

شیمی کانی، ژئوکرونولوژی و ژئوشیمی ایزوتوپی Sr-Nd گرانیت‌های آیراکان

سولماز بلوچی*، محمود صادقیان، حبیب‌الله قاسمی؛

دانشگاه صنعتی شاهرود، دانشکده علوم زمین، شاهرود، ایران

جای مینگو، چیولی لی، ژانگ یانبین؛

آکادمی علوم چین، مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک، پکن، چین

پذیرش ۹۶/۱۲/۰۶

دریافت ۹۶/۰۹/۰۸

چکیده

گرانیت‌های آیراکان به وسعت ۱۲ کیلومتر مربع در شمال‌خاور روستای محمدآباد کوره‌گز از توابع شهرستان خور و بیابانک و در انتهای‌ترین بخش شمال‌خوری نوار دگرگونی-آذرین جندق-عروسان رخنمون دارد. بخش غالب این گرانیت‌ها، از بیوتیت‌گرانیت‌های پورفیروئیدی تشکیل شده است. چندین دایک و آپوفیز گرانیتی آپلیتی لوکوکرات به عنوان فاز ماگمایی متأخر، بیوتیت‌گرانیت‌های پورفیروئیدی را قطع کرده‌اند. هر دو نوع سنگ دگرشکلی شکل‌پذیر (میلونیتی شدن) و شکننده (کاتاکلاستی یا خردشدگی) شدیدی را متحمل شده‌اند. شدت میلونیتی شدن، در بیوتیت‌گرانیت‌های پورفیروئیدی به مراتب بیشتر است. بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی، مقادیر نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ ، $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ و ϵ_{Nd} ، بیوتیت‌گرانیت‌های پورفیروئیدی میلونیتی شده و گرانیت‌های آپلیتی آیراکان، در دسته گرانیتوئیدهای پرآلومین نوع S قرار می‌گیرند. به ترتیب مقادیر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (۰/۷۱۲۷۱۴ و ۰/۷۱۲۴۹۰)، $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ (۵۱۱۵۲۲۷ و ۵۱۱۵۸۱) و ϵ_{Nd} منفی (۸/۱۹- و ۷/۱۳-) برای بیوتیت‌گرانیت‌های پورفیروئیدی و گرانیت‌های آپلیتی، نشان‌دهنده سرچشمه گرفتن آن‌ها از ذوب پوسته قاره‌ای متاپلیتی است. بر اساس سن‌سنجی U-Pb روی زیرکن، بیوتیت‌گرانیت‌های پورفیروئیدی و گرانیت‌های آپلیتی آیراکان، به ترتیب دارای سن‌های 545 ± 11 و 537 ± 3 میلیون سال پیش هستند. این مقادیر، نتیجه سن‌سنجی U-Pb قبلی (۵۴۹±۱۵ میلیون سال پیش) را نیز تأیید می‌کند. بنابراین گرانیت‌های آیراکان یقیناً، بخشی از سرزمین‌های پی‌سنگی و گندوانایی ایران به سن اواخر نئوپروتروزوئیک-اوایل کامبرین هستند.

واژه‌های کلیدی: گرانیت، آپلیت، میلونیتی شدن، نئوپروتروزوئیک، گندوانا، جندق، عروسان، خور و بیابانک، آیراکان.

مقدمه

سرزمین‌های دگرگونی-آذرین نئوپروتروزوئیک پایانی-کامبرین‌زیرین حدفاصل جندق تا آیراکان واقع در شمال شهرستان خور و بیابانک و مشهور به نوار دگرگونی جندق-عروسان (شکل ۱)، به‌عنوان بخشی از سرزمین‌های پی‌سنگی ایران مرکزی، دارای طیف سنگ‌شناختی بسیار متنوعی هستند که عبارت است از: متاپلیت‌ها (فیلیت، میکاشیست و گارنت میکاشیست، گارنت-استارولیت شیست، گارنت-کیانیت شیست، گنیس و گارنت گنیس)، متاکربنات‌ها (مرمرهای

کلسیتی-دلومیتی)، متابازیت‌ها (شیست‌های سبز، آمفیبولیت‌ها و گارنت آمفیبولیت‌ها)، مجموعه افیولیتی دگرگون شده (دونیت‌ها، هارزبورژیت‌ها، سرپانتینیت‌ها و بازالت‌های دگرگون شده)، متاپسامیت‌ها (متاسندستون و متاگربوک) و هم‌چنین چند توده کوچک گرانیتهی به‌شدت میلونیتی‌شده. بیوتیت گرانیتهای پورفیروئیدی و گرانیتهای آپلیتی میلونیتی شده آیراکان که در انتهایترین بخش شمال‌خاوری نوار جندق-عروسان رخنمون دارند.

پژوهش‌های باباخانی و همکاران [۱] و محافظ و همکاران [۲]، میبین آن است که گرانیتهای آیراکان، گرانیتهای گنیس‌هایی به سن پروتروزوئیک پسین هستند. بهارزاده [۳] و بهارزاده و همکاران [۴] گرانیتهای آیراکان را گرانیتهای میلونیتی شده معرفی کرده‌اند. بر اساس سن‌سنجی به‌روش Rb-Sr که توسط پروژه تکنواکسپورت [۵] انجام شده، سن گرانیتهای آیراکان 168 ± 8 میلیون سال معادل با ژوراسیک میانی گزارش شده است. باقری و اشتامغلی [۶] گرانیتهای آیرکان را گرانیتهای گنیس دانه‌درشت، پرآومین تا گرانیتهای میلونیتی شده و آپلیت معرفی کرده‌اند. لازم به‌ذکر است، باقری و اشتامغلی [۶] بر اساس سن‌سنجی به‌روش U-Pb روی زیرکن‌های نمونه‌ای از گرانیتهای آیراکان، سن 549 ± 15 میلیون سال معادل با نئوپروتروزوئیک پایانی را برای این گرانیتهای گزارش کرده‌اند.

به‌دلیل این‌که دامنه‌های کم ارتفاع رخنمون گرانیتهای آیراکان را مارن‌های میوسن و در بخش کوچکی کنگلومرهای سرشار از قلوتهای گرانیتهی (شکل ۲) به‌طور تقریباً کامل پوشانده است، ارتباط صحرایی این گرانیتهای با سایر سنگ‌های وابسته به مجموعه دگرگونی-آذرین جندق در منطقه آیراکان عملاً مشخص نیست. از سوی دیگر، برخی از روش‌هایی که برای تعیین سن این گرانیتهای به‌شدت میلونیتی شده، به‌کار گرفته شده است (نظیر روش سن‌سنجی Rb-Sr و K-Ar [۵]) روش‌های مناسب و کارآمدی نیستند، اگرچه ممکن است در زمان انجام این تعیین سن‌ها، روش‌های ذکر شده، منطقی‌ترین و به‌صرفه‌ترین روش تعیین سن به‌حساب می‌آمد و در حد خود، نوعی نوآوری محسوب می‌شد. در نتیجه در مورد سن و جای‌گاه تکتونوماگمایی گرانیتهای آیراکان، اختلاف نظرهایی وجود داشت و انجام تحقیقی مبتنی بر روش‌های مطالعاتی نوین و دقیق برای برطرف شدن ابهام‌ها و روشن شدن برخی حقایق ضروری به‌نظر می‌رسید. بنابراین در راستای بررسی مجموعه دگرگونی-آذرین جندق که بخشی از رساله دکتراي نگارنده اول این مقاله است، سعی شد از سنگ‌های مربوط به هر یک از فازهای ماگمایی سازنده گرانیتهای آیراکان، نماینده یا نمونه سنگی مستقلی برای تعیین سن انتخاب شود. نمونه‌های سنگی منتخب با روش U-Pb روی زیرکن، که نسبت به سایر روش‌های تعیین سن مرسوم کنونی برای گرانیتهای مناسب‌تر است و حوادث بعدی نظیر میلونیتی‌شدن و دگرسانی بر نتایج آن تأثیرات کم‌تری برجای می‌گذارند، مورد تعیین سن قرار گرفته‌اند. علاوه بر نتایج سن‌سنجی‌های جدید، از ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی هر دو نوع گرانیتهای آیراکان و در مواردی نتایج تجزیه شیمیایی جدید چند مورد از سایر گرانیتهای مشابه قطع‌کننده مجموعه دگرگونی-آذرین جندق-عروسان، برای درک بهتر وقایع، استفاده شده است.

روش پژوهش

پس از مرور پژوهش‌های پیشین (شامل نقشه‌ها، گزارش‌ها، پایان‌نامه‌ها و مقالات)، انجام بازدیدهای دقیق صحرایی و برداشت‌های نمونه‌های سنگی مناسب، مقاطع نازک و نازک-صیقلی تهیه شده از گرانیتهای آیراکان در آزمایشگاه اپتیک دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود بررسی شد. سپس نمونه‌های دارای کم‌ترین دگرسانی برای تجزیه

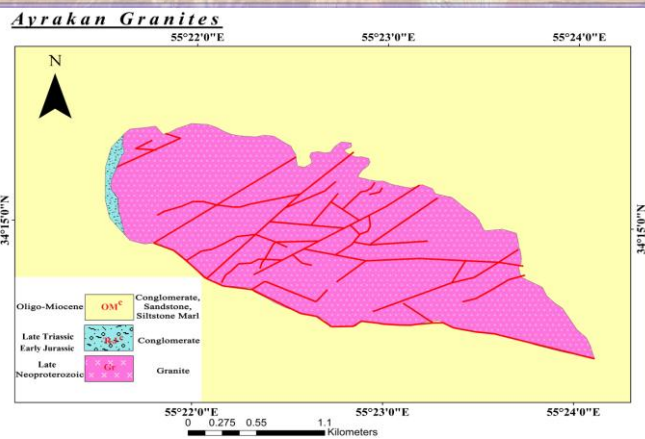
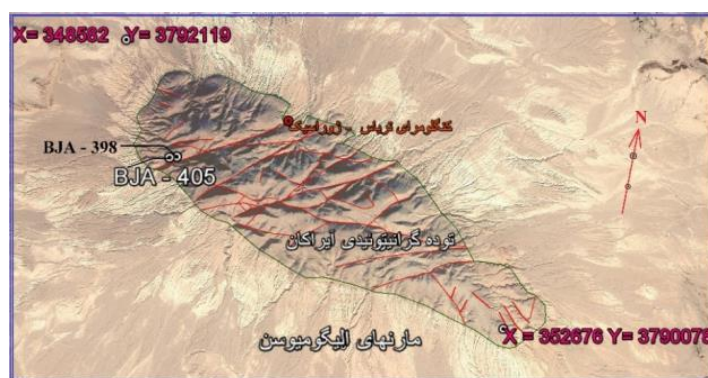
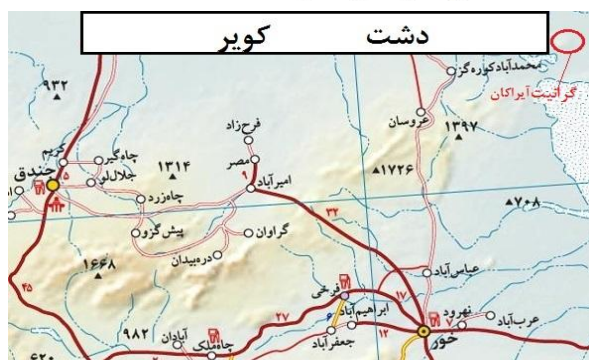
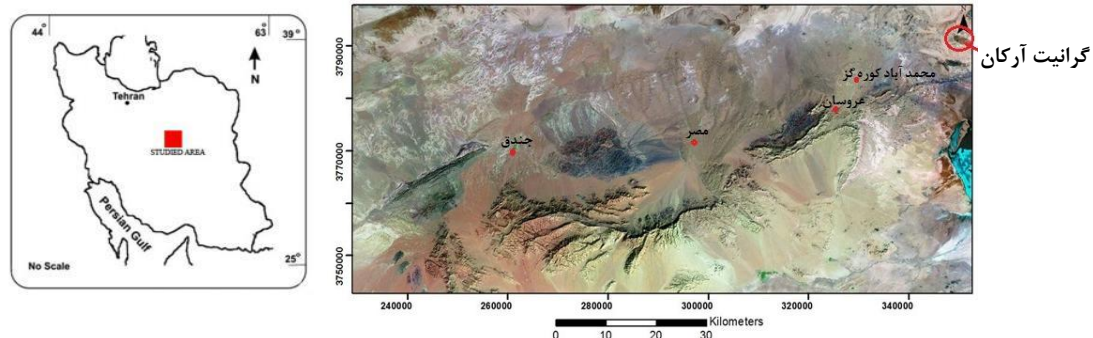
ژئوشیمیایی سنگ کل، تعیین شیمی کانی‌ها به روش مایکروپروب، تعیین ویژگی‌های ایزوتوپی و سن‌سنجی به روش U-Pb انتخاب شدند. مقادیر عناصر اصلی به روش XRF و عناصر کمیاب به روش ICP-MS تعیین شد. نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd به روش TIMS اندازه‌گیری شد. سن‌سنجی U-Pb روی زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌ها به روش SIMS انجام شد. همه این آزمایش‌ها، در مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین در شهرهای پکن و شیان انجام شده‌اند. در نهایت، براساس برداشت‌های صحرایی و نتایج بررسی‌های آزمایشگاهی به‌ویژه سن‌های جدید، نقشه زمین‌شناسی منطقه اصلاح و تهیه و ترسیم شد (شکل ۱).

زمین‌شناسی منطقه

گرانیت‌های آیراکان با وسعت تقریبی ۱۲ کیلومتر مربع، در منتهی‌الیه شمال‌خاوری استان اصفهان (شمال‌خاور شهرستان خور و بیابانک)، و به‌عبارت دقیق‌تر در ۳۰ کیلومتری شمال‌خاوری روستای مخروبه محمداًباد کوره گز در بین طول‌های جغرافیایی ۱۹° ۵۵' تا ۲۷° ۵۵' خاوری و عرض‌های جغرافیایی ۱۳° ۳۴' تا ۱۶° ۳۴' شمالی، در سرزمین بسیار دور افتاده‌ای رخنمون دارد (شکل‌های ۱ و ۲). مارن‌های الیگومیوسن تا کیلومترها، سرزمین‌های اطراف را پوشانده‌اند و تنها راه دسترسی به این گرانیت‌ها از میان شوره‌زارها و سرزمین‌های باتلاقی با بستری از مارن‌های الیگومیوسن گذر می‌کند که در برخی از فصل‌های سال به‌ویژه زمستان دسترسی به این گرانیت را گاه غیرممکن می‌سازد. این گرانیت با راستای کلی شمال‌باختری-جنوب‌خاوری رخنمون کم ارتفاعی را به‌خود اختصاص می‌دهد که اختلاف ارتفاع آن از زمین‌های اطراف، حداکثر به ۲۰۰ متر می‌رسد. دامنه‌های کم ارتفاع این رخنمون، تقریباً به‌طور کامل به‌وسیله مارن‌های الیگومیوسن پوشیده شده‌اند. تنها در برخی دره‌های عمیق که مارن‌های الیگومیوسن بریده شده‌اند یا به‌عبارتی فرسایش‌پیدا کرده‌اند، مشخص (نمایان) می‌شود که کنگلومراهای سرشار از قلوه‌های گرانیتی نیز گرانیت‌های آیراکان را پوشانده‌اند (شکل ۲). بنابراین در پیرامون گرانیت‌های آیراکان، پیدا کردن رابطه عینی گرانیت‌های آیراکان و مجموعه دگرگونی-آذرین جندق عملاً امکان‌پذیر نیست و برای یافتن رابطه صحرایی این گرانیت‌ها و مجموعه نامبرده، باید از رخنمون‌های گرانیتی با تاریخچه زمین‌شناسی مشابه در سرزمین‌های هم‌جوار کمک گرفت.

مجموعه دگرگونی-آذرین جندق را توده‌های گرانیتی متعددی قطع کرده است که با گرانیت‌های آیراکان دارای ویژگی‌های سنگ‌شناسی مشابه بسیار زیادی هستند و ما را در فهم روابط صحرایی بین آن‌ها و سنگ‌های میزبان‌شان و هم‌چنین مجموعه دگرگونی-آذرین جندق عروسان یاری می‌کنند. نمونه‌های بارز این توده‌های گرانیتی عبارتند از: ۱. شمال‌خاور چاه زرد، ۲. جنوب‌باختر اوسائن، ۳. خاور کلاته قنبر، ۴. شمال ابراهیم زهرا، ۵. شمال معدن تالک چاه زرد. در پیرامون چاه حسین‌آقا و خاور کلاته قنبر شواهد بارزی از میگماتیت‌زایی به‌وضوح دیده می‌شود که گرانیت‌هایی با حجم‌های بسیار کم در مقیاس چند دسی‌متر تا حداکثر چند ده‌متر تشکیل داده است.

از بین پنج توده گرانیتی مذکور، گرانیت‌های جنوب‌باختر اوسائن و شمال‌خاور چاه‌زرد (۷۵ تا ۸۰ کیلومتری باختر گرانیت آیراکان) بیش‌ترین تشابه را با گرانیت‌های آیراکان نشان می‌دهند. بررسی دقیق گرانیت‌های جنوب‌باختر اوسائن و روابط صحرایی آن با سنگ‌های میزبان‌ش، بخش اعظم ابهامات مربوط به رابطه توده گرانیتی آیراکان و مجموعه دگرگونی-آذرین جندق را برطرف کرد. از این‌رو، به‌شرح بسیار مختصری از توده گرانیتی اوسائن بسنده می‌کنیم.



شکل ۱. موقعیت گرانیت های آراکان در سرزمین ایران و در تصویر ماهواره ای نشان دهنده گستره مجموعه دگرگونی - آذربین جندق - عروسان به همراه نقشه راه های دسترسی به منطقه و نقشه زمین شناسی گرانیت های آراکان کنگلومرای اواخر تریاس - اوایل ژوراسیک و مارن های الیگومیوسن، بیوتیت گرانیت های میلوئیتی شده (نمونه ۴۰۵) و گرانیت های آپلیتی آراکان (نمونه ۳۹۸) را پوشانده اند

گرانیت اوسائن، از بیوتیت‌گرانیت‌های دانه‌درشت (تا پورفیروئیدی) می‌لونیته شده و گرانیت آپلیتی لوکوکرات کم‌تر دگرشکل یافته، تشکیل شده است (شکل ۳ الف). این گرانیت در درون طیف وسیع و جالبی از سنگ‌های دگرگونی متشکل از گارنت میکاشیست، آمفیبولیت، گارنت آمفیبولیت و مرمهای دلومیتی و کلسیتی، تزریق شده است. این گرانیت و سنگ‌های میزبان آن، دگرشکلی شکل‌پذیر شدیدی را متحمل شده‌اند و ویژگی‌های منحصر به فردی را به نمایش گذاشته‌اند. دگرشکلی تحمیل شده بر گرانیت‌های جنوب‌باختر اوسائن به قدری شدید است که دایک‌های آپلیتی لوکوکرات همراه آن نیز به شدت چین خورده‌اند و مناظر زیبایی را به نمایش گذاشته‌اند (شکل ۳ ب). در بیوتیت-گرانیت‌های دانه‌درشت می‌لونیته شده، نیز چین‌خوردگی بزرگ‌مقیاس تا ریزمقیاس، می‌لونیته شدن و ایجاد پورفیروکلاست‌های ارتوکلاز، ساب‌گرین شدن دانه‌های کوارتز و فلدسپار و ایجاد سطوح برشی S، C و C' به وضوح در مقیاس صحرایی و میکروسکوپی قابل مشاهده است (شکل ۳ پ تا ج و شکل ۵ ث تا ح). پرداختن بیش‌تر به ویژگی‌های سنگ‌شناسی سایر گرانیت‌های مشابه آیراکان از حوصله و مجال این مقاله خارج است.

بیوتیت گرانیت درشت‌دانه تا پورفیروئیدی و گرانیت‌های آپلیتی، می‌لونیته شده آیراکان، شواهد بارزی از دگرریختی شکل‌پذیر (نظیر ساخت چشمی متشکل از پورفیروکلاست‌های ارتوکلاز، اشکال سیگما، دلتا و نظایر آن) و دگرریختی شکننده (خردشدگی کانی‌ها در دماهای پایین) نشان می‌دهند (شکل ۲ پ، ت و ث).

آپلیت‌ها فاز ماگمایی تأخیری محسوب می‌شوند که به صورت دایک و آپوفیز بیوتیت گرانیت‌های دانه‌درشت تا پورفیروئیدی می‌لونیته شده را قطع کرده‌اند (شکل ۲ ب و ث). گرانیت‌های آپلیتی می‌لونیته شدن درجه ضعیف‌تری را متحمل شده‌اند. بیوتیت، ارتوکلاز، میکروکلین، کوارتز و به مقدار کم‌تر پلاژیوکلاز سازندگان اصلی گرانیت آیراکان هستند. تعدادی آنکلاوهای میکاشیستی غنی از میکا (سورمیکاسه) در برخی نقاط در درون بیوتیت‌گرانیت‌های پورفیروئیدی می‌لونیته شده یافت می‌شوند ولی فراوانی زیادی ندارند. گسل‌های متعددی گرانیت‌های پورفیروئیدی می‌لونیته شده و گرانیت آپلیتی آیراکان را قطع کرده‌اند (شکل ۱) و دگرشکلی شکننده نسبتاً شدیدی را بر سنگ‌های سازنده این گرانیت‌ی تحمیل کرده‌اند. شبکه‌گسلی متراکم قطع کننده این گرانیت‌ی مؤید این امر است (شکل ۱).

توجه به این نکته ضروری است که در نگاه اول به نظر می‌رسد گرانیت‌های آیراکان را فقط مارن‌های رنگارنگ الیگومیوسن احاطه یا پوشانده‌اند. ولی بررسی‌های دقیق‌تر نشان می‌دهد که در بخش شمالی، رخنمون اصلی گرانیت‌ها و گرانیت‌های پورفیروئیدی می‌لونیته شده به وسیله افق کنگلومرای سرشار از قطعات گرانیتی پورفیروئیدی می‌لونیته شده و گرانیتی سرچشمه گرفته از خود گرانیت آیراکان، پوشیده شده‌اند (شکل ۲ چ و ح).

این کنگلومراها اغلب در بخش قاعده‌ای توالی رسوبی-تخریبی تریاس پایانی-ژوراسیک زیرین و گاه به صورت میان‌لایه در بین توالی ذکر شده یافت می‌شوند و روی مجموعه‌های پی‌سنگی نئوپروتروزوئیک پایانی ایران مرکزی قرار گرفته است. برخی از این مجموعه‌ها عبارتند از: مجموعه دگرگونی نی‌باز (جنوب‌باختر ساغند) [۷]، مجموعه گرانیتی-گنیسی بند هزار چاه (جنوب‌باختر بیارجمند) [۸]، و [۹]، توده‌های گرانیتی میامی (جنوب‌میامی) [۱۰]، [۱۱]، مجموعه دگرگونی دلبر (جنوب و باختر پاسگاه محیط بانی دلبر-خارتوران) [۱۲]، [۱۳]، مجموعه دگرگونی دوچاه (جنوب دوچاه)، مجموعه دگرگونی ماجراد (شمال‌باختر ماجراد) [۱۲]، مجموعه دگرگونی-آذرین جندق (خاور جندق تا عروسان و آیراکان). در مناطق دارای سرگذشت زمین‌شناسی مشابه، جایگاه چینه‌شناختی این کنگلومراها (یعنی اواخر تریاس تا ژوراسیک زیرین) برای آن‌ها کاملاً شناخته شده و محرز است [۱۴].



ب



الف



ت



پ



ج



ث



ح



چ

شکل ۲. الف) دورنمای گرانیت آیراکان نگاه به سوی شمال خاور، ب) نمایی از گرانیت‌های آپلیتی آیراکان پ) نمای نزدیکی از بیوتیت گرانیت دانه درشت تا پورفیری به شدت میلونیتی شده، ت) پورفیروئید یا مگاکریست ارتوکلازهای درشت در بیوتیت گرانیت دانه درشت تا پورفیری به شدت میلونیتی شده، ث) نمای نزدیکی از بیوتیت گرانیت‌های پورفیروئیدی آیراکان که توسط دایک‌های گرانیتی آپلیتی کرم تا صورتی رنگ قطع شده است، ج) همبری بین گرانیت آیراکان و مارن‌های الیگومیوسن (پوشاننده آن) (نگاه به سوی شمال)، چ) درونمایی از کنگلومرای اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک در قاعده مارن‌های الیگومیوسن (نگاه به سوی شمال باختری) و ح) نمای نزدیکی از قله‌های گرانیتی سرچشمه گرفته از توده گرانیتی آیراکان در شمال باختری گرانیت آیراکان



ب



الف



ت



پ



ث



ج

شکل ۳. الف) نمای نزدیکی از بیوتیت گرانیت‌های دانه درشت جنوب‌باختر اوسائن که گرانیت‌های آپلیتی لوکوکرات غالباً به موازات برگوارگی آن‌ها نفوذ کرده و در درون آن‌ها جای گرفته‌اند، ب) چین خوردگی بیوتیت گرانیت‌های دانه درشت جنوب‌باختر اوسائن و گرانیت‌های آپلیتی لوکوکرات همراه آن‌ها، پ) ریزچین‌های بسیار زیبا در بیوتیت گرانیت‌های دانه درشت میلونیتی شده جنوب‌باختر اوسائن، ت) نمای بسیار نزدیکی از پورفیروکلاست‌های ارتوکلاز دارای ساخت چشمی در گرانیت‌های دانه درشت میلونیتی شده جنوب‌باختر اوسائن، ث) تصویری از جای‌گیری حین دگرشکلی بیوتیت گرانیت‌های دانه درشت در درون سنگ‌های گارنت میکاشیستی میزبان به سن پروتروزوئیک پسین، همراه با چین‌های بی‌ریشه یا تیگماتیک بسیار زیبا در باریکه‌های نواری گرانیتی دانه‌درشت و ج) تصویری از به دام افتادن سنگ‌های میکاشیستی در بین نوارهایی از بیوتیت گرانیت‌های دانه درشت در جنوب‌باختر اوسائن

سنگ‌نگاری

بیوتیت گرانیت‌های دانه‌درشت تا پورفیروئیدی میلونیتی شده، دارای ساخت و بافت عمدتاً کاتاکلاستی و میلونیتی هستند. کانی‌های اصلی گرانیت‌های پورفیروئیدی میلونیتی شده شامل کوارتز، ارتوکلاز، میکروکلین، پلاژیوکلاز، بیوتیت

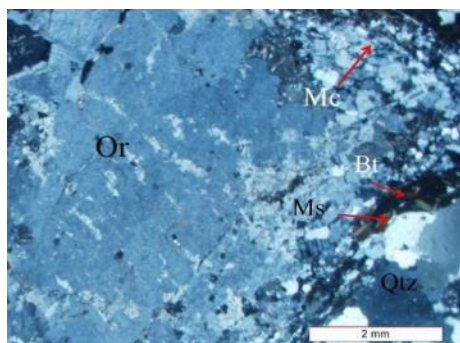
و مقداری مسکوویت هستند. ارتوکلاز، فراوان ترین پورفیروئید و پورفیروکلاست موجود در این سنگها است (شکل ۴). وجود پورفیروکلاستهای بزرگ آلكالی فلدسپار و دگرریختی آنها به ظهور ساخت و بافت چشمی در گرانیتهای پورفیروئیدی میلوئیتی شده منجر شده است (شکل ۲). سنگهای میلوئیتی، نمایانگر محصولات دگرریختی اساساً شکل پذیر هستند. بخش عمده مسکوویت حاصل تبدیل بیوتیت به مسکوویت و یا ارتوکلاز به مسکوویت طی فرایند میلوئیتی شدن هستند و جزء کانیهای اصلی سنگ به حساب نمی آیند.

در مقاطع نازک ارتوکلاز به صورت چشمی، دانه درشت و غالباً پرتیتی قابل مشاهده است و برخی از دانههای ارتوکلاز به دلیل تحمل تنشهای تکتونیکی به میکروکلین تحول یافته اند (شکل ۴). تبدیل ارتوکلاز به میکروکلین، با تغییر سیستم بلوری با درجه تقارن بیشتر، به سیستم بلوری با درجه تقارن کم تر (تبدیل سیستم منوکلینیک ارتوکلاز به سیستم تری کلینیک میکروکلین) همراه است که از جمله شواهد برجسته میلوئیت زایی در گرانیتهای پورفیروئیدی میلوئیتی شده به حساب می آید [۱۵]، [۱۶].

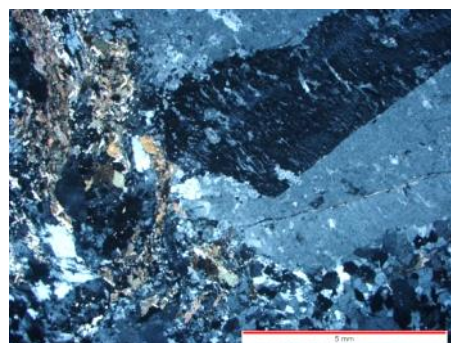
از دیگر شواهد میلوئیت زایی، ریزدانه شدن، شکل های ماهی گون در میکاها و فلدسپارها و اشکال سیگمایی و دلتایی در بلورهای شکننده سخت نظیر فلدسپارها است [۱۵]، [۱۷]. زیرکن، کانی فرعی بارز این سنگها محسوب می شود. کلریت محصول دگرسانی بیوتیت و کانی ثانویه است. لازم به یادآوری است که میلوئیتها معمولاً در پهنه های وابسته به گسلها، راندگیها یا زونهای برشی و در محیطهای نسبتاً دما بالا تشکیل می شوند [۱۵]، [۱۸].

نمونه های سنگی متعلق به دایکها و آپوفیزهای آپلیتی گرانیتهای دانه ریز هستند و بافت ریزدانه نیمه شکل دار نشان می دهند. کانیهای اصلی آنها شامل کوارتز، ارتوکلاز، میکروکلین، پلاژیوکلاز و به مقدار کم بیوتیت است (شکل ۴). برخی از دانههای ارتوکلاز به دلیل تحمل تنشهای تکتونیکی زیاد به میکروکلین تحول یافته اند. مسکوویت به عنوان محصول تغییر و تحولات همراه با میلوئیت تشکیل شده است.

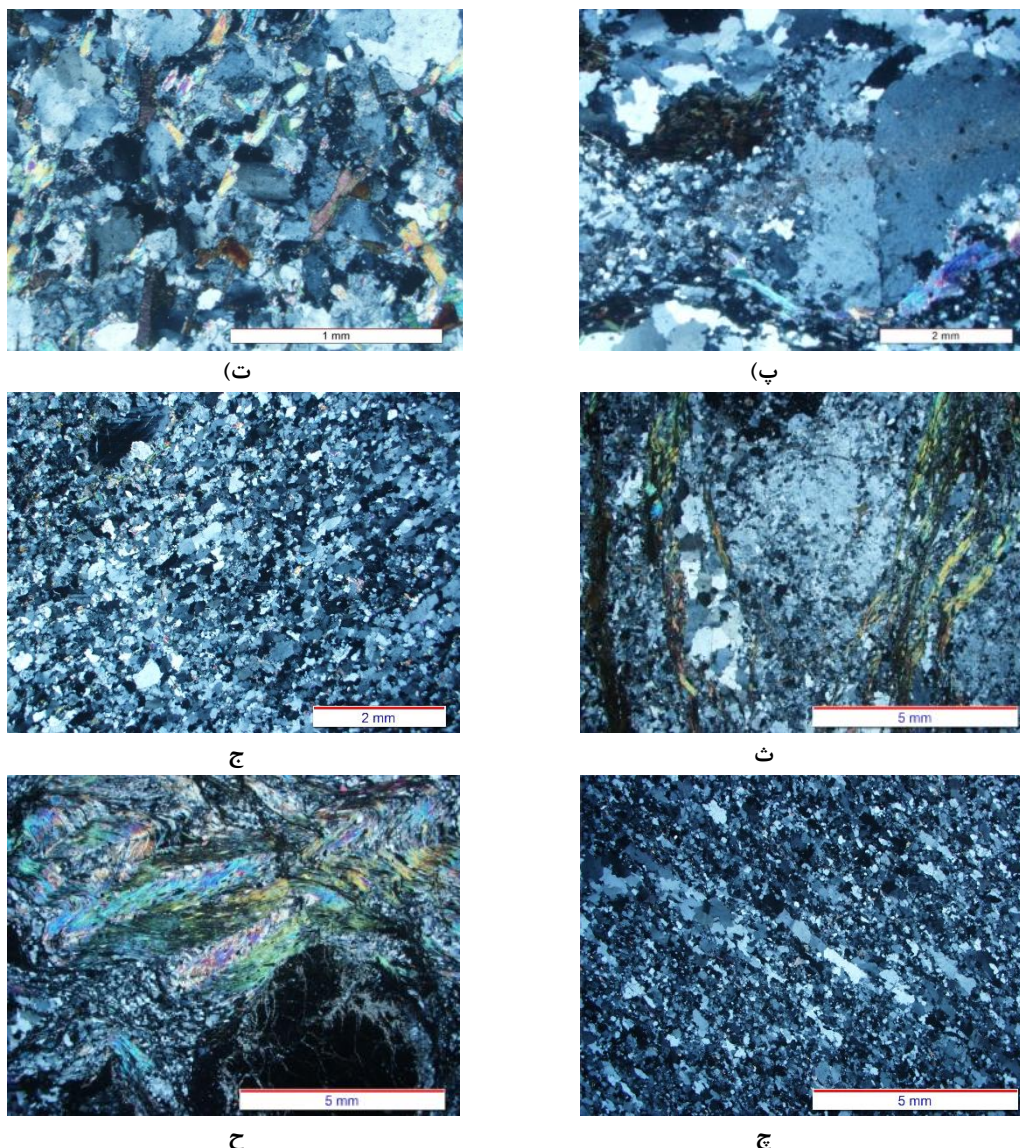
در شکل ۴ تا ح برخی از ویژگیهای میکروسکپی بارز گرانیتهای جنوب باختر اوسائن و گارنت میکاشیستهای میزبان آن به طور بسیار خلاصه نشان داده شده اند. به دانه ریز شدن کوارتز و ارتوکلاز، ردیف شدگی بیوتیتها و آرایش مورب دانهها در بیوتیت گرانیتهای دانه درشت میلوئیتی شده و گرانیتهای آپلیتی لوکوکرات میلوئیتی شده، توجه شود. مقادیر کمی بیوتیت و مسکوویت آپلیتهای لوکوکرات یافت می شود. در گرانیتهای آلكالی فلدسپارها از نوع ارتوکلاز و میکروکلین هستند. گارنت میکاشیستهای چین خورده و میلوئیتی شده میزبان گرانیتهای جنوب باختر اوسائن در مقیاس میکروسکپی نیز چین خوردگی زیبایی نشان می دهند. برخی از بیوتیتها در طی فرایند میلوئیتی شدن به مسکوویت تبدیل شده اند.



(ب)



(الف)



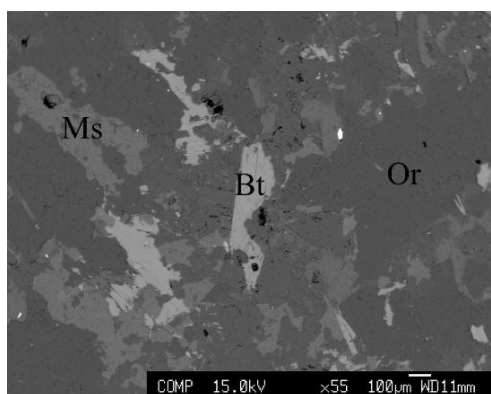
شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی نشان‌دهنده برخی از ویژگی‌های بارز گرانیت‌های آیراکان (الف تا ت) و اوسائن و سنگ‌های گارنت میکاشیستی میزبان گرانیت اوسائن (ث تا ح) (همه این سنگ‌ها میلونیتی شده‌اند). الف) بیوتیت-گرانیت دانه‌درشت میلونیتی شده، به وجود مگاگریت‌های ارتوکلاز با ماکل کارلسباد و بافت پرتیتی زیبای آن در سمت راست تصویر توجه کنید. هم‌چنین به دانه‌ریز شدن کوارتزها و ارتوکلازها، خاموشی موجی و پیچ و تاب خوردن بیوتیت‌ها توجه شود. ب و پ) پورفیروکلاست‌های ارتوکلاز پرتیتی که به‌طور بخشی یا موضعی به میکروکلین تحول پیدا کرده‌اند، همراه با بیوتیت‌هایی که به مسکوویت و کلریت تبدیل شده‌اند؛ به اشکال ماهی‌گون بیوتیت و ارتوکلاز و ریزدانه‌شدن کانی‌ها توجه کنید، ت) بافت میکروگرانولار در گرانیت‌های آپلیتی حاوی مقادیر کمی بیوتیت و مسکوویت، ت) بافت میکروگرانولار در گرانیت‌های آپلیتی که در آن‌ها بیوتیت‌های دانه ریز نیز دیده می‌شوند. ث) بیوتیت‌گرانیت دانه درشت میلونیتی شده جنوب باختر اوسائن. به دانه‌ریز شدن کوارتزها و ارتوکلازها، ردیف‌شدگی بیوتیت‌ها توجه نمایید؛ ج) گرانیت‌های آپلیتی لوکوکرات میلونیتی شده حاوی مقادیر کمی بیوتیت و مسکوویت. آلکالی فلدسپارها از نوع میکروکلین و ارتوکلاز هستند. چ) گرانیت‌های آپلیتی لوکوکرات میلونیتی شده. به آرایش مورب دانه‌های کوارتز و فلدسپارها توجه کنید. ح) گارنت میکاشیست چین‌خورده و میلونیتی شده میزبان گرانیت جنوب باختر اوسائن. به چین‌خوردگی زیبای بیوتیت‌ها توجه شود. برخی از بیوتیت‌ها در طی فرایند میلونیتی شدن به مسکوویت تبدیل شده‌اند. گارنت به صورت یک لکه سیاه نسبتاً بزرگ در پایین سمت راست تصویر دیده می‌شود. همه تصاویر در نور پلاریزه متقاطع تهیه شده است

شیمی کانی

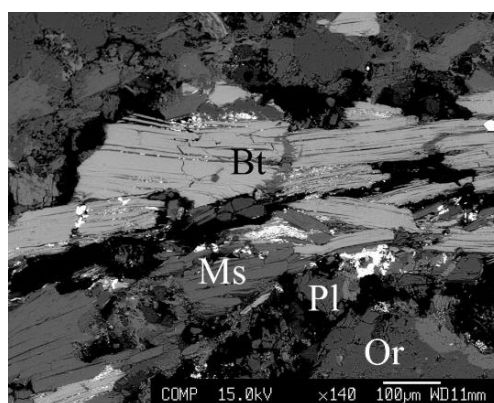
بر اساس داده‌های تجزیه نقطه‌ای (جدول ۱) و با توجه به نمودارهای [۱۹]، پلاژیوکلازهای موجود در بیوتیت-گرانیت‌های پورفیروئیدی میلوئیتی شده از نوع الیگوکلاز و پلاژیوکلازهای موجود در گرانیت‌های آپلیتی از نوع آلبیت تا الیگوکلاز هستند. آلکالی فلدسپارها همگی در نزدیکی قطب ارتوکلاز قرار می‌گیرند، اگرچه با توجه مشاهدات میکروسکپی حضور میکروکلین نیز در آن‌ها مسلم است. بیوتیت‌های موجود در گرانیت‌های پورفیروئیدی میلوئیتی شده و گرانیت‌های آپلیتی در محدوده بیوتیت با ترکیب بین آنیت و سیدروفیلیت قرار می‌گیرند. بیوتیت‌های گرانیت‌های آپلیتی نسبت به بیوتیت‌های موجود در گرانیت‌های پورفیروئیدی میلوئیتی شده دارای نسبت $Fe/(Fe+Mg)$ کمی بیشتر هستند (شکل ۵).

جدول ۱. نتایج میانگین تجزیه نقطه‌ای (EPMA) برخی از کانی‌های بیوتیت گرانیت‌های پورفیروئیدی میلوئیتی شده (نمونه ۴۰۵) و گرانیت‌های آپلیتی (نمونه ۳۹۸) مجموعه آبراکان

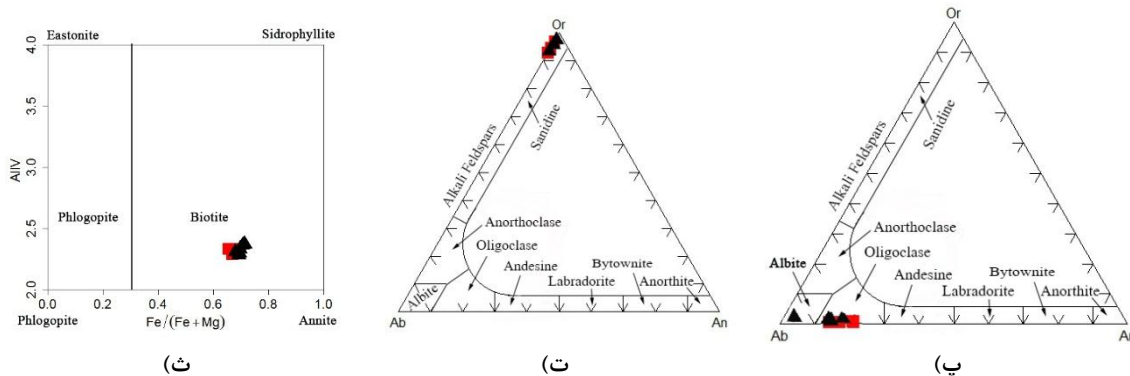
	بیوتیت		پلاژیوکلاز		ارتوکلاز (میکروکلین)	
	۴۰۵	۳۹۸	۴۰۵	۳۹۸	۴۰۵	۳۹۸
SiO ₂	۳۶/۵	۳۶/۸۳	۶۳/۴۷	۶۵/۳۸	۶۳/۴۷	۶۴/۹۳
Al ₂ O ₃	۱۶/۱۹	۱۶/۳۱	۲۲/۸۳	۲۱/۰۴	۱۷/۳۵	۱۷/۹۷
FeO	۲۲/۲۷	۲۳/۶۳	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۱
MgO	۶/۵۹	۶/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۱	۰	۰
CaO	۰	۰/۰۵	۳/۸۱	۲/۴۹	۰/۰۳	۰/۰۴
Na ₂ O	۰/۱۱	۰/۰۷	۹/۳۶	۹/۸۸	۰/۵۸	۰/۴۹
K ₂ O	۹/۴۸	۹/۲۷	۰/۰۸	۰/۲۵	۱۵/۶۳	۱۵/۲۹
TiO ₂	۳	۳/۳۷	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
MnO	۰/۲۲	۰/۲۵	۰/۰۱	۰	۰/۰۱	۰/۰۱
Cr ₂ O ₃	۰/۰۷	۰/۰۱	۰	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۲
Total	۹۴/۴۲	۹۵/۸۵	۹۹/۶	۹۹/۱۲	۹۷/۱۱	۹۸/۷۷



ب



الف

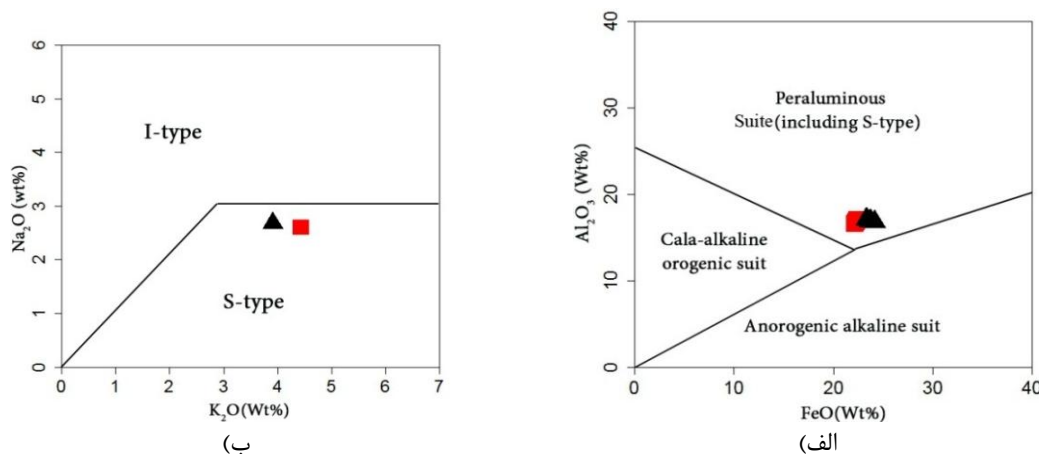


شکل ۵. الف و ب) تصاویر پس پراکنشی (Backscattered) الکترونی برخی از کانی‌های منتخب تجزیه شده به روش EPMA؛ پ تا ث) نمودارهای رده‌بندی پلاژیوکلازها و فلدسپارهای آلکان [۱۹] و بیوتیت‌ها [۲۰]. علامت مربع: بیوتیت گرانیت‌های دانه‌درشت تا پورفیروئیدی میلونیتی شده، علامت مثلث گرانیت آپلیتی

بحث

۱. ماهیت ژئوشیمیایی گرانیت‌های آبراکان

بر اساس نمودارهای شکل ۶ از ماراکوشیو و همکاران [۲۰]، عبدالرحمن [۲۱] و چپل و همکاران [۲۲] بیوتیت‌های موجود در بیوتیت‌گرانیت‌های دانه‌درشت تا پورفیروئیدی میلونیتی‌شده و گرانیت‌های آپلیتی آبراکان در قلمرو بیوتیت‌های گرانیت‌های نوع S قرار می‌گیرند (جدول ۲، شکل ۶). نتایج حاصل از تجزیه ژئوشیمیایی [۴] نیز این امر را تأیید می‌کنند. گرانیت‌های نوع S دارای نسبت $A/CNK > 1/1$ (پرآلمین شدید)، مقدار زیاد SiO_2 و مقدار $Na_2O < 2/2$ هستند [۲۳]، [۲۴]. این نوع گرانیت‌ها از ذوب‌بخشی سنگ‌های رسوبی پلیتی دگرگون‌شده و معمولاً در محیط‌های هم‌زمان و پس از برخورد حاصل می‌شوند [۲۱]، [۲۲]. در نوارهای کوهزادی برخوردی معمولاً سنگ‌های پوسته‌ای تحت شرایط دگرگونی درجه بالا قرار می‌گیرند و در نتیجه دچار ذوب‌بخشی و آناتکسی می‌شوند که به تشکیل گرانیت‌ها یا میگماتیت‌ها منجر می‌شود [۲۵]. نمودارهای ژئوشیمیایی ارائه شده در شکل ۶ نیز نتیجه‌گیری‌ها مذکور را تأیید می‌کند.



شکل ۶. الف) نمودار Al_2O_3 در مقابل Fe_2O_3 [۲۱] برای بیوتیت‌های موجود در بیوتیت‌گرانیت‌های دانه‌درشت تا پورفیروئیدی میلونیتی‌شده و گرانیت‌های آپلیتی آبراکان، ب) نمودار [۲۲] برای تفکیک گرانیت‌های S و I و قرارگیری بیوتیت‌گرانیت‌های دانه‌درشت تا پورفیروئیدی میلونیتی‌شده و گرانیت‌های آپلیتی آبراکان در گروه گرانیت‌های نوع S

جدول ۲. نتایج تجزیه شیمیایی بیوتیت گرانیت‌های پورفیروئیدی میلونیتی شده (نمونه ۴۰۵) و گرانیت‌های آپلیتی (نمونه ۳۹۸) آبراکان به کمک روش‌های XRF و ICP-MS. عناصر اصلی به درصد وزنی و کمیاب قسمت در میلیون هستند

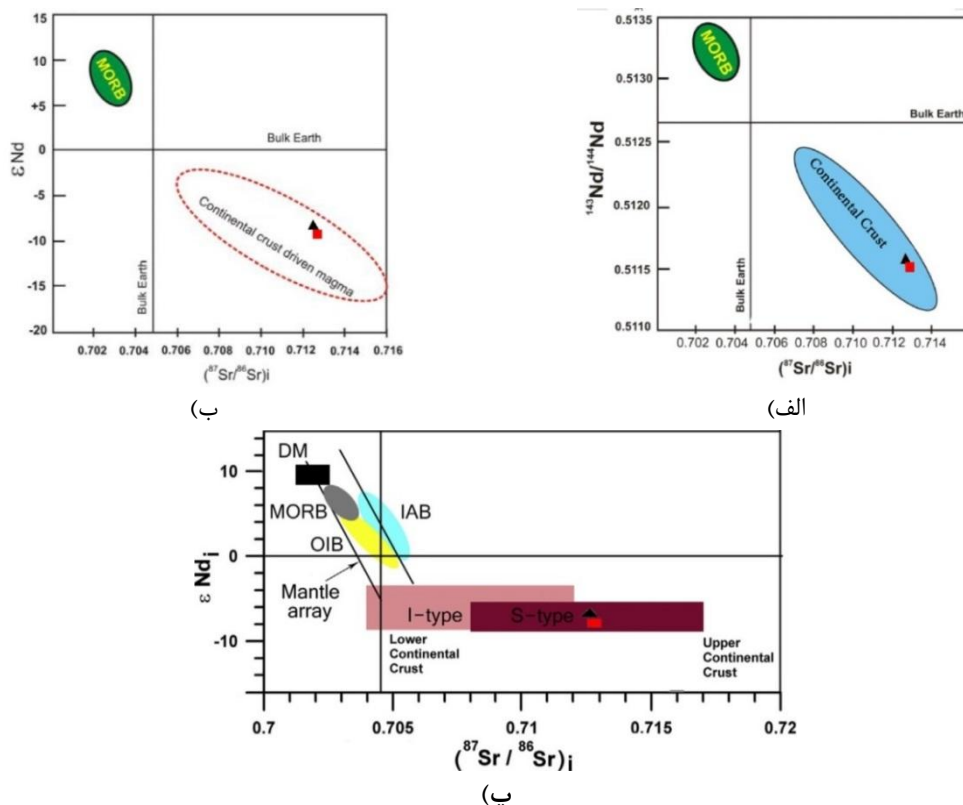
Sample No.	۴۰۵	۳۹۸	Sample No.	۴۰۵	۳۹۸
SiO ₂	۷۶/۱۵	۷۳/۵۱	Ba	۴۴۷	۷۳۰
TiO ₂	۰/۲۳	۰/۳۴	Th	۱۸/۷	۱۱/۳
Al ₂ O ₃	۱۲/۵۷	۱۳/۰۳	U	۱/۷۶	۱/۹۱
Fe ₂ O _{3t}	۱/۴۴	۲/۳۶	Nb	۱۴/۵	۹/۹۱
MnO	۰/۰۱	۰/۰۴	Ta	۲/۳۵	۰/۷۳۴
MgO	۰/۳۳	۰/۵۲	Zr	۱۳۵/۵	۱۸۳/۵
CaO	۱/۰۷	۲/۲۲	Hf	۰/۵۲۳	۰/۲۷۷
Na ₂ O	۲/۷۵	۲/۸۳	La	۳۹/۹	۳۲/۲
K ₂ O	۴/۴۶	۳/۹۴	Ce	۷۹/۸	۶۰/۴
P ₂ O ₅	۰/۰۶	۰/۱۰	Pr	۹/۴۳	۷/۱۳
L.O.I.	۱/۴۰	۱/۸۲	Nd	۳۵/۲	۲۷/۲
TOATAL	۱۰۰/۴۷	۱۰۰/۷۱	Sm	۷/۲۲	۵/۴۶
Sc	۵/۶۹	۷/۸۲	Eu	۰/۶۴۸	۱/۰۷
V	۱۹/۵	۳۷/۹	Gd	۶/۴۷	۵/۱۴
Cr	۳۴/۱	۲۳/۲	Tb	۱/۲۲	۱/۰۱
Co	۱/۸۱	۳/۱۳	Dy	۶/۳۷	۵/۶
Ni	۵/۸۸	۶/۸۴	Ho	۱/۱۳	۱/۰۶
Ga	۱۷/۸	۱۸/۳	Er	۳/۰۹	۲/۹۴
Rb	۱۶۲	۱۵۳	Tm	۰/۵۱۸	۰/۴۹۴
Sr	۹۳/۱	۲۰/۱	Yb	۳/۰۸	۲/۹۷
Y	۳۲/۶	۳۲/۶	Lu	۰/۳۹۹	۰/۴۰۷
Cs	۳/۹۵	۶/۵۳			

۲. زمین‌شناسی ایزوتوپی Sr-Nd

علاوه بر ویژگی‌های ژئوشیمیایی، شواهد کانی‌شناسی و شیمی‌کانی‌ها، مقادیر نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ ، $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ و ϵNd و بیوتیت‌گرانیت‌های پورفیروئیدی میلونیتی شده و گرانیت‌های آپلیتی آبراکان با ماهیت نوع S آن‌ها سازگاری دارد. به طوری که مقادیر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ بیوتیت‌گرانیت‌های دانه‌درشت تا پورفیروئیدی میلونیتی شده و گرانیت‌های آپلیتی به ترتیب ۰/۷۱۲۷۱۴ و ۰/۷۱۲۴۹۰ و مقادیر $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ نیز به ترتیب برابر ۰/۵۱۱۵۲۲۷ و ۰/۵۱۱۵۸۱ است. این مقادیر همراه با مقادیر منفی ϵNd (۷/۱۳- و ۸/۱۹-) نشان‌دهنده سرچشمه گرفتن آن‌ها از یک منشأ پوسته قاره‌ای است (جدول ۳). مقدار نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ در گرانیت‌های نوع S بالا بوده و بیش‌تر از مقدار ۰/۷۰۸ است [۲۶]، [۲۷]. با توجه به نمودار تغییرات نسبت ایزوتوپی $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ و ϵNd در مقابل $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ [۲۸]-[۳۸] و [۲۳] گرانیت‌های آپلیتی آبراکان از ذوب‌بخشی متاپلیت‌های پوسته‌قاره‌ای نشأت گرفته‌اند و در رده گرانیت‌های نوع S جای می‌گیرند (شکل ۷).

جدول ۳. نتایج تجزیه ایزوتوپی بیوتیت‌گرانیت‌های دانه‌درشت تا پورفیروئیدی میلونیتی شده و گرانیت‌های آپلیتی آبراکان

Sample	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (initial)	ϵNd	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (initial)	Age (Ma)
۴۰۵	۰/۵۱۲۲۱۹	۰/۵۱۱۵۲۷	-۸/۱۹	۰/۷۴۰۱۵۸	۳/۵۳۲۵	۰/۷۱۲۷۱۴	۵۴۵±۱۱
۳۹۸	۰/۵۱۲۲۵۶	۰/۵۱۱۵۸۱	-۷/۱۳	۰/۷۲۳۰۸۷	۱/۳۸۴۴	۰/۷۱۲۴۹	۵۳۷±۳/۸



شکل ۷. الف) نمودار تغییرات نسبت ایزوتوپی $^{143}Nd/^{144}Nd_i$ در مقابل $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ [۲۸] برای بیوتیت‌گرانیت‌های دانه‌درشت تا پورفیروئیدی میلونیتی‌شده و گرانیت‌های آپلیتی آیراکان، ب) نمودار تغییرات نسبت ایزوتوپی ϵNd در مقابل $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ [۲۸] برای بیوتیت‌گرانیت‌های دانه‌درشت تا پورفیروئیدی میلونیتی‌شده و گرانیت‌های آپلیتی آیراکان، پ) نمودار تغییرات نسبت ایزوتوپی ϵNd در مقابل $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ برای بیوتیت‌گرانیت‌های دانه‌درشت تا پورفیروئیدی میلونیتی‌شده و گرانیت‌های آپلیتی آیراکان: پوسته‌قاره‌ای بالایی [۲۹]، پوسته‌قاره‌ای پایینی [۲۸]، [۳۰]، [۳۱]، بازالت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی MORB [۳۲]، [۳۳]، گوشته تهی‌شده DM [۳۳]، بازالت‌های جزایر اقیانوسی OIB [۳۴]، بازالت‌های جزایر قوسی IAB [۳۵]، آرایه گوشته‌ای [۳۶] تا [۳۸]، گرانیت نوع S و I [۲۳]

۳. سن سنجی

تاکنون، جای‌گاه سنی بیوتیت‌گرانیت‌های دانه‌درشت تا پورفیروئیدی میلونیتی‌شده آیراکان براساس شواهد چینه‌شناختی یا روش‌های سن‌سنجی نامناسب، تعبیر و تفسیر شده است. به‌طوری که در برخی موارد آن‌ها را به ژوراسیک‌میانی نسبت داده‌اند. بهارزاده [۳] و بهارزاده و همکاران [۴] بر اساس بررسی‌های سن‌سنجی صورت‌گرفته بر روی گرانیت‌های آیراکان توسط [۵] به‌روش Rb/Sr، سن 168 ± 8 میلیون سال معادل با ژوراسیک میانی را به این سنگ‌ها نسبت داده‌اند. نتایج سن‌سنجی U-Pb روی زیرکن‌های جدا شده از بیوتیت‌گرانیت‌های دانه‌درشت تا پورفیروئیدی میلونیتی‌شده و گرانیت‌های آپلیتی آیراکان به روشنی و با دقت و درستی بالا نشان می‌دهند که این سنگ‌ها به نئوپروتروزوئیک پایانی تا احتمالاً کامبرین‌زیرین تعلق دارند (جدول ۳). بررسی مطالعات جدید از جمله کارگران بافقی [۳۹]-[۴۳]، مسعودی و همکاران [۴۴]، جمالی آشتیانی [۴۵] نشان می‌دهد که در واقع سن‌های جوان‌تر از نئوپروتروزوئیک پایانی که بر اساس روش‌های سن‌سنجی غیر از U-Pb، نظیر Ar-Ar، K-Ar و در برخی موارد Rb-Sr به‌دست آمده‌اند، در حقیقت سن حوادث بعدی به‌ویژه دگرگونی‌های درجه پایین‌تر صورت گرفته در سیمین (اواخر تریاس تا ژوراسیک بالایی) را نشان می‌دهند

زیرکن‌های جدا شده از سنگ‌های گرانیتی آیراکان، بیش‌تر خودشکل، منشوری و دارای منطقه‌بندی ترکیبی هستند. زیرکن به‌عنوان بهترین زمین‌زمان‌سنج (ژئوکرونومتر) برای واپاشی رادیواکتیو اورانیوم به سرب به‌حساب می‌آید [۴۶]، [۴۷]. سن‌سنجی به‌روش SIMS و در آزمایشگاه سن‌سنجی مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین که دارای شهرت و اعتبار جهانی است انجام شده، از این رو، نتایج به‌دست آمده (جدول ۴) قابل اعتماد هستند. تصاویر کاتدولومینسانس برخی زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌های سنگی بررسی شده در شکل ۸ نشان داده شده است. نتایج سن‌سنجی، سن 545 ± 11 میلیون سال را برای بیوتیت‌گرانیت‌های دانه‌درشت تا پورفیروئیدی میلونیتی شده و سن $537 \pm 3/8$ میلیون سال را برای گرانیت‌های آپلیتی نشان می‌دهند (شکل ۸). باقری و اشتامفلی [۶] نیز سن 549 ± 15 میلیون سال معادل با نئوپروتروزئیک پایانی را برای بیوتیت گرانیت‌های پورفیروئیدی میلونیتی شده آیراکان اعلام کرده‌اند. این اعداد و ارقام نشان می‌دهد که سن‌سنجی‌های انجام شده هم‌دیگر را تأیید می‌کنند.

همراهی بیوتیت‌گرانیت‌های دانه‌درشت تا پورفیروئیدی میلونیتی شده با گرانیت‌های آیراکان کم‌تر میلونیتی شده، و تشابه کلی آن‌ها از لحاظ رفتارهای ژئوشیمیایی، سن و ترکیب سنگ‌کل، به‌وجود روابط ژنتیکی بین گرانیت‌های نامبرده اشاره دارد. براساس ترکیب کانی‌شناسی و وجود آنکلاوهای میکاشیستی موجود در بیوتیت‌گرانیت‌های دانه درشت تا پورفیروئیدی می‌توان گفت گرانیت‌های آیراکان از ذوب‌بخشی پوسته‌قاره‌ای متاپلیتی پوسته‌میانی تشکیل شده‌اند. گرانیت‌های آپلیتی نیز از تبلور مذاب‌های مرتبط با فازهای ماگمایی تأخیری به‌وجود آمده‌اند.

لازم به ذکر است انجام سن‌سنجی بر روی سنگ‌های گرانیت‌های پورفیروئیدی میلونیتی شده و گرانیت‌های با دامنه سنی مشابه، در بخش‌های مختلف ایران مرکزی، همگی به سن نئوپروتروزئیک پسین-کامبرین پیشین اشاره دارند [۸]-[۱۳]، [۴۸]-[۵۹]. با توجه به یافته‌های این پژوهش‌گران، سنگ‌والدهای رسوبی تخریبی قدیمی و سنگ‌های آذرین همراه آن‌ها به سن اواخر نئوپروتروزئیک، تا حد رخساره‌های شیست‌سبز، آمفیبولیت، گارنت آمفیبولیت و احتمالاً گرانولیت، دگرگون شده‌اند. در آستانه شرایط دما-فشار مرز ذوب متاپلیت‌ها، متاپلیت‌ها به‌طور موضعی متحمل ذوب‌بخشی شده‌اند و میگماتیت‌های فلسیک تشکیل شده‌اند. در نوارهای دگرگونی نوع باروین فشار بالا، میگماتیت‌ها در انتهای رخساره آمفیبولیت بالایی (زون سیلیمانیت دوم) و بیش‌تر در رخساره گرانولیت، ایجاد می‌شوند. این پدیده، از ویژگی‌های بارز مجموعه‌های هسته دگرگونی (core complexes) است [۶۰].

۴. بررسی رابطه بین گرانیت‌های آیراکان با گرانیت‌های سرزمین‌های همجوار

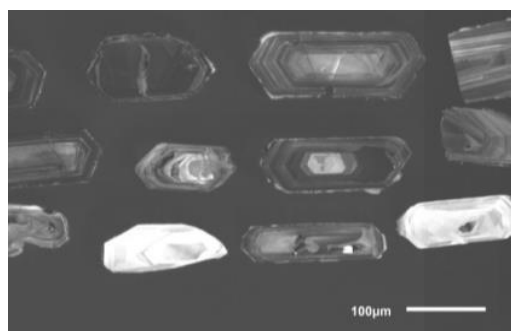
چنان‌که در مبحث زمین‌شناسی منطقه ذکر شد چند توده گرانیت‌های تقریباً مشابه در درون مجموعه دگرگونی-آذرین جندق-عروسان نفوذ کرده و در آن جای‌گزین شده‌اند. گرانیت‌های این مناطق همانند گرانیت‌های آیراکان دارای کانی‌شناسی ساده شامل کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز و بیوتیت هستند. سن به‌دست آمده برای گرانیت‌های آیراکان با سن‌های به‌دست آمده برای این سرزمین‌ها تشابه بسیار زیادی دارد.

این گرانیت‌ها علاوه بر داشتن شباهت‌های کانی‌شناختی و سنی، دارای خصوصیات ژئوشیمیایی مشابه نیز هستند (شکل ۹)، به‌طوری‌که تمام این گرانیت‌ها در محدوده سنگ‌های گرانیتی کالک‌آلکالن پتاسیم بالا قرار می‌گیرند. در نمودارهای نشان‌دهنده الگوی تغییرات عناصر خاکی نادر و نمودارهای عنکبوتی به‌هنجار شده نسبت به کندریت و

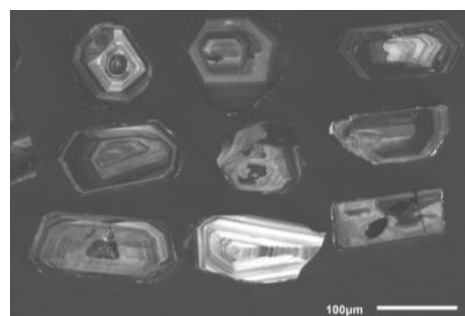
میانگین پوسته (به ترتیب) روند بسیار مشابهی با یکدیگر نشان می‌دهند. این رفتار ژئوشیمیایی مشابه بیانگر رابطه ژنتیکی بین آنها است (شکل ۹).

جدول ۴. نتایج تجزیه ایزوتوپی و سن سنجی U-Pb به روش SIMS روی زیرکن‌های نمونه‌ای از بیوتیت گرانیتهای دانه‌درشت تا پورفیروئیدی میلونیتی شده آیراکان (نمونه ۴۰۵) و نمونه گرانیتهای آپلیتی آیراکان (نمونه ۳۹۸)

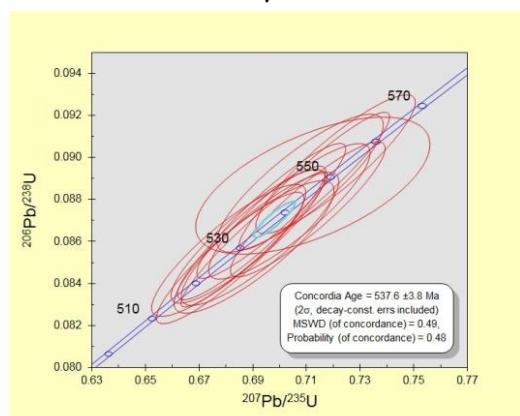
Sample spot#	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±σ%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±σ%	ρ	207-corr age (Ma)	±σ%
۳۹۸-۱۴	۰/۵۳۷۲۷	۱/۷۹	۰/۰۶۸	۱/۶۶	۰/۹۲۸۸۴	۴۲۳/۱	۶/۹
۳۹۸-۰۲	۰/۵۸۱۹۳	۱/۶۰۷	۰/۰۷۳۲	۱/۵	۰/۹۳۵۱۹	۴۵۴/۲	۶/۶۹
۳۹۸-۱	۰/۵۷۹۱۲	۲/۰۳۷	۰/۰۷۳۸	۱/۵۱	۰/۷۴۲۰۴	۴۵۸/۳	۶/۸
۳۹۸-۰۷	۰/۶۲۹۰۴	۱/۷۱۴	۰/۰۷۹۴	۱/۵	۰/۸۷۷۹۹	۴۹۲/۶	۷/۲۶
۳۹۸-۰۵	۰/۶۴۰۰۶	۱/۶۰۵	۰/۰۸۱۶	۱/۵	۰/۹۳۶۸۲	۵۰۶	۷/۴۴
۳۹۸-۱۲	۰/۶۶۸۰۹	۱/۷۳۶	۰/۰۸۴۱	۱/۵	۰/۸۶۴۰۸	۵۲۰/۶	۷/۶۴
۳۹۸-۰۸	۰/۶۸۱۶۳	۱/۶۴۹	۰/۰۸۵۲	۱/۵	۰/۹۰۹۶۷	۵۲۷/۱	۷/۷۳
۳۹۸-۱۰	۰/۶۸۱۰۴	۱/۷۲۲	۰/۰۸۵۶	۱/۵	۰/۸۷۱۴۱	۵۲۹/۵	۷/۷۷
۳۹۸-۱۱	۰/۶۹۰۴۸	۱/۷۶۳	۰/۰۸۵۷	۱/۵	۰/۸۵۱۰۸	۵۳۰	۷/۷۸
۳۹۸-۱۸	۰/۶۹۰۵۳	۱/۶۱۶	۰/۰۸۶۱	۱/۵۳	۰/۹۴۶۹۳	۵۳۲/۴	۷/۹۶
۳۹۸-۰۹	۰/۶۹۲۷۱	۱/۷۳۱	۰/۰۸۶۱	۱/۵	۰/۸۶۷	۵۳۲/۴	۷/۸۱
۳۹۸-۰۴	۰/۶۸۸۲۳	۱/۷	۰/۰۸۶۲	۱/۵۱	۰/۸۸۶۳۴	۵۳۳/۴	۷/۸۶
۳۹۸-۱۹	۰/۶۸۹۶	۱/۶۳۷	۰/۰۸۶۴	۱/۵	۰/۹۱۸۲۷	۵۳۴/۴	۷/۸۵
۳۹۸-۱۶	۰/۷۰۳۶۴	۱/۷۴۵	۰/۰۸۷۴	۱/۵۱	۰/۸۶۴۴۳	۵۴۰/۳	۷/۹۷
۳۹۸-۱۷	۰/۶۹۶۸۹	۱/۶۲۶	۰/۰۸۷۵	۱/۵	۰/۹۲۲۲۵	۵۴۰/۸	۷/۹۳
۳۹۸-۰۶	۰/۷۱۰۴۸	۱/۶۵۶	۰/۰۸۷۵	۱/۵	۰/۹۰۵۶۶	۵۴۰/۵	۷/۹۲
۳۹۸-۱۳	۰/۷۱۲۳۵	۲/۵۰۲	۰/۰۸۸۷	۱/۵	۰/۶۰۰۵۴	۵۴۷/۷	۸/۰۶
۳۹۸-۲۰	۰/۷۰۷۶	۱/۷۸۹	۰/۰۸۸۸	۱/۵۱	۰/۸۴۴۵۸	۵۴۸/۸	۸/۱۱
۳۹۸-۱۵	۰/۷۱۲۹۴	۱/۶۰۶	۰/۰۸۸۹	۱/۵	۰/۹۳۴۱۴	۵۴۹/۲	۸/۰۵
۳۹۸-۰۳	۰/۷۲۰۸۱	۱/۶۸۴	۰/۰۸۹۷	۱/۵	۰/۸۹۳۴۴	۵۵۳/۸	۸/۱۴
۴۰۵-۰۶	۰/۵۶۰۶۱	۱/۶۳	۰/۰۷۱۵	۱/۵۱	۰/۹۳	۴۴۴/۵	۶/۶
۴۰۵-۰۸	۰/۶۲۴۷۴	۲/۱۸	۰/۰۷۷۷	۱/۷۱	۰/۷۹	۴۸۱/۲	۸/۱
۴۰۵-۲۰	۰/۶۳۲۷۹	۱/۶۷	۰/۰۷۹۲	۱/۶	۰/۹۶	۴۹۰/۹	۷/۷
۴۰۵-۱۰	۰/۶۴۰۰۹	۱/۶۴	۰/۰۷۹۷	۱/۵۲	۰/۹۳	۴۹۳/۴	۷/۳
۴۰۵-۱۴	۰/۶۵۷۰۵	۱/۶۴	۰/۰۸۲۱	۱/۵۳	۰/۹۴	۵۰۸	۷/۶
۴۰۵-۱۹	۰/۶۷۱۳۲	۱/۵۵	۰/۰۸۴	۱/۵	۰/۹۷	۵۱۹/۷	۷/۶
۴۰۵-۱۲	۰/۶۸۰۸۹	۱/۶۴	۰/۰۸۵۴	۱/۵۸	۰/۹۷	۵۲۸/۱	۸/۲
۴۰۵-۱۸	۰/۶۸۷۱۴	۱/۶۶	۰/۰۸۵۶	۱/۵	۰/۹۱	۵۲۹/۴	۷/۸
۴۰۵-۱۳	۰/۶۹۵۵	۱/۶۱	۰/۰۸۶۵	۱/۵۳	۰/۹۵	۵۳۴/۵	۸
۴۰۵-۱۶	۰/۶۹۹۶۹	۱/۵۶	۰/۰۸۷۱	۱/۵۱	۰/۹۷	۵۳۸/۴	۷/۹
۴۰۵-۱۵	۰/۶۹۹۵۸	۱/۷۱	۰/۰۸۷۳	۱/۵۱	۰/۸۸	۵۳۹/۶	۷/۹
۴۰۵-۰۹	۰/۷۰۴۰۳	۱/۵۵	۰/۰۸۷۷	۱/۵	۰/۹۷	۵۴۱/۹	۸
۴۰۵-۱	۰/۷۱۲۰۴	۱/۵۸	۰/۰۸۸۳	۱/۵۲	۰/۹۶	۵۴۵/۵	۸/۱
۴۰۵-۰۳	۰/۷۲۳۱۳	۱/۶۱	۰/۰۸۹۳	۱/۵۵	۰/۹۶	۵۵۱/۵	۸/۳
۴۰۵-۰۲	۰/۷۲۷۱	۱/۷	۰/۰۸۹۷	۱/۵	۰/۸۸	۵۵۳/۷	۸/۱
۴۰۵-۰۵	۰/۷۲۴۷۱	۱/۷۴	۰/۰۹۰۲	۱/۶۴	۰/۹۴	۵۵۷	۸/۹
۴۰۵-۰۴	۰/۸۰۸۸۶	۱/۶۷	۰/۰۹۷۶	۱/۵۳	۰/۹۱	۶۰۰	۸/۹



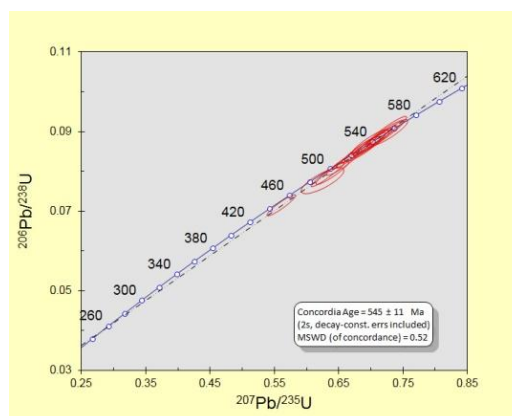
ب



الف

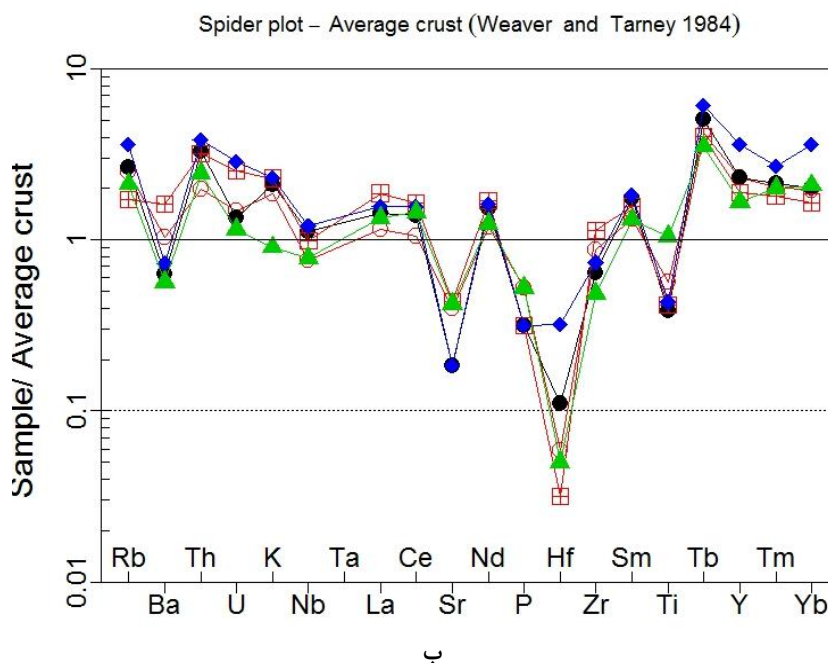
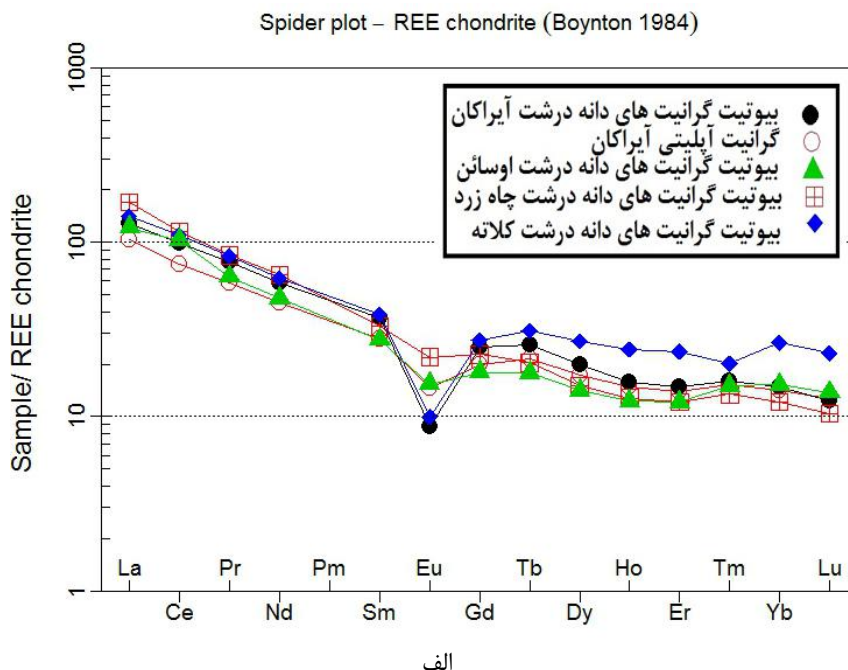


ت



پ

شکل ۸. تصاویر CL (Cathodoluminescence) برخی زیرکن‌های جدا شده از الف): بیوتیت‌گرانیت‌های دانه درشت تا پورفیروئیدی میلونیتی شده، ب). گرانیتهای آپلیتی، پ). نمودارهای سازگاری سن‌های U-Pb زیرکن‌های جدا شده از بیوتیت‌گرانیتهای پورفیروئیدی میلونیتی شده، ت) و گرانیتهای آپلیتی مجموعه آبراکان به‌طور کلی الگوی تغییرات عناصر کمیاب خاکی روی نمودار به‌هنجار شده نسبت به کندریت [۶۱] نشان می‌دهد این سنگ‌ها دارای آنومالی منفی Eu و غنی‌شدگی از LREE هستند و برای عناصر HREE الگوی مسطحی نشان می‌دهند. در نمودار چند عنکبوتی به‌هنجار شده نسبت به میانگین پوسته [۶۲] عناصر بزرگ یون لیتوفیل مانند عناصر Sr, Ti, Ba و تا حدی Nb تهی‌شدگی نشان می‌دهند که از ویژگی‌های بارز سنگ‌های پوسته قاره‌ای است. بنابراین گرانیتهای بررسی شده با داشتن این ویژگی‌ها ذکر شده و مطالبی که قبلاً بیان شد، گرانیتهای با منشأ پوسته‌ای و از نوع S پرآلمین محسوب می‌شوند. عناصر Th, Yb, Y غنی‌شدگی نسبی و عناصر Sm, Ce, La و U مقادیر نزدیک به مقادیر میانگین پوسته را نشان می‌دهند. این ویژگی با بررسی ایزوتوپی این سنگ‌ها نیز تأیید می‌شوند. بنابراین می‌توان گفت این گرانیتهای از ذوب‌بخشی سنگ‌های متاپلیتی به سن نئوپروتروزوئیک سرزمین‌های گندوانایی ایران حاصل شده‌اند. این توده‌های گرانیتهای هم‌زمان با جای‌گیری یا پس از تشکیل تحت تأثیر تنش‌های تکتونیکی به‌شدت دگرشکل شده‌اند و شواهد بارزی از دگرریختی شکل‌پذیر تا شکننده نشان می‌دهند. در طی این فرایندها، تغییرات تحولاتی کانی‌شناسی و بافتی ساختی و بارزی در آنها ایجاد شده است که در مباحث قبلی به آن‌ها اشاره شده است.



شکل ۹. الف) نمودار نشان‌دهنده شباهت بسیار زیاد الگوهای تغییرات عناصر خاکی نادر به‌هنجار شده نسبت به کندریت [۶۱] بیوتیت گرانیت‌های دانه درشت میلونیتی شده جنوب‌باختر اوسائن، شمال‌خاوری چاه‌زرد، شمال‌خاوری کلانه قنبر و گرانیت‌های آیراکان نسبت با هم‌دیگر، ب) نمودار عنکبوتی به‌هنجار شده نسبت به میانگین پوسته قاره‌ای [۶۲] برای گرانیت‌های نامبرده شده

نتیجه‌گیری

گرانیت‌های پورفایروئیدی میلونیتی شده و گرانیت‌های آپلیتی آیراکان به‌ترتیب دارای سن‌های 545 ± 11 و $537 \pm 3/8$ میلیون سال پیش (ادیاکارن-کامبرین زیرین) هستند و در واقع بخشی از سرزمین‌های پی‌سنگی ایران محسوب می‌شوند. این سنگ‌ها بخشی از مجموعه دگرگونی-آذرین، جندق-عروسان هستند. بر اساس ویژگی‌های

کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی بین بیوتیت‌گرانیتهای دانه‌درشت تا پورفیروئیدی میلیونیتی شده و گرانیتهای آپلیتی-آیراکان رابطه ژنتیکی تنگاتنگی وجود دارد. گرانیتهای نوع S آیراکان از ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای نئوپروتروزوئیک-پایانی در درجات بالای دگرگونی نشأت گرفته‌اند. داده‌های ایزوتوپی Sr-Nd نیز این امر را تأیید می‌کند. براساس یافته‌های جدید گرانیتهای آیرکان یقیناً، بخشی از سرزمین‌های پی‌سنگی و گندوانایی ایران به سن اواخر نئوپروتروزوئیک-اوایل کامبرین هستند.

سپاسگزاری

این پژوهش با حمایت‌های مالی حوزه معاونت پژوهشی دانشگاه صنعتی شاهرود و با امکانات فرصت مطالعاتی اعطایی سازمان امور دانشجویان وزارت علوم، تحقیقات و فناوری انجام شده است. همچنین از پشتیبانی ابزار علمی دقیق مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین برخوردار است، از این رو، از آنان به‌نحو شایسته تقدیر می‌شود. از داوران محترم که نظرات و پیشنهادات ارزشمند آن‌ها، به ارتقاء علمی و ادبی این مقاله منجر شد، نیز صمیمانه تشکر و قدردانی می‌کنیم.

منابع

1. Babakhani A. R., Susov M., Dvoryankin A., Selivanov E., Desyaterik N., "Geological Quadrangle map of Jandaq, 1:250,000", Geological Survey of Iran Tehran, No. H6 (1987).
2. Reyer D., Mohafez S., "Une premiere contribution des accords NiOC-ERAP a connaissance geologique de l' Iran", Revue de l Institut Francais du Petrole, 25 (1970) 979-1014.
3. بهارزاده حمیده، "مطالعه پترولوژی گرانیتهای آیراکان (شمال‌خاوری استان اصفهان)"، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه اصفهان (۱۳۸۷).
4. بهارزاده حمیده، ترابی قدرت، احمدیان جمشید، ابراهیمیان زهرا، "ژئوشیمی توده نفوذی آیرکان، دایک‌های آپلیتی و آنکلاوهای موجود در آن (شمال‌خاور استان اصفهان)"، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان شماره ۳ (۱۳۸۷) ۱۳-۳۲.
5. Susov M., Dvoryankin A., Selivanov E., et al. "Geology and minerals of Jandaq area (Central Iran), Moscow", V/O "Technoexport", Report No. 4 (1979) 171.
6. Bagheri S., Stampfli G. M., "The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: new geological data, relationships and tectonic implications", Tectonophysics, 451 (2008) 123-155.
7. اسدی سیدعلی اکبر، "ژئوشیمی و تعیین سن ایزوتوپی سنگ‌های آذرین-دگرگونی کمپلکس نی‌باز در ایران مرکزی"، دانشگاه دامغان (۱۳۹۶).
8. حسینی سید حسین، "پترولوژی و ژئوشیمی گرانیتهای بند هزارچاه بیارجمند"، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تهران (۱۳۷۴).

9. Hosseini S. H., Sadeghian M., Zhai M., Ghasemi H., "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*, 75 (2015) 207-218.
۱۰. همتی علی، "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتهویددی میامی جنوبباختر میامی"، پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۲).
۱۱. صادقیان محمود، حسینی سیدحسین، همتی علی، شکاری سکینه، "سنگشناسی، زمینشیمی و زمین زمانسنجی گرانیتهویدهای جنوبباختر میامی"، *مجله علوم زمین*، شماره ۱۰۳ (۱۳۹۶) ۴۱-۶۰.
12. Balaghi Z., Sadeghian M., Ghasemi H., Zhai M.G., Mohajjel M., "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 science*, 92 (2014) 92-124.
۱۳. بلاغی اینالو مریم، "پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی-آذرین دلبر، بیارجمند (جنوب خاور شاهرود)"، رساله دکترا، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۳).
۱۴. صادقیان محمود، "ویژگیهای زمینشناسی بارز سرزمینهای گندوانایی ایران به سن پروتروزوئیک پایانی-کامبرین زیرین بهعنوان شاخصهایی برای شناخت بهتر و سریعتر آنها"، مجموعه مقالات بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، (۱۳۹۵) ۷۰-۷۷.
۱۵. قاسمی حبیبالله، "پتروگرافی و پتروژنز سنگهای دگرگونی، مبانی پتروگرافی و روشهای مطالعه"، جلد اول، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۴).
16. Vernon R. H. "A practical guide to rock microstructure", Cambridge University Press. 655 (2004).
17. Trouw R. A. j., Passchier C. W., Wiersma D. J., "Atlas of mylonites and related microstructures", Springer, Berlin, 313 (2010).
۱۸. قاسمی حبیبالله، "مبانی بافتها و ریزساختهای سنگهای دگرگونی"، ترجمه، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۷۸).
19. Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., "An Introduction to the rock forming minerals", Longman, London (1992).
20. Speer J. A., "Mica in igneous rocks. In: Micas, Bailey, S. W. Mineralogy Society of American", *Review in Mineralogy*, 13 (1984) 299-356.
21. Abdel Rahman A. M., "Nature of biotites from alkaline, calc alkaline and peraluminous magmas", *Journal of petrology*, 35 (2) (1994) 525-541.
22. Chappel B. W., White A. J. R., "Two Contrasting Granite Types: Expanded Abstract", *Pacific Geology*, 8 (1974) 173-174.
23. Chappell B. W., White A. J. R., "Two contrasting granite types: 25 years later", *Journal of Earth Science*, 48 (2001) 489-499.

24. Gou L. L., Zhang L. F., Lü Z., Shen T. T., "Geochemistry and geochronology of S-type granites and their coeval MP/HT meta-sedimentary rocks in Chinese southwest Tianshan and their tectonic implications", *Journal of Asian Earth Sciences*, 107 (2015) 151-171.
25. Gao Li-E., Zeng L., "Fluxed melting of metapelite and the formation of Miocene high-CaO two-mica granites in the Malashan gneiss dome, southern Tibet", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 130 (2014) 136-155.
26. Mazhari N., Malekzadeh Shafaroudi A., Ghaderi M., Star Lackey J., Farmer G. L., Karimpour M. H., "Geochronological and geochemical characteristics of fractionated I-type granites associated with the skarn mineralization in the Sangan mining region, NE Iran", *Ore Geology Reviews*, 84 (2017) 116-133.
27. جزئی محمد علی، کریمپور محمدحسن، ملکزاده، شفارودی آزاده، "مروری بر ژئوشیمی و ایزوتوپ Rb-Sr و Sm-Nd توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی ژوراسیک میانی و ترشیاری: دیدگاهی نوین بر تکنونوماگماتیسیم و کانی‌سازی این دوره زمانی ایران"، *مجله زمین‌شناسی اقتصادی*. شماره ۲، جلد ۴ (۱۳۹۱) ۱۷۱-۱۹۸.
28. Zindler A., Hart S. R., "Chemical geodynamics", *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14 (1986) 493-571.
29. Taylor S. R., McLennan S. M., "The continental crust: its composition and evolution", Blackwell, Oxford (1985).
30. Rollinson H. R., "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation", Longman Scientific and Technical, (1993) 380.
31. Rudnick R. L., "Making continental crust", *Nature* 378 (1995) 571-578.
32. Sun S. S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes", *Geological Society of London Publication*, 42 (1989) 313-345.
33. McCulloch M. T., Bennett V. C., "Progressive growth of the Earth's continental crust and depleted mantle: geochemical constraints", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58 (1994) 4717-4738.
34. Vervoort J. D., Patchett P. J., Blichert-Toft J., Albarede F., "Relationship between Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systems in the global sedimentary system", *Earth and Planetary Science Letters*, 168 (1999) 79-99.
35. Arjmandzadeh R., Santos J. F., "Sr-Nd isotope geochemistry and tectonomagmatic setting of the Dehsalm Cu-Mo porphyry mineralizing intrusives from Lut Block, eastern Iran", *Journal of Earth Science*, 103 (2014) 123-140.
36. Wilson M., "Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach", Harper Collins Academic, London. (1989) 485.
37. Gill J. B., "Orogenic andesites and plate tectonics", Springer, New York (1981) 402.

38. McCulloch M. T., Kyser T. K., Woodhead J. D., Kinsley L., "Pb-Sr-Nd-O isotopic constraints on the origin of rhyolites from the Taupo volcanic zone of New Zealand: evidence for assimilation followed by fractionation of basalt", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115 (3) (1994) 303-312.
39. Karagaranbafghi F., Foeken J. P. T., Guest B., Stuart F. M., "Cooling history of the Chapedony metamorphic core complex, central Iran: implications for the Eurasia-Arabia collision", *Tectonophysics*, 524-525 (2012) 100-107.
40. Kargaranbafghi F., Neubauer F., Genser J., Houshmandzadeh A., "The Eocene Chapedony metamorphic core complex in Central Iran: preliminary structural results", *Geophysical Research Abstracts*, 8 (2006) EGU06-A-05008.
41. Kargaranbafghi F., Neubauer F., Genser J., Houshmandzadeh A., "40Ar/39Ar constraints on the tectonothermal evolution of the Chapedony metamorphic core complex, Central Iran", *Geophysical Research Abstracts*, 9 (2007) EGU07-A-07387.
42. Kargaranbafghi F., Neubauer F., Genser J., "The Mesozoic-Cenozoic tectonic evolution of western Central Iran seen through detrital white mica", *Geophysical Research Abstracts*, 11 (2009) EGU 09-A-7969.
43. Kargaranbafghi F., Neubauer F., Genser J., Faghieh A., Kusky T., "Mesozoic to Eocene ductile deformation of western central Iran: from Cimmerian collisional orogeny to Eocene exhumation", *Tectonophysics*, 564-565 (2012) 83-100.
44. Masoodi M., Yassaghi A., Nogole Sadat M. A. A., Neubauer F., Bernroider M., Friedl G., Genser J., Houshmandzadeh A., "Cimmerian evolution of the Central Iranian Basement: evidence from metamorphic units of the Kashmar-Kerman Tectonic Zone", *Tectonophysics*, 588 (2013) 189-208.
۴۵. جمالی آشتیانی رضوانه، حسن‌زاده جمشید، رهگشایی محمد، "دگرگونه‌های زاینده‌رود، شمال شهرکرد: دوتفسیر به کلی متفاوت از یک مجموعه پی سنگی در نقشه‌های زمین شناسی نجف‌آباد و چادگان". *مجله علوم زمین* (۱۳۹۶) ۹۵-۱۰۲.
46. Harley S. L., Kelly N. M., "Zircon tiny but timely", *Elements*, 3 (2007) 13-18.
47. Xu H., Zhang J., "Anatexis witnessed post-collisional evolution of the Dabie orogen, China", *Journal of Asian Earth Sciences*, 145(A) (2017) 278-296.
۴۸. ملک‌پور علمداری احمدرضا، "مطالعه پتروفابریک و تعیین‌سن سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای درکوه‌های علاءالدین و ملحدو، جنوب خاور شاهرود"، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه تهران (۱۳۸۴).
۴۹. قاسمی حبیب‌الله و آسیابانها، عباس، "معرفی و تفکیک رخداد‌های دگرگونی منطقه دلبر، جنوب خاور بیارجمند، ایران مرکزی"، *مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان* (۱۳۸۵) ۲۳۱-۲۴۷.
۵۰. عابدی زهرا، "پتروولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتویدی میامی (خاور شاهرود)"، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۸۸).

۵۱. عزیزی محبوبه، "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتویدی سفیدسنگ و سنگ‌های دگرگونی میزبان آن (جنوب بیارجمند)"، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۱).
۵۲. چکنی مقدم محسن، "بررسی سازوکار توزیع مذاب در دایک‌های مافیک قطع‌کننده مجموعه دگرگونی آذرین دلبر (خاور بیارجمند) به وسیله روش AMS، و تعیین موقعیت دیرینه مغناطیس آن‌ها، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۱).
۵۳. ویس کرمی مرضیه، صادقیان محمود. شکاری سکینه، "ژئوکرونولوژی گرانیتویدهای پروتروزوئیک پایانی شمال آغل کندو (جنوب دوچاه-جنوب‌خاور شاهرود)"، مجموعه مقالات بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۵) ۳۹۲-۳۹۸.
۵۴. خبره دلارام، "پترولوژی، ژئوشیمی مجموعه دگرگونی-آذرین رضآباد (جنوب‌خاور شاهرود)"، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۶).
۵۵. حسینی سیدحسین، "پترولوژی، ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی توده گرانیتویدی بند هزارچاه بیارجمند (جنوب خاور شاهرود)"، رساله دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۴).
۵۶. بلاغی اینالو مریم، "پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی-آذرین دلبر، بیارجمند (جنوب‌خاور شاهرود)"، رساله دکتر، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۳).
57. Hassanzadeh J., Stockli D., Horton B., Axen G., Stockli L., Grove M., Shmitt A., Walker 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.
58. Rahmati-Ilkhchi M., Faryad S. W., Holub F. V., Košler J. and Frank W., "Magmatic and metamorphic evolution of the Shotur Kuh metamorphic complex (central Iran)", *International Journal of Earth Sciences*, 100 (2011) 45-62.
59. Shafaii Moghadam H., Khademi M., Hu H., Stern R. J., Santos J. F. and Wu Y., "Cadomian (Ediacaran Cambrian) arc magmatism in the Chah Jam-Biarjmand Metamorphic Complex (Iran): magmatism along the northern active margin of Gondwana", *Gondwana Research*, 27 (2015) 439-452.
۶۰. قاسمی حبیب‌الله، "پتروگرافی و پتروژنز سنگ‌های دگرگونی، پتروژنز گروه‌های ترکیبی و محیط‌های زمین‌ساختی رخداد دگرگونی"، جلد دوم، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۵).
61. Boynton W. V., "Cosmochemistry of the earth elements: Meteorite Studies", Elsevier, Amsterdam (1984) 89-92.
62. Weaver B., Tarney J., "Empirical approach to estimating the composition of the continental crust", *Nature*, 310 (1984) 575-57.