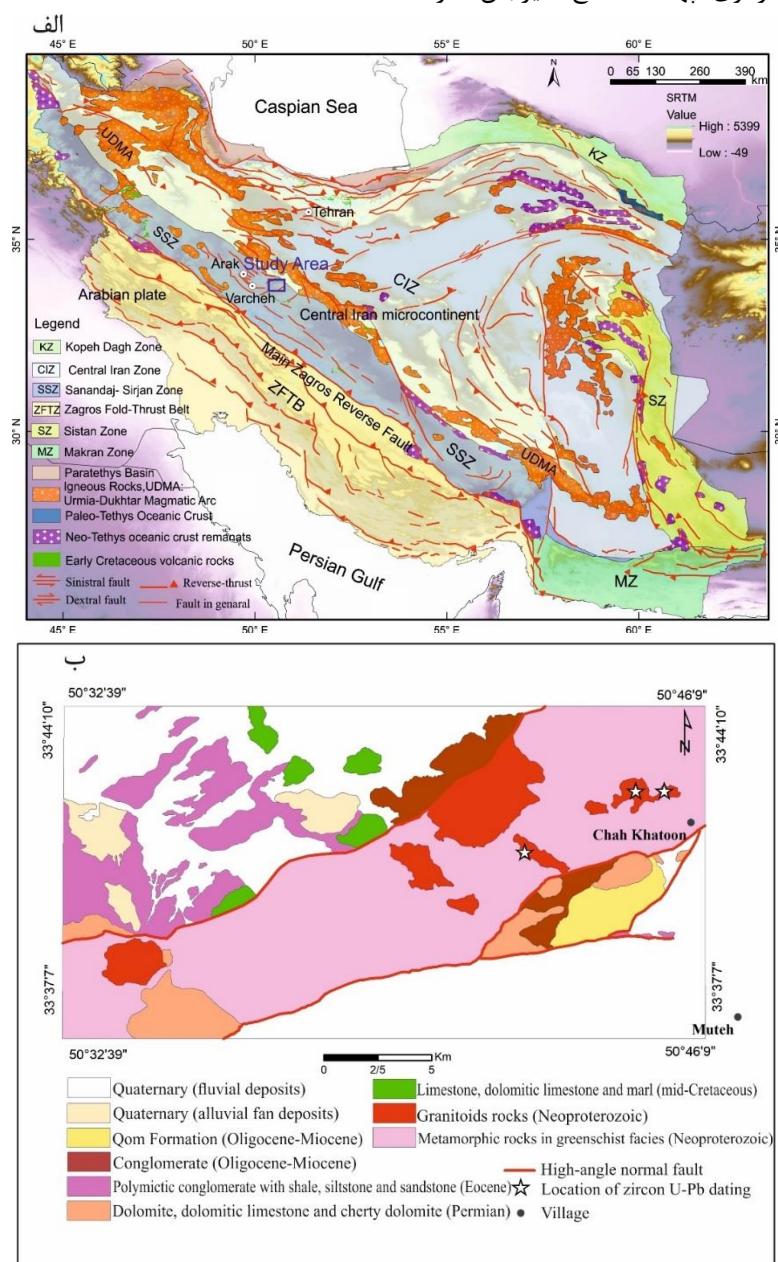
International License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>) Non-commercial uses of the work are permitted, provided the original work is properly cited

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 معن طلای موته و یک توده نیز در شمال-شمال شرق ورزنه قرار دارد. این توده‌ها در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ [۶] و نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ [۶] دلیجان [۶] واقع هستند.

U-Pb زیرکن 22 ± 25 و 596 ± 25 میلیون سال (نمپرتوزوویک) تعیین شده است [۵]. در نقشه [۶]، در نظر گرفته این گرانیت‌ها با احتمال به پالئوزن نسبت داده شده‌اند. با توجه به نظرهای مختلف در مورد سن رخمنون‌های گرانیتی موته، تعیین سن مطلق آن‌ها به منظور مشخص شدن جایگاه زمین‌ساختی این توده‌ها، سودمند است.

زمین‌شناسی عمومی و صحرایی

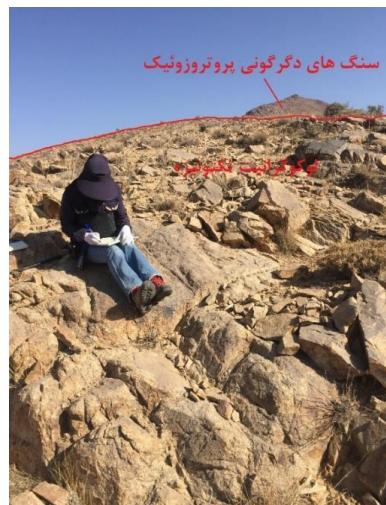
قطعه انتخابی در بخش مرکزی پهنه سندج-سیرجان، در



شکل ۱ (الف) موقعیت گستره مورد بررسی در نقشه پهنه‌های ساختاری-رسوبی عمدۀ 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. به طور کلی، واحدهای زمین‌شناسی موجود در گستره مورد بررسی بر اساس نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دلیجان به ترتیب سنی عبارتند از سنگ‌های دگرگونی رخساره شیست سبز وابسته به نئوپروتروزوویک، توده‌های نفوذی گرانیتوویکی نفوذ کرده به درون سنگ‌های دگرگونی وابسته به نئوپروتروزوویک (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 موته که درون واحدهای دگرگونه وابسته به نئوپروتروزوویک 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 به صورت خرد و شکسته شده و تنش آواری دیده می‌شوند (شکل ۳). بافت دانه‌ای دارند و به صورت 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 به صورت ارتفاع‌ساز در کنار این توده‌ها قرار داده است. درست کنار توده‌های نفوذی



شکل ۲ تصویری از رخنمون لوکوگرانیتها خرد و شکسته موته. در بالای تصویر رخنمون سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوویک که لوکوگرانیتها 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 موتله.



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



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

لوکوگرانیت‌ها کوارتز و فلدسپارها (به طور عمدۀ فلدسپارهای قلیایی و به مقدار کمتر پلاژیوکلازها) هستند و از کانی‌های فرومیزین 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

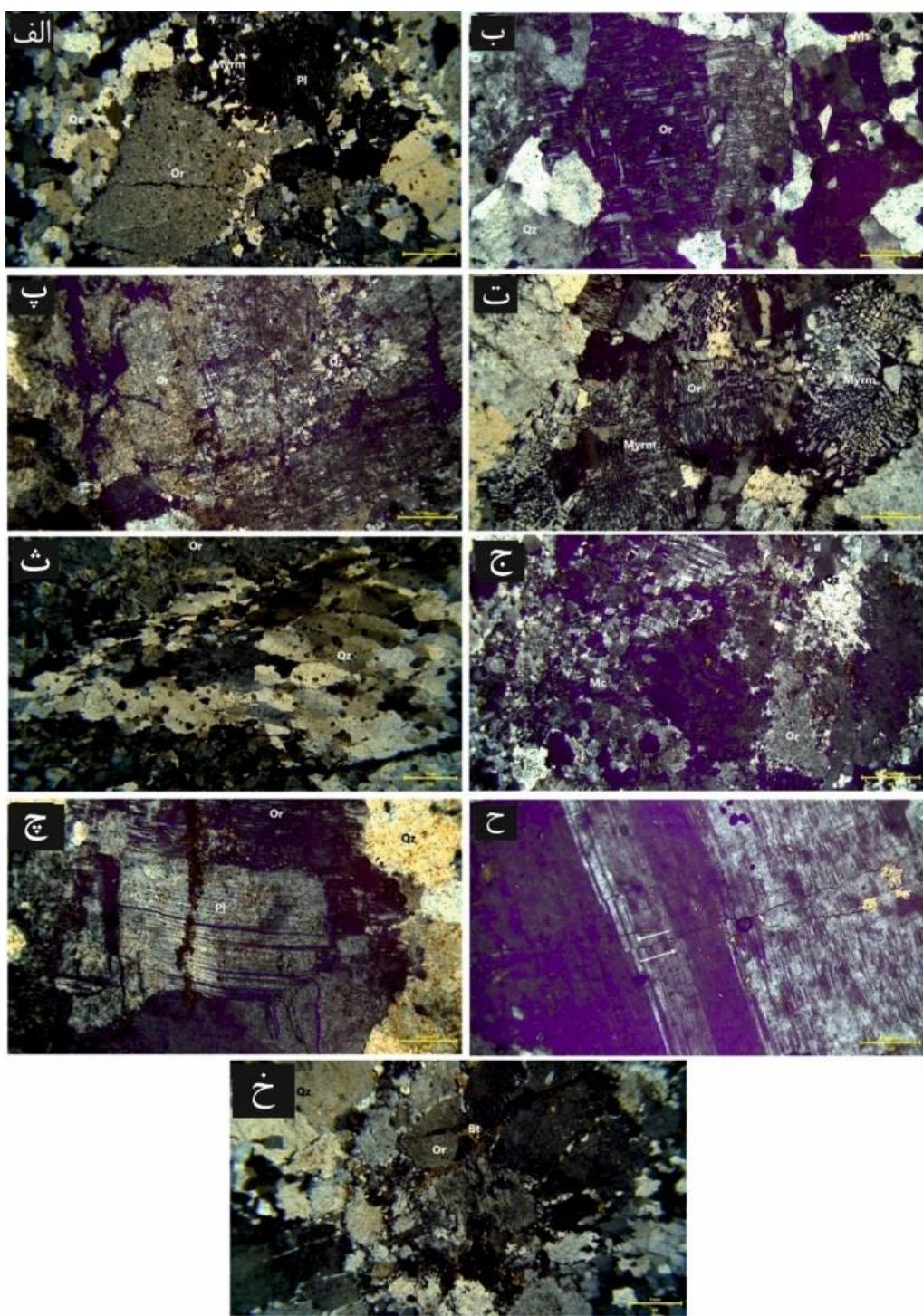
فلدسپارهای قلیایی: بلورهای فلدسپار پتاسیمی از نوع ارتوکلاز و میکروکلین اغلب به صورت بی‌شکل در این نمونه‌ها وجود دارند که ارتوزها گاهی دوقلو بوده و میکروکلین‌ها ماکل مشبك نشان می‌دهند. در برخی از نمونه‌ها به دلیل قرار داشتن در پهنه برشی و در معرض نیروهای فشاری، میکروکلین‌ها ماکل مشبك خود را از دست داده 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 مشبك دارند که می‌تواند نشان‌دهنده بافت آنتی راپاکیوی باشد (مرکز بلور از پلاژیوکلاز سدیمی و لبه آن از فلدسپار پتاسیم یا میکروکلین دارای ماکل مشبك تشکیل شده است). وجود ماکل میکروکلین (مشبك) 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 تنفس 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 به صورت 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 به صورت 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 میرمکیتی را در بسیاری از نمونه‌ها ایجاد کرده است (شکل ۷ ت).

روش بررسی

بر پایه بازدید صحرایی، تعداد ۲۸ نمونه سنگی از رخمنونهای متفاوت موتّه برای بررسی‌های دقیق سنجنگاری 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 پرتتوی 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 عمدۀ این توده‌ها را لوکوگرانیت‌هایی تشکیل می‌دهند که اغلب به شدت زمین‌ساخته و خرد شده هستند و بسیاری از این نمونه‌ها میلیونیتی (ناشی از دگرگونی پویا) و تنفس آواری شده‌اند. برخی از ساختارهای میکروسکوپی دیده شده در این نمونه‌ها نشان‌دهنده چند مرحله‌ای بودن حرکت‌های زمین‌ساختی (فازهای مختلف کوهزاوی) در منطقه هستند. بافت میکروسکوپی اولیه و اصلی این سنگ‌ها دانه‌ای بوده (اغلب به دلیل اندازه‌های گوناگون بلورها، به صورت ناهمسان بلور است) و بافت ثانویه یا فرعی دیده شده در آن‌ها [۹]: نخست بافت میرمکیتی بوده که در زمان سرد شدن مذاب تشکیل شده است و تغییر ویژه‌ای در ترکیب کانی‌شناسی سنگ به وجود نمی‌آورد (شکل ۷ الف). بافت میرمکیتی و پرتیتی شدن بر اثر نیروهای زمین‌ساختی جهت‌دار و اعمال تنفس بر سنگ‌های منطقه نیز ایجاد می‌شود [۱۰، ۱۱]. تشکیل میرمکیت از دلایل حضور مذاب طی دگرشکلی است و شکل‌گیری آن را ناشی از همیافتی با ماقمای در حال تبلور نهایی یا ماقمای آبدار می‌دانند [۱۰]. بافت فرعی دیگر بافت‌های برآمده از عملکرد زمین‌ساخت (به دلیل تنفس و فشار) مانند میلیونیتی شده بوده که در این سنگ‌ها رایج هستند. کانی‌های اصلی این



شکل ۷ تصاویر میکروسکوپی از لوکوگرانیت‌های شمال و شمال غرب موتله: (الف) بافت ناهمسان بلور به عنوان بافت اصلی و بافت فرعی میرمکیتی، (ب) بلور درشت ارتوکلاز پرتیتی شده که ماکل آلبیتی و پریکلین را هم‌زمان نشان می‌دهد، بیانگر دگرشکلی آن در حالت جامد است، (پ) لبه ارتوز با ماکل مشبك و کوارتزهای باز تبلور یافته کوچک در فواصل بین کانی‌ها، (ت) بافت میرمکیتی در لوکوگرانیت، (ث) کوارتزهای با خاموشی موجی در یک پروتومیلونیت گرانیتی، (ج) کوارتزهای باز تبلور یافته در مرز بین دانه‌ها و میکروکلین‌های کوچک ناشی از خردشدن بلورهای درشت آن در اثر تنفس اعمال شده بر سنگ، (چ) ماکل دگرشکلی همراه با آثار شکستگی ناشی از تنفس وارد شده به بلور پلازیوکلاز، (ح) ماکل دگرشکلی همراه با جابه‌جایی بهدلیل وجود میکروگسل‌ها در یک بلور پلازیوکلاز، (خ) خردشدن و شکسته شدن بلورها همراه با کاهش اندازه و رگچه‌های پر شده با کوارتز و فلدسپارهای نسل دوم در پروتوکاتالازیت گرانیتی همه تصاویر در نور قطبیده گرفته شده‌اند.

کانی‌های فرعی

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

کانی‌های ثانویه

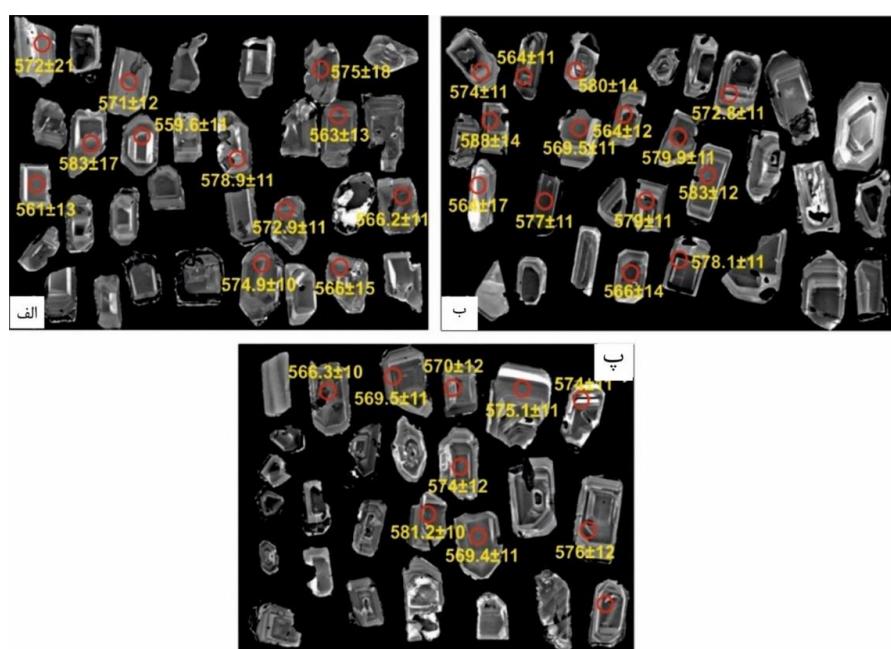
کلریت اغلب برآمده از دگرسانی بیوتیت‌ها، با فراوانی کم در سنگ‌های مورد بررسی دیده می‌شود. کانی‌های رسی و کمی سریسیت نیز از دگرسانی فلدسپارها تشکیل شده‌اند. اکسیدهای آهن اغلب رگه‌ها و شکستگی‌های موجود در سنگ‌ها را پر کرده‌اند. کمی کلسیت نیز به صورت پرکننده رگه‌ها وجود دارد.

سن‌سنگی نمونه‌های توده‌های گرانیتی شمال و شمال غرب موته از آن جا که در مورد سن این رخنمون‌های پراکنده و ماهیت آن‌ها اختلاف نظر بسیاری وجود دارد، سه نمونه از رخنمون‌های متفاوت گرانیت‌های موته برای سن‌سنگی U-Pb Zirken شده است. از این سه نمونه با شماره‌های Mu-13D، Mu-7D، Mu-14D تعداد ۸۷ زیرکن جدا گردید. تصاویر تابناکی دانه‌های زیرکن جدا شده در شکل ۱ ب با ستاره مشخص شده است. از این دانه‌های زیرکن منشوری شکل هستند و در آن‌ها منطقه-که دانه‌های زیرکن کاملاً آشکار و گسترش یافته‌ای وجود دارد. در بندي نوسانی کاملاً آشکار و گسترش یافته‌ای وجود شود. 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 U-Th در بلورهای زیرکن جدا شده از هر ۳ نمونه بیش از ۱۰ بوده که نشان‌دهنده یک خاستگاه ماقمایی برای رشد این بلورهاست [۱۶] (جدول ۱). با در نظر گرفتن این ویژگی‌ها، نتایج سن-سنگی U-Pb زیرکن‌ها نشان‌دهنده زمان تبلور لوکوگرانیت‌های موته است. سن سازگار به‌دست آمده از دانه‌های زیرکن از نمونه‌های Ma-14D، Mu-13D، Mu-7D و Ma به ترتیب 575.6 ± 4.0 Ma (MSWD=0.014)، 572.6 ± 3.4 (MSWD=0.040) و 574.6 ± 3.3 Ma (MSWD=0.81) است (شکل ۹). نزدیکی سن‌های به‌دست آمده نشان می‌دهد که این توده‌های نفوذی همه در نئوپروتروزوییک شکل گرفته‌اند.

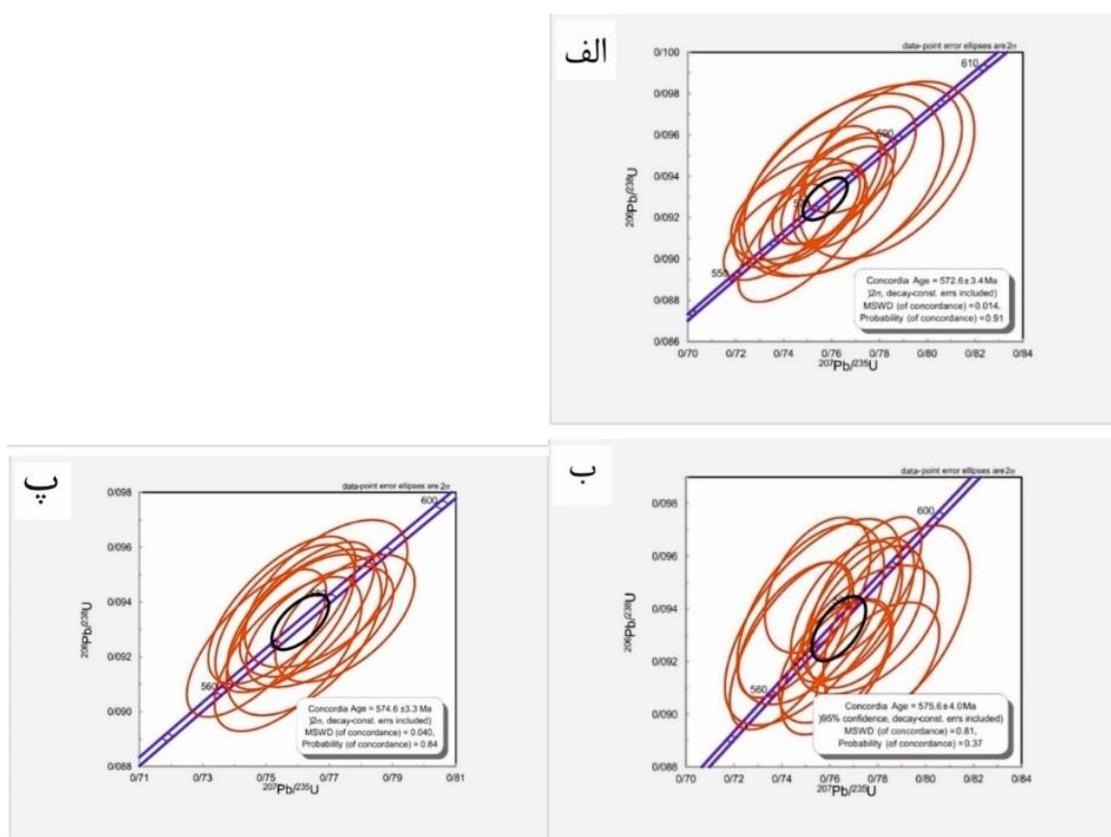
کوارتز: بلورهای کوارتز در این سنگ‌ها به صورت بی‌شکل و اغلب با خاموشی موجی دیده می‌شوند (شکل ۷ ث) و به‌دلیل قرار داشتن این سنگ‌ها در پهنه‌های برشی، کوارتزها دچار کاهش اندازه اولیه و باز تبلور شده‌اند (شکل ۷ ج). بلورهای کوارتز اغلب به صورت بسبلور هستند و در نمونه‌های زمین ساخته، کوارتزهای باز تبلور یافته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

پلازیوکلاز: پلازیوکلازهای سدیمی بیشتر به صورت نیمه‌شکل دار 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 چندريختی نشان می‌دهند. در نمونه‌های به شدت زمین ساخته، ماکل‌های پلازیوکلازها دگرشکل (شکل ۷ ج) و گاهی خمیده شده‌اند. همچنین گاهی بلورهای پلازیوکلاز به صورت خرد و شکسته شده دیده می‌شوند. در برخی از نمونه‌ها پلازیوکلازهای سدیمی درون بلورهای فلدسپار پتاسیمی قرار دارند که تقدیم تشکیل پلازیوکلازها را بر پایه سری باون نشان می‌دهد. بر اثر تنفس و مهاجرت مرزدانه‌ها، لبه پلازیوکلازها اغلب به صورت دندانه‌ای و کنگرهای در نمونه‌های زمین ساخته دیده می‌شود. همچنین گاهی شکستگی‌های بلورهای پلازیوکلاز با جایه‌جایی همراه است که این امر نشان-دهنده رخداد حرکت‌های تنفس آواری در چند مرحله بر سنگ-های گرانیتوییدی است (شکل ۷ ح). در مرحله نخست این حرکت‌ها، درشت‌بلورهایی چون کوارتز و میکروکلین‌ها دچار کاهش اندازه و باز تبلور شده‌اند (شکل ۷ خ). پلازیوکلازها در برخی نمونه‌ها به سریسیت‌های ریز و کمی کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. پلازیوکلازها 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 مسکوبیت (اغلب به صورت ثانویه) در برخی از نمونه‌ها حضور دارند. بیوتیت‌ها دگرسانی به کلریت نشان می‌دهند و اغلب در اثر تنفس اعمال شده بر سنگ، دگریخت هستند.



شکل ۸ تصاویر کاتدولومینسانس از زیرکن‌های سن‌سنجی شده از نمونه‌های لوکوگرانیتی موته، الف) زیرکن‌های نمونه Mu-14D و پ) زیرکن‌های جدا شده از نمونه Mu-7D



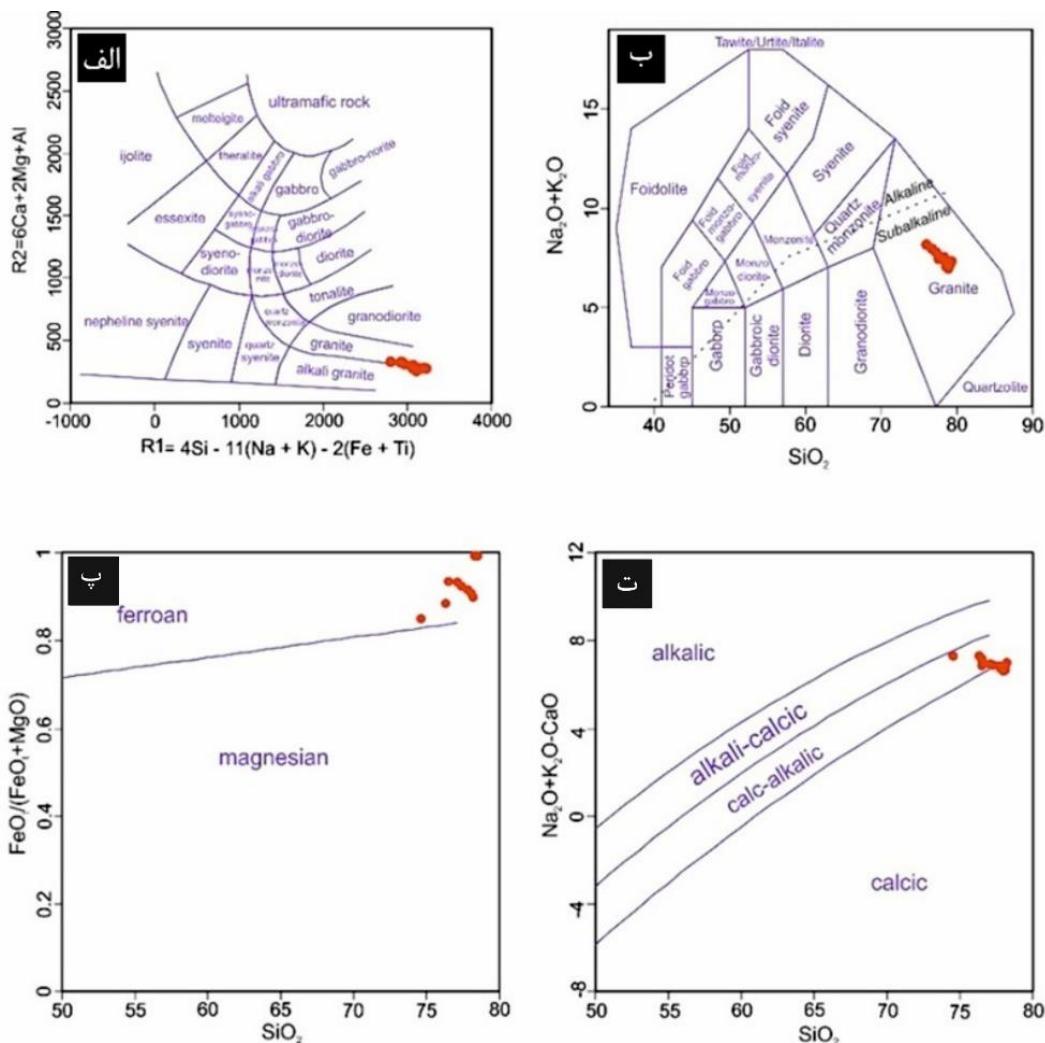
شکل ۹ نمودارهای سازوکار از داده‌های به دست آمده از سن‌سنجی با روش U-Pb زیرکن‌های سنگ‌های لوکوگرانیتی موته از الف) نمونه Mu-7D و پ) نمونه Mu-13D

جدول ۱ نتایج تجزیه سن‌سنگی $\text{U}-\text{Pb}$ زیرکن برای نمونه‌های توده‌های نفوذی شمال و شمال غرب موتله (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	-۲۳...۰	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	۱۶۸,۹	۰,۴۲	-۱۱...۰	۰,۷۴۵	۰,۰۲۲	۰,۰۹۴۲	۰,۰۰۲	۰,۰۵۸۴	۰,۰۰۱۴	۵۶۱	۱۳	۵۶۹	۱۲	۵۰۹	۵۳
Mu-7D-3	۱۰۴,۷	۱۲۸	۲۲۳,۹	۰,۵۷	۹۱...۰	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	۳۴...۰	۰,۷۳۷	۰,۰۱۸	۰,۰۹۱۳	۰,۰۰۱۹	۰,۰۵۸۷	۰,۰۰۱۱	۵۵۹,۶	۱۱	۵۶۳	۱۱	۵۳۰	۴۱
Mu-7D-5	۸۷,۷	۹۵,۳	۱۸۳,۳	۰,۵۱	-۲۸...۰	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	۳۳...۰	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	۰,۵۲	۲۹...۰	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	۳۷۲,۲	۰,۵۷	۲۱...۰	۰,۷۶۵	۰,۰۱۷	۰,۰۹۳	۰,۰۰۲	۰,۰۶۰۱	۰,۰۰۱۲	۵۷۴,۹	۱۰	۵۷۳	۱۲	۵۶۷	۴۵
Mu-7D-9	۲۰۷,۸	۲۲۴,۹	۴۱۷,۱	۰,۵۳	۶...۰	۰,۷۵	۰,۰۲۵	۰,۰۹۳	۰,۰۰۲۸	۰,۰۵۹۱	۰,۰۰۱۵	۵۶۶	۱۵	۵۷۳	۱۶	۵۵۰	۵۷
Mu-7D-10	۲۹۳,۷	۳۲۱,۱	۵۱۲	۰,۶۲	۹...۰	۰,۷۵۲	۰,۰۱۸	۰,۰۹۲۲	۰,۰۰۲	۰,۰۵۹۶	۰,۰۰۱۱	۵۶۶,۲	۱۱	۵۶۸	۱۲	۵۶۳	۴۱
Mu-7D-11	۲۴۵,۵	۲۷۴,۳	۴۷۶	۰,۵۷	-۶...۰	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	۱...۰	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	۵۶...۰	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	۳۲...۰	۰,۷۴۵	۰,۰۱۹	۰,۰۹۲۲	۰,۰۰۲۱	۰,۰۵۸۴	۰,۰۰۱۲	۵۶۴	۱۱	۵۷۴	۱۳	۵۱۷	۴۴
Mu-13D-3	۱۱۱,۹	۱۱۹,۵	۱۷۳,۱	۰,۶۹	۷...۰	۰,۷۷۶	۰,۰۲۴	۰,۰۹۲۲	۰,۰۰۲	۰,۰۶۰۶	۰,۰۰۱۶	۵۸۰	۱۴	۵۷۴	۱۲	۵۸۴	۵۸
Mu-13D-4	۱۸۵,۸	۲۰۴,۸	۴۱۲	۰,۴۹	۴...۰	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	۴...۰	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	۳۷...۰	۰,۷۶۳	۰,۰۱۹	۰,۰۹۱۸	۰,۰۰۲۱	۰,۰۶۰۵	۰,۰۰۱۲	۵۷۲,۸	۱۱	۵۶۵	۱۲	۵۹۱	۴۳
Mu-13D-7	۲۰۷,۵	۲۲۶,۲	۴۳۶,۲	۰,۵۴	۳۲...۰	۰,۷۷۵	۰,۰۱۹	۰,۰۹۴۸	۰,۰۰۲۲	۰,۰۵۹۸	۰,۰۰۱۱	۵۷۹,۹	۱۱	۵۸۳	۱۳	۵۶۵	۴۰
Mu-13D-8	۸۲۹	۹۲,۶	۲۰۴,۸	۰,۴۵	۱۴۶...۰	۰,۷۸	۰,۰۲۱	۰,۰۹۱۸	۰,۰۰۲	۰,۰۶۱۶	۰,۰۰۱۴	۵۸۳	۱۲	۵۶۶	۱۲	۶۲۵	۵۲
Mu-13D-9	۲۰۱,۶	۲۱۹,۸	۴۲۴,۲	۰,۵۱	۴۶...۰	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	۰,۶۱	۹۶...۰	۰,۷۷۲	۰,۰۱۹	۰,۰۹۴	۰,۰۰۲۲	۰,۰۵۹۵	۰,۰۰۱۱	۵۷۸,۱	۱۱	۵۷۸	۱۳	۵۶۱	۴۲
Mu-13D-11	۴۰	۴۱۹	۶۴۲	۰,۶۵	۴۱...۰	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	۳۱...۰	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	۸۳...۰	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	۵۸...۰	۰,۷۸۸	۰,۰۲۵	۰,۰۹۳۵	۰,۰۰۰۳	۰,۰۶۱۸	۰,۰۰۱۸	۵۸۸	۱۴	۵۷۶	۱۸	۶۵۶	۵۹
Mu-14D-1	۹۲,۱	۱۰۴,۶	۲۳۱,۱	۰,۴۵	-۵...۰	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	-۶...۰	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	-۹...۰	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	-۴۴...۰	۰,۷۵۶	۰,۰۱۸	۰,۰۹۳۴	۰,۰۰۲۲	۰,۰۵۹۱	۰,۰۰۱۲	۵۶۹,۰	۱۱	۵۷۵	۱۳	۵۴۲	۴۵
Mu-14D-5	۲۴۶,۷	۲۷۳,۱	۵۰,۸	۰,۵۳	-۱۸۹...۰	۰,۷۴۷	۰,۰۱۸	۰,۰۹۲۵	۰,۰۰۲	۰,۰۵۸۹	۰,۰۰۱	۵۶۶,۲	۱۰	۵۷۰	۱۳	۵۳۶	۴۰
Mu-14D-6	۱۵۷,۰	۱۷۶,۳	۳۵۸,۱	۰,۴۹	-۱۸...۰	۰,۷۶۹	۰,۰۲۱	۰,۰۹۴۳	۰,۰۰۲۲	۰,۰۵۹۴	۰,۰۰۱۳	۵۷۶	۱۲	۵۸۰	۱۳	۵۵۴	۴۸
Mu-14D-7	۲۶۴,۶	۲۹۲,۱	۳۸۹,۹	۰,۷۵	۱۶...۰	۰,۷۶۲	۰,۰۲	۰,۰۹۲۸	۰,۰۰۲۴	۰,۰۵۹۸	۰,۰۰۱۴	۵۷۳	۱۱	۵۷۱	۱۴	۵۶۵	۵۱
Mu-14D-8	۱۸۵,۰	۲۰۸,۱	۳۶۱,۶	۰,۴۷	۲۸...۰	۰,۷۶۱	۰,۰۱۹	۰,۰۹۳۵	۰,۰۰۲۲	۰,۰۵۹۲	۰,۰۰۱۱	۵۷۴	۱۲	۵۷۵	۱۳	۵۶۰	۳۹
Mu-14D-9	۲۲۶,۰	۲۴۵,۷	۴۲۸,۹	۰,۵۹	۹۵...۰	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	-۲۰...۰	۰,۷۵۷	۰,۰۱۹	۰,۰۹۲۱	۰,۰۰۲۳	۰,۰۶۰۲	۰,۰۰۱۲	۵۶۹,۴	۱۱	۵۷۷	۱۴	۵۸۰	۴۳

گرانیت‌ها 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 گرانیتوبیدی موته در گستره گرانیت متمایل به گرانیت قلیایی جای دارند که همخوانی خوبی با نتایج سنگنگاری دارند (شکل ۱۰ الف). همچنین بر پایه نمودار مرجع [۱۸]، این سنگ‌ها با ترکیب گرانیت در گستره نیمه آهنی قرار دارند (شکل ۱۰ ب). گرانیت‌های مورد بررسی از نوع آهن دار بوده [۱۹] و بیشتر آهکی قلیایی هستند [۲۰] (شکل‌های ۱۰ پ و ت).

زمین شیمی عناصر سنگ کل نمونه‌های توده‌های نفوذی شمال و شمال غرب موته از تعداد ۲۸ نمونه سنگی برداشته شده از توده‌های نفوذی گرانیتی در همتافت موته-گلپایگان، ۱۲ نمونه به نسبت سالم جدا و تجزیه زمین شیمیایی شدند که نتایج آن‌ها در جدول ۲ آورده شده است. مقدار SiO₂ این سنگ‌ها از ۷۴,۶ تا ۷۸,۳ درصد وزنی در تغییر است. مقدار قلیایی‌های این نمونه‌ها از ۲۱ تا ۳,۳ درصد وزنی برای Na₂O و از ۳,۹ تا ۵,۹ درصد وزنی برای K₂O تغییر می‌نماید. مجموع قلیایی‌ها در این



شکل ۱۰ توزیع نمونه‌های گرانیتی موته بر نمودارهای کلاسیک: الف و ب) نمودارهای رده‌بندی و نامگذاری سنگ‌ها بر پایه پارامترهای R1 و R2 [۱۷] که براساس آن، نمونه‌ها در گستره گرانیت متمایل به گرانیت قلیایی جای دارند و بر پایه Na₂O+K₂O نسبت به SiO₂ [۱۸] که براساس آن، نمونه‌ها با ترکیب گرانیتی در گستره نیمه قلیایی هستند، پ) نمودار FeO_t/(FeO_t+MgO) نسبت به SiO₂ در آن گرانیت‌ها در گستره آهن دار قرار دارند، ت) نمودار Na₂O+K₂O-CaO نسبت به SiO₂ [۱۹]، که براساس آن، نمونه‌های گرانیتی اغلب در گستره آهکی قلیایی واقع هستند.

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

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	76,5	76,3	76,6	77,1	77,8	78,3	78,2	74,6	78	77,9	78,1	77,4
Al_2O_3	12,5	12,6	12,3	11,7	12	12,1	12,6	12,5	12,3	12,4	12,5	12,2
FeO_t	1,44	1,53	1,44	1,35	1,08	0,81	0,90	1,71	0,99	1,08	0,90	1,17
Fe_2O_3t	1,6	1,7	1,6	1,5	1,2	0,9	1,	1,9	1,1	1,2	1,0	1,3
MnO	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1
CaO	0,56	0,60	0,51	0,44	0,36	0,20	0,23	0,66	0,28	0,31	0,25	0,40
Na_2O	2,4	2,3	2,4	2,5	2,7	3,3	2,1	2,1	2,8	2,7	2,9	2,6
K_2O	5,2	5,6	5,0	4,9	4,5	3,9	4,	5,9	4,1	4,3	4,0	4,7
TiO_2	0,16	0,17	0,16	0,15	0,14	0,10	0,11	0,18	0,12	0,13	0,12	0,15
P_2O_5	0,017	0,016	0,018	0,020	0,025	0,027	0,027	0,011	0,026	0,025	0,026	0,023
L.O.I. مواد فرار	0,86	0,50	1,20	1,5	1,07	1,07	0,5	1,8	1,07	0,83	1	1,02
V	<5	6	<5	<5	<5	<5	<5	7	<5	<5	<5	<5
Ba	249,3	164	278	30,6	357,1	721	597	20,27	391	40,2	485	326
Sr	40,90	38,40	41,60	43,70	48,00	63,50	58,40	26,70	52,10	48,40	55,60	45,70
Y	21,8	29,1	42,0	19,3	31,2	39,8	26,9	44,3	24,3	34,9	37,6	46,1
Zr	9,0	8,5	9,6	9,9	11,0	13,3	13,0	71	12,5	12,1	12,8	10,6
Cr	4,7	4,8	4,54	4,36	4,07	2,7	2,1	5,0	3,5	3,8,9	3,4	4,3
Co	1	2	1	<1	<1	<1	<1	2	<1	<1	<1	<1
Ni	3,6	3,4	4	4,3	4,6	6	5,4	3	5	4,8	5,1	4,6
Cu	3,4	3,6	3,4	3,1	2,7	1,3	1,7	4	2,5	2,5	2,2	3
Zn	1,4	1,5	1,3	1,0	6	<2	<2	1,7	3	4	2	8
Ga	9,5	10,7	12,6	9,1	11,1	12,4	10,3	13,1	10	11,5	12	13,9
Rb	18,54	17,33	19,2	21,0	22,9	15,5	16,1	16,52	24,9	23,4	26,9,3	22,1,2
Nb	6,7	5,4	7,5	8,1	9,6	13,5	13,1	3,1	11,4	10,5	12,3	8,9
Cs	1,07	1,26	1,65	0,91	1,34	1,51	1,17	1,78	1,11	1,42	1,46	2,13
La	15,8	27,4	41,2	13,6	31,7	38,6	23,6	46,3	19,9	35,2	37	51,5
Ce	39,5	59,8	91,3	31,7	65,2	85,4	51	97,8	46,5	71,7	79,9	110,1
Pr	5,02	8,26	12,06	4,12	10,03	12,9	7,12	14,0	6,35	11,01	12,26	14,35
Nd	17,7	24,1	43,2	14,9	27,6	38,8	21,9	47,8	19,5	31,8	33,7	51,9
Sm	4,5	7,2	9,9	3,3	7,6	9,5	5,7	10,4	5,1	8,9	9,2	11,7
Eu	0,39	0,47	0,61	0,34	0,50	0,66	0,41	0,77	0,41	0,56	0,62	0,80
Gd	4,81	6,50	7,08	4,45	6,8	7,03	5,29	7,3	4,95	6,90	6,99	8,98
Tb	0,65	0,14	1,14	0,09	0,90	1,12	0,77	1,20	0,71	0,97	1,09	1,25
Dy	4,46	5,83	7,65	3,91	6,10	7,61	5,59	7,87	5,09	6,64	7,49	7,95
Ho	0,79	0,98	1,34	0,71	1,06	1,24	0,91	1,42	0,86	1,12	1,21	1,54
Er	2,36	3,11	4,18	2,11	3,42	4,13	3,03	4,29	2,67	3,84	4,02	4,34
Tm	0,38	0,57	0,61	0,33	0,59	0,58	0,48	0,65	0,42	0,52	0,56	0,70
Yb	2,34	3,20	4,30	2,20	3,62	4,15	2,99	4,33	2,66	3,81	4,02	4,36
Lu	0,34	0,39	0,51	0,31	0,40	0,48	0,37	0,53	0,36	0,42	0,45	0,57
Hf	4,60	4,50	4,70	4,85	5,20	5,90	5,70	3,90	5,50	5,30	5,60	5,00
Ta	1,30	1,20	1,40	1,40	1,50	1,80	1,70	1,00	1,60	1,60	1,70	1,50
Th	9,95	8,20	10,27	11,20	12,60	16,50	15,60	6,10	13,90	13,40	14,80	11,83
U	2,6	3,5	2,6	3,7	3,8	4,1	4,1	3,3	3,9	3,9	4	3,8

در شکل ۱۲، نمونه‌های گرانیتی موته نسبت به کندریت [۲۲] بهنجار شده‌اند. عناصر خاکی نادر سبک (La, LREE) تا حدی نسبت به عناصر خاکی نادر متوسط و Ce, Pr, Nd سنگین، غنی‌شدگی مختصی نشان می‌دهند (La_N/Yb_N=4.43-8.47). عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) الگوهای یکنواخت و خطی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی مختصراً LREE‌ها نسبت به HREE‌ها و الگوی تخت و

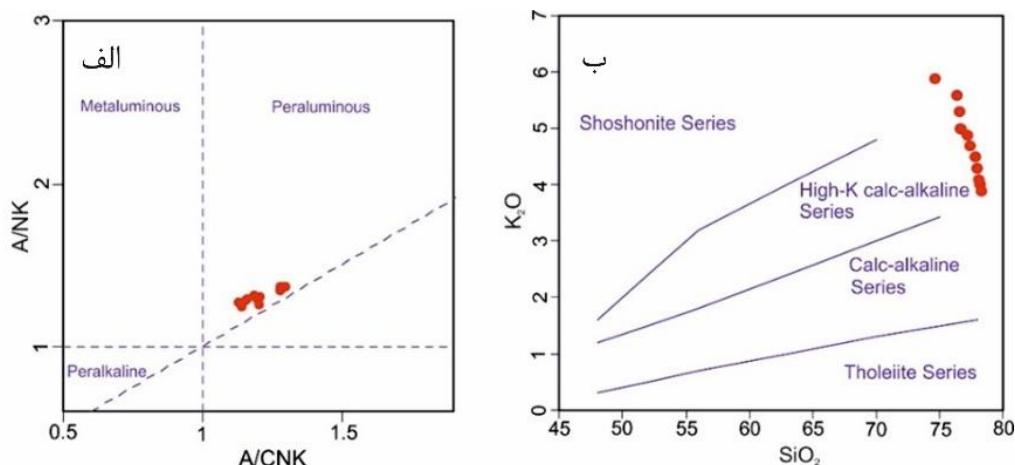
از نظر شاخص اشباع‌شدگی از آلومینیوم [۲۰]، این گرانیت‌ها در گستره پرآلومین قرار دارند (شکل ۱۱ الف). در نمودار K₂O نسبت به SiO₂ [۲۱]، افزون بر تفکیک سری‌های گوناگون ماقمایی (تولثیتی، آهکی قلیایی و شوشونیتی)، نمونه‌ها از نظر سدیمی و پتاسیمی بودن نیز از هم جدا می‌گردند. بر این اساس، همه سنگ‌های گرانیتی موته در گستره آهکی قلیایی پتاسیم بالا قرار دارند (شکل ۱۱ ب).

تیتانیت و بی‌هنجری منفی Ba نیز می‌تواند در ارتباط با حضور Sr بیوتیت یا فلدسپار در منبع ذوب باشد. بی‌هنجری منفی Eu با جدایش پلازیوکلازها 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 Sn و Ti از مشخصه‌های پوسته قاره‌ای است [۲۵، ۲۶] که می‌تواند نشانگر آلایش پوسته‌ای و یا ذوب دوباره آن در تولید مذاب‌های گرانیتوبیدی باشد [۲۷].

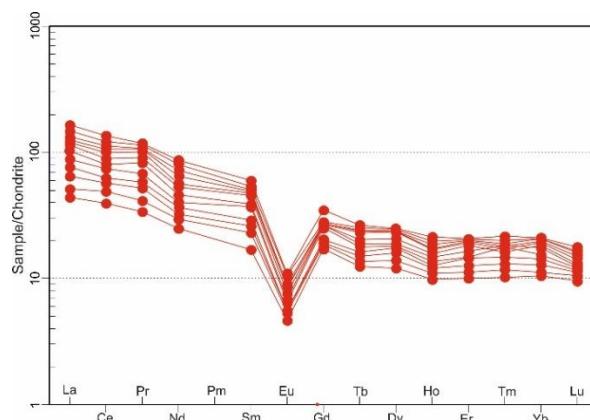
با در نظر گرفتن دو نمودار ۱۲ و ۱۳، نمونه‌های گرانیتی موته یک غنی‌شدگی نسبی از LREE‌ها و عناصر با شدت میدان بالا (LILE)‌ها نسبت به HREE‌ها و HFSE‌ها نشان می‌دهند که با ویژگی‌های مagmaهای تولید شده در محیط‌های فرورانش همخوانی دارند.

HREE‌ها می‌توانند نشان‌دهنده نبود گارنت در خاستگاه باشد. در این نمودار بی‌هنجری منفی در Eu وجود دارد و چنان که در نمودار چند عنصری بهنجر شده نسبت به گوشته اولیه (شکل ۱۳) دیده می‌شود، Sr نیز در نمونه‌های موته بی‌هنجری منفی داشته که بی‌هنجری‌های منفی این دو عنصر با جدایش فلدسپارها بهویژه پلازیوکلازها ارتباط دارد [۲۳]. همچنین ممکن است که خاستگاه و منبع تولید این مذاب‌های گرانیتی از عنصر Eu تهی بوده باشد [۲۴].

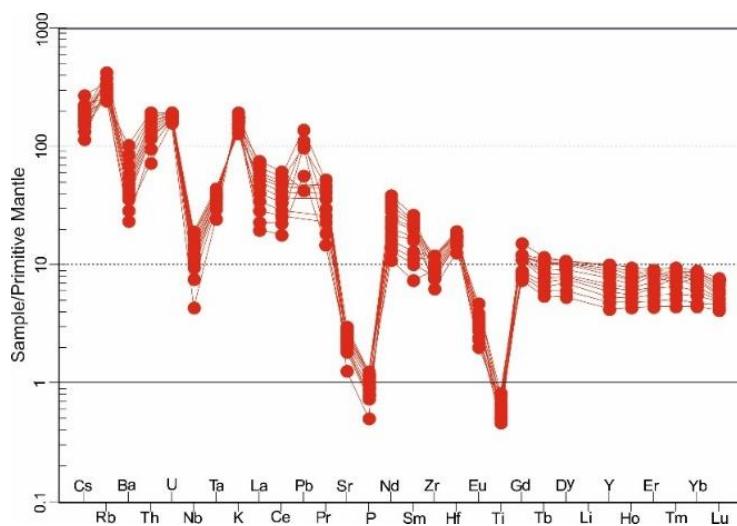
در نمودار چند عنصری نمونه‌های گرانیتی مورد بررسی بهنجر شده نسبت به گوشته اولیه (شکل ۱۳)، عناصری Rb، Ba، Nb، Ta، Sr، P، Ti بی‌هنجری منفی و عناصر Th، U، K، Pb منفی مربوط به جدایش فازهای دربردارنده این عنصر چون



شکل ۱۱ (الف) نمودار A/NK نسبت به A/CNK [۱۸]، برای تعیین اشاع شدگی از آلومینیم مagma، ب) نمودار درصد وزنی K_2O نسبت به SiO_2 [۱۹]، نمونه‌ها در گستره آهکی قلیابی پتابسیم بالا جای دارند.



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



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

سنگ‌های موته را تقویت می‌نماید. برای تعیین ترکیب منبع رسوی خاستگاه لوکوگرانیت‌های موته از نمودار Rb/Ba نسبت به Rb/Sr [۳۲، ۳۱] استفاده شد (شکل ۱۵ الف). بر این اساس، منبع تولید مagmaهای گرانیتی موته همگن و یکنواخت نبوده است و به نظر می‌رسد که از ذوب بخشی ترکیبی از سنگ‌های رسوی پسامیتی و پلیتی دگرگونه تشکیل شده‌اند. همچنین بر پایه K_2O/Na_2O نسبت به $CaO/MgO+FeO$ ، K_2O/Na_2O نسبت به SiO_2 [۳۳] نیز، سنگ‌های گرانیتی موته برآمده از ذوب بخشی دو منبع ماسه سنگ تیره دگرگونه و رسی دگرگونه هستند (شکل ۱۵ ب).

جایگاه زمین‌ساختی مagmaهای توده‌های نفوذی شمال و شمال غرب موته

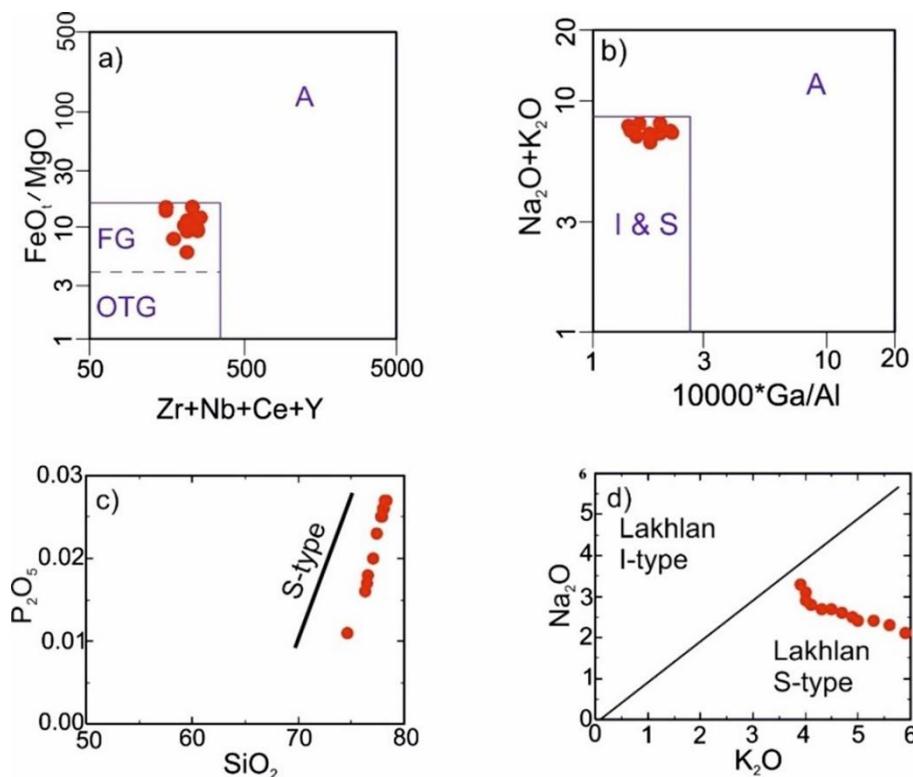
برای تعیین محیط زمین‌ساختی توده‌های نفوذی لوکوگرانیتی موته از نمودارهای Nb نسبت به Y و Rb نسبت به $Y+Nb$ [۳۴] استفاده شد (شکل‌های ۱۶ الف و ب). چنان که در شکل ۱۶ الف دیده می‌شود، نمونه‌های موته در گستره گرانیت‌های قوس آتشفشاری (VAG) و گرانیت‌های همزمان با برخورد (قرار دارند. در شکل ۱۶ برای تفکیک گرانیت‌های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

خاستگاه magmaهای توده‌های نفوذی شمال و شمال غرب موته بر پایه نمودارهای FeO/MgO نسبت به $Zr+Nb+Ce+Y$ به Na_2O+K_2O در برابر Ga/Al [۱۰۰۰]، همه نمونه‌های گرانیتی موته در گستره گرانیت‌های نوع S، I، M قرار می‌گیرند (شکل‌های ۱۶ الف و ب). برای جدایکردن گرانیت‌های نوع S، I، M از نمودارهای P_2O_5 نسبت به SiO_2 [۲۹] و Na_2O نسبت به K_2O [۳۰] استفاده شد (شکل ۱۶ پ و ت). که بر این اساس، گرانیت‌های موته از نوع گرانیت‌های S هستند (شکل ۱۶ پ و ت). پیش‌تر اشاره شد که این گرانیت‌ها شواهد صحرایی روشی از نوع S بودند ندارند (نبود تورمالین‌زایی و یا حضور برونبوم‌های رسوی). همچنین در مقاطع میکروسکوپی نیز، این گرانیت‌ها بدون گارنت و سایر کانی‌های آلومنیوم‌دار هستند و تنها نبود کانی‌های مافیک چون آمفیبول، پیروکسن و حضور کم میکاها تا حدی نشانگر بودن آن‌هاست، اما با استفاده از داده‌های زمین شیمیایی نوع S بودن این گرانیت‌ها تایید می‌شود.

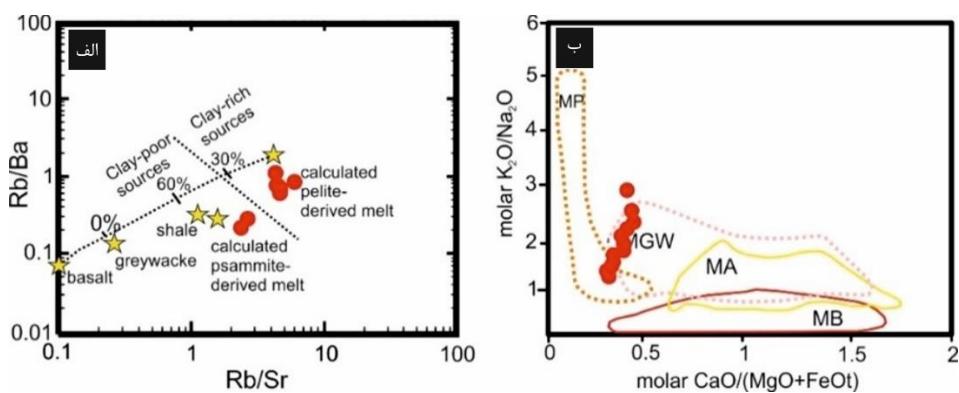
لوکوگرانیت‌های موته پرآلومین هستند و مقدار Rb بالا و Sr پایینی دارند که خاستگاه پوسته‌ای آن‌ها را تایید می‌نماید. همچنین، سنگی با ترکیب مافیک یا حتی برونبوم‌های مافیک در همراهی یا درون گرانیت‌های موته در رخمنون‌ها در دیده نشد و ترکیب این سنگ‌ها به مذاب‌های با سیلیس بالا محدود می‌شود. این امر احتمال نقش فرایند جدایش بلوری از یک magmaی گوشه‌ای 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 ماقمایی این کمان در ارتباط با فروراش سنگ کره اقیانوسی پروتوتیس به زیر این سرزمین‌های وابسته به کادومین بوده است که در حال حاضر قطعه‌هایی از این کمان ماقمایی به صورت همتافت‌های دگرگونی و آذرین نئوپروتروزوویک پایانی-کامبرین در ایران و ترکیه رخنمون دارند. همتافت دگرگونی موته-گلپایگان با سن تبلور توده‌های لوکوگرانیتی موته در نئوپروتروزوویک، بخشی از کمان ماقمایی کادومین است که پی‌سنگ بلورین پوسته قاره‌ای ایران نامیده می‌شوند. بر پایه نظر بسیاری از پژوهشگران [۲۸، ۴۲-۴۴] در محیط‌های فروراش سنگ کره اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای، به‌دلیل فراهم شدن شرایط مناسب فشار، دما و حضور سیال‌های آزاد شده از تختال فرورو، امکان حضور گرانیت‌های نوع A وجود دارد. در این محیط‌ها گرانیت‌های نوع S به‌طور عمده از ذوب بخشی سنگ‌های رسوبی در نتیجه تزریق مذاب‌های گوشته‌ای تولید می‌شوند.

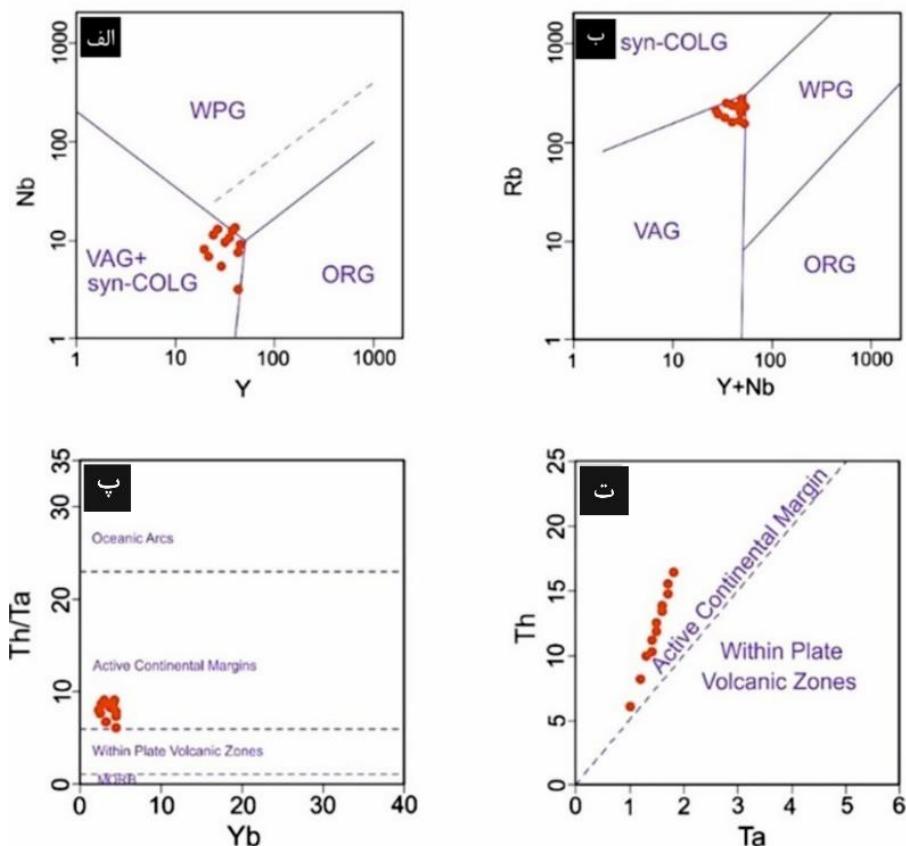
توده‌های نفوذی موته وابسته به نئوپروتروزوویک از کهن-ترین نفوذی‌های ایران هستند که درون سنگ‌های دگرگونی قدیمی‌تر جایگیری نموده‌اند. در مورد محیط زمین‌ساختی توده‌های این زمان، نظرهای گوناگونی ارائه شده است، از جمله مدل کشش پوسته‌ای در ارتباط با کافت [۳۶-۳۸]، مدل زمین ساختی کافت عقیم [۳۹] و مدل تشکیل کمان ماقمایی در این زمان در مرز همگرای اقیانوس پروتوتیس و شمال ابرقاره گندوانا [۴۰]. گرانیت‌های موته از نوع گرانیت‌های S و LILEها پیرآلومنی هستند. غنی‌شدگی نسبی از REEها و HFSEها در این توده‌ها که در نمودارهای عنکبوتی با شبیه ملایمی به‌سمت آنها کشیده می‌شوند، بی‌هنجاری‌های منفی Nb, Ta همراه با غنی‌شدگی Th، همه گویای نمودارهای زمین شیمیایی، گرانیت‌های موته در هستند. برپایه نمودارهای زمین شیمیایی، گرانیت‌های موته در یک محیط زمین‌ساختی در ارتباط با کمان ماقمایی در حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند (شکل ۱۶). ایران، ترکیه و بخش‌هایی از مرکز و غرب اروپا، بخشی از کمان ماقمایی کادومین



شکل ۱۴ نمودارهای تعیین کننده نوع گرانیت‌ویدها: (الف و ب) نمودارهای دوتایی FeO/MgO نسبت به $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ و $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ [۲۸] برای تفکیک گرانیت‌ویدهای 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 گرانیت‌ویدهای نوع I از S.



شکل ۱۵ نمودارهای تعیین‌کننده منبع مagmaهای توده‌های نفوذی گرانیتی موته: (الف) نمودار Rb/Sr نسبت به Rb/Ba [۳۲، ۳۱] که نشان‌دهنده منحنی آمیختگی مذاب‌های برآمده از سنگ‌های باالتی 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 موته تایید می‌نماید.



شکل ۱۶ (الف و ب) جایگاه توده‌های نفوذی موته 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].

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

برداشت در شمال و شمال غرب موته، توده‌های نفوذی لوکوگرانیتی به درون آمفیبولیت‌ها، میکاشیست‌ها و گنیس‌های نئوپروتوزوئیک در همتافت دگرگونی موته-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 analysesd 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 فرومیزین تنها در برخی نمونه‌ها، میکاها با فراوانی کم از نوع بیوتیت و مسکوکیت (غلب به صورت ثانویه) حضور دارند. نتایج سن‌سنگی U-Pb زیرکن‌ها از سه نمونه گرانیتی موته نشان دهنده زمان تبلور این توده‌ها در نئوپروتزوژوییک است. از نظر ویژگی‌های زمین شیمیابی، این سنگ‌ها از سری ماقمایی آهکی قلایی پتابسیم بالا و پرآلومین هستند و در گستره گرانیت‌ویدهای آهن‌دار نوع S جای دارند. همتافت دگرگونی موته-گلپایگان با تشکیل توده‌های موته در نئوپروتزوژوییک، بخشی از کمان ماقمایی کادومین است که در آن، لوكوگرانیت‌ها از ذوب بخشی سنگ‌های رسوبی رسی و پسامیتی دگرگونه، در نتیجه تزریق مذاب‌های گوشته‌ای تولید شده‌اند.

قدرتانی

از سرکار خانم دکتر منیره پشتکوهی به‌حاطر 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-Omrani 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., “*Metallogenesis of the Precambrian in Iran*”, Precambrian Resource 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