

پتروژنز و جایگاه تکتونوماگمایی توده گرانیتوئیدی مغالو (شمال غرب ایران)

لیلی فتحیان^۱، فرهاد آلیانی^(۲)، علی‌اکبر بهاری فر^۳ و محمدحسین زرین‌کوب^۴

۱. دانشجوی دکتری گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

۳. استادیار گروه زمین‌شناسی، بخش علوم پایه، دانشگاه پیام نور تهران

۴. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند

تاریخ دریافت: ۹۶/۰۶/۰۱

تاریخ پذیرش: ۹۶/۰۹/۲۰

چکیده

توده گرانیتوئیدی مغالو با سن پرکامبرین در شمال غربی زون ساختاری ایران مرکزی واقع گردیده است. بر اساس مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی، توده مورد مطالعه از گرانودیوریت، مونزوگرنیت و تونالیت تشکیل شده است. با توجه به مطالعات ژئوشیمیایی، تونالیت‌ها از نوع I با ماهیت کالک‌آلکان و پراآلومین می‌باشند. این توده بر اساس مطالعات ایزوتوپی Sr-Nd (نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و ϵNd اولیه 0.710544 و -7.01 به ترتیب)، نسبت Cr و Ni ، Nb/Ta ، Sr/Y ، La/Yb و بی‌هنجاری منفی Eu حاصل ذوب پوسته آمفیبولیتی است که از ذوب پوسته مافیک ضخیم شده یا بازالت‌های زیر صفحه‌ای (در ناحیه پایداری پلاژیوکلاز) در اعماق و فشار پایین و در محیط زمین ساختی کمان‌های حاشیه فعال قاره‌ای (قوس) تشکیل شده است. مونزوگرنیت‌ها با توجه به نمودارهای ژئوشیمیایی از نوع S با ماهیت پراآلومین و کالک‌آلکان هستند که در محدوده کمان ماگمایی و برخوردی با غنی‌شدگی از LREE و LILE و تهی‌شدگی از HFSE همراه با بی‌هنجاری منفی Ba ، Ti ، Nb و Sr و عدد منیزیم ($20-11$ Mg#) همراه می‌باشند و از ذوب سنگ‌های پوسته‌ای (ذوب خاستگاه با سنگ‌های پلیتی غنی از پلاژیوکلاز) تشکیل شده‌اند. گرانودیوریت‌ها از نوع I با ماهیت کالک‌آلکان و پراآلومین هستند. که بر اساس مطالعات ایزوتوپی Sr-Nd (نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و ϵNd اولیه 0.71713 و -10.55 به ترتیب)، عدد منیزیم ($33-31$ Mg#) و بی‌هنجاری منفی و مشخص از Nb و Sr ، همچنین بی‌هنجاری مثبت La و Th ، حاصل ذوب بخشی پوسته قاره‌ای زیرین-میانی می‌باشند که در نتیجه ضخیم‌شدگی و کوتاه‌شدگی ناشی از برخورد قاره-قاره (برخورد ورقه ایران به عربی) تشکیل شده‌اند. با توجه به موقعیت جغرافیایی توده مغالو و سن واحدهای تشکیل‌دهنده آن، به نظر می‌رسد که توده گرانیتوئیدی مغالو روی حاشیه فعال قاره‌ای ناشی از همگرایی ایران مرکزی و البرز-آذربایجان با صفحه عربی در طول پرکامبرین شکل گرفته باشد.

واژه‌های کلیدی: مغالو، تونالیت، پوسته زیرین، ذوب بخشی، ایزوتوپ Sr-Nd.

مقدمه

پایدارسازی و تثبیت پی سنگ ایران در پروتوزوئیک پسین تا کامبرین پیشین صورت گرفته است. از دیرباز سنگ‌های آذرین-دگرگونی و حتی واحدهای رسوبی دیرین یعنی پی‌سنگ دیرین ایران مورد توجه زمین‌شناسان بسیاری

با توجه به شواهد زمین‌شناسی ایران و خاورمیانه و به‌ویژه مقایسه ایران با عربستان، چنین به نظر می‌رسد که

* نویسنده مرتبط: alianifarhad@gmail.com

سن ۵۶۲/۸ میلیون سال، بیوتیت گرانیت ۵۸۲ میلیون سال و گرانیت لولوکرات بخش حاشیه‌ای ۵۷۶ میلیون سال را پیشنهاد می‌دهند. وی همچنین معتقد است که گرانیت میلیونیت بخش مرکزی از یک منشاء آذرین و گرانیت صورتی و گرانیت لولوکرات بخش حاشیه‌ای از یک منشاء پلیتی ایجاد شده‌اند. گرچه محققان مختلفی به بررسی این توده پرداخته‌اند اما کمتر ویژگی‌های ژئوشیمیایی به‌ویژه ایزوتوپی با توجه به تنوع لیتولوژیکی موجود در این توده مورد بررسی قرار گرفته است. در این تحقیق به بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی، ژئوشیمیایی عناصر جزئی، کمیاب خاکی و به‌ویژه ایزوتوپی پرداخته شده است، تا بتواند راهگشای چگونگی تحول پوسته ایران در زمان پرکامبرین فوقانی باشد.

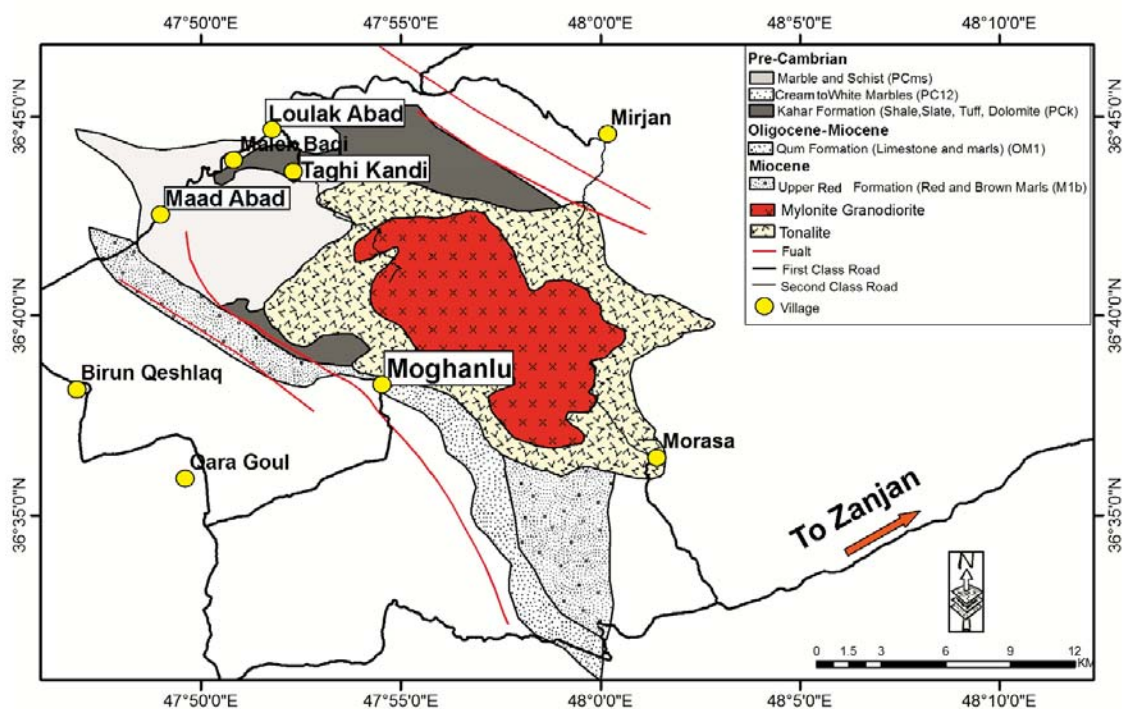
جایگاه زمین‌شناسی و روابط صحرایی

توده مغانلو در شمال غربی پهنه ساختاری ایران مرکزی با مختصات جغرافیایی "۳۰' ۵۱' ۴۷° تا "۲۰' ۰۱' ۴۸° طول شرقی و "۳۶' ۳۶' ۳۷° تا "۱۶' ۴۳' ۳۶° عرض شمالی در ۵۰ کیلومتری غرب شهر زنجان واقع است (شکل ۱). این توده یک کمپلکس گرانیتوئیدی برشی شده می‌باشد (Babakhani and Sadeghi, 2005) که در سنگ‌های سازند کهر نفوذ و آن را دگرگون کرده است (اسماعیلی ۱۳۷۱) است. بر اساس مشاهدات صحرایی از بخش‌های مختلف توده مغانلو، این توده دارای زون بندی می‌باشد. از مرکز به حاشیه توده مغانلو به ترتیب، واحدهای گرانیت مزوکرات میلونیتی (به سن حدود ۵۶۲/۸ ± ۵/۴ میلیون سال (هنرمند و همکاران، ۱۳۹۴) (شکل ۲- الف))، گرانیت صورتی به سن ۵۸۲ ± ۱۶ میلیون سال (هنرمند و همکاران، ۱۳۹۴) و گرانیت لولوکرات بدون کانی‌های فرومنیزین با سن ۵۷۶ ± ۱۳ میلیون سال (شکل ۲- ب) قابل مشاهده می‌باشد. گرانیت‌های صورتی و گرانیت‌های مزوکرات میلونیتی بخش مرکزی دارای مرز واضح می‌باشند (شکل ۲- ج) درحالی‌که مرز بین گرانیت سفید و گرانیت صورتی واضح نمی‌باشد و قطعاتی از گرانیت صورتی به صورت بزرگ داخل گرانیت سفید قابل مشاهده است که حاکی از قدیمی‌تر بودن گرانیت‌های صورتی نسبت به گرانیت‌های سفید است (شکل ۲- د). وسعت رخنمون

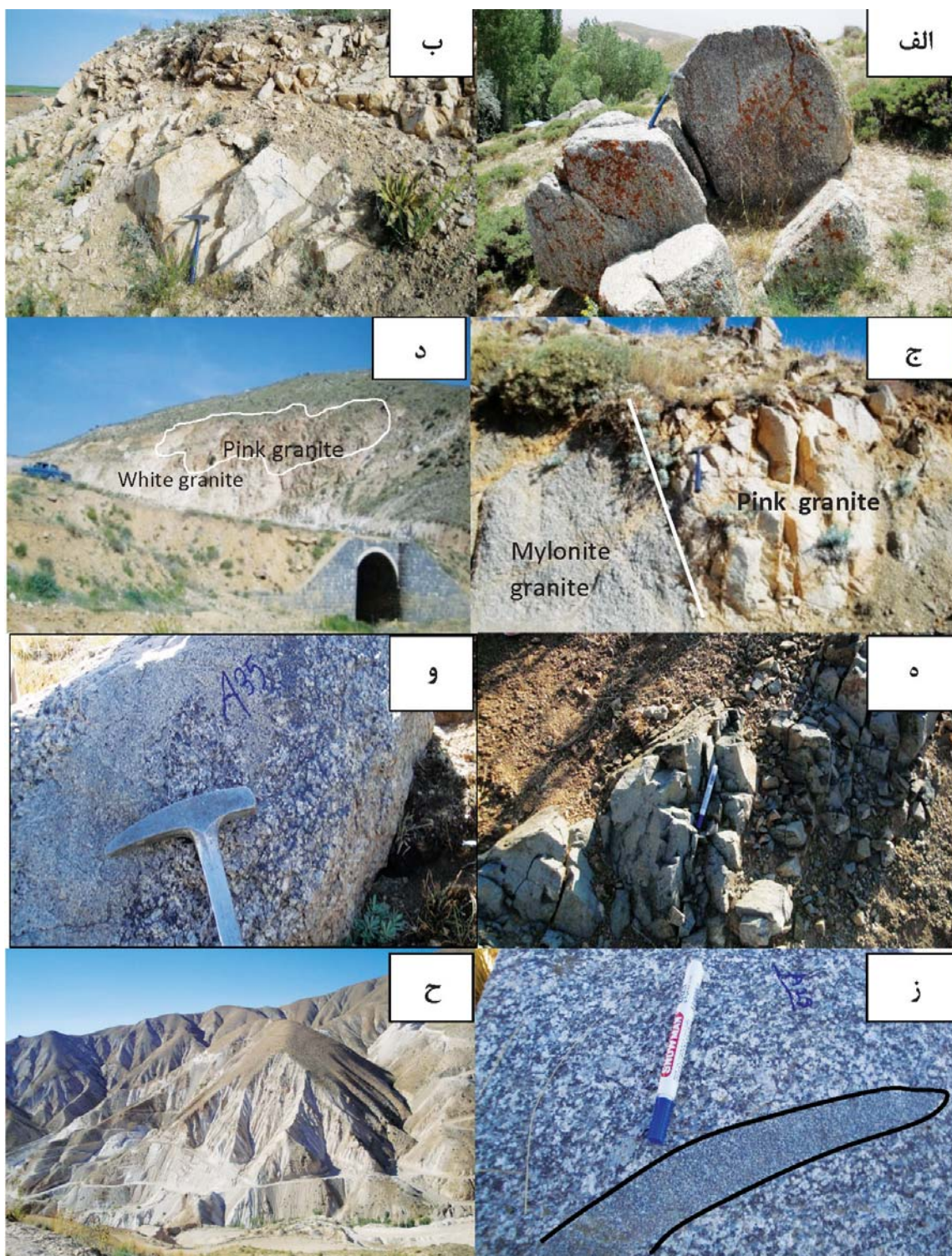
بوده است. زمین‌شناسان بسیاری به معرفی واحدهای آذرین و دگرگونی بخش‌هایی از ایران مرکزی و شمال غرب ایران پرداخته و آن‌ها را کهن‌ترین سری‌های ایران و منتسب به نئوپروتوزوئیک دانسته‌اند (Hosseini et al., 2015; Balaghi Einalou et al., 2014). در مورد موقعیت ایران در پرکامبرین دو نظریه متفاوت وجود دارد نظریه اول، توده‌های پرکامبرین ایران را مربوط به محیط کششی و ریفت (Falcon, 1974; Hussein, 1989; Stöcklin, 1968; Talbot and Alavi, 1996). حاصل شده در گندوانا می‌داند و در نظریه دوم، بر اساس مطالعات جدید سن سنجی رسوبات (Horton et al., 2008) و گرانیتوئیدهای پرکامبرین (Hassanzade et al., 2008)، محیط تکتونیک پرکامبرین مربوط به فرورانش در اطراف گندوانا است. این مناطق مربوط به حاشیه فعال قاره‌ای حاشیه گندوانا هستند و به بسته شدن اقیانوس پروتوتتیس و برخورد قاره- قاره نسبت داده می‌شوند. به‌طور کلی با وجود اطلاعات زیاد در مورد توده‌های نفوذی قدیمی ایران مرکزی از جمله منطقه ساغند (Ramezani and Tucker, 2003)، اطلاعات کمی در مورد پتروژنز توده گرانیتوئیدی مغانلو وجود دارد. از جمله کارهای انجام شده قبلی در این منطقه می‌توان به اسماعیلی، ۱۳۷۱؛ Hassanzade et al., 2008 و هنرمند، ۱۳۹۴ اشاره کرد. اسماعیلی، ۱۳۷۱ توده مغانلو را به صورت دو بخش مرکزی (گنیس چشمی) و بخش خارجی (گرانیت دوران- شاه بلاغی) تقسیم نموده و معتقد است که گرانیت‌های بخش حاشیه‌ای توده از ذوب بخشی گنیس‌های بخش مرکزی در اعماق بیشتر مشتق شده‌اند و تشکیل گرانیت مغانلو را به حادثه بعد از کوهزایی کاتانگایی نسبت می‌دهد. Hassanzade et al., 2008 نیز به سن سنجی توده مغانلو پرداخته و سن گرانیت‌های میلونیتی بخش مرکزی را ۵۴۸ میلیون سال ذکر می‌کند. هنرمند و همکاران، ۱۳۹۴ توده مغانلو را به سه تیپ گرانیت میلونیتی (بخش مرکزی)، بیوتیت گرانیت صورتی (حداصل بخش مرکزی و بخش حاشیه‌ای) و گرانیت لولوکرات (بخش حاشیه‌ای توده) تقسیم نمودند و برای گرانیت میلونیتی بخش مرکزی بر اساس نتایج سن سنجی اورانیوم- سرب،

مشاهده نمی‌شود و به‌جای هاله‌های همبری دگرگونی، هاله‌های برشی و خرد شده در اطراف این توده مشاهده می‌شود. چنین هاله‌های برشی و خرد شده نقش مهمی برای مهاجرت و انتقال سیاله‌های کانه دار گرمایی را بازی می‌کنند و موجب تکوین دگرسانی‌هایی مانند دگرسانی‌های پتاسیک و آرزلیک در اطراف توده مغانلو شده‌اند و به همین دلیل در اطراف توده و در گرانیته سفید معادن فلدسپات به‌وفور یافت می‌شود (شکل ۲-ح). با توجه به وجود گسل تراستی هم‌راستا با توده در بخش جنوب غرب توده، عملکرد یک فاز برشی بر این توده مشاهده می‌شود که باعث راندگی لایه‌های الیگومیوسن به زیر توده و فشردگی و بالآمدگی و دگرشکلی در سنگ‌های گرانیته‌ی توده مغانلو شده است. بر اثر عملکرد گسل، هر دو بخش خارجی (گرانیته سفید و صورتی) و داخلی (گرانیته مزوکرات میلونیتی) توده شواهد دگرشکلی در حالت جامد را نشان می‌دهند.

گرانیته‌های صورتی در روی زمین کم است بنابراین روی نقشه به‌صورت دقیق قابل نمایش نیستند. در بخش‌های مرکزی توده به‌ویژه بخش‌های شمالی و شمال‌غربی، گرانیته میلونیتی توسط گرانیته لوکوکرات غیردگرشکل به‌صورت دایک با روند شمال‌شرقی-جنوب‌غرب و به ضخامت حدود یک متر (شکل ۲-و) و گاهی به‌صورت تزریق‌های محلی (شکل ۲-و) مورد نفوذ قرار گرفته است. همچنین انکلاوهای بیضوی به قطر دو تا پنج سانتی‌متر و طول پنج تا بیست سانتی‌متر، به رنگ تیره با دانه‌بندی ریز نسبت به میزبان خود در همین بخش توده قابل مشاهده می‌باشند که همراه با این گرانیته‌ها دچار دگرشکلی شده‌اند (شکل ۲-ز). توده گرانیته‌ی مغانلو همانند سایر توده‌های گرانیته‌ی منسوب به پرکامبرین در دوره‌ای دیرتر از زمان تبلور ماگمایی خود جایگزین شده است و به همین دلیل برخلاف آنچه انتظار می‌رود هاله همبری دگرگونی مجاورتی در اطراف این توده



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی توده گرانیته‌ی مغانلو، غرب زانجان (با اندکی تغییرات از لطفی، ۱۳۸۰ و Hassanzade et al., 2008)



شکل ۲. الف) گرانیت مزوکرات میلونیتی بخش مرکزی توده مغانلو، دید به سمت غرب، ب) گرانیت سفید حاشیه خارجی توده مغانلو. ج) مرز بین گرانیت سفید و گرانیت مزوکرات میلونیتی بخش مرکزی. د) حضور قطعات بزرگی از گرانیت‌های صورتی داخل گرانیت سفید. ه) دایک لوکوکرات با روند شمال شرق- جنوب غرب در گرانیت مزوکرات میلونیتی. و) تزریق‌های گرانیت لوکوکرات در گرانیت مزوکرات میلونیتی قسمت مرکزی توده. ز) حضور انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در گرانیت مزوکرات میلونیتی قسمت مرکزی توده. ح) معادن فلدسپات حاشیه توده مغانلو

روش مطالعه

زیرکن می‌باشند. ریزساختارهای ناشی از دگرشکلی از قبیل روبان‌ها و سیگموئیدهای کوارتز، پورفیروکلاست‌های پوششی (شکل ۳-الف)، میکا ماهی و جهت یافتگی ترجیحی کانی‌های صفحه‌ای (شکل ۳-ب) در گرانودیوریت‌های میلونیتی مرکز توده مغالو مشاهده می‌شود که همگی بیانگر دگرشکلی این سنگ‌ها در حالت شکل‌پذیر است.

انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در گرانودیوریت‌های میلونیتی توده مغالو مشاهده می‌شود که از نظر بافت و ترکیب کانی‌شناسی مشابه با سنگ میزبان‌شان هستند. کوارتز، پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار، بیوتیت و آمفیبول کانی‌های اصلی و تیتانیت، زیرکن، آپاتیت و مگنتیت کانی‌های فرعی را تشکیل می‌دهند (شکل ۳-ج). سربیسیت، کلریت و اپیدوت به‌صورت کانی‌های ثانویه دیده می‌شوند. مونوزوگرانیت‌ها به‌صورت گرانیتهای صورتی حاشیه توده و دایک‌های لوکوکرات بخش مرکزی توده رخمون دارند. کانی‌های اصلی در این سنگ‌ها شامل کوارتز (حدود ۴۰ درصد حجمی)، پتاسیم فلدسپار شامل ارتوز و ارتوز پرتیتی (۲۰ تا ۳۰ درصد حجمی) و پلاژیوکلاز (۳۰ تا ۳۵ درصد حجمی) و کانی‌های فرعی شامل مسکویت، بیوتیت (تا حدود ۷ درصد) و مگنتیت می‌باشند. (شکل ۳-د). گرانیتهای سفید که خارجی‌ترین بخش توده مغالو را تشکیل می‌دهند از نظر سنگ‌شناسی در محدوده تونالیت قرار می‌گیرند و دارای بافت گرانولار با دانه‌های بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار و پوئی کیلیتیک، میرمکیت و پرتیت است. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل ۲۵ تا ۳۰ درصد کوارتز، ۶۰ تا ۷۰ درصد پلاژیوکلاز و ۱۰ درصد پتاسیم فلدسپار می‌باشد. مسکویت و زیرکن با درصد حجمی کمتر از پنج درصد کانی‌های فرعی را تشکیل می‌دهند (شکل ۳-ه). یکی از ویژگی‌های این گرانیتهای وجود آلبیت با ماکل شطرنجی است. نحوه تشکیل آلبیت صفحه شطرنجی به این صورت است که در جریان دگرسانی سدیک با افزوده شدن Na^+ به ساختمان کانی‌هایی مانند پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار نوعی پلاژیوکلاز سدیک با بافت میکروسکوپی خاص شکل می‌گیرد، به‌گونه‌ای که تیغه‌های آلبیتی کوچک طوری قرار گرفته‌اند که بافتی شبیه صفحه شطرنج ایجاد می‌کنند (شکل ۳-ه) و

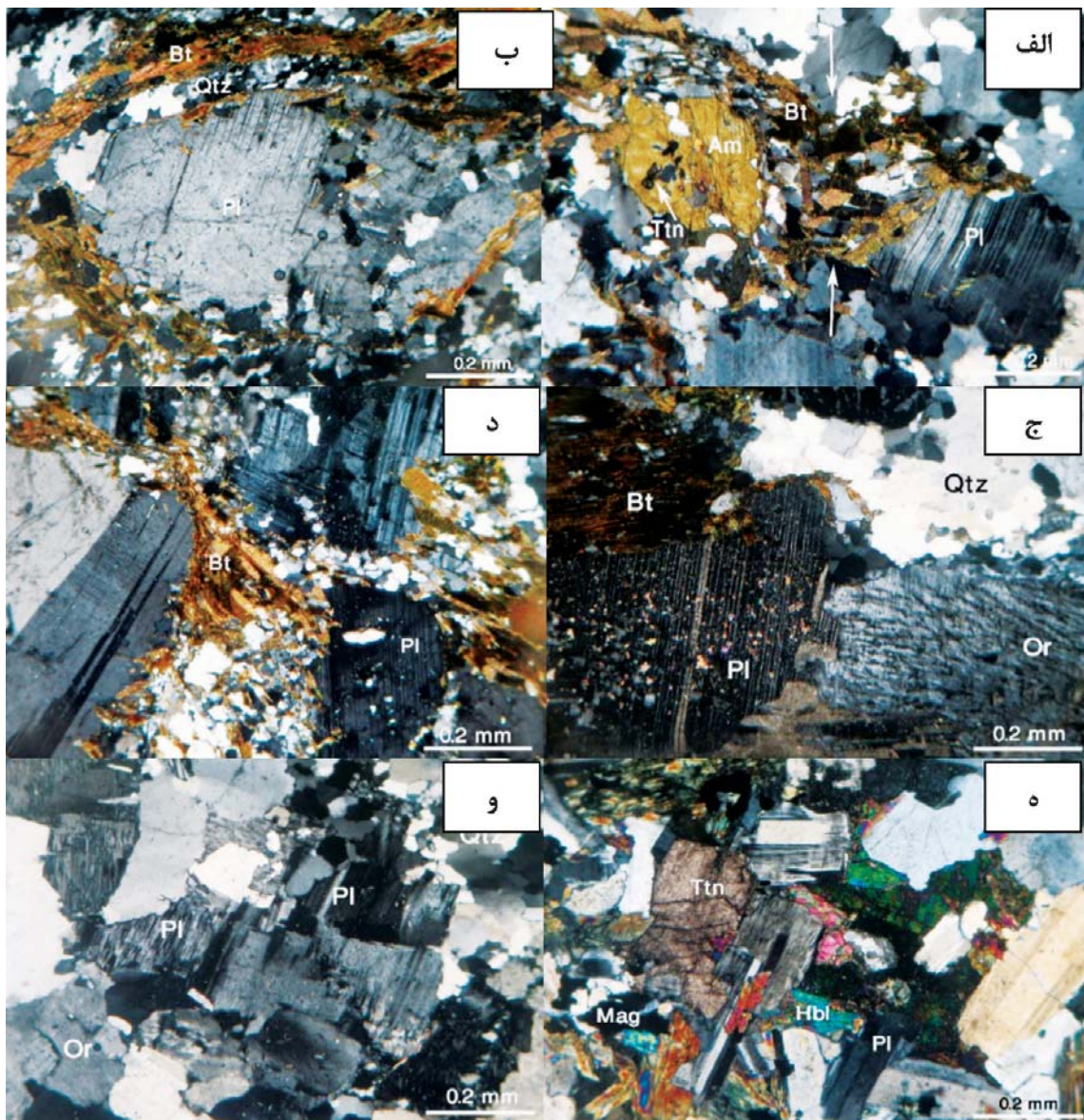
پس از انجام مطالعات دقیق صحرایی و سنگ‌نگاری، ۱۳ نمونه از واحدهای مختلف سنگی از توده گرانیتوئیدی مغالو جهت تجزیه شیمیایی انتخاب و به آزمایشگاه ژئوشیمیایی Service Ltd MS Analytical کانادا ارسال شد. جهت تعیین عناصر اصلی از روش ذوب لیتیوم بورات ICP-OES و جهت تعیین عناصر نادر خاکی از روش لیتیوم بورات ICP-MS استفاده شده است (جدول ۱). همچنین دو نمونه از لیتولوژی‌های اصلی این توده‌ها در آزمایشگاه ژئوشیمیایی ایزوتوپی دانشگاه کیپ‌تاوان آفریقای جنوبی به روش Sr-Nd سنگ کل برای تعیین منشأ توده مورد مطالعه آنالیز ایزوتوپی قرار گرفتند. روش آماده‌سازی نمونه‌ها و جداسازی شیمیایی پودرها به روش استاندارد HF-HNO₃ بر اساس مطالعات Mikova and Denkova, 2007 بوده است. نمونه‌ها توسط جمع‌آوری‌کننده چندگانه ICP-MS - MC بر روی NU Instruments Nu Plasma HR آزمایش شده‌اند. مقادیر ایزوتوپ Sr با استفاده از استاندارد NIST SRM987 و مقادیر ایزوتوپ Nd با استفاده از استاندارد JNd11 اندازه‌گیری شده‌اند. در تفکیک عنصری و تعیین خاستگاه و محیط تکتونیکی توده مورد مطالعه از نرم‌افزارهای Excel و GCDKit به‌منظور بررسی داده‌های به‌دست‌آمده استفاده شده است.

سنگ‌شناسی

بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که توده گرانیتوئیدی مغالو از ترکیب سنگ‌های آذرین اسیدی شامل گرانودیوریت، مونوزوگرانیت و تونالیت و سنگ‌های آذرین حدواسط مانند دیوریت و کوارتز دیوریت‌ها تشکیل شده‌اند. گرانیتهای مزوکرات میلونیتی بخش مرکزی توده از نظر سنگ‌شناسی در دسته گرانودیوریت‌ها قرار می‌گیرند. گرانودیوریت‌های مورد مطالعه در دسته گرانودیوریت‌های دگرشکل شده (میلونیتی و پروتومیلونیتی) قرار می‌گیرند (شکل ۳-الف) کانی‌های اصلی شامل کوارتز (۴۰ تا ۴۵ درصد)، (۳۵ تا ۴۰ درصد)، پتاسیم فلدسپار (۱۰ تا ۲۰ درصد) و بیوتیت (۱۰ تا ۱۵ درصد) و کانی‌های فرعی شامل آمفیبول، اسفن، مگنتیت و

(۴۵ تا ۶۰ درصد حجمی)، آمفیبول از نوع هورنبلند (۲۰ تا ۳۰ درصد حجمی)، پتاسیم فلدسپار نوع ارتوز (حدود ۱۰ درصد حجمی) و کانی‌های کوارتز، تیتانیت و اپاک با مقدار جزئی می‌باشند (شکل ۳-و).

هریک از بخش‌های شطرنج حالتی شبیه مربع نامنظم دارد (More and Liou, 1979). کوارتز دیوریت‌ها مافیک‌ترین عضو سازنده توده مورد مطالعه (حاشیه قسمت‌های غربی توده مغانلو) می‌باشند. بافت این سنگ‌ها ساب هدرال گرانولار و اینترگرانولار است. عمدتاً متشکل از پلاژیوکلاز

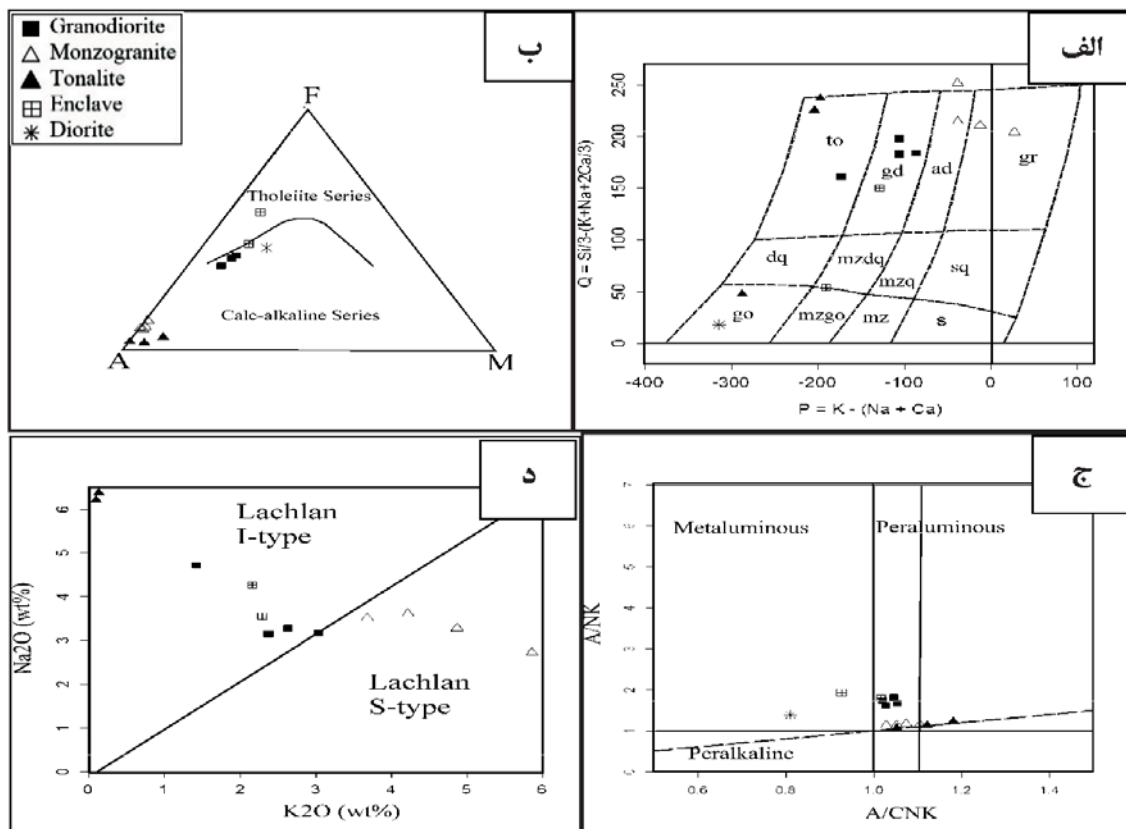


شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از واحدهای سنگی توده مغانلو در نور متقاطع (XPL) الف و ب) گرانودیوریت‌های میلونیتی (پورفیروکلاست پوششی پلاژیوکلاز در مسیر برگواگی و باندهای کوارتز در سایه واتنشی آنها) ج) انکلاوهای گرانودیوریتی موجود در گرانودیوریت‌های توده مغانلو د) مونوزگرانیت‌های توده مغانلو ه) تونالیت توده مغانلو و) دیوریت توده مغانلو (علائم اختصاری کانی‌ها: Qtz: کوارتز، Pl: پلاژیوکلاز، Or: ارتوکلاز، Bt: بیوتیت، Am: آمفیبول، Hbl: هورنبلند، Ttn: تیتانیت، Mag: مگنتیت (Fettes and Desmons, 2007))

ژئوشیمی

برای بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و سنگ شناختی توده مغالو از داده‌های عناصر اصلی، فرعی و کمیاب استفاده شده است (جدول ۱). میزان SiO_2 در گرانیتوئیدهای توده مغالو بین ۶۲ تا ۸۳ درصد در نوسان است. در نمودارهای طبقه‌بندی ژئوشیمیایی (Debon and Le Fort, 1983) سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه در محدوده گرانیت، گرانودیوریت، تونالیت و کوارتز دیوریت واقع شده‌اند (شکل ۴-الف). نتایج حاصل از این نمودار با مطالعات سنگ‌نگاری انطباق خوبی دارد. در نمودار AFM (Irvin and Baragar, 1971) به‌منظور تعیین سری ماگمایی، نمونه‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه در محدوده کالک آلکالن قرار گرفته‌اند (شکل ۴-ب). میانگین شاخص

اشباع از آلومینیوم در گرانیتوئیدهای مورد مطالعه بیش از یک است و در نمودارهای تعیین درجه اشباعی (Shand, 1943) در محدوده پراآلمین تا متاآلمین قرار گرفته‌اند. به این صورت نمونه‌های گرانودیوریتی، مونزوگرانیتی و تونالیتی در محدوده پراآلمینوس ضعیف و نمونه‌های دیوریتی و انکلاوهای گرانودیوریتی در محدوده متاآلمین پلات شده‌اند. (شکل ۴-ج). به‌منظور تعیین نوع گرانیتوئیدها نیز از نمودار K_2O در برابر Na_2O (White and Chappel, 1983) استفاده شد که نمونه‌های تونالیت و گرانودیوریت در مقایسه با توده گرانیتوئیدی نوار چین‌خورده منطقه لاخلان در محدوده گرانیت‌های نوع I و مونزوگرانیت‌ها در محدوده گرانیت‌های نوع S جانمایی شدند (شکل ۴-د).



شکل ۴. شیمی سنگ کل واحدهای سنگی توده مغالو: الف) نمودار طبقه‌بندی ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه از Debon and Le Fort, 1983، ب) نمودار AFM از Irvin and Baragar, 1971 برای تعیین سری سنگی، ج) نمودار A/CNK در برابر A/NK از Shand, 1943 برای تعیین شاخص اشباع از آلومین مورد مطالعه، د) نمودار K_2O در برابر Na_2O برای تعیین نوع گرانیت از White and Chappel, 1983

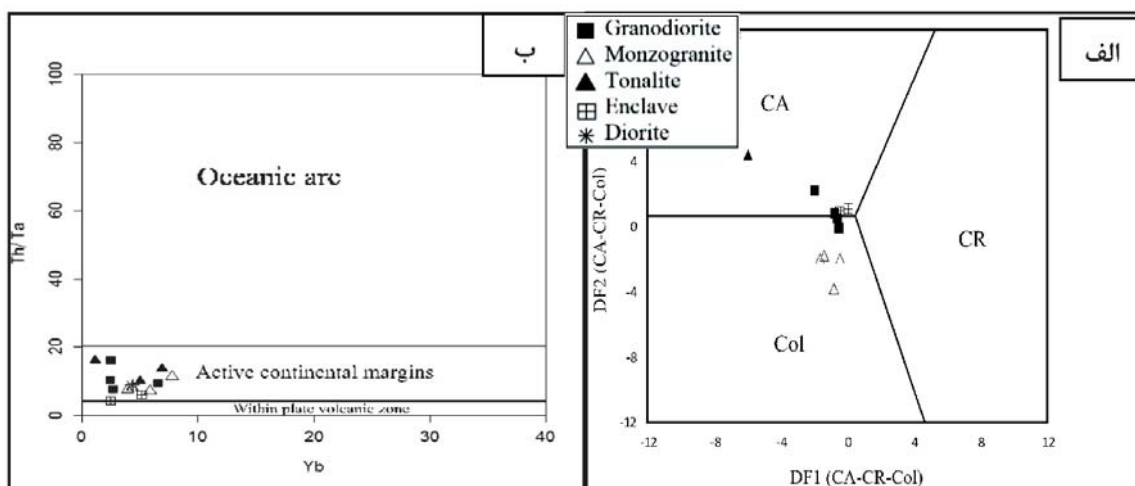
جدول ۱. غلظت اکسید عناصر اصلی (برحسب درصد وزنی) و عناصر کمیاب (برحسب قسمت در میلیون) برای نمونه‌های گرانیتوئید توده مغالو (واحدهای سنگی شامل TON (تونالیت)، MG (مونزوگرانیت)، GD (گرانودیوریت)، MD (مونزودیوریت) و DI (دیوریت) هستند)

Sample No	M-A2(1)	M.A6H	M.A6E	M.A.28H	M.A28E	M-A30	M-A33	M-A3	M-A18	M-A24	M-A35	M-A1	M-A2	M-A19
Rock	DI	GD	GD	GD	GD	GD	GD	MG	MG	MG	MG	TON	TON	TON
Al ₂ O ₃	16.6	14.2	14.9	14.0	18.1	14.3	14.9	12.0	11.2	12.5	12.3	12.1	11.1	20.0
BaO	<0.01	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	<0.01	<0.01	<0.01
CaO	4.7	2.7	3.5	3.1	5.6	3.2	2.9	0.6	0.2	0.5	0.5	0.1	0.1	0.4
Cr ₂ O ₃	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Fe ₂ O ₃	8.6	4.3	6.5	4.9	12.0	4.9	4.3	0.8	0.9	1.3	1.0	0.4	0.3	0.4
K ₂ O	0.1	3.0	2.3	2.4	2.2	2.6	1.4	4.2	3.7	4.9	5.9	0.1	0.1	0.9
MgO	3.2	1.0	1.6	1.2	1.6	1.2	1.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.6	0.0	0.5
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	<0.01	<0.01	0.0	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Na ₂ O	7.2	3.2	3.6	3.1	4.3	3.3	4.7	3.6	3.5	3.3	2.7	6.4	6.2	9.3
P ₂ O ₅	0.5	0.1	0.3	0.2	0.5	0.2	0.1	0.0	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
SiO ₂	55.6	69.0	63.9	69.6	54.8	68.9	68.1	77.3	80.3	76.8	76.1	78.4	83.6	66.8
SrO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
TiO ₂	1.7	0.6	1.0	0.6	1.2	0.6	0.5	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.2
LOI	1.4	1.0	1.1	0.6	0.7	0.6	0.6	0.5	0.5	0.4	0.3	0.5	0.3	1.0
Total	99.6	99.3	98.8	99.9	101.1	99.9	98.9	99.4	100.4	99.8	98.8	98.7	101.7	99.3
Ba	6.0	982.8	651.4	1077.3	285.7	1286.1	727.5	794.2	455.7	155.0	208.1	4.6	5.5	47.9
Ce	69.9	77.1	55.0	59.7	114.4	101.0	69.9	107.1	60.9	46.5	16.0	37.1	20.0	15.7
Cr	19.0	39.0	40.0	36.0	20.0	41.0	29.0	36.0	20.0	24.0	42.0	46.0	35.0	18.0
Cs	0.1	1.9	2.9	2.2	1.7	2.7	1.3	0.5	0.3	7.1	2.1	0.1	0.1	1.1
Dy	7.9	4.8	5.4	4.4	9.4	4.6	12.4	7.9	6.3	10.1	7.4	9.8	5.8	1.4
Er	4.6	2.6	2.9	2.5	5.2	2.5	7.2	4.5	3.8	6.9	5.7	6.6	4.4	1.0
Eu	2.4	1.4	1.5	1.7	2.8	1.8	1.6	0.5	0.4	0.2	0.4	0.1	0.1	0.1
Ga	22.5	17.2	21.6	18.3	27.5	18.6	20.5	19.8	16.2	17.5	18.8	18.4	15.3	21.2
Gd	8.2	5.4	6.5	4.9	11.2	5.6	10.2	8.3	5.5	6.3	3.6	6.0	3.1	1.4
Hf	7.2	8.1	7.9	9.4	33.7	8.0	7.4	5.7	4.1	5.5	4.4	5.6	6.5	5.1
Ho	1.6	0.9	1.0	0.9	1.8	0.9	2.5	1.5	1.3	2.2	1.8	2.2	1.4	0.3
La	31.4	38.8	25.6	30.4	52.7	52.6	33.0	48.5	28.7	18.0	9.9	15.7	8.6	7.7
Lu	0.7	0.4	0.4	0.4	0.9	0.4	0.9	0.7	0.6	1.2	0.9	1.0	0.8	0.2
Nb	12.2	9.2	15.0	10.0	9.9	9.4	12.4	13.0	9.4	12.4	3.9	14.0	8.8	19.7
Nd	39.9	32.4	28.8	26.4	58.4	39.2	35.7	44.7	26.2	19.0	7.7	16.6	9.4	7.6
Pr	9.2	8.7	6.9	6.8	14.1	11.0	8.7	12.0	7.0	4.9	2.1	4.4	2.4	2.0
Rb	1.3	80.6	102.2	67.6	43.8	72.9	65.1	104.7	59.0	276.5	173.3	4.9	2.1	52.0
Sm	8.1	6.0	6.5	5.1	11.5	6.6	9.0	5.7	5.3	2.1	4.0	2.2	1.7	1.7
Sn	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	6.0	<5	<5	<5	9.0
Sr	240.6	151.1	164.0	181.2	279.6	189.3	626.1	62.8	44.1	14.2	37.8	23.3	21.8	36.4
Ta	0.9	1.0	1.3	0.9	0.9	0.9	1.0	1.3	1.1	1.5	1.1	1.2	1.0	1.2
Tb	1.3	0.8	1.0	0.7	1.6	0.8	1.9	1.3	0.9	1.3	0.9	1.3	0.7	0.2
Th	7.9	10.2	5.5	6.7	5.4	14.5	9.2	10.7	8.4	17.0	7.8	16.3	9.9	19.1
Tm	0.6	0.4	0.4	0.4	0.7	0.4	1.0	0.7	0.6	1.1	0.9	1.0	0.7	0.2
U	1.4	1.6	0.9	1.9	1.8	1.7	2.5	3.8	1.3	4.0	3.5	2.9	2.2	1.2
V	182.0	49.0	75.0	64.0	43.0	63.0	53.0	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
W	2.0	2.0	1.0	1.0	1.0	2.0	<1	2.0	2.0	3.0	1.0	1.0	2.0	10.0
Y	41.8	23.9	27.8	23.0	47.9	23.5	70.4	39.3	35.3	62.8	54.2	69.5	46.1	8.9
Yb	4.3	2.5	2.4	2.6	5.2	2.5	6.6	4.3	3.9	7.7	5.9	6.9	5.0	1.1
Zr	201.0	249.0	283.0	303.0	1351.0	250.0	231.0	128.0	125.0	104.0	75.0	115.0	105.0	117.0
Co	6.6	7.6	10.8	8.8	15.4	8.9	7.7	0.3	0.3	0.6	0.5	0.3	0.1	0.4
Ni	5.0	7.2	3.6	9.4	2.8	9.0	6.9	1.6	1.3	1.3	1.3	1.8	0.8	0.7
Sc	24.2	11.5	15.6	11.8	28.3	12.4	11.7	9.9	5.3	4.9	1.5	4.7	5.2	5.1
TC	0.0	0.1	0.1	<0.01	0.0	<0.01	0.0	<0.01	<0.01	0.0	0.0	<0.01	<0.01	<0.01
TS	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.0	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Eu/Eu*	0.9	0.8	0.7	1.1	0.8	0.9	0.5	0.2	0.2	0.1	0.5	0.1	0.1	0.3
LaN/YbN	4.9	10.6	7.1	7.8	6.9	14.3	3.4	7.6	4.9	1.6	1.1	1.5	1.2	4.6
Mg #	42.0	32.0	32.0	33.4	20.7	32.9	31.9	20.8	18.5	11.1	5.9	73.9	13.7	72.9
Nb/Ta	13.6	9.2	11.5	11.1	11.0	10.4	12.4	10.0	8.5	8.3	3.5	11.7	8.8	16.4

: $(Eu/Eu^) = Eu_N / (Sm.Gd)^{1/2}$

حاشیه فعال قاره تصویر شده‌اند (شکل ۵-الف) و در نمودار محیط زمین ساختی (Verma et al., 2012) نیز وابستگی این توده به محدوده قوس قاره‌ای و برخوردی نشان داده شده است (شکل ۵-ب).

به‌منظور تعیین خاستگاه زمین ساختی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه، از نمودارهای مختلف ارائه شده برای تفکیک محیط زمین ساختی توده مغانلو استفاده شد. نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار دو تایی Yb در برابر Th/Ta (Gorton and Schandle, 2000) در محدوده



شکل ۵. الف) نمودار تمایز محیط زمین ساختی Yb در برابر Th/Ta (Gorton and Schandle, 2000) ب) نمودار محیط زمین ساختی (Verma et al., 2012) برای تعیین جایگاه زمین ساختی گرانیتها (علامت به کاررفته در این نمودار شامل: Col: گرانیت‌های محیط برخوردی، CA: گرانیت‌های قوس قاره‌ای، CR: گرانیت‌های ریفت قاره‌ای)

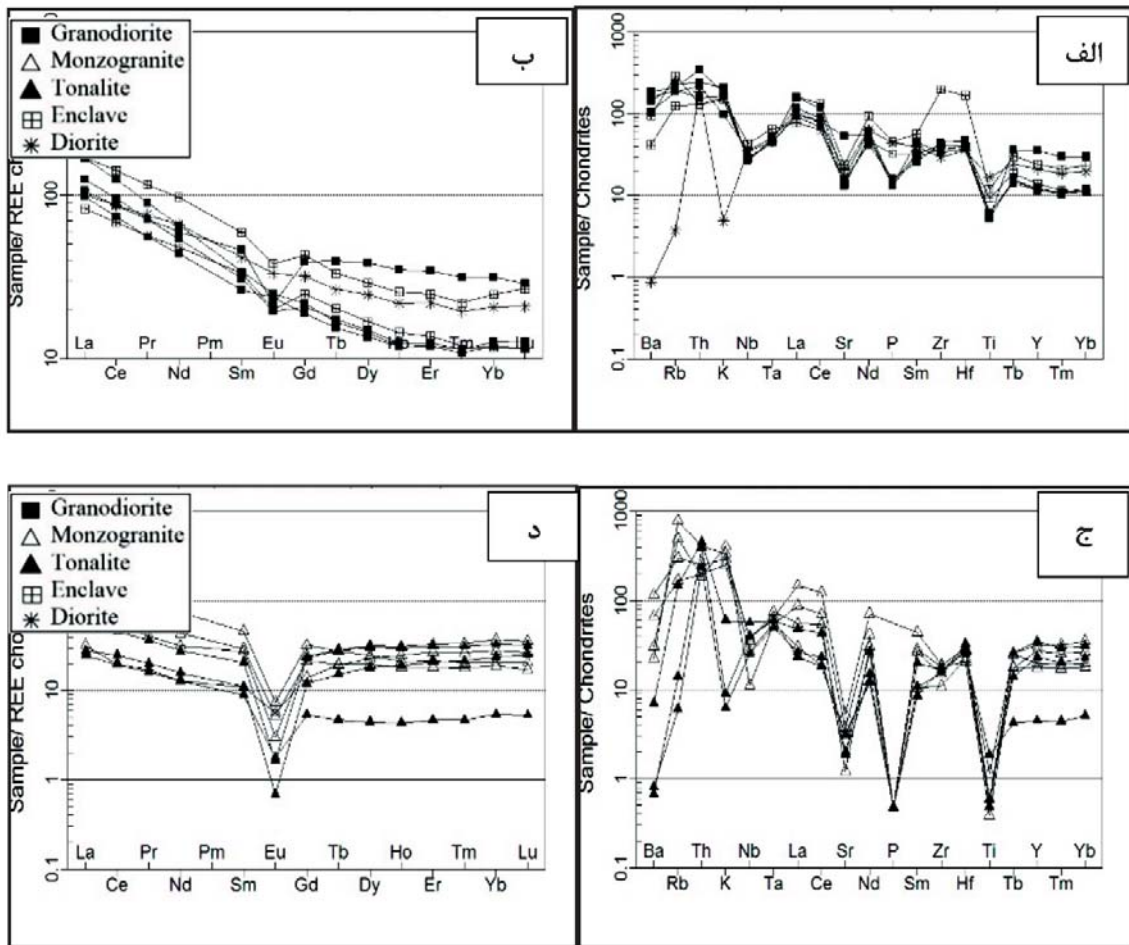
پتروژنز

به نقش منشاء این سنگ‌ها نسبت داد. به طوری که وجود گارنت و یا هورنبلند (در مذاب‌های فلسیک) در ناحیه منشاء این سنگ‌ها می‌تواند سبب چنین الگویی شود. اما در تونالیت و مونزوگرانیت‌ها الگوی عناصر نادر خاکی REEها یک الگوی تقریباً تخت نشان داده و کمتر غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE را نشان می‌دهند (LaN/YbN = 1.14-7.59) که غنی‌شدگی ضعیف LREE نسبت به HREE و الگوی مسطح عناصر نادر خاکی سنگین HREE، بیانگر نبود گارنت در ناحیه منشاء است. همچنین در این نمونه‌ها بی‌هنجاری منفی Eu مشخص است (Eu/Eu⁰) = 0.96-0.94. بی‌هنجاری منفی Eu اگر همراه با بی‌هنجاری منفی Sr باشد، بر اثر تفریق پلاژیوکلاز ایجاد می‌شود (Wu et al., 2003) (شکل ۶-د) و بی‌هنجاری منفی Ti نیز در این سنگ‌ها مرتبط با جدایش کانی‌های حاوی تیتانیوم مانند اسفن و بی‌هنجاری منفی P نتیجه جدایش آپاتیت است (شکل ۶-ج). نسبت Th/Ta، نسبت

در نمودارهای عنکبوتی (چند عنصری) گرانودیوریت‌های توده مغانلو نسبت به مقادیر کندریت (Thompson, 1982) به هنجار شده‌اند (شکل ۶-الف) در این نمودارها میزان عناصر LILE نسبت به HFSE غنی‌شدگی نشان می‌دهد. همچنین می‌توان به بی‌هنجاری منفی عناصری چون Ba و Nb، Ti اشاره نمود که بنا به عقیده (Foley and Wheller, 1990)، تهی‌شدگی از این عناصر نشان‌دهنده محیط مرتبط با فرورانش است. نمودارهای نشان‌دهنده الگوی تغییرات عناصر خاکی نادر به هنجار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984) برای این سنگ‌ها، بیانگر غنی‌شدگی این سنگ‌ها از عناصر نادر خاکی سبک LREE نسبت به HREE، (LaN/YbN) 3/39-14/30، می‌باشد (شکل ۶-ب) که این مسئله وابستگی نمونه‌های مورد مطالعه به سری کالک آلکالن را نشان می‌دهد. همچنین غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE را می‌توان

نمودار (Gorton and Schandle, 2000) این نسبت برای گرانیت‌های فرورانشی حدود پنج و بالاتر از آن در نظر گرفته می‌شود. نسبت Th/Ta در گرانیتوئیدهای توده مغالو از ۴/۲ تا ۱۵/۹ تغییر می‌کند و تایید کننده ارتباط این گرانیتوئیدها با محیط فرورانشی و برخوردی است.

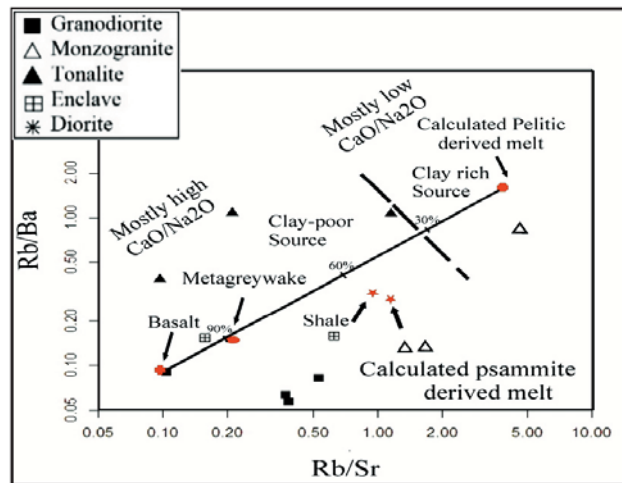
ارزشمند دیگری برای تعیین محیط تکتونیکی و منشاء است زیرا این دو عنصر در حین فرایندهای ذوب و تبلور رفتارهای مشابهی دارند. نسبت‌های اندک Th/Ta حدود (۲/۱) بیانگر محیط تکتونیکی کششی مانند ماگماتیسیم درون صفحه‌های هست. حال آنکه نسبت‌های بالاتر بیانگر محیط تکتونیکی حاشیه‌های همگرا و محیط‌های فرورانشی می‌باشد که در



شکل ۶. ترکیب شیمی سنگ کل واحدهای سنگی توده مغالو در نمودار الف) الگوی چندعنصری گرانودیوریت‌های به هنجار شده نسبت به کندریت (Thompson, 1982) ب) الگوی عناصر نادر خاکی گرانودیوریت‌ها، به هنجار شده نسبت به ترکیب کندریت (Boynton, 1984). ج) الگوی چندعنصری مونزوگرنیت و تونالیت، به هنجار شده نسبت به کندریت (Thompson, 1982) د) الگوی عناصر نادر خاکی مونزوگرنیت و تونالیت، به هنجار شده نسبت به ترکیب کندریت (Boynton, 1984)

فقیر از رس با نسبت CaO/Na_2O بالا و تمایل نمونه‌های مونزوگرنیتی به محدوده مذاب‌های مشتق شده از سنگ‌های پلیتی تصویر شده است (شکل ۷).

برای تعیین نوع سنگ منشا ماگمای سازنده سنگ‌های گرانیتی توده مورد مطالعه، از نمودارهای طراحی شده توسط (Sylvester, 1998)، استفاده شد. همه نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده مذاب‌های مشتق شده از منابع



شکل ۷. نمودار تغییرات Rb/Sr در برابر Rb/Ba (Sylvester, 1998)

بحث

ایزوتوپ Sr-Nd

نشان دهنده منشأ پوسته‌ای برای این گرانیتوئید می‌باشد (شکل ۸-الف و ب). چرا که مقادیر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ بالای 0.705 و ϵNd منفی منشأ پوسته‌ای را برای تشکیل ماگماهای گرانیتی پیشنهاد می‌دهد. درحالی‌که مقادیر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ پایین‌تر از 0.705 و مقادیر عددی مثبت ϵNd دال بر گوشته‌ای بودن ماگما می‌باشد. قرار گرفتن نمونه گرانودیوریتی در فاصله‌ای دور از آرایه گوشته‌ای، نشان دهنده عدم اختلاط بین پوسته و گوشته در این سنگ‌ها می‌باشد. میزان بالاتر نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ گرانودیوریت‌ها را نسبت به نمونه تونالیت می‌توان به منشأ گرفتن گرانودیوریت‌ها از پوسته قاره‌ای و مقادیر بالای کانی‌های حاوی پتاسیم مانند بیوتیت و پتاسیم فلدسپار در مقایسه با تونالیت‌ها نسبت داد.

نمودار همبستگی ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در برابر $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ یکی از بهترین راه‌ها برای شناسایی شاخص‌های ایزوتوپی مهم سنگ‌ها در مقایسه با پوسته و گوشته است. ترکیب ایزوتوپی پوسته قاره‌ای بسیار متغیر است. پوسته قاره‌ای فوقانی با نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ بالا مشخص می‌شود.

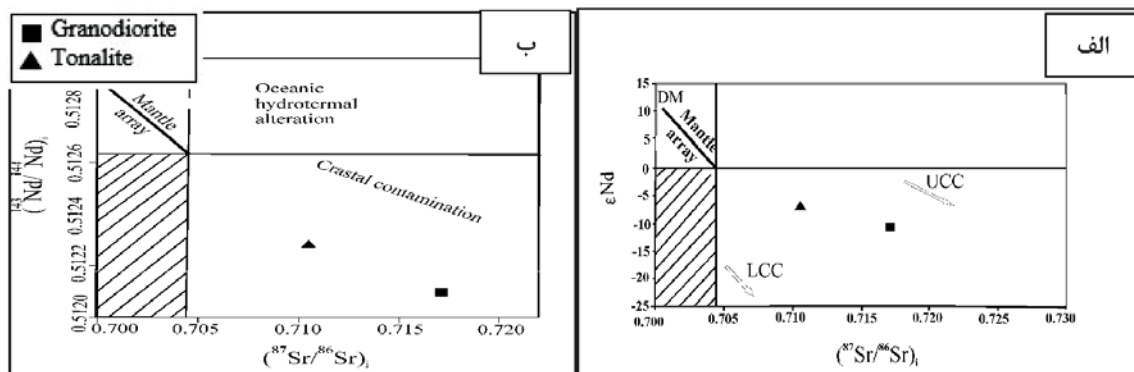
نسبت اولیه ایزوتوپ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ برای تونالیت‌ها و گرانودیوریت‌های توده مغالو بعد از تصحیح سنی 576 و 562 میلیون سال به ترتیب بین 0.71054 تا 0.71713 و 0.512279 تا 0.512097 می‌باشد. مقادیر اولیه ϵNd در این توده‌های نفوذی منفی است و به ترتیب بین -7.01 تا -10.55 در تغییر می‌باشد (جدول ۲). این مقادیر

جدول ۲. مقادیر داده‌های ایزوتوپی Sr-Nd سنگ کل برای نمونه‌های گرانودیوریت و تونالیت توده مغالو

	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Error	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Error	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	ϵNd	Rb-Sr (Ma)
IR.M.A2	2.1	21.8	0.710544	17	0.71054	9.4	2.16	0.512279	15	0.512278	-7.01	576
IR.M.A30	72.9	189.3	0.717137	11	0.71713	39.2	6.61	0.512097	14	0.512097	-10.55	562

و ... (Allegre, 2008). بنابراین با توجه به سن نمونه‌های مورد مطالعه طبیعی است که میزان $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ این گرانیت‌ها نسبت به گرانیتوئیدهای منشأ گرفته از پوسته‌های جوان‌تر بالاتر باشد.

متغیر بودن مقدار اولیه ایزوتوپ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و ϵNd در گرانیت‌ها متأثر از دو دلیل است: ۱- تفاوت در سن پوسته‌های قاره‌ای ۲- فرآیندهای مختلف اعمال شده بر روی پوسته‌های قاره‌ای (فرسایش، رسوب‌گذاری، آناکسی



شکل ۸. الف) نمودار نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه در برابر نسبت‌های $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه برای گرانودیوریت و تونالیت‌های توده مغالو (ب) نمودار نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه در برابر نسبت‌های ϵNd برای گرانودیوریت و تونالیت‌های توده مغالو (اقتباس از Fourcade, 1998)

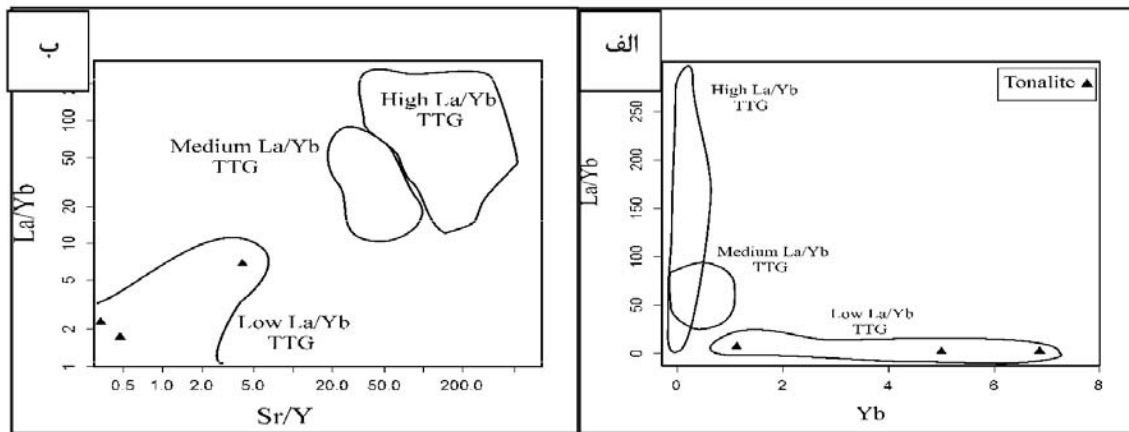
منشاء ماگما

غنی‌شدگی از LREE و LILE و تهی‌شدگی از HFSE همراه با بی‌هنجاری منفی Nb, Ti, Ba در نمودارهای چندعنصری به‌هنجار شده نسبت کندریت (Thompson, 1982) و عدد منیزیم (Mg# ۱۱-۲۰) در مونوزوگرانیت‌های توده مغالو نشان‌دهنده تبعیت این سنگ‌ها از روند گرانیت‌های نوع S می‌باشد و بی‌هنجاری منفی این گرانیت‌ها از Sr نشان‌دهنده خاستگاه پوسته‌ای این سنگ‌ها است.

گرانودیوریت‌های توده مغالو بر اساس مطالعات ایزوتوپی Sr-Nd (مقدار نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ بیش از ۰/۷۰۵ و مقدار ϵNd کمتر از ۳-) (شکل ۸-الف و ب) و نمودارهای عنکبوتی (بی‌هنجاری منفی و مشخص از Nb و Sr، همچنین بی‌هنجاری مثبت La و Th) (شکل ۶-الف) و عدد منیزیم (Mg# ۳۱-۳۳)، حاصل ذوب بخشی سنگ منشاء پوسته قاره‌ای زیرین تا میانی می‌باشد. در این سنگ‌ها انکلاوهایی با ترکیب مشابه با سنگ میزبان به چشم می‌خورد که با توجه به ترکیب کانی‌شناسی یکسان (با بافت ریزدانه‌تر)، وجود حاشیه‌های انجماد سریع بین انکلاو و میزبان و الگوی عناصر فرعی و عناصر نادر خاکی مشابه با سنگ میزبان خود (شکل ۶-الف و ب)، این انکلاوها احتمالاً حاشیه انجماد سریع توده بوده که در نتیجه صعود بخش اصلی ماگما قطعه قطعه شده و به‌صورت انکلاوهای اتولیتی در توده دیده می‌شود.

بر اساس نظر De Almedia et al., 2011 گرانیت‌های TTG (تونالیت-رونجمیت-گرانودیوریت) بر اساس نسبت La/Yb به سه گروه تقسیم می‌شوند. گروه اول و دوم، تونالیت‌هایی با مقادیر La/Yb، Sr/Y و Nb/Ta متوسط تا بالا هستند که از ذوب ورقه فرورانده شده در اعماق و فشار زیاد (با حضور گارنت و آمفیبول در ناحیه منشاء خود) تشکیل می‌شوند. گروه سوم تونالیت‌هایی با نسبت La/Yb، Sr/Y و Nb/Ta پایین هستند که از ذوب پوسته اقیانوسی ماژیک ضخیم شده (با حضور پلاژیوکلاز در ناحیه منشاء) در فشار پایین (< ۱۰ GPa) ایجاد می‌شوند سپس حوادث گرمایی از جمله شکستن ورقه فرورانده شده و بالآمدگی گوشته استنوسفری یا پلوم‌های گوشته‌ای، گرمای لازم را برای ذوب پوسته آمفیبولیتی و ایجاد ماگمای تونالیتی-ترونجمیتی را فراهم کرده است.

در مورد تئوری تشکیل تونالیت‌های منطقه مورد مطالعه چنین می‌توان گفت که بر اساس نسبت La/Yb و Sr/Y پایین (شکل ۹ الف و ب)، الگوی REE‌های کمتر تفریق یافته (شکل ۶-د)، نسبت Rb/Sr (۰/۰۹-۱/۴) و بی‌هنجاری منفی Eu (که نشان‌دهنده حضور پلاژیوکلاز در ناحیه منشاء این سنگ‌ها)، مقادیر Ni و Cr پایین، تونالیت‌های مورد مطالعه از ذوب پوسته آمفیبولیتی ضخیم شده یا بازالت‌های زیر صفحه‌ای (در ناحیه پایداری پلاژیوکلاز) در فشار پایین تشکیل شده‌اند.



شکل ۹. الف) نمودار Yb در برابر La/Yb (ب) Sr/Y در برابر La/Yb جهت تفکیک انواع تونالیت (De Almeida et al., 2011)

نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از این پژوهش را می‌توان به شرح زیر خلاصه نمود:

۱. توده گرانیتوئیدی مغالو در شمال غربی پهنه ساختاری ایران مرکزی با سن پرکامبرین در سازند کهر نفوذ و آن را دگرگون کرده است.
۲. این توده از نظر ترکیب سنگ‌شناسی متشکل از گرانودیوریت، مونزوگرانیت و تونالیت می‌باشد که گرانودیوریت‌ها بخش مرکزی توده و مونزوگرانیت و تونالیت‌ها بخش حاشیه‌ای توده را تشکیل می‌دهند.
۳. تونالیت‌های توده مغالو متعلق به سری کالک‌آلکان هستند و از نظر شاخص اشباع از آلومین در قلمرو پراآلومین و از نوع I می‌باشند که در محیط زمین ساختی کمان‌های حاشیه فعال قاره‌ای (قوس) در نتیجه ذوب پوسته آمفیبولیتی تشکیل شده‌اند که پوسته آمفیبولیتی خود از ذوب پوسته ضخیم شده مافیک (با حضور پلاژیوکلاز در ناحیه منشاء) در اعماق و فشار پایین تشکیل شده است.
۴. مونزوگرانیت‌ها دارای سرشت کالک‌آلکان و پراآلومین و متعلق به گرانیت‌های نوع S هستند که از ذوب سنگ‌های پوسته‌ای (ذوب خاستگاه با سنگ‌های پلیتی غنی از پلاژیوکلاز) تشکیل شده‌اند.
۵. گرانودیوریت‌های توده مغالو از نظر ماهیت کالک‌آلکان،

جایگاه تکتونوماگمایی

تعدادی از سنگ‌های پرکامبرین در ایران دارای شباهت‌های سنگ‌شناسی و سنی مشابه با توده گرانیتوئیدی مغالو می‌باشند که از آن جمله می‌توان به توده‌های میشو (شاه‌زیدی، ۱۳۹۴)؛ تکاب و تخت سلیمان (Hajalioghli, 2007)؛ خوی (Azizi et al., 2011) اشاره کرد. تمامی این سنگ‌ها به انتهای پرکامبرین و اوایل کامبرین نسبت داده می‌شوند که با سن به‌دست‌آمده برای توده مغالو (هنرمند و همکاران، ۱۳۹۴) تشابه زیادی دارد. با توجه به موقعیت جغرافیایی توده‌ها و سن آنها، شاید بتوان چنین در نظر گرفت که شکاف‌های ایجاد شده در پرکامبرین گندوانا به‌عنوان شاخه‌ای از پروتوتیس موجب اشتقاق بخش‌هایی از ایران مرکزی و البرز-آذربایجان از صفحه عربی شده‌اند. این حوضه با فرورانش‌هایی بسته شده است و ایران مرکزی و البرز-آذربایجان به صفحه عربی پیوسته‌اند. به عبارتی توده گرانیتوئیدی (تونالیت، گرانودیوریت و مونزوگرانیت) مغالو احتمالاً در اثر ضخیم‌شدگی و کوتاه‌شدگی ناشی از این برخورد ایجاد شده است. به این صورت که در نتیجه ضخیم‌شدگی و کوتاه‌شدگی ناشی از این برخورد، سنگ‌های پلیتی پوسته میانی تا بالایی ذوب و گرانیت‌های نوع S (مونزوگرانیت) شکل گرفته است و همچنین در نتیجه ذوب بخشی پروتولیت پوسته زیرین تا میانی گرانیت‌های نوع I (گرانودیوریت) توده مغالو شکل گرفته است.

Asahara, Y., 2011. Isotopic dating of the Khoys metamorphic complex (KMC), northwestern Iran: a significant revision of the formation age and magma source. *Precambrian Research*, 185(3-4), 87-94.

- Babakhani, A.R. and Sadeghi, A., 2005. Geological map of Zanjan (scale 1:100,000). Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

- Balaghi Einalou, M., Sadeghian, M., Zhai, M., Ghasemi, H. and Mohajjel, M., 2014. Zircon U-Pb ages, Hf isotopes and geochemistry of the schists, gneisses and granites in Delbar Metamorphic-Igneous Complex, SE of Shahrood (Iran): Implications for Neoproterozoic geodynamic evolutions of Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 92, 92-124.

- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements, *Development in Geochemistry*, 2, 63-114.

- De Almeida, J.D.A.C., Agnola, R.D., de Oliveria, M.A., Macambira, M.J.B., Pimentel, M.M., Ramo, O.T., Guimaraes, F.V. and da Silva Leite, A.A., 2011. Zircon geochronology, geochemistry and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implication for the growth of the Archean crust of the Carajas province, Brazil. *Precambrian Research*, 187, 201-221.

- Debon, F. and Le Fort, P., 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 73, 135-149.

- Falcon, N.L., 1974. Southern Iran: Zagros Mountains. In: Spencer, A. M. (Ed.), *Mesozoic-Cenozoic orogenic belts, Data for orogenic studies*. Geological Society of London

پرآلومین و از نوع I هستند که در نتیجه ذوب بخشی پروتولیت‌های پوسته قاره‌ای زیرین تا میانی تشکیل شده‌اند.

به عبارتی توده گرانیتوئیدی I-Type (گرانودیوریت) و S-Type (مونزوگرنایت) مغانلو احتمالاً در اثر ضخیم‌شدگی و کوتاه‌شدگی ناشی از این برخورد قاره-قاره (برخورد ورقه ایران مرکزی و البرز-آذربایجان به صفحه عربی) تشکیل شده‌اند. با توجه به موقعیت جغرافیایی توده مغانلو و سن واحدهای تشکیل‌دهنده آن به نظر می‌رسد که سنگ‌های گرانیتوئیدی توده مغانلو احتمالاً روی حاشیه فعال قاره‌ای ناشی از همگرایی ایران مرکزی و البرز-آذربایجان با صفحه عربی در طول پرکامبرین شکل گرفته باشد.

منابع

- اسماعیلی، د.، ۱۳۷۱. بررسی پترولوژیکی و ژئوشیمیایی توده‌های دوران و مغانلو (مناطق زنجان و تکاب). رساله کارشناسی ارشد دانشکده علوم، دانشگاه تهران. ۱۴۸.

- شاه زیدی، م. و مؤید، م.، ۱۳۹۴. ژئوشیمی ایزوتوپ‌های Rb/Sr و Sm/Nd و پتروژنز توده‌های گرانیتوئیدی میشو (شمال غرب ایران). پترولوژی، ۲۴، ۸۷-۱۱۴.

- لطفی، م.، ۱۳۸۰. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ماهنشان. سازمان زمین‌شناسی ایران، تهران.

- ولی زاده، م. و اسماعیلی، د.، ۱۳۷۲. پتروژنز گرانیت مغانلو. فصلنامه علوم زمین، ۱۰، ۲۸-۳۹.

- هنرمند، م.، نباتیان، ق. و افلاکی، م.، ۱۳۹۴. مطالعه گاهشماری U-Pb زیرکن و ژئوشیمی گرانیت و ارتوگنایس منطقه مغانلو، غرب زنجان. نوزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و نهمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور.

- Allegre, C.J., 2008. *Isotope Geology*. Cambridge University Press. New York, 512.

- Atherton, M.P. and Petford, N., 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 362, 144-146.

- Azizi, H., Chung, S.L., Tanaka, T. and

Special Publication, 4, 199-211.

- Fettes, D. and Desmons, J., 2007. *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, 256.

- Foley, S.F. and Wheller, G.E., 1990. Parallels in the origin of geochemical signatures of island arc volcanic and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanites. *Chemical Geology*, 85, 1-18.

- Fourcade, S., 1998. Les isotopes: effect isotopiques, base de radio-geochimie. In: Hagemann G. and Treuil M. (eds) *Introduction a la Geochimie et Ses Applications*. Paris: CEA, 195-265.

- Gorton, M.P. and Shand, E.S., 2000. From continental to island arc: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and with plate felsic to intermediate volcanic rocks. *Canadian Mineralogist*, 38, 1065-1073.

- Hajalioghli, R., 2007. *Petrological investigations of calc-silicate and metabasic rocks from the TakhteSolyeman complex, NE Takab area, western Iran*. PhD thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran (in Persian).

- Hassanzadeh, J., Stockli, D.F., Horton, B., Axen, G., Stockli, D., Grove, M., Schmitt, A. and Walker, D., 2008. U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic- Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. *Tectonophysics*, 451, 71 - 96.

- Horton, B.K., Hassanzadeh, J., Stockli, D.F., Axen, G.J., Gillis, R.J., Guest, B., Ammini, A.H., Fakhari, M., Zamanzadeh, S.M. and Grove, M., 2008. Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: Implications for chronostratigraphy and collisional tectonics. *Tectonophysics*, 451, 97-122.

- Hosseini, S.H., Sadeghiana, M., Zhaib, M. and Ghasemia, H., 2015. Petrology, geochemistry and zircon U-Pb dating of Band-e-Hezarchah metabasites (NE Iran): An evidence for back-arc magmatism along the northern active margin of Gondwana. *Chemie der Erde - Geochemistry*, 75, 207-218.

- Hussein, M.I., 1989. Tectonic and deposition model of Late Precambrian-Cambrian Arabian and adjoining plates. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73, 1117-1131.

- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523-548.

- Mikova, J. and Denkova, P., 2007. Modified chromatographic separation scheme for Sr and Nd isotope analysis in geological silicate sample. *Journal of Geosciences*, 52, 221-226.

- More, D.E. and Liou, J.G., 1979. Chessboard-twinning albite from Franciscan metaconglomerate of the Diablo Range, California. *American Mineralogist*, 64, 77- 101.

- Ramezani, J. and Tucker, R.D., 2003. The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochemistry, Petrogenesis and implication for Gondwana tectonics. *American Journal of Science*, 303, 622- 665.

- Shand, S.J. 1943. *Eruptive Rocks, their Genesis, Composition, Classification, and their relations to Ore deposits*. John Wiley & Sons, Inc., New York. *Rocks. Geologische Rundschau*, 63, 773- 786.

- Stoclin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association Petroleum Geology Bulletin*, 25, 1229- 258.

- Sylvester, P.J., 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45, 29-44.

- Talbot, C. J. and Alavi, M., 1996. The past of a future syntaxis across the Zagros. In: Alsop, G.I., Blundell, D. J., Davison, I. (Eds.), Salt Tectonics. Geological Society of London Special Publication, 100, 89-109.
- Thompson, A.B., 1982. Magmatism of the Beritish Tertiary volcanic province. Scottish Journal of Geology, 18, 50- 107.
- Verma, S.K., Pandarinath, K. and Verma, S.P., 2012. Statistical evaluation of tectonomagmatic discrimination diagrams for granitic rocks and proposal of new discriminant-function-based multi-dimensional diagrams for acid rocks. International Geology Review, 54, 325-347.
- White, A.J.R. and Chappell, B.W., 1983. Granitoid type and their distribution in the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. Geological Society of American, Memorial, 159, 21-34.
- Wu, F.Y., Jahn, B.M., Wilde, S.A., Lo, C.H., Yui, T.Z., Lin, Q., Ge, W.C. and Sun, D.Y., 2003. Highly fractionated I- type granites in NE China (II): isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic. Lithos, 67, 191- 204.