

سنگ‌نگاری، ویژگی‌های ژئوشیمی و ایزوتوپی Sr-Nd توده‌های گرانیتویدی غرب زنجان (شمال-غرب ایران)

لیلی فتحیان^۱، فرهاد آلیانی^۲، علی‌اکبر بهاری^۲ و محمدحسین زرین‌کوب^۲

^۱دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

^۲دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

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

^۴دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۷/۰۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۱/۲۷

چکیده

توده‌های گرانیتویدی غرب زنجان با سن پرکامبرین در شمال غربی زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده‌اند. بر اساس مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی، توده‌های مورد مطالعه از گرانودیوریت، مونوزوگرانیت و تونالیت-ترونجمیت تشکیل شده‌اند. تونالیت-ترونجمیت‌ها، از نوع I با ماهیت کالک‌آلکان و پرآلومین (سن 13 ± 576 میلیون سال) هستند که بر اساس مطالعات ایزوتوپی Sr-Nd ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و ϵNd) اولیه، به ترتیب با مقادیر 0.710544 و -10.7 و ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب، از ذوب پوسته آمفیولیتی ایجاد شده‌اند که خود از ذوب پوسته مافیک ضخیم شده یا بازالت‌های زیر صفحه‌ای (در ناحیه پایداری پلاژیوکلاز) در اعماق و فشار پایین در کمان‌های حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل شده است. مونوزوگرانیت‌های مورد مطالعه، از نوع S با ماهیت پرآلومین و کالک‌آلکان هستند که در محدوده برخوردی قرار می‌گیرند. این سنگ‌ها از ذوب سنگ‌های پوسته‌ای (با خاستگاه سنگ‌های پلیتی غنی از پلاژیوکلاز) تشکیل شده‌اند. گرانودیوریت‌ها از نوع I با ماهیت کالک‌آلکان و پرآلومین ضعیف (سن 27 ± 548 میلیون سال) هستند که بر اساس مطالعات ایزوتوپی (نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ بالای 0.705 و مقادیر منفی ϵNd) و داده‌های ژئوشیمیایی، حاصل ذوب بخشی پروتولیت پوسته قاره‌ای زیرین-میانی در نتیجه ضخیم‌شدگی ناشی از برخورد قاره-قاره هستند. با توجه به موقعیت جغرافیایی توده‌های گرانیتویدی ماهنشان و سن واحدهای تشکیل‌دهنده آنها به نظر می‌رسد که این سنگ‌ها روی حاشیه فعال قاره‌ای ناشی از همگرایی ایران مرکزی و البرز-آذربایجان با صفحه عربی در طول پرکامبرین شکل گرفته باشند.

کلیدواژه‌ها: گرانودیوریت، تونالیت-ترونجمیت، پوسته زیرین، ایزوتوپ Sr-Nd، زنجان.

*نویسنده مسئول: لیلی فتحیان

E-mail: fathiyan@gmail.com

۱- پیش‌نوشتار

ماگماتیسم گرانیتی یکی از مهم‌ترین فرایندهای مؤثر در تکامل پوسته قاره‌ای و گوشته لیتوسفری است. با توجه به شواهد زمین‌شناسی ایران و خاورمیانه و به ویژه مقایسه ایران با عربستان، چنین به نظر می‌رسد که پایدارسازی و تثبیت پی‌سنگ ایران در پروتروزویک 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 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 متناسب به تئوپروتوزویک 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 کشتی و ریفت حاصل در گندوانا می‌داند (Falcon, 1974; Stöcklin, 1968; Berberian and King, 1981; Talbot and Alavi, 1996). نظریه دوم، بر اساس مطالعات جدید سن‌سنجی رسوبات (Horton et al., 2008) و گرانیتویدهای پرکامبرین (Hassanzade et al., 2008)، محیط تکتونیکی پرکامبرین را مربوط به فروورانش در اطراف گندوانا می‌داند. به‌طور کلی پی‌سنگ پرکامبرین-کامبرین ایران در مناطق مختلفی از ایران از جمله ایران مرکزی (ساغند-پشت‌بادام)، شمال باختر ایران (زنجان-تکاب و خوی-سلماس)، شمال خاور ایران (ترود-بیارجمند، کوه‌سنگی) و پهنه سندج-سیرجان (پیرامون مهاباد و گلپایگان) رخنمون دارد (Hosseini et al., 2015; Balaghi Einalou et al., 2014; Hassanzadeh et al., 2008). با وجود اطلاعات زیاد در مورد توده‌های نفوذی قدیمی ایران مرکزی (از جمله منطقه ساغند)، اطلاعات کمی در مورد پتروژنز توده‌های گرانیتی قدیمی در ناحیه زنجان وجود دارد.

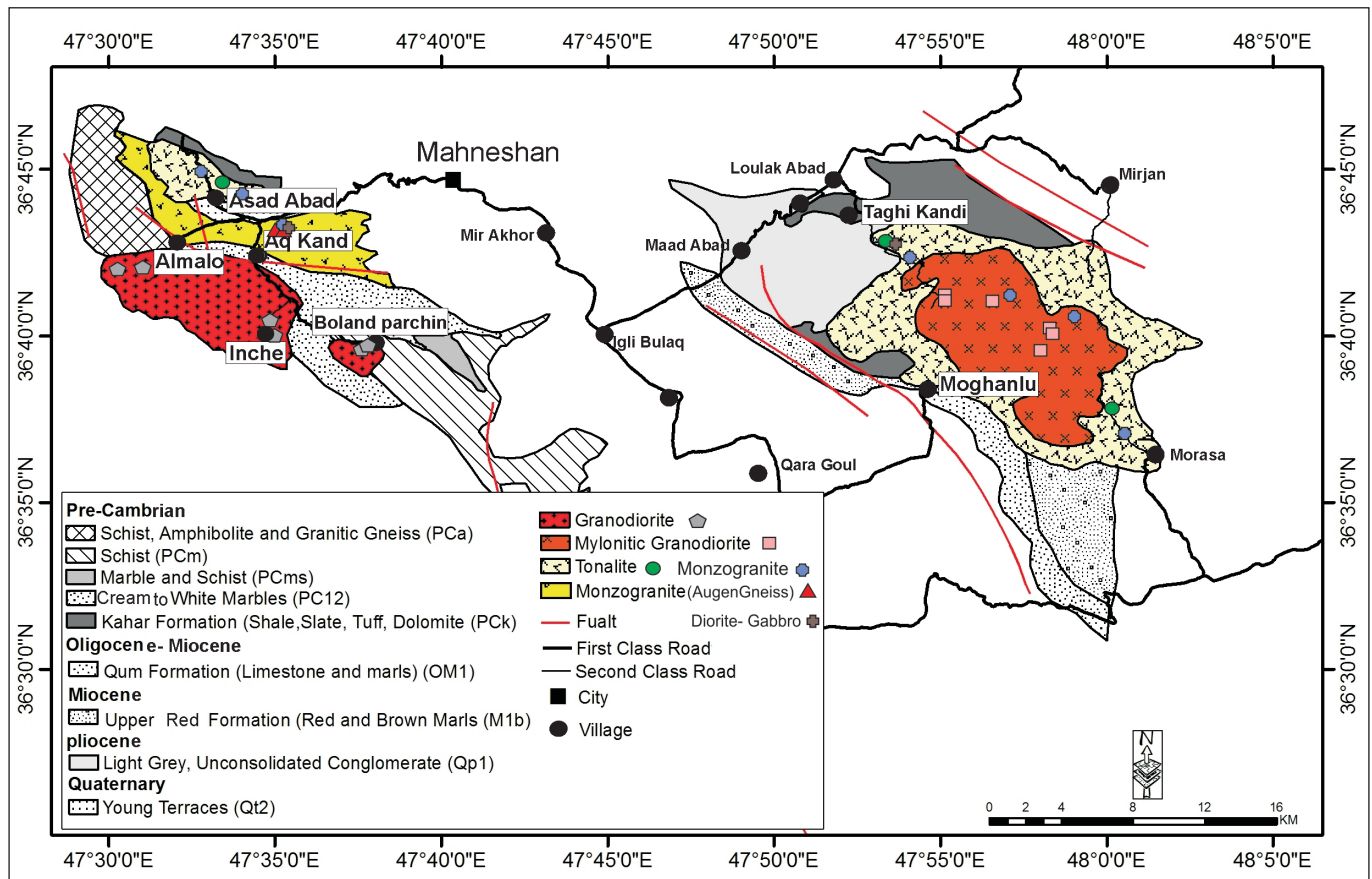
اسماعیلی (۱۳۷۱) توده مغاللو را به‌صورت دو بخش مرکزی (گنیس چشمی) و خارجی (گرانیت دوران-شاه بلاغی) تقسیم کرده و معتقد است که گرانیت‌های بخش حاشیه‌ای توده از ذوب بخشی گنیس‌های بخش مرکزی در اعماق بیشتر مشتق شده‌اند و تشکیل گرانیت مغاللو را به حادثه بعد از کوهزایی کاتانگایی نسبت می‌دهد. Hassanzade et al (2008) نیز به سن‌سنجی توده مغاللو پرداخته‌اند و سن گرانیت‌های میلونیتی بخش مرکزی را بر اساس نتایج سن‌سنجی اورانیم-سرب 27 ± 548 میلیون سال ذکر می‌کنند. هنرمند و همکاران (۱۳۹۴)، توده مغاللو را به سه تیپ گرانیت میلونیتی (بخش مرکزی)، بیوتیت‌گرانیت صورتی (حدفاصل بخش مرکزی و بخش حاشیه‌ای) و گرانیت لوکوکرات (بخش حاشیه‌ای توده) تقسیم کردند که برای گرانیت میلونیتی بخش مرکزی بر اساس نتایج سن‌سنجی اورانیم-سرب، سن $5/4 \pm 562$ میلیون سال، برای بیوتیت‌گرانیت 16 ± 582 میلیون سال و برای گرانیت لولوکرات بخش حاشیه‌ای 13 ± 576 میلیون سال را پیشنهاد می‌دهند. ایشان همچنین معتقدند که گرانیت میلونیتی بخش مرکزی از یک منشأ آذرین و گرانیت صورتی و گرانیت لوکوکرات بخش حاشیه‌ای از یک منشأ پلیتی ایجاد شده‌اند. همچنین Saki (2010) سنگ‌های آذرین در منطقه ماهنشان را به دو گروه I و S طبقه‌بندی کرده است و منشأ این گرانیتویدها را در ارتباط با قوس آتشفشانی و تصادم قاره‌ای می‌داند که بر اثر ذوب آبگیری متاگرویک‌ها و پلیت‌های فلیسیک شکل گرفته‌اند. گرچه محققان مختلفی به بررسی این توده‌ها پرداخته‌اند اما ویژگی‌های ژئوشیمیایی به ویژه ایزوتوپی در این توده‌ها بررسی نشده است. در این پژوهش توده‌های گرانیتویدی پرکامبرین غرب زنجان (ماهنشان) در شمال غرب ایران از نظر ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی مورد بررسی قرار گرفته است.

۲- جایگاه زمین‌شناسی و روابط صحرایی

منطقه مورد مطالعه بین طول‌های جغرافیایی $30^{\circ} 30'$ تا $47^{\circ} 05'$ شرقی و عرض‌های

دیگر (آمالو- بلندپارچین، اسدآباد و آق‌کند) در غرب و جنوب غرب شهر ماهنشان واقع شده‌اند (شکل ۱).

جغرافیایی ۳۶° ۳۵' تا ۳۶° ۵۰' شمالی در غرب زنجان (منطقه ماهنشان) و در شمال غربی ایران واقع شده است. توده مغانلو در جنوب شرقی شهر ماهنشان و چهار توده



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ماهنشان و محل نمونه‌برداری نمونه‌هایی که مورد تجزیه ICP قرار گرفته‌اند (با اندکی تغییرات از لطفی، ۱۳۸۰).

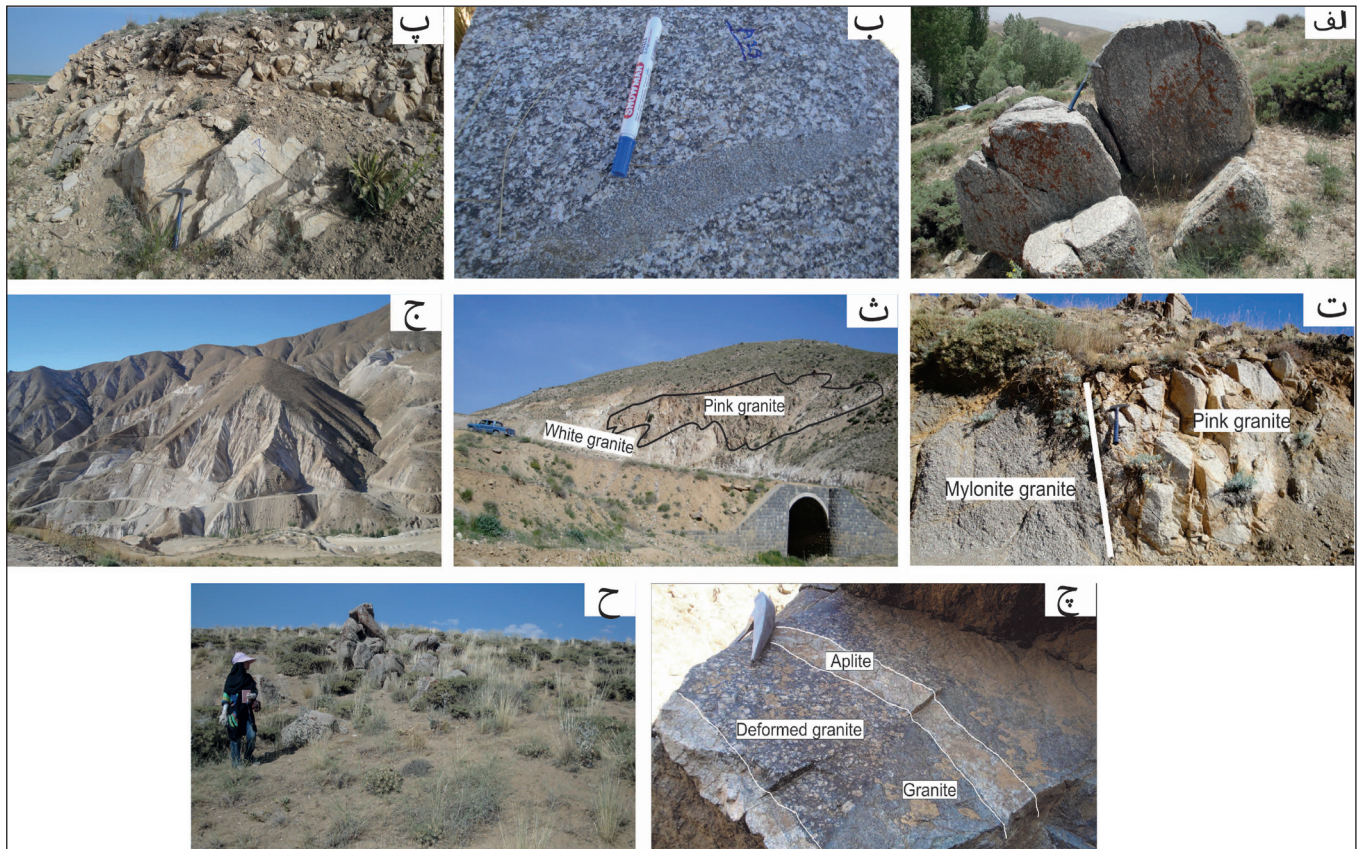
گرانیت سفید و گرانیت صورتی واضح نیست و قطعاتی از گرانیت صورتی به صورت انکلاوهای بزرگ داخل گرانیت سفید قابل مشاهده است که نشان از قدیمی‌تر بودن گرانیت‌های صورتی نسبت به گرانیت‌های سفید دارد (شکل ۲-ب). وسعت رخنمون گرانیت‌های صورتی در روی زمین کم است. بنابراین روی نقشه به صورت دقیق قابل نمایش نیستند. در توده مغانلو، سنگ‌های آذرین حدواسط تنها در حاشیه توده به صورت پراکنده و در مجاورت گرانیت‌های سفید دیده می‌شوند.

طیفی از سنگ‌های متفاوت با سن‌های متفاوت در منطقه زنجان- تکاب دیده می‌شود. سنگ‌های کهن ایران، که در بخش‌های مختلفی از جمله خوی- سلماس، تروند- بیارجمند، گلپایگان، ساغند- پشت بادام و ... رخنمون دارند در این منطقه نیز دیده می‌شوند. توده گرانیتوئیدی مغانلو از جمله این رخنمون‌هاست که همانند سایر توده‌های گرانیتی منسوب به پرکامبرین در دوره‌ای دیرتر از زمان تبلور ماگمایی خود جایگزین شده است. به این صورت که این سنگ‌ها در اثر فرایندهای کشش حاصل از عملکرد یک سامانه Core complex به سطوح بالاتر آمده‌اند. آنچه که از مطالعات روی سنگ‌های پرکامبرین ایران مرکزی حاصل شده این است که سن بالا آمدن و فرایند تشکیل Core complex در منطقه به زمان ائوسن بر می‌گردد در زمان ائوسن- الیگوسن عملکرد فرورانش با شیب کم و همچنین فرایند عقب راندگی (Slab roll-back) صفحه اقیانوسی (نئوتیس) فرورانش شده، سبب ایجاد فازهای

توده گرانیتوئیدی مغانلو که از لحاظ وسعت و وسع‌ترین توده مورد مطالعه است از چندین فاز ترکیبی مختلف (چند نوع گرانیت) تشکیل شده و در سنگ‌های سازند کهر نفوذ و آنها را دگرگون کرده است (Hassanzade et al., 2008). قسمت مرکزی توده مغانلو از گرانیت مزوکرات میلوئیتی (گرانودیوریت میلوئیتی بر اساس مطالعات میکروسکوپی) (شکل ۲-الف)، به سن 548 ± 27 میلیون سال (Hassanzade et al., 2008) و سن حدود $562/8 \pm 5/4$ میلیون سال (هنرمند و همکاران، ۱۳۹۴) تشکیل شده است. در این گرانیت‌ها انکلاوهای (گرانودیوریت بر اساس مطالعات میکروسکوپی) بیضوی به قطر ۲ تا ۵ سانتی متر و طول ۵ تا ۲۰ سانتی متر، به رنگ خاکستری تیره با دانه‌بندی ریزتر نسبت به میزبان خود دیده می‌شوند (شکل ۲-ب). گرانیت مزوکرات میلوئیتی از اطراف توسط یک توده گرانیت صورتی (مونزوگرانیت بر اساس مطالعات میکروسکوپی) به عرض حدود ۲۰ متر و به سن 582 ± 16 میلیون سال (هنرمند و همکاران، ۱۳۹۴) احاطه شده و یک توده گرانیت سفید رنگ فاقد کانی‌های فرومینزین (توالیت- ترونجمیت بر اساس مطالعات میکروسکوپی) (شکل ۲-پ) با سن 576 ± 13 میلیون سال (هنرمند و همکاران، ۱۳۹۴)، گرانیت صورتی و گرانیت مزوکرات میلوئیتی بخش مرکزی را در بر گرفته است. مرز بین گرانیت‌های صورتی و گرانیت‌های مزوکرات میلوئیتی بخش مرکزی کاملاً واضح و گسلی است (شکل ۲-ت). در حالی که مرز بین

اندازه دو تا سه سانتی‌متر توسط کانی‌های میکایی احاطه شده و در مسیر برگوارگی چرخیده‌اند. همچنین در مطالعات میکروسکوپی، شاهد فاز دگرشکلی شکل‌پذیر (مثل ساختارهای چشمی، میکاماهی و تجدید تبلور دینامیکی از نوع GBM و همچنین حضور سیگموییدها و باندهای چندبلوری کوارتز) دیده می‌شود که همگی بیانگر دگرشکلی گرانیت‌های میلوئیتی قسمت مرکزی در حالت شکل‌پذیر در دمای بالا (۴۰۰ تا حدود ۵۰۰ درجه) هستند. به همین دلیل در قسمت مرکزی توده، گرانیت‌های میلوئیتی و در قسمت‌های حاشیه‌ای گرانیت‌های کمتر دگرشکل شده دیده می‌شوند. توده آق‌کند در غرب شهر ماهنشان، متشکل از گرانیت مزوکرات دگرشکل شده است که برگوارگی مشخص و ساخت چشمی (کانی‌های میکایی به صورت پوششی در اطراف بلورهای درشت فلدسپار) نشان می‌دهد این گرانیت مزوکرات دگرشکل در مجاورت گرانیت‌های لوکوکرات (رگه‌های آپلیتی)، آمفیبولیت‌ها و سنگ‌های آذرین حدواسط برونزد دارند (شکل ۲-ج). بر اساس سن‌سنجی U-Pb زیرکن انجام شده توسط Hassanzade et al. (2008) توده گرانیت مزوکرات دگرشکل شده آق‌کند سن 44 ± 568 میلیون سال نشان می‌دهد. توده گرانیتی مزوکرات آلمالو-بلندپرچین نیز در جنوب غربی شهر ماهنشان قرار گرفته است. این توده گرانیت مزوکرات خاکستری رنگی است که دانه‌بندی متوسط دارد (شکل ۲-ح). توده گرانیتی اسداباد کوچک‌ترین توده مورد مطالعه، با امتداد شمال غرب-جنوب شرق در غرب شهر ماهنشان و از لحاظ لیتولوژی شامل گرانیت سفید و گرانیت‌های صورتی (دقیقاً مشابه با حاشیه خارجی توده مغالو) است. مشخصات صحرائی، محل قرارگیری، معادل ترکیب سنگ‌شناسی و سن توده‌های ذکر شده در جدول ۱ ارائه شده است.

کشتی در ایران شده است که در اثر عملکرد این فازهای کشتی بخش‌هایی از پوسته زیرین کادومین ایران و حتی توالی‌های آذرین و رسوبی جوان‌تر بالا آمده‌اند (Verdel et al., 2007; Kargaranfahghi et al., 2012). به همین دلیل برخلاف آنچه انتظار می‌رود هاله همبری دگرگونی مجاورتی در اطراف این توده مشاهده نمی‌شود و به جای هاله‌های همبری دگرگونی، هاله‌های برشی و خرد شده در اطراف خود ایجاد کرده است. چنین هاله‌های برشی و خرد شده نقش مهمی برای مهاجرت و انتقال سیاله‌های کانه‌دار گرمایی بازی می‌کنند و موجب تکوین دگرسانی‌های مانند دگرسانی‌های پتاسیک و آرژیلیک در اطراف توده مغالو شده‌اند. به همین دلیل در اطراف توده و در گرانیت سفید معادن فلدسپار به وفور یافت می‌شوند (شکل ۲-ج). با توجه به وجود گسل تراستی هم‌راستا با توده مغالو، در قسمت جنوب غرب توده، عملکرد یک فاز برشی بر این توده دیده می‌شود که باعث راندگی لایه‌های الیگومیوسن به زیر توده و فشردگی و بالا آمدگی و دگرشکلی در سنگ‌های گرانیتوئیدی توده مغالو شده است. بر اثر عملکرد گسل، هر دو بخش خارجی (گرانیت سفید و صورتی) و داخلی (گرانیت مزوکرات میلوئیتی) توده خواهد دگرشکلی در حالت جامد را نشان می‌دهند. به طوری که گرانیت‌های سفید حاشیه توده (تونالیت-ترونجیت) و مونزوگرانیت (گرانیت صورتی)، فاز دگرشکلی شکننا (با توجه به ریزساختارهایی نظیر خاموشی موجی، شکستگی‌های برشی و به هم ریختگی در بلورهای کوارتز و همچنین گسترش شکستگی‌ها و ریزگسل‌ها و ایجاد ماکل‌های ثانویه ناشی از دگرشکلی در بلورهای فلدسپار) نشان می‌دهند. در حالی که گرانیت مزوکرات میلوئیتی (گرانودیوریت‌های میلوئیتی) حالت میلوئیتی و پروتومیلوئیتی و ساخت چشمی نشان می‌دهد. به این صورت که بلورهای فلدسپار در



شکل ۲- الف و ب) تصویر صحرائی از گرانیت مزوکرات میلوئیتی بخش مرکزی توده مغالو همراه با انکلاوهای میکروگرانولار مافیک؛ پ) گرانیت سفید حاشیه خارجی توده مغالو؛ ت) مرز مشخص گرانیت میلوئیتی و گرانیت صورتی توده مغالو؛ ث) قطعاتی از گرانیت صورتی به صورت انکلاوهای بزرگ داخل گرانیت سفید حاشیه خارجی؛ ج) معادن فلدسپار در گرانیت‌های سفید بخش خارجی توده مغالو؛ چ) گرانیت مزوکرات دگرشکل شده آق‌کند در مجاورت رگه‌های آپلیتی و گرانیت‌های غیردگرشکل؛ ح) گرانیت مزوکرات توده آلمالو-بلندپرچین.

جدول ۱- مشخصات صحرایی، محل پراکندگی، ترکیب سنگ‌شناسی و نتایج سن‌سنجی توده‌های مورد مطالعه.

سن (اورانیوم-سرب)	ترکیب سنگ‌شناسی	محل پراکندگی	مشخصات صحرایی
۵۴۸±۲۷ میلیون سال (Hassanzade et al., 2008) ۵۶۲±۵/۴ میلیون سال (هنرمند و همکاران، ۱۳۹۴)	گرانودیوریت پروتومیلونیتی	بخش مرکزی توده مغالو	گرانیت مزوکرات میلونیتی
۵۷۶±۱۳ میلیون سال (توده مغالو)	ترونجمیت (سری تونالیت-ترونجمیت)	۱) حاشیه خارجی توده مغالو ۲) توده اسدآباد	گرانیت سفید بدون کانی فرومیزین
۵۸۲±۱۶ میلیون سال (گرانیت صورتی توده مغالو)	مونزوگرانیت	۱) حدفاصل بین بخش مرکزی و حاشیه خارجی توده مغالو ۲) توده اسدآباد	گرانیت صورتی
۵۶۸±۴۴ میلیون سال (توده آفکند)	مونزوگرانیت دگرشکل شده	توده آفکند	گرانیت مزوکرات دگرشکل شده
۴۴	گرانودیوریت	توده آلمالو	گرانیت مزوکرات

۳- روش انجام پژوهش

GBM، روبان‌ها و سیگموییدهای کوارتز، پورفیر و کلاست‌های پوششی، میکاماهی و جهت‌یافتگی ترجیحی کانی‌های صفحه‌ای در گرانودیوریت‌های میلونیتی مرکز توده مغالو مشاهده می‌شود (شکل‌های ۳-الف و ب) که همگی بیانگر دگرشکلی این سنگ‌ها در حالت شکل‌پذیر در دمای بالا (۴۰۰ تا حدود ۵۰۰ درجه) هستند. همچنین در این سنگ‌ها، دو نسل بیوتیت وجود دارد. نسل اول که بیوتیت‌های ماگمایی هستند تحت تأثیر دگرشکلی حاکم بر منطقه تغییر شکل داده، تکه‌تکه و ریز شده و به تدریج در مسیر برگواری جهت‌یابی پیدا کرده‌اند. نسل دوم بیوتیت‌های درشت‌تر هستند که به‌صورت تصادفی در مقطع پراکنده شده و گاهی برگواری را قطع کرده‌اند (شکل ۳-ث).

انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در گرانودیوریت‌های میلونیتی توده مغالو مشاهده می‌شوند که از نظر بافت و ترکیب کانی‌شناسی مشابه با سنگ میزبانان (با بافت ریزدانه‌تر) هستند. کوارتز، پلاژیوکلاز، پتاسیم‌فلدسپار، بیوتیت و آمفیبول کانی‌های اصلی، تینایت، زیرکن، آپاتیت و مگنتیت کانی‌های فرعی و سریسیت، کلریت و اپیدوت کانی‌های ثانویه را تشکیل می‌دهند (شکل‌های ۳-ث و ج).

مونزوگرانیت‌ها به دو فرم در منطقه دیده می‌شوند. دسته اول مونزوگرانیت‌های غیر دگرشکل یافته که به‌صورت گرانیت‌های صورتی در بخش میانی توده مغالو (حدفاصل بین گرانودیوریت مرکزی و گرانیت سفید حاشیه‌ای) و در توده اسدآباد رخنمون دارند. کوارتز (حدود ۴۰ درصد حجمی)، پتاسیم‌فلدسپار شامل ارتوز و ارتوز پرتیتی (۲۰ تا ۳۰ درصد حجمی) و پلاژیوکلاز (۳۰ تا ۳۵ درصد حجمی) کانی‌های اصلی و مسکوویت، بیوتیت (تا حدود ۷ درصد حجمی) و مگنتیت کانی‌های فرعی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند (شکل ۳-ج). دسته دوم مونزوگرانیت‌های دگرشکل توده آفکند هستند که بافت پورفیر و کلاستیک دارند. کوارتز (۴۰ تا ۴۵ درصد حجمی)، آلکالی‌فلدسپار (۲۰ تا ۲۵ درصد حجمی)، پلاژیوکلاز (۲۵ تا ۳۰ درصد حجمی) و بیوتیت (حدود ۱۰ درصد حجمی) کانی‌های اصلی و تینایت، گارنت‌های دندریتی، زیرکن و مگنتیت کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند. از جمله شواهد دگرشکلی در این سنگ‌ها می‌توان به ردیف‌بندی ترجیحی بلورهای بیوتیت در جهت برگواری و عمود بر تنش وارد بر سنگ و همچنین حضور سیگموییدهای کوارتز همراه با باز تبلور دینامیکی نوع GBM بلورهای کوارتز اشاره کرد (شکل‌های ۳-ح و خ).

تونالیت-ترونجمیت‌ها که به‌صورت گرانیت‌های سفید بدون کانی‌های فرومیزین، خارجی‌ترین بخش توده مغالو و بخش‌هایی از توده اسدآباد را تشکیل می‌دهند، بافت گرانولار با دانه‌های بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و پویی‌کیلیتیک، میرمیکیت و پرتیت دارند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل ۲۰ تا ۳۰ درصد کوارتز، ۶۰ تا ۷۰

پس از انجام مطالعات دقیق صحرایی و سنگ‌نگاری، ۲۶ نمونه از واحدهای مختلف سنگی از همه توده‌های گرانیتوئیدی منطقه ماهنشان انتخاب و به آزمایشگاه ژئوشیمیایی Service Ltd MS Analytical کانادا ارسال شد. جهت تعیین عناصر اصلی از روش ذوب لیتیم برات ICP-OES و جهت تعیین عناصر نادر خاکی از روش لیتیم برات ICP-MS استفاده شده است (جدول ۲). همچنین ۴ نمونه از لیتولوژی‌های اصلی این توده‌ها در آزمایشگاه ژئوشیمیایی ایزوتوپی دانشگاه کیپ‌تاون آفریقای جنوبی به روش Sr-Nd سنگ کل برای تعیین منشأ توده مورد مطالعه آنالیز ایزوتوپی انجام شد (جدول ۳). روش آماده‌سازی نمونه‌ها و جداسازی شیمیایی پودرها به روش استاندارد HF-HNO₃ بر اساس مطالعات (Mikova and Denkova (2007) بوده است. نمونه‌ها توسط جمع‌آوری کننده چندگانه MC- ICP- MS بر روی NU plasma HR NU Instruments آزمایش شده‌اند. مقادیر ایزوتوپ Sr با استفاده از استاندارد NIST SRM987 و مقادیر ایزوتوپ Nd با استفاده از استاندارد JNdi-1 اندازه‌گیری شد. به منظور بررسی داده‌ها در تفکیک عنصری و تعیین خاستگاه و محیط تکنونیک توده‌های مورد مطالعه نرم‌افزارهای Excel و GCDKit مورد استفاده قرار گرفت.

۴- سنگ‌شناسی

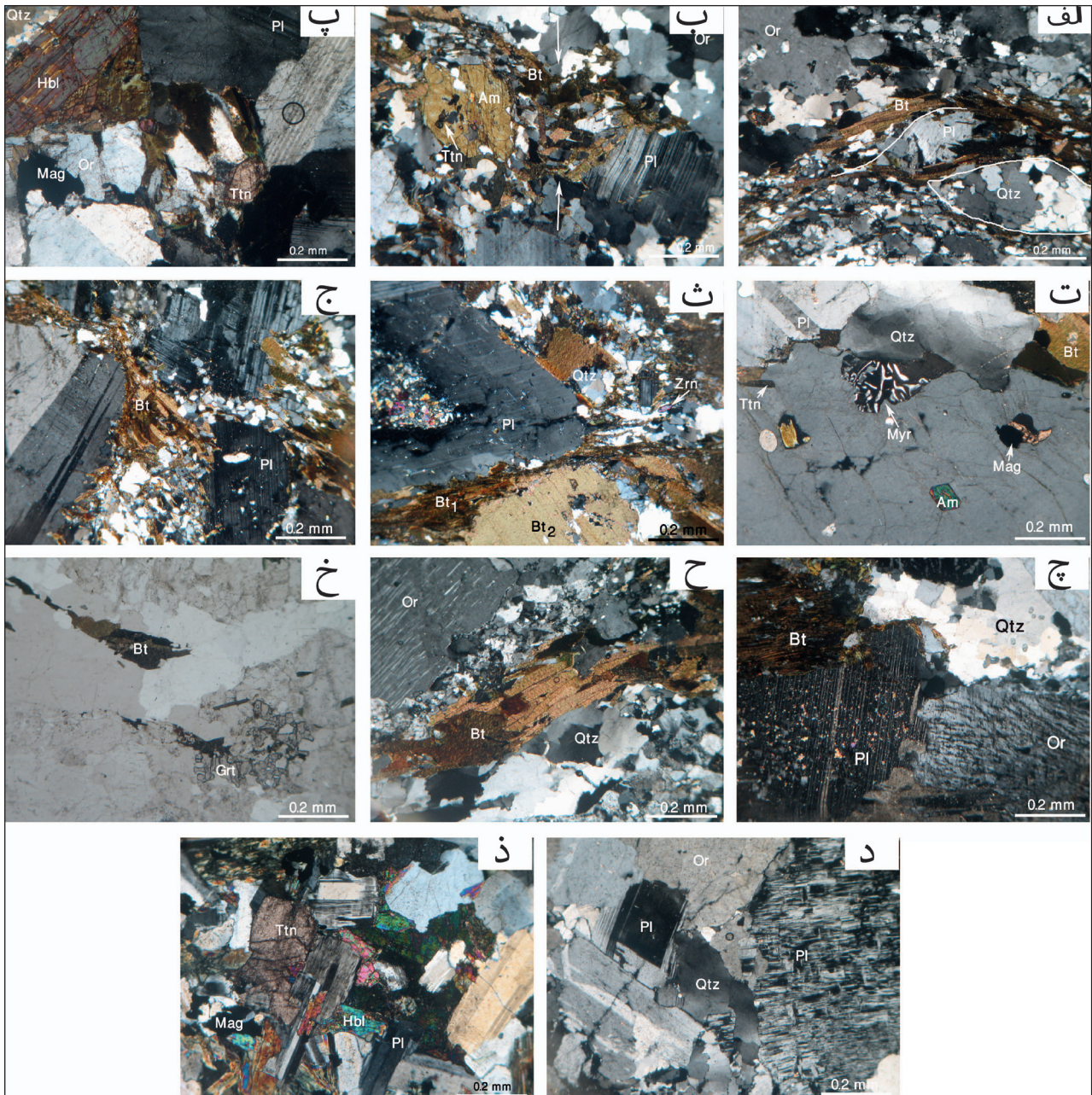
بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که توده‌های گرانیتوئیدی منطقه ماهنشان از ترکیب سنگ‌های آذرین اسیدی شامل گرانودیوریت، مونزوگرانیت و تونالیت-ترونجمیت و سنگ‌های آذرین حدواسط مانند دیوریت و گابرو تشکیل شده‌اند. گرانودیوریت‌ها از نظر وسعت بیشترین رخنمون (مرکز توده مغالو و توده آلمالو-بلندپرچین) را دارند.

گرانودیوریت‌های توده مغالو در دسته گرانودیوریت‌های دگرشکل شده (گرانیت مزوکرات میلونیتی و پروتومیلونیتی توصیف شده در بخش روابط صحرایی) (شکل‌های ۳-الف و ب) و گرانودیوریت‌های توده آلمالو-بلندپرچین در دسته گرانودیوریت‌های غیر دگرشکل (شکل‌های ۳-پ و ت) قرار می‌گیرند که از لحاظ کانی‌شناسی هیچ تفاوتی با هم ندارند و شامل کوارتز (۴۰ تا ۴۵ درصد حجمی)، پلاژیوکلاز (۳۵ تا ۴۰ درصد حجمی)، پتاسیم‌فلدسپار (۱۰ تا ۲۰ درصد حجمی) و بیوتیت (۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی) هستند. آمفیبول، اسفن، مگنتیت و زیرکن کانی‌های فرعی این سنگ‌ها محسوب می‌شوند. بافت این سنگ‌ها پورفیر و کلاستیک است. ریزساختارهای ناشی از دگرشکلی از قبیل ماکل‌های ثانویه ناشی از دگرشکلی، کینگ‌باند‌ها، تجدید تبلورهای دینامیکی کوارتز از نوع

دیوریت و کوارتز دیوریت‌ها مافیک‌ترین عضو سازنده توده‌های مورد مطالعه (حاشیه قسمت‌های غربی توده مغالو و در مجاورت مونزوگرانیت‌های دگرشکل شده آق‌کند) را تشکیل می‌دهند بافت این سنگ‌ها ساب‌هدرال گرانولار و اینترگرانولار است. عمدتاً متشکل از پلاژیوکلاز (۴۵ تا ۶۰ درصد حجمی)، آمفیبول از نوع هورنبلند (۲۰ تا ۳۰ درصد حجمی)، پتاسیم‌فلدسپار نوع ارتوکلاز (حدود ۱۰ درصد حجمی) و کانی‌های کوارتز، تیتانیت و اپاک با مقدار جزئی هستند (شکل ۳-د).

درصد پلاژیوکلاز و ۱۰ درصد پتاسیم‌فلدسپار است. مسکویت و زیرکن کانی‌های فرعی را تشکیل می‌دهند (شکل ۳-د).

یکی از ویژگی‌های این گرانیت‌ها وجود آلپیت با ماکل شطرنجی است در جریان دگرسانی سدیک با افزوده شدن Na^+ به ساختمان کانی‌هایی مانند پلاژیوکلاز و پتاسیم‌فلدسپار نوعی پلاژیوکلاز سدیک با بافت میکروسکوپی خاص شکل می‌گیرد. (شکل ۳-د). هر یک از بخش‌های شطرنج‌حالی شبیه مربع نامنظم دارد (More and Liou, 1979).



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از واحدهای سنگی مورد مطالعه منطقه ماهنشان در نور متقاطع (XPL). الف و ب) گرانودیوریت‌های میلوئیتی توده مغالو (پورفیرو کلاست پوششی پلاژیوکلاز در مسیر بر گوارگی و باندهای کوارتز در سایه واتشی آنها؛ پ و ت) گرانودیوریت‌های غیر دگرشکل توده آمالو - بلندپرچین؛ ث و ج) انکلاوهای گرانودیوریتی توده مغالو؛ چ) مونزوگرانیت‌های غیردگرشکل توده مغالو؛ ح و خ) مونزوگرانیت‌های دگرشکل شده توده آق‌کند؛ د) تونالیت - ترونجمیت‌های مورد مطالعه (بخش خارجی توده مغالو)؛ د) دیوریت (علائم اختصاری کانی‌ها (اقتباس از: Fettes and Desmons, 2007): Qtz: کوارتز، Pl: پلاژیوکلاز، Or: ارتوکلاز، Bt: بیوتیت، Am: آمفیبول، Hbl: هورنبلند، Ttn: تیتانیت، Mag: مگنتیت، Myr: میرمکت).

جدول ۲- نتایج آنالیز شیمیایی غلظت اکسیدهای عناصر اصلی (بر حسب درصد وزنی) و عناصر کمیاب (بر حسب قسمت در میلیون) توده‌های گرانیتیویدی ماهنشان، واحدهای سنگی شامل DI: دیوریت، GB: گابرو، GD: گرانودیوریت، MG: مونزوگرانیت، TON: تونالیت- ترونجمیت هستند.

Sample No	M-A2(1)	M-B4	M.A6H	M.A6E	M.A.28H	M.A28E	M-A30	M-A33	M-B11	M-B13	M-B14	M-B15	M-B19
Rock	DI	Gb	GD	GD	GD	GD	GD	GD	GD	GD	GD	GD	GD
SiO ₂	55.6	49.8	69.0	63.9	69.6	54.8	68.9	68.1	70.6	71.8	71.8	69.6	69.7
TiO ₂	1.7	1.4	0.6	1.0	0.6	1.2	0.6	0.5	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3
Al ₂ O ₃	16.6	16.2	14.2	14.9	14.0	18.1	14.3	14.9	15.9	15.9	15.5	15.5	15.3
Fe ₂ O ₃ t	8.6	11.2	4.3	6.5	4.9	12.0	4.9	4.3	1.9	1.8	1.8	1.9	2.3
MnO	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
MgO	3.2	7.1	1.0	1.6	1.2	1.6	1.2	1.0	0.6	0.6	0.4	0.6	0.6
CaO	4.7	9.5	2.7	3.5	3.1	5.6	3.2	2.9	2.6	2.7	2.9	2.8	3.2
Na ₂ O	7.2	2.5	3.2	3.6	3.1	4.3	3.3	4.7	4.4	4.4	5.0	4.7	3.8
K ₂ O	0.1	0.6	3.0	2.3	2.4	2.2	2.6	1.4	3.1	3.0	2.8	2.6	2.8
P ₂ O ₅	0.5	0.3	0.1	0.3	0.2	0.5	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Cr ₂ O ₃	0.01>	0.0	0.01>	0.01>	0.01>	0.01>	0.01>	0.01>	0.01>	0.01>	0.01>	0.01>	0.01>
BaO	0.01>	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1
SrO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
LOI	1.4	1.1	1.0	1.1	0.6	0.7	0.6	0.6	0.8	1.2	0.9	0.6	0.5
Total	99.6	99.8	99.3	98.8	99.9	101.1	99.9	98.9	100.4	101.9	101.5	98.7	98.7
A/CNK	0.81	0.74	1.05	1.02	1.05	0.93	1.02	1.03	1.04	1.03	0.94	0.99	1.02
Trace Elements													
Ba	6.0	180.8	982.8	651.4	1077.3	285.7	1286.1	727.5	1108.3	466.0	543.1	290.5	900.3
Rb	1.3	12.0	80.6	102.2	67.6	43.8	72.9	65.1	76.1	61.8	78.8	69.4	53.4
Sr	240.6	258.6	151.1	164.0	181.2	279.6	189.3	626.1	525.2	394.1	466.8	380.3	497.8
Zr	201.0	165.0	249.0	283.0	303.0	1351.0	250.0	231.0	125.0	106.0	111.0	82.0	104.0
Nb	12.2	7.6	9.2	15.0	10.0	9.9	9.4	12.4	9.2	8.1	11.5	8.3	6.5
Ni	5.0	51.3	7.2	3.6	9.4	2.8	9.0	6.9	3.1	2.9	2.6	3.0	2.3
Co	6.6	37.9	7.6	10.8	8.8	15.4	8.9	7.7	2.7	2.8	2.6	3.3	3.0
Cr	19.0	251.0	39.0	40.0	36.0	20.0	41.0	29.0	20.0	21.0	29.0	33.0	15.0
Y	41.8	30.8	23.9	27.8	23.0	47.9	23.5	70.4	5.1	4.3	8.5	5.4	6.7
U	1.4	0.4	1.6	0.9	1.9	1.8	1.7	2.5	0.7	1.1	1.9	1.7	0.5
Cs	0.1	0.2	1.9	2.9	2.2	1.7	2.7	1.3	1.3	1.4	1.4	1.2	0.8
Ta	0.9	1.4	1.0	1.3	0.9	0.9	0.9	1.0	1.2	1.0	1.2	0.9	0.8
Hf	7.2	4.7	8.1	7.9	9.4	33.7	8.0	7.4	3.6	3.5	3.5	2.6	3.0
Th	7.9	4.7	10.2	5.5	6.7	5.4	14.5	9.2	5.1	5.1	4.9	3.5	2.3
Ga	22.5	20.4	17.2	21.6	18.3	27.5	18.6	20.5	17.3	16.2	17.2	15.2	14.0
Sn	5>	5>	5>	5>	5>	5>	5>	5>	5>	5>	5>	5>	5>
V	182.0	288.0	49.0	75.0	64.0	43.0	63.0	53.0	25.0	18.0	20.0	17.0	20.0
W	2.0	1.0	2.0	1.0	1.0	1.0	2.0	1>	1>	1>	1>	1>	1>
Sc	24.2	37.9	11.5	15.6	11.8	28.3	12.4	11.7	2.8	2.8	2.1	2.3	1.8
TC	0.0	0.0	0.1	0.1	0.01>	0.0	0.01>	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1
TS	0.01>	0.0	0.01>	0.01>	0.01>	0.0	0.01>	0.01>	0.01>	0.01>	0.01>	0.0	0.01>
La	31.4	19.9	38.8	25.6	30.4	52.7	52.6	33.0	17.7	13.9	21.5	15.0	13.8
Ce	69.9	43.3	77.1	55.0	59.7	114.4	101.0	69.9	33.2	24.3	37.5	24.7	24.2
Pr	9.2	5.4	8.7	6.9	6.8	14.1	11.0	8.7	3.2	2.5	3.8	2.5	2.6
Nd	39.9	23.3	32.4	28.8	26.4	58.4	39.2	35.7	10.7	8.5	13.2	8.3	9.0
Sm	8.1	5.3	6.0	6.5	5.1	11.5	6.6	9.0	1.9	1.4	2.3	1.3	1.7
Eu	2.4	1.8	1.4	1.5	1.7	2.8	1.8	1.6	0.6	0.5	0.7	0.4	0.6
Gd	8.2	5.5	5.4	6.5	4.9	11.2	5.6	10.2	1.4	1.2	2.0	1.1	1.4
Tb	1.3	0.9	0.8	1.0	0.7	1.6	0.8	1.9	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2
Dy	7.9	5.8	4.8	5.4	4.4	9.4	4.6	12.4	1.0	0.9	1.6	0.9	1.1
Ho	1.6	1.2	0.9	1.0	0.9	1.8	0.9	2.5	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2

Sample No	M-A2(1)	M-B4	M-A6H	M-A6E	M.A.28H	M.A28E	M-A30	M-A33	M-B11	M-B13	M-B14	M-B15	M-B19
Er	4.6	3.5	2.6	2.9	2.5	5.2	2.5	7.2	0.6	0.5	0.9	0.5	0.7
Tm	0.6	0.5	0.4	0.4	0.4	0.7	0.4	1.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Yb	4.3	3.3	2.5	2.4	2.6	5.2	2.5	6.6	0.6	0.5	0.9	0.6	0.7
Lu	0.7	0.5	0.4	0.4	0.4	0.9	0.4	0.9	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1
Eu/Eu*	0.9	1.0	0.8	0.7	1.1	0.8	0.9	0.5	1.2	1.1	1.0	1.1	1.1
LaN/YbN	4.9	4.1	10.6	7.1	7.8	6.9	14.3	3.4	19.6	18.7	16.5	18.4	14.1
Mg #	42.0	55.6	32.0	32.0	33.4	20.7	32.9	31.9	39.0	40.7	33.0	36.5	33.4
Nb/Ta	13.6	5.4	9.2	11.5	11.1	11.0	10.4	12.4	7.7	8.1	9.6	9.2	8.1

Sample No	M-B20	M-A3	M-A18	M-A24	M-A35	M-B3	M-B6	M-B8	M-C3	M-C5	M-A2	M-A19	M-C4
Rock Type	GD	MG	MG	MG	MG	MG	MG	MG	MG	MG	TON	TON	TON
SiO ₂	63.9	77.3	80.3	76.8	76.1	76.3	62.3	76.1	75.0	77.3	83.6	66.8	78.4
TiO ₂	0.4	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	1.0	0.0	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1
Al ₂ O ₃	18.3	12.0	11.2	12.5	12.3	11.8	15.0	13.9	11.9	11.9	11.1	20.0	12.1
Fe ₂ O ₃ t	3.3	0.8	0.9	1.3	1.0	1.5	7.5	0.5	1.4	0.8	0.3	0.4	0.4
MnO	0.1	0.01>	0.01>	0.0	0.01>	0.0	0.1	0.1	0.0	0.01>	0.01>	0.01>	0.01>
MgO	0.8	0.1	0.1	0.1	0.0	0.2	2.1	0.0	0.2	0.0	0.0	0.5	0.6
CaO	4.7	0.6	0.2	0.5	0.5	0.9	4.0	0.8	0.6	0.2	0.1	0.4	0.1
Na ₂ O	4.8	3.6	3.5	3.3	2.7	2.4	2.8	3.9	2.6	3.7	6.2	9.3	6.4
K ₂ O	1.7	4.2	3.7	4.9	5.9	5.1	2.2	5.0	4.9	4.4	0.1	0.9	0.1
P ₂ O ₅	0.2	0.0	0.01>	0.01>	0.01>	0.0	0.3	0.0	0.0	0.01>	0.01>	0.01>	0.01>
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>
BaO	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	0.01>	0.1	0.0	0.01>	0.01>	0.01>
SrO	0.1	0.01>	0.01>	0.01>	0.01>	0.01>	0.0	0.01>	0.01>	0.01>	0.01>	0.01>	0.01>
LOI	0.5	0.5	0.5	0.4	0.3	0.4	1.9	0.3	0.7	0.4	0.3	1.0	0.5
Total	98.8	99.4	100.4	99.8	98.8	98.8	99.3	100.4	97.6	98.7	101.7	99.3	98.7
A/CNK	1.01	1.03	1.11	1.07	1.05	1.06	1.05	1.06	1.14	1.05	1.05	1.18	1.12
Trace Elements													
Ba	614.7	794.2	455.7	155.0	208.1	563.6	821.3	14.8	531.5	308.1	5.5	47.9	4.6
Rb	37.2	104.7	59.0	276.5	173.3	125.7	77.9	237.8	170.5	152.7	2.1	52.0	4.9
Sr	732.4	62.8	44.1	14.2	37.8	60.7	301.5	13.5	53.1	17.2	21.8	36.4	23.3
Zr	196.0	128.0	125.0	104.0	75.0	96.0	396.0	54.0	174.0	108.0	105.0	117.0	115.0
Nb	12.8	13.0	9.4	12.4	3.9	6.2	16.0	26.7	8.4	13.0	8.8	19.7	14.0
Ni	3.3	1.6	1.3	1.3	1.3	1.6	17.1	0.7	1.8	1.3	0.8	0.7	1.8
Co	4.4	0.3	0.3	0.6	0.5	1.5	15.0	0.1	1.3	0.3	0.1	0.4	0.3
Cr	25.0	36.0	20.0	24.0	42.0	44.0	71.0	39.0	51.0	25.0	35.0	18.0	46.0
Y	14.7	39.3	35.3	62.8	54.2	27.9	31.2	17.1	17.6	26.1	46.1	8.9	69.5
U	0.7	3.8	1.3	4.0	3.5	2.0	2.1	3.7	2.2	2.8	2.2	1.2	2.9
Cs	0.6	0.5	0.3	7.1	2.1	1.6	3.3	2.2	1.4	1.0	0.1	1.1	0.1
Ta	1.1	1.3	1.1	1.5	1.1	1.1	1.2	1.0	1.1	1.2	1.0	1.2	1.2
Hf	4.8	5.7	4.1	5.5	4.4	3.7	11.9	2.8	6.2	6.3	6.5	5.1	5.6
Th	4.4	10.7	8.4	17.0	7.8	11.4	8.8	9.0	11.8	12.7	9.9	19.1	16.3
Ga	19.5	19.8	16.2	17.5	18.8	14.1	21.4	20.8	16.1	18.5	15.3	21.2	18.4
Sn	5>	5>	5>	6.0	5>	5>	5>	5>	5>	5>	5>	9.0	5>
V	34.0	10>	10>	10>	10>	10.0	125.0	10>	10.0	10>	10>	10>	10>
W	1>	2.0	2.0	3.0	1.0	1>	1>	1>	1>	6.0	2.0	10.0	1.0
Sc	3.4	9.9	5.3	4.9	1.5	4.5	20.3	3.6	4.0	10.8	5.2	5.1	4.7
TC	0.0	0.01>	0.01>	0.0	0.0	0.0	0.2	0.01>	0.0	0.01>	0.01>	0.01>	0.01>

Sample No	M-B20	M-A3	M-A18	M-A24	M-A35	M-B3	M-B6	M-B8	M-C3	M-C5	M-A2	M-A19	M-C4
TS	0.01>	0.01>	0.01>	0.01>	0.01>	0.01>	0.0	0.01>	0.01>	0.01>	0.01>	0.01>	0.01>
La	32.8	48.5	28.7	18.0	9.9	39.9	46.1	15.6	35.7	19.0	8.6	7.7	15.7
Ce	57.0	107.1	60.9	46.5	16.0	80.0	89.7	33.8	80.1	69.1	20.0	15.7	37.1
Pr	6.0	12.0	7.0	4.9	2.1	8.9	10.2	4.3	8.0	5.6	2.4	2.0	4.4
Nd	20.8	44.7	26.2	19.0	7.7	32.0	38.6	16.1	28.4	20.8	9.4	7.6	16.6
Sm	3.5	9.0	5.7	5.3	2.1	5.8	6.9	3.5	5.1	4.8	2.2	1.7	4.0
Eu	1.1	0.5	0.4	0.2	0.4	0.7	2.2	0.1	0.5	0.2	0.1	0.1	0.1
Gd	3.1	8.3	5.5	6.3	3.6	5.4	6.7	2.7	4.5	4.5	3.1	1.4	6.0
Tb	0.5	1.3	0.9	1.3	0.9	0.8	0.9	0.4	0.6	0.8	0.7	0.2	1.3
Dy	2.7	7.9	6.3	10.1	7.4	5.0	5.6	2.1	3.6	5.2	5.8	1.4	9.8
Ho	0.5	1.5	1.3	2.2	1.8	1.0	1.2	0.5	0.7	1.1	1.4	0.3	2.2
Er	1.5	4.5	3.8	6.9	5.7	2.8	3.4	1.6	2.0	3.5	4.4	1.0	6.6
Tm	0.2	0.7	0.6	1.1	0.9	0.4	0.5	0.3	0.3	0.6	0.7	0.2	1.0
Yb	1.5	4.3	3.9	7.7	5.9	2.9	3.7	2.1	2.1	4.2	5.0	1.1	6.9
Lu	0.2	0.7	0.6	1.2	0.9	0.4	0.6	0.4	0.3	0.6	0.8	0.2	1.0
Eu/Eu*	1.0	0.2	0.2	0.1	0.5	0.4	1.0	0.1	0.3	0.1	0.1	0.3	0.1
LaN/YbN	14.6	7.6	4.9	1.6	1.1	9.2	8.5	4.9	11.3	3.1	1.2	4.6	1.5
Mg#	33.7	20.8	18.5	11.1	5.9	21.1	36.1	11.7	20.0	8.9	13.7	72.9	73.9
Nb/Ta	11.6	10.0	8.5	8.3	3.5	5.6	13.3	26.7	7.6	10.8	8.8	16.4	11.7

۵- ژئوشیمی

بخشی قرار گرفته‌اند. البته نمونه‌های گرانودیوریتی توده مغالو در مرز بین محدوده ذوب بخشی و تبلور تفریقی قرار گرفته‌اند (شکل ۵- الف). گرانیتوئیدهای مورد مطالعه، در نمودار Verma et al. (2012) در محدوده قوس قاره‌ای و برخوردی قرار می‌گیرند به این صورت که گرانودیوریت‌های توده آلمالو، مونزوگرانیت‌ها (دگرشکل و غیردگرشکل) در محدوده برخوردی و نمونه‌های گرانودیوریتی توده مغالو، انکلاوهای گرانودیوریتی، دیوریت‌ها و تونالیت- ترونجمیتی در محدوده قوس قاره‌ای جا گرفته‌اند (شکل ۵- ب).

۵-۱. پتروژنز

گرانودیوریت‌های توده مغالو و گرانودیوریت‌های توده آلمالو در نمودارهای عنکبوتی (چند عنصری) نسبت به مقادیر کندریت (Thompson (1982) بهنجار شده‌اند (شکل‌های ۶- الف و ب). در این نمودارها میزان LILEها نسبت به HFSE غنی‌شدگی نشان می‌دهد. غنی‌شدگی از LILEها نسبت به HFSEها در ارتباط با گرانیت‌های نوع I بیانگر آلودگی با پوسته پایینی است (Hildreth and Moorbath, 1988). آتومالی منفی عناصر Nb، Ti و Ba قابل توجه است که بنا به عقیده Foley and Wheller (1990) تهی‌شدگی از این عناصر نشان‌دهنده محیط مرتبط با فرورانش است. نمودارهای الگوی تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynton (1984) برای این سنگ‌ها بیانگر غنی‌شدگی این سنگ‌ها از LREEها نسبت به HREEهاست (توده مغالو: $(LaN/YbN) = 3/39 - 14/30$ و توده آلمالو: $(LaN/YbN) = 14 - 19/56$) (شکل‌های ۶- ب و ت) که این مسئله وابستگی نمونه‌های مورد مطالعه به سری کالک‌آلکان را نشان می‌دهد همچنین غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها را می‌توان به نقش منشأ این سنگ‌ها نسبت داد، به طوری که وجود گارنت در ناحیه منشأ این سنگ‌ها می‌تواند سبب چنین الگویی شود (Henderson, 1984). انکلاوهای گرانودیوریتی نیز الگوی

برای بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و سنگ‌شناختی توده‌های مورد مطالعه از داده‌های عناصر اصلی، فرعی و کمیاب استفاده شده است (جدول ۲). میزان SiO_2 در گرانیتوئیدهای منطقه مورد مطالعه بین $62/3$ تا $83/6$ درصد وزنی در نوسان است. در نمودارهای طبقه‌بندی ژئوشیمیایی (Debon and Le Fort (1983) این سنگ‌ها در محدوده گرانیت، گرانودیوریت، تونالیت- ترونجمیت و دیوریت واقع شده‌اند (شکل ۴- الف). نتایج حاصل از این نمودار با مطالعات سنگ‌نگاری انطباق خوبی دارد. نمونه‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه در نمودار AFM (Irvine and Baragar (1971) در محدوده کالک‌آلکان قرار گرفته‌اند (شکل ۴- ب). میانگین شاخص اشباع از آلومینیم در این سنگ‌ها بیش از یک است و در نمودارهای تعیین درجه اشباعی (Shand (1943) در محدوده پرآلومین تا متاآلومین قرار گرفته‌اند. نمونه‌های گرانودیوریتی، مونزوگرانیتی و تونالیت- ترونجمیتی در محدوده پرآلومینوس ضعیف تا قوی و نمونه‌های دیوریتی و انکلاوهای گرانودیوریتی در محدوده متاآلومین جای گرفته‌اند. قرارگیری دو نمونه از تونالیت- ترونجمیت‌ها در محدوده پرآلومین قوی را می‌توان به وجود حاشیه آرژیلیکی و دگرسانی گسترده در اطراف توده مغالو نسبت داد (شکل ۴- پ).

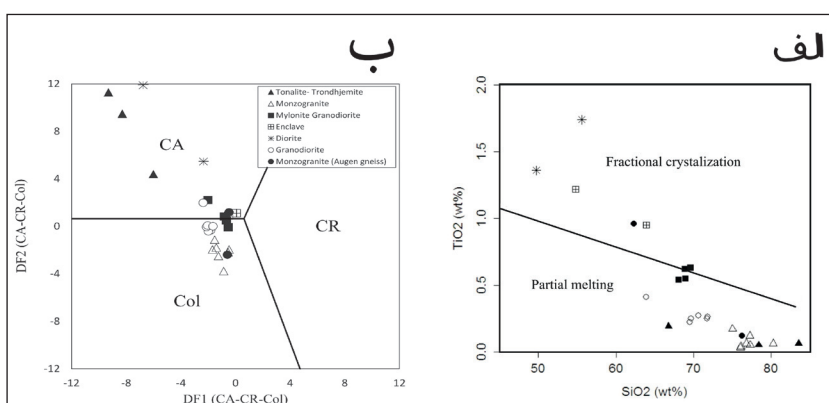
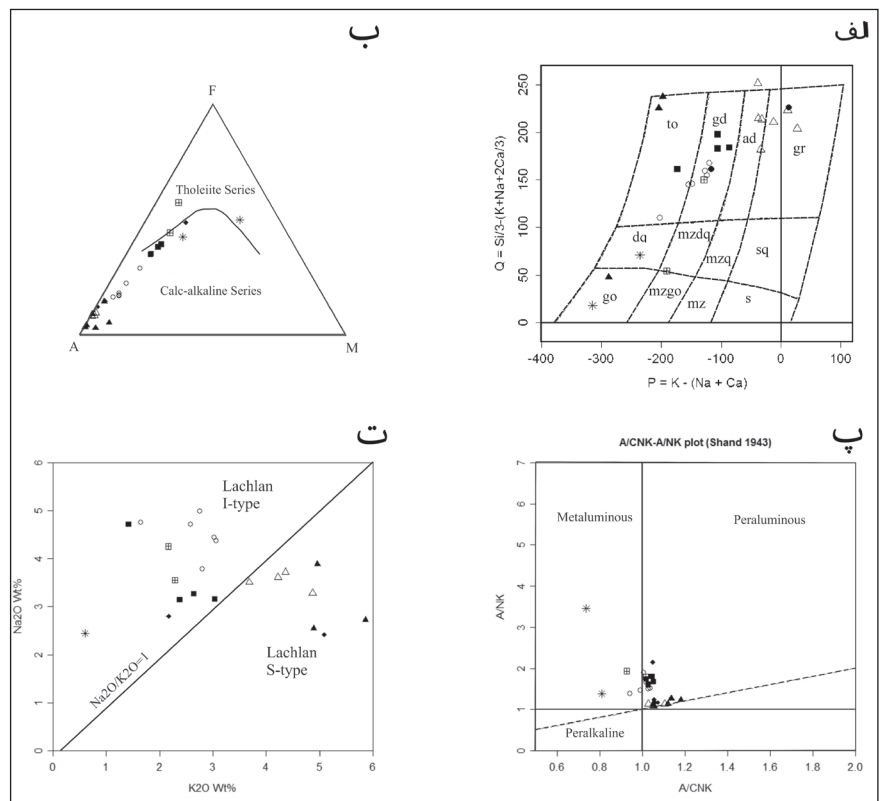
به منظور تعیین نوع گرانیتوئیدها نیز از نمودار K_2O در برابر Na_2O از (White and Chappel (1983) استفاده شده که نمونه‌های تونالیت- ترونجمیت و گرانودیوریت در مقایسه با توده گرانیتوئیدی نوار چین خورده لاچلان در محدوده گرانیت‌های نوع I و مونزوگرانیت‌ها در محدوده گرانیت‌های S نوع تصویر شده‌اند (شکل ۴- ت).

به منظور بررسی نقش فرایندهای ذوب بخشی یا تبلور تفریقی از نمودار SiO_2 در مقابل TiO_2 از (Koepke et al. (2007) استفاده شده است. در این نمودار کلیه نمونه‌های مورد مطالعه به جز نمونه‌های دیوریتی و انکلاوهای گرانودیوریتی در محدوده ذوب

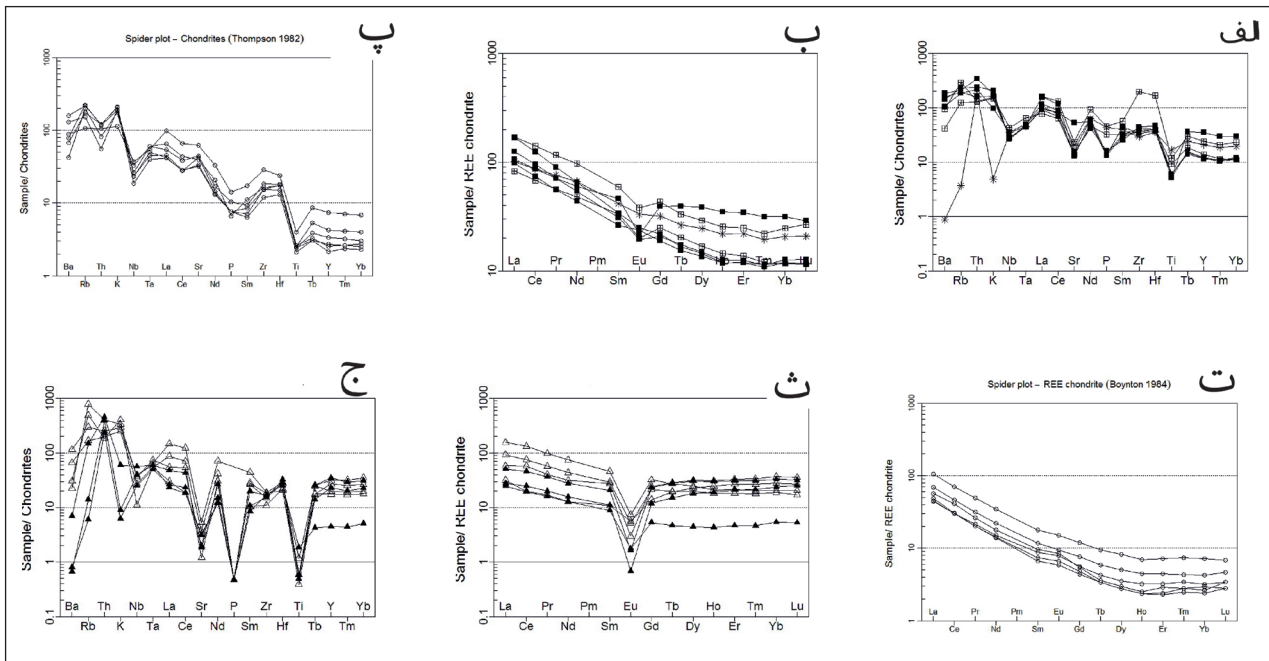
تکتونیک و منشأ است. زیرا این دو عنصر در حین فرایندهای ذوب و تبلور رفتارهای مشابهی دارند (Joron and Treuil, 1977). نسبت‌های اندک Th/Ta (حدود ۲/۱) بیانگر محیط تکتونیک کششی مانند ماگماتیسم درون صفحه‌ای بوده، حال آنکه نسبت‌های بالاتر بیانگر محیط تکتونیک حاشیه‌های همگرا و محیط‌های فرورانشی است. این نسبت در گرانیتوئیدهای توده‌های ماهستان از ۳ تا ۱۶/۰۶ تغییر می‌کند و تأیید کننده ارتباط این گرانیتوئیدها با محیط فرورانشی و برخوردی است. جهت تعیین سنگ منشأ سنگ‌های گرانیتی توده مورد مطالعه از نمودارهای طراحی شده توسط Sylvester (1998) استفاده شده است. همه نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار (Sylvester (1998) در محدوده مذاب‌های مشتق شده از منابع فقیر از رس و تمایل نمونه‌های مونزوگرانیتی به محدوده مذاب‌های مشتق شده از سنگ‌های پلیتی تصویر شده‌اند (شکل ۷).

عناصر فرعی و عناصر نادر خاکی مشابه با سنگ میزبان خود را نشان می‌دهند. در تونالیت- ترونجمیت و مونزوگرانیت‌ها عناصر نادر خاکی یک الگوی تقریباً تخت دارند و کمتر غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE را نشان می‌دهند (LaN/YbN = ۷/۵۹-۱/۱۴). غنی‌شدگی ضعیف LREE نسبت به HREE و الگوی مسطح عناصر نادر خاکی سنگین، بیانگر نبود گارنت در ناحیه منشأ است. آنومالی منفی Eu در این نمونه‌ها مشخص است ((Eu/Eu*)=۰/۰۶-۰/۴۵). آنومالی منفی Eu اگر همراه با آنومالی منفی Sr باشد، بر اثر تفریق پلاژیوکلاز ایجاد شده است (Wu et al., 2003)، همانند آنچه در تونالیت- ترونجمیت‌ها و مونزوگرانیت‌های مورد مطالعه مشاهده می‌شود (شکل ۶-ث). آنومالی منفی Ti نیز می‌تواند مرتبط با جدایش کانی‌های حاوی تیتانیوم مانند اسفن و آنومالی منفی P نتیجه جدایش آپاتیت باشد. (شکل ۶-ج). نسبت Th/Ta ابزار ارزشمند دیگری برای تعیین محیط

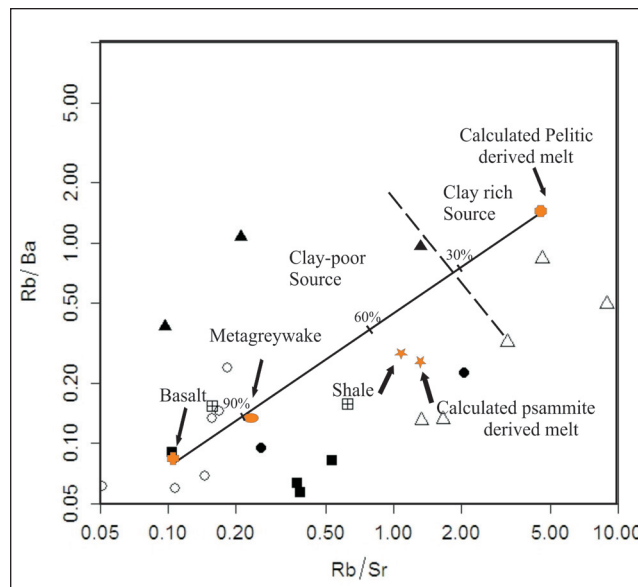
شکل ۴- شیمی سنگ کل واحدهای سنگی توده مغالو: الف) واحدهای سنگی توده مغالو در نمودار طبقه‌بندی ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه از (Debon and Le Fort (1983). در محدوده گرانیت، گرانودیوریت، تونالیت- ترونجمیت و کوآرتز دیوریت قرار می‌گیرند؛ ب) نمونه‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه در نمودار AFM از (Irvine and Baragar (1971) در محدوده کالک آلکالن قرار گرفته‌اند؛ پ) در نمودار A/CNK در برابر A/NK از (Shand (1943) نمونه‌های گرانودیوریتی، مونزوگرانیتی و تونالیت- ترونجمیتی در محدوده پراآلومینوس ضعیف (به استثنای دو نمونه از تونالیت- ترونجمیت‌ها) و نمونه‌های دیوریتی و انکلاوهای گرانودیوریتی در محدوده متاآلومین پلات شده‌اند؛ ت) نمونه‌های تونالیت- ترونجمیت و گرانودیوریت در مقایسه با توده گرانیتوئیدی نوار چین خورده لاجلان در محدوده گرانیت‌های نوع I و مونزوگرانیت‌ها در محدوده گرانیت‌های S نوع تصویر شده‌اند (نمودار K₂O برابر Na₂O برای تعیین نوع گرانیت از (White and Chappel (1983).



شکل ۵- الف) کلیه نمونه‌های مورد مطالعه به جز نمونه‌های دیوریتی و انکلاوهای گرانودیوریتی در نمودار SiO₂ در برابر TiO₂ از (Koepke et al. (2007) در محدوده ذوب بخشی قرار گرفته‌اند؛ ب) گرانیتوئیدهای مورد مطالعه در نمودار (Verma et al. (2012)، در محدوده قوس قاره‌ای و برخوردی قرار می‌گیرند (علائم به کار رفته در این نمودار شامل: Col: گرانیت‌های محیط برخوردی، CA: گرانیت‌های قوس قاره‌ای، CR: گرانیت‌های ریفت قاره‌ای).



شکل ۶- الف و پ) الگوی چندعنصری گرانودیوریت‌های توده‌های مغالو (الف) و آلمالو (پ) بهنجار شده نسبت به کندریت (Thompson, 1982)؛ ب و ت) الگوی عناصر نادر خاکی گرانودیوریت‌ها توده‌های مغالو (ب) و آلمالو (ت) بهنجار شده نسبت به ترکیب کندریت (Boynton, 1984)؛ ث) الگوی عناصر نادر خاکی مونزوگرنایت و تونالیت- ترونجمیت بهنجار شده نسبت به ترکیب کندریت (Boynton, 1984). (LaN/YbN) نسبت به کندریت (Boynton (1984) بهنجار شده است؛ ج) الگوی چندعنصری مونزوگرنایت و تونالیت- ترونجمیت بهنجار شده نسبت به کندریت (Thompson, 1982).



شکل ۷- همه نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تغییرات Rb/Sr در برابر Rb/Ba (Sylvester, 1998) در محدوده مذاب‌های مشتق شده از منابع فقیر از رس و تمایل نمونه‌های مونزوگرنایتی به محدوده مذاب‌های مشتق شده از سنگ‌های پلیتی تصویر شده است.

۶- بحث

۱-۱. ایزوتوپ Sr-Nd

میلونیتی مغالو، مونزوگرنایت (دگرشکل) آف کند و تونالیت- ترونجمیت‌ها، بعد از تصحیح سنی به ترتیب ۰/۷۰۵۴۴، ۰/۷۱۷۱۳، ۰/۷۵۴۵۰، ۰/۷۱۰۵۴ و ۰/۵۱۲۵۴۹، ۰/۵۱۲۰۹۷، ۰/۵۱۲۲۷۸ و ۰/۵۱۲۰۸۶ است. مقادیر اولیه εNd در همه توده‌های مورد مطالعه منفی و به ترتیب ۱/۳-، ۱/۵۵-، ۱۰/۷۶- و ۷/۰۱- هستند (جدول ۳).

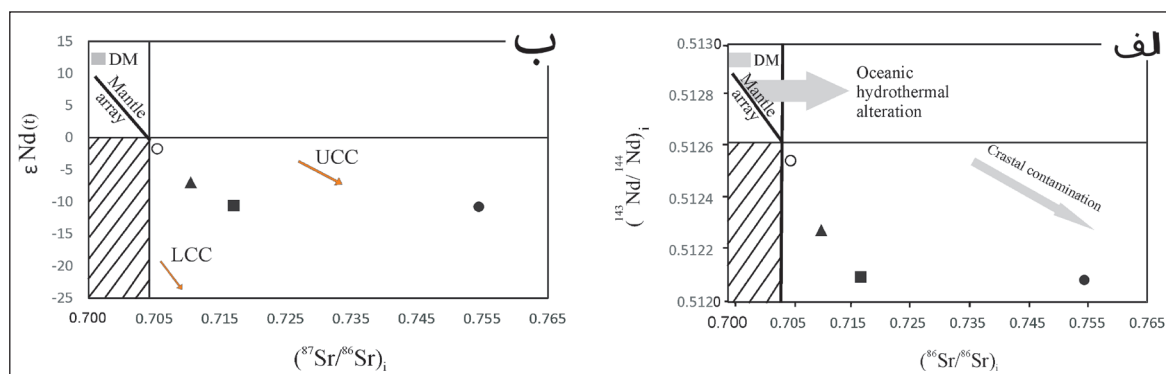
نمودار همبستگی ایزوتوپی $^{86}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در برابر $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ یکی از بهترین راه‌ها برای شناسایی شاخص‌های ایزوتوپی مهم سنگ‌ها در مقایسه با پوسته و گوشته است. نسبت اولیه ایزوتوپ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ برای گرانودیوریت آلمالو، گرانودیوریت

جدول ۳- مقادیر داده‌های ایزوتوپی Sr-Nd سنگ کل برای نمونه‌های مورد مطالعه.

Sample NO	Sample	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	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	ϵ_{Nd}	Rb-Sr (Ma)
M.B19	گرانودیوریت (آلمالو)	۵۳/۰۴	۴۹۷/۰۸	۰/۷۰۵۴۴۱	۱۳	۰/۷۰۵۴۴	۹	۱/۷۲	۰/۵۱۲۵۴۹	۱۷	۰/۵۱۲۵۴۹	-۱/۷۳	؟
M.A30	گرانودیوریت میلونیتی (مغانلو)	۷۲/۹	۱۸۹/۳	۰/۷۱۷۱۳۷	۱۱	۰/۷۱۷۱۳	۳۹/۲	۶/۶۱	۰/۵۱۲۰۹۷	۱۴	۰/۵۱۲۰۹۷	-۱۰/۵۵	۵۴۸
M.B3	مونزوگرنایت دگرشکل (آفکند)	۱۲۵/۷	۶۰/۷	۰/۷۵۴۵۵۱	۱۵	۰/۷۵۴۵	۳۲	۵/۸۴	۰/۵۱۲۰۸۶	۱۸	۰/۵۱۲۰۸۶	-۱۰/۷۶	۵۶۸
M.A2	تونالیت- ترونجمیت	۲/۱	۲۱/۸	۰/۷۱۰۵۴۴	۱۷	۰/۷۱۰۵۴	۹/۴	۲۱/۱۶	۰/۵۱۲۲۷۹	۱۵	۰/۵۱۲۲۷۸	-۷/۰۱	۵۷۶

سنگ‌هاست. گرانودیوریت‌های توده آلمالو در نزدیکی آرایه گوشته‌ای قرار گرفته‌اند که با توجه شواهدی همچون غنی‌شدگی از LREEها نسبت به HREE ها، میانگین نسبت $\text{Nb}/\text{Ta}=9.2$ ، که شاخص منشأ پوسته‌ای است و میانگین عدد منیزیم پایین تا متوسط (۳۲ تا ۴۰)، می‌توان اختلاط بین پوسته و گوشته در این توده را رد کرد.

با توجه به مقادیر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه بیش از ۰/۷۰۵، مقادیر $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ بیش از ۰/۵۱۲ و ϵ_{Nd} کمتر از -۱/۷۳ به دست آمده برای گرانیتویدهای مورد مطالعه، منشأ ماگمای این توده‌ها پوسته‌ای است. (شکل‌های ۸- الف و ب). قرار گرفتن نمونه گرانودیوریت میلونیتی و مونزوگرنایت (دگرشکل) در فاصله‌ای دور از آرایه گوشته‌ای نشان‌دهنده هر گونه عدم اختلاط بین پوسته و گوشته در این



شکل ۸- الف) نمودار نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه در برابر نسبت‌های $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه (مقادیر نشان‌دهنده منشأ پوسته‌ای این گرانیتویدهاست؛ ب) نمودار نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه در برابر نسبت‌های ϵ_{Nd} در نمونه‌های مورد مطالعه (مقادیر نشان‌دهنده منشأ پوسته‌ای این گرانیتویدهاست) (اقتباس از (Fourcade 1998)).

همچنین بر اساس نظر De Almeida et al. (2011) گرانیت‌های TTG (تونالیت- ترونجمیت- گرانودیوریت) بر اساس نسبت La/Yb به سه گروه تقسیم می‌شوند: گروه اول و دوم تونالیت- ترونجمیت‌هایی با مقادیر Sr/Y ، La/Yb 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 منشأ خود) تشکیل می‌شوند. گروه سوم تونالیت- ترونجمیت‌هایی با نسبت La/Yb ، Sr/Y و Nb/Ta پایین هستند که از ذوب پوسته اقیانوسی مافیک ضخیم شده (با حضور پلاژیوکلاز در ناحیه منشأ) در فشار پایین (<1 Gpa) ایجاد می‌شوند. سپس حوادث گرمایی از جمله شکستن ورقه فرورانده شده و بالاآمدگی گوشته استوسفری یا پلوم‌های گوشته‌ای، گرمای لازم را برای ذوب پوسته آمفیبولیتی و ایجاد ماگمای تونالیت- ترونجمیتی را فراهم کرده است.

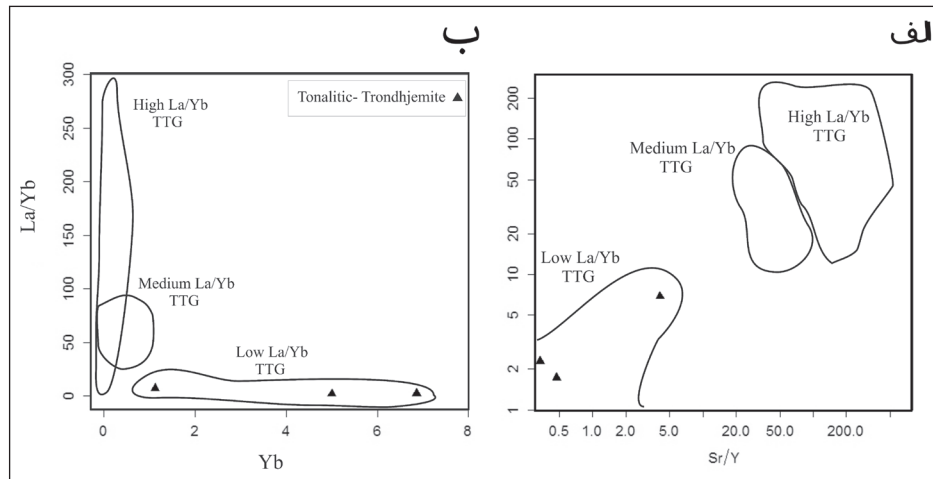
۶-۲. منشأ ماگما

در مورد پترورژن تونالیت- ترونجمیت‌ها به‌طور کلی نظریات مختلفی وجود دارد از جمله:

- ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورانده شده در حاشیه‌های فعال همگرا در نتیجه واکنش مذاب‌های مشتق شده از ورقه فرورانده شده با گوه گوشته‌ای در حال صعود. این تونالیت- ترونجمیت‌ها با عدد منیزیم (Mg#) و تمرکز Ni و Cr بالا مشخص می‌شوند (Martin, 1986; Drummond and Defant, 1990; Smithies et al., 2003).
- ذوب پوسته مافیک ضخیم شده یا بازالت‌های زیر صفحه‌ای با مقادیر Ni، Mg# و Cr پایین (Condie, 1973; Atherton and Petford, 1993; Petford and Atherton, 1996; Rapp et al., 1999; Smithies, 2000).

پوسته‌ای بین ۱۱ تا ۱۲ در تغییر است (Green, 1995). غنی‌شدگی از LREEها و LILEها و تهی‌شدگی از HFSEها همراه با آنومالی منفی Nb، Ti، Ba در نمودارهای چندعنصری به‌نجار شده نسبت به کندریت (Thompson (1982)، عدد منیزیم پایین (Mg#=30-11) و میانگین نسبت Nb/Ta=۱۰/۳۸ در نمونه‌های مونزوگرنیتی (مونزوگرنیت‌های غیردگرشکل و مونزوگرنیت‌های دگرشکل) نشان‌دهنده تبعیت این سنگ‌ها از روند گرانیت‌های S از یک منشأ پوسته‌ای (پلیتی) است.

تونالیت- ترونجمیت‌های مورد مطالعه بر اساس نسبت La/Yb و Sr/Y (شکل‌های ۹- الف و ب)، الگوی REEهای کمتر تفریق یافته (شکل ۶- ث)، نسبت $(Rb/Sr)=۰/۰۹-۱/۴$ ، آنومالی منفی Eu (نشان‌دهنده باقی ماندن پلاژیوکلاز در فاز تفاله) و مقادیر Ni و Cr پایین، از ذوب پوسته آمفیبولیتی ضخیم شده یا بازالت‌های زیر صفحه‌ای (در ناحیه پایداری پلاژیوکلاز) در فشار پایین تشکیل شده‌اند. میانگین نسبت Nb/Ta برای ماگماهای مشتق شده از گوشته ۱۷/۵ و برای نمونه‌های



شکل ۹- الف) نمایش تونالیت- ترونجمیت‌های منطقه مورد مطالعه بر روی نمودار Yb در برابر La/Yb؛ ب) نمودار Sr/Y در برابر La/Yb. اقتباس از (De Almeida et al., 2011).

مطالعه تشابه زیادی دارد. با توجه به موقعیت جغرافیایی توده‌های مورد مطالعه و سن آنها، شاید بتوان چنین در نظر گرفت که شکاف‌های ایجاد شده در پرکامبرین گندوانا به عنوان شاخه‌ای از پروتوتئیس 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 مونزوگرنیت) مورد مطالعه، احتمالاً در اثر ضخیم‌شدگی و کوتاه‌شدگی ناشی از این برخورد ایجاد شده‌اند. به این صورت که در نتیجه ضخیم‌شدگی و کوتاه‌شدگی ناشی از این برخورد، سنگ‌های پلیتی پوسته میانی تا بالایی ذوب و گرانیت‌های نوع S (مونزوگرنیت) تشکیل شده‌اند و همچنین در نتیجه ذوب بخشی پروتولیت پوسته زیرین تا میانی گرانیت‌های نوع I (گرانودیوریت) شکل گرفته‌اند.

۷- نتیجه‌گیری

توده گرانیتوئیدی غرب زنجان (ماهانشان) با سن پرکامبرین در شمال غربی پهنه ساختاری ایران مرکزی از گرانودیوریت، مونزوگرنیت و تونالیت- ترونجمیت تشکیل شده است. بر اساس مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمی تونالیت- ترونجمیت‌های مورد مطالعه متعلق به سری کالک‌آلکانل و از نظر شاخص اشباع از آلومین در قلمرو پراآلمین و از نوع I هستند که در محیط زمین‌ساختی کمان‌های حاشیه فعال قاره‌ای (قوس) در نتیجه ذوب پوسته آمفیبولیتی تشکیل شده‌اند. پوسته آمفیبولیتی خود از ذوب پوسته ضخیم شده مافیک (با حضور پلاژیوکلاز در ناحیه منشأ) در اعماق و فشار پایین تشکیل شده است. مونزوگرنیت‌های توده‌های مورد مطالعه (دگرشکل و غیردگرشکل)

گرانودیوریت‌های توده آلمالو بر اساس مطالعات ایزوتوپی Sr-Nd (مقدار نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ و مقدار ϵNd ، $۰/۷۰۵۴۴$ و $-۱/۷۳$ به ترتیب) (شکل‌های ۸- الف و ب)، الگوی تفریق یافته از LREEها نسبت به HREEها $(LaN/YbN)=۱۴-۱۹/۵۶$ ، آنومالی منفی Nb و Ti (شکل‌های ۶- پ و ت)، میانگین نسبت Nb/Ta=۹/۰۲ و عدد منیزیم $Mg\#=۳۲-۴۰$ و گرانودیوریت‌های میلونیتی توده مغالو بر اساس مطالعات ایزوتوپی Sr-Nd (مقدار نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr=۰/۷۱۷۱۳$ و مقدار $\epsilon Nd=-۱۰/۵۵$) (شکل‌های ۸- الف و ب) و نمودارهای عنکبوتی (آنومالی منفی و مشخص از Nb و Sr، همچنین آنومالی مثبت La و Th) (شکل ۶- الف)، میانگین نسبت Nb/Ta=۱۰/۹۳ و عدد منیزیم $Mg\#=۳۱-۳۳$ ، حاصل ذوب بخشی پروتولیت‌های پوسته قاره‌ای زیرین تا میانی در نتیجه ضخیم‌شدگی و کوتاه‌شدگی ناشی از برخورد قاره- قاره هستند. در گرانودیوریت‌های میلونیتی توده مغالو، انکلاوهای 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 (شکل‌های ۶- الف و ب)، این انکلاوها احتمالاً حاشیه انجماد سریع توده هستند که در نتیجه صعود بخش اصلی ماگما قطعه قطعه و به‌صورت انکلاوهای اتولیتی در توده دیده می‌شوند.

۶-۳. جایگاه نکتونوماگمایی

تعدادی از سنگ‌های پرکامبرین در ایران دارای شباهت‌های سنگ‌شناسی و سنی مشابه با توده گرانیتوئیدی مغالو و ماهانشان هستند که از آن جمله می‌توان به توده‌های میشو (شاه‌زیدی و موید، ۱۳۹۴)، تکاب و تخت سلیمان (Hajaliooghi et al., 2007) و خوی (Azizi et al., 2011) اشاره کرد. تمامی این سنگ‌ها به انتهای پرکامبرین و اوایل کامبرین نسبت داده می‌شوند که با سن به دست آمده برای توده‌های مورد

بخشی پروتولیت‌های پوسته قاره‌ای زیرین تا میانی در نتیجه ضخیم‌شدگی ناشی از برخورد ورقه ایران به عربی تشکیل شده‌اند. رخداد این ماگماتیسم در یک حاشیه فعال قاره‌ای ناشی از همگرایی ایران مرکزی و البرز-آذربایجان با صفحه عربی در اواخر پرکامبرین صورت گرفته است.

دارای سرشت کالک آلکالین و پرآلومین و متعلق به گرانیت‌های نوع I هستند که در محیط برخوردی از ذوب سنگ‌های پوسته‌ای (ذوب خاستگاه با سنگ‌های پلیتی غنی از پلاژیوکلاز) تشکیل شده‌اند. گرانودیوریت‌های مورد مطالعه از نظر ماهیت کالک آلکالین، پرآلومین ضعیف و از نوع I هستند که در نتیجه ذوب

کتابنگاری

- اسماعیلی، د.، ۱۳۷۱- بررسی پترولوژیکی و ژئوشیمیایی توده‌های دوران و مغالو (مناطق زنجان و تکاب)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
 شاه‌زیدی، م. و موید، م.، ۱۳۹۴- ژئوشیمی ایزوتوپ‌های Rb/Sr و Sm/Nd و پتروژنز توده‌های گرانیتوئیدی میشو (شمال‌غرب ایران). مجله پترولوژی، شماره ۲۴، صص. ۸۷ تا ۱۱۴.
 لطفی، م.، ۱۳۸۰- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ماهنشان. سازمان زمین‌شناسی ایران، تهران.
 هنرمند، م.، نباتیان، ق. و افلاکی، م.، ۱۳۹۴- مطالعه گاهشماری U-Pb زیرکن و ژئوشیمی گرانیت و ارتوگنایس منطقه مغالو، غرب زنجان. نوزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و نهمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور.

References

- Azizi, H., Tanaka, S., Asaha, Y. H., Linchang, S. and Zarinkoub, M. H., 2011- Discrimination of the age and tectonic setting for magmatic rocks along the zagros thrust zone, northwest iran, using the zircon U-Pb age and Sr-Nd isotope Journal of Geodynamics. 52: 304-320.
 Atherton, M. P. and Petford, N., 1993- Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. Nature. 362: 144- 146.
 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.
 Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences 18, 210- 265.
 Boynton, W. V., 1984- Cosmochemistry of the rare earth element: Meteorite studies, in: Rare earth element geochemistry. Henderson, P. (Ed), Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam. 63- 114.
 Condie, K. C., 1973- Archean magmatism and crustal thickening. Geological Society of America 84: 2981- 2999.
 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.
 Drummond, M. S. and Defant, M. J., 1990- A model for Trondhjemite- Tonalite- Dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 95: 21503- 21521.
 Falcon, N. L., 1974- Southern Iran: Zagros Mountains. In: Spencer, A.M. (Ed.), Mesozoic-Cenozoic orogenic belts, Data for orogenic studies, vol. 4. Geological Society of London Special Publication, 199- 211.
 Fettes, D. and Desmons, J., 2007- Metamorphic rocks: A classification and glossary of terms. Cambridge University Press, 256 P.
 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 geochemie et ses applications. Paris: CEA, pp. 195- 265.
 Green, T. H., 1995- Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust- mantle system. Chemical Geology, 120: 347- 359.
 Hajalioghli, R., Moazzen, M., Droop, G. T. R. and Oberhaneli, M., 2007- Serpentine polymorphs and P-T evolution of metaperidotites and serpentinites in the Takab area, NW Iran Mineralogical Magazine, April, 71(2): 203-222.
 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.
 Henderson, P., 1984- Rare earth element geochemistry. Elsevier, Oxford, New York.
 Hildreth, W. and Moorbath, S., 1988- Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. Contribution to Mineralogy and Petrology 98: 455- 489.

- Horton, B. K., Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Axen, G. J., Gillis, R. J., Guest, B., Amini, 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*: in press.
- 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.
- Joron, J. L. and Treuil, M., 1977- Utilisation des proprietes des elements fortement hygromagmatophiles pour l'etude de la composition chimique et de heterogeneite du manteaux. *Bulletin de La Societe Geologique France* 19: 1197- 1205
- Kargaranbafghi, F., Neubauer, F., Genser, J., Faghih, A. and Kusky, T., 2012- Mesozoic to Eocene ductile deformation of western Central Iran: From Cimmerian collisional orogeny to Eocene exhumation. *Tectonophysics* 564–565, 83- 100.
- Koepke, J., Berndt, J., Feig, S. T., Holtz, F., 2007- The formation of SiO₂- rich melts within the deep oceanic crystal by hydrous partial melting of gabbros. *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 153:67- 84.
- Martin, H., 1986- Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology*. 14: 753- 756.
- 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- twinned albite from Franciscan metaconglomerate of the Diablo Range, California. *Am. Mineral*. 64: 77- 101.
- Petford, N. and Atherton, M., 1996- Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru. *Journal of Petrology*. 37: 1491- 1521.
- Rapp, R. P., Shimizu, N., Norman, M. D. and Applegate, G. S., 1999- Reaction between slab-derived melts and peridotite in mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chemical Geology*, 160: 335- 356.
- Saki, A., 2010- Proto- Tethyan remnant in northwest Iran; geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks, *Gondwana research*, vol. 17, 704- 714.
- Shand, S. J., 1943- Eruptive rocks, their genesis, composition, classification, and their relations to ore deposits. John Wiley and Sons, Inc., New York. *Rocks. Geologische Rundschau*, 63: 773- 786.
- Smithies, R. H., 2000- The Archaean tonalite- trondhjemitic- granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite. *Earth and Planetary Science Letters*, 182: 115- 125.
- Smithies, R. H., Champion, D.C and Cassidy, K. F., 2003- Formation of Earth's early Archaean continental crust. *Precambrian Research*, 127: 89- 101.
- Stoelin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: areview. *AAPG Bull.*, 25, 1229- 1258.
- 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*, vol. 100. Geological Society of London Special Publication, pp. 89- 109.
- Thompson, A. B., 1982- Magmatism of the Beritish Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology* 18: 50- 107.
- Verdel, C., Wernicke, B. P., Ramezani, J., Hassanzadeh, J., Renne, P. R. and Spell, T. L., 2007- Geology and thermochronology of Tertiary Cordilleran-style metamorphic core complexes in the Saghand region of central Iran. *Geological Society of America Bulletin* 119: 961- 977.
- 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.

Petrography, Geochemistry and Sr-Nd isotopic properties of granitoid bodies, in west of Zanjan (North-West of Iran)

L. Fathiyan^{1*}, F. Aliani², A. A. Baharifar³ and M. H. Zarinkoub⁴

¹Ph.D. Student, Department of Geology, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

²Associate Professor, Department of Geology, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

³Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Payame Noor University, Tehran, Iran

⁴Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand, Iran

Received: 2017 September 30

Accepted: 2018 April 16

Abstract

Granitoid bodies of west of Zanjan with Precambrian age are located in northwest of central Iranian structural zone. Based on field observations and microscopic studies, these bodies contain tonalite, granodiorite and monzogranite. Tonalite are I-type, calc-alkaline, and peraluminous ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 576 ± 13 Ma) which base on isotopic studies ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (i) and ϵNd (i) values equal to 0.710544, -7.01), and geochemistry of major and trace elements, can concluded that they were resulted from melting of amphibolitic crust that generated from thickened mafic crust or under plate basalts (with presence of plagioclase in source area) in low pressures and depth in an active continental margin. Monzogranites are S-type, peraluminous and calc-alkaline, which is plotted in collision zone. These rocks were generated from melting of crustal rocks (melt derived from pelitic rocks with high plagioclase). Granodiorite are I-type, calc-alkaline and weakly peraluminous ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 548 ± 27 Ma). They have value of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (i) more than 0.705, negative value of ϵNd (i), and geochemical data, which is generated from partial melting of lower to middle crust, because of thickening and shortening due to continental- continental collision. With respect of geographical location of granitoid bodies of Mahneshan and age of their units, it seems that these granitoid rocks have formed in an active continental margin during convergence of Central Iran and Alborz-Azarbayjan with Arabian platform during Precambrian.

Keywords: Granodiorite, Tonalite- Trondhjemite, Lower crust, Sr-Nd Isotope, Zanjan

For Persian Version see pages 289 to 302

*Corresponding author: L. Fathiyan; E-mail: fathiyan@gmail.com