

## سنگ شناسی، زمین شیمی و سن سنجی متابازیت های نئوپروتروزوئیک پایانی مجموعه دگرگونی ماجراد (جنوب شرق شاهرود): گامی به سوی شناخت زمین دینامیک سرزمین های گندوانایی ایران

مرضیه ویس کرمی\*، محمود صادقیان<sup>۱</sup>، مینگو جای<sup>۲</sup>، حبیب الله قاسمی<sup>۱</sup>

۱- گروه سنگ شناسی و زمین شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود  
۲- مؤسسه زمین شناسی و ژئوفیزیک انجمن علوم چین (پکن) و دانشگاه نورث وست (شمال غرب) شیآن  
(دریافت مقاله: ۹۷/۱/۱۸، نسخه نهایی: ۹۷/۵/۱)

**چکیده:** مجموعه دگرگونی ماجراد در کرانه شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی و جنوب شرقی شاهرود، طیف ترکیبی متنوعی شامل متاکربنات، متابازیت (شیست سبز، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت)، متاپلیت، متاپسامیت و متاریولیت را در برمی گیرد. سنگ والد متابازیت ها روانه های بازالتی زیر دریایی بوده که در حوضه های کششی درون قاره ای نئوپروتروزوئیک پایانی تشکیل شده اند. ماگماهای سازنده سنگ مادر متابازیت ها دارای ماهیت قلیایی هستند، که از عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILEs) و عناصر خاکی نادر سبک (LREEs) غنی شدگی و از عناصر با شدت میدان بالا (HFSEs) و عناصر خاکی نادر سنگین (HREEs) تهی شدگی نشان می دهند و از خاستگاه هایی چون بازالت های جزایر اقیانوسی (OIB) تا بازالت های پشته های میان اقیانوسی نوع مورب غنی شده (EMORB) سرچشمه گرفته اند. با توجه به نتایج سن سنجی U-Pb انجام شده بر زیرکن های استخراج شده از گرانیتوئیدهای قطع کننده مجموعه دگرگونی ماجراد (با سن  $3.8 \pm 5.53$  میلیون سال)، این مجموعه دارای سن نئوپروتروزوئیک پایانی است. بر اساس بررسی های انجام شده می توان گفت که حوضه های مورد نظر اغلب به مرحله تشکیل سنگ کره اقیانوسی گسترده نرسیده و بر اثر حاکم شدن نظام تراکمی، به سرعت بسته شده اند و مجموعه سنگ های درگیر در این فرایندها به صورت منشورهای بهم افزوده بر ورقه های قاره ای فرارونده شده و احتمالاً تا مرحله برخورد قاره - قاره پیش رفته اند.

**واژه های کلیدی:** متابازیت؛ نئوپروتروزوئیک پایانی؛ حوضه های کششی؛ ایران مرکزی؛ ماجراد؛ شاهرود.

### مقدمه

[۴] و سپس طی کوهزایی سیمیرین پیشین و در نتیجه فرورانش رو به شمال اقیانوس پالئوتتیس و بسته شدن آن، در تریاس پایانی به اوراسیا پیوسته است [۵]. بخش عمده ای از بقایای سامانه زمین ساختی ماگمایی پروتروزوئیک پایانی به صورت سرزمین های پی سنگی، به ویژه در ایران مرکزی، رخنمون دارند [۵، ۶]. با باز شدن نئوتتیس در جنوب ایران در راستای زاگرس، تاریخچه پر پیچ و خم دگرگونی های زمین ساختی ایران ادامه یافته که پرداختن به آن، خارج از حوصله و مجال بحث این مقاله است. در سال های اخیر، پژوهش های

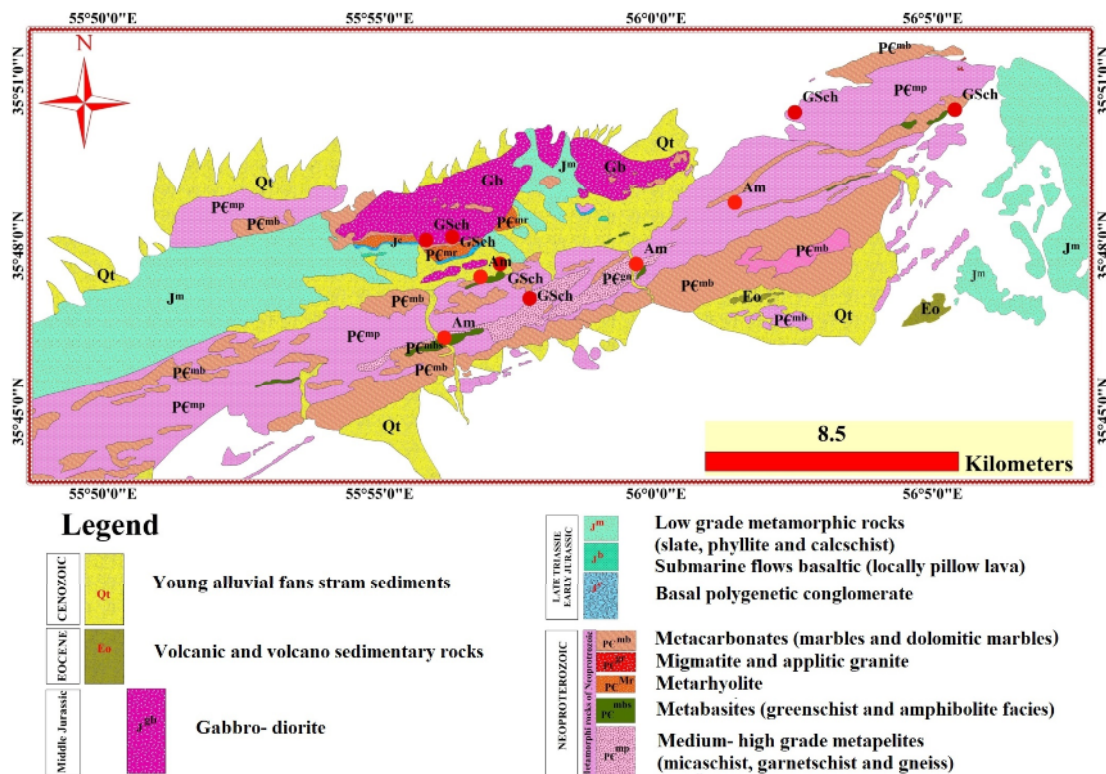
نقشه های جغرافیای دیرین کره زمین در گستره سنی نئوپروتروزوئیک-کامبرین پیشین [۱، ۲] نشان می دهند که سرزمین ایران در آن زمان، همراه با بخش هایی از سرزمین های آوالونیای غربی و شرقی، ماسیف سانتال فرانسه، ماسیف آرموریکن، ماسیف بوهیمیا (یونان و چک)، آناتولی (ترکیه)، هند، تاریم و چین به صورت خرده قاره ای در کرانه شمالی ابرقاره گندوانا قرار داشته است. خرده قاره ایران در پالئوزوئیک و در اثر کافت زایی پالئوتتیس از کرانه شمالی گندوانا جدا شده [۳].

است [۱۶-۱۹]. مجموعه دگرگونی ماجراد که بررسی بخشی از دگرگونی‌های سنگ‌شناسی آن موضوع این مقاله است، از سرزمین‌های پی‌سنگی شمال پهنه‌ساختاری ایران مرکزی در جنوب دامغان تا شرق شاهرود است که در ۵۰ کیلومتری جنوب شرقی بیارجمند رخنمون دارد. این مقاله به‌ویژه، به بررسی متابازیت‌های این مجموعه بر پایه نتایج تجزیه شیمی سنگ‌کل و شیمی‌کانی‌ها، نسبت‌های ایزوتوپی و سن‌سنجی-هایی که همه برای نخستین بار انجام شده‌اند می‌پردازد.

### زمین‌شناسی منطقه و شواهد صحرایی

مجموعه دگرگونی ماجراد با روند شمال شرقی- جنوب غربی و طول تقریبی ۴۰ کیلومتر و عرض ۱۰ کیلومتر در جنوب شرقی شاهرود (۶۵ کیلومتری جنوب شرق بیارجمند) و در کرانه شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی قرار دارد (شکل ۱). با توجه به بازدیدهای صحرایی، داده‌های زمین‌شیمیایی و نتایج سن-سنجی می‌توان رخداد‌های زمین‌شناسی این منطقه را در دو رده سنی نئوپروتروزویک پایانی و اواخر تریاس تا زوراسیک میانی جای داد.

گسترده‌ای پیرامون مجموعه‌های پی‌سنگی ایران انجام شده است [۷-۱۵]. ولی با توجه به تنوع و پیچیدگی‌های زمین-شناسی سرزمین‌های گندوانایی مورد نظر، شناخت دگرگونی‌های زمین‌ساختی ماگمایی آنها نیازمند بررسی‌های گسترده و همه‌جانبه بیشتری است. سرزمین‌های گندوانایی به جز پهنه‌های کپه‌داغ، فلیش شرق ایران و مکران، در سایر نقاط ایران به ویژه در پهنه ساختاری ایران مرکزی، به طور پراکنده رخنمون دارند، ولی در مورد سن آنها اختلاف نظرهایی وجود دارد [۱۶]. در سال‌های اخیر، با گسترش روش‌های سن‌سنجی قابل اعتماد (سن‌سنجی U-Pb روی زیرکن) پژوهش‌های ارزشمندی پیرامون این مناطق انجام شده و یا در حال انجام است که گام مؤثری در روشن شدن ابهامات موجود در مورد این سرزمین‌ها است. سن‌سنجی‌های انجام شده بیانگر گستره سنی نئوپروتروزویک پایانی - کامبرین پیشین برای این سرزمین‌ها است. بررسی‌های جدید نشان می‌دهند که سرزمین‌های پی‌سنگی ایران، اگرچه از نظر ویژگی‌ها و تنوع سنگ‌شناسی تشابه‌های بسیاری با سرزمین‌های پی‌سنگی سیر آفریقایی-عربی دارند، ولی گستره سنی تشکیل آنها به طور کامل متفاوت

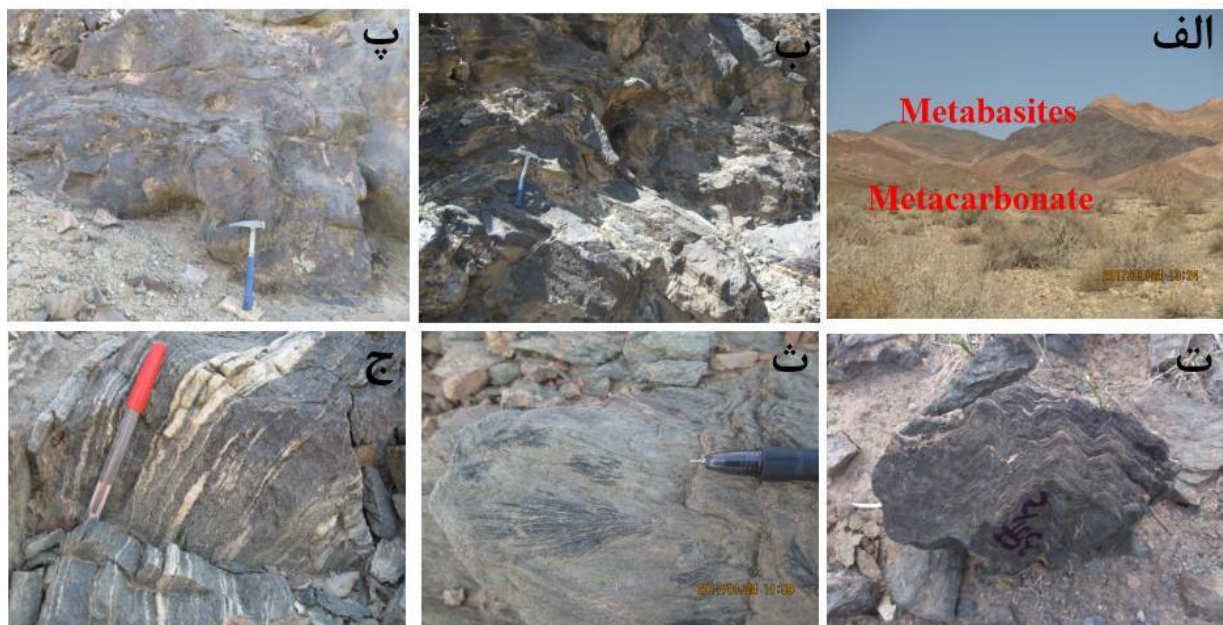


شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی مجموعه دگرگونی ماجراد بر پایه برداشت‌های صحرایی، تصاویر ماهواره‌ای گوگل ارث و نتایج سن‌سنجی ایزوتوپی جدید که موقعیت جغرافیایی و ترکیب سنگ‌شناسی نمونه‌های متابازیتی مورد بررسی بر آن مشخص شده است (دایره‌های قرمز رنگ با علامت اختصاری GSch نشانگر شیبست سبز و Am نشانگر آمفیبولیت هستند).

متابازالت (شیست‌سبز) و متاکربنات (مرمرهای با درجه بازتبلوری پایین) دگرگون شده‌اند. فراورده‌های برآمده از فرسایش توالی ژوراسیک در کنگلومرای پالتوسن و کنگلومرای قاعده توالی آتشفشانی - رسوبی ائوسن یافت می‌شوند. در جنوب آغل جمیل (در جنوب شترکوه)، کنگلومرای سرشار از قطعات بازالتی با سن چینه‌شناختی کرتاسه پیشین دیده می‌شود که قطعات آن از بازالت‌های توالی تریاس - ژوراسیک سرچشمه گرفته‌اند. این توالی را می‌توان معادل سازند شمشک در البرز در نظر گرفت که در حوضه‌های کششی پشت‌کمانی تشکیل شده است [۲۰]. این توالی در برخی نقاط توسط تعدادی توده نفوذی گابرویدیوریتی وابسته به ژوراسیک‌میانی قطع شده است.

مجموعه دگرگونی ماجراد شامل طیف گسترده‌ای از سنگ‌های دگرگونی با ترکیب متاکربناتی، متاسامیتی، متاپلیتی، متابازیتی و متاریولیتی است. در این مجموعه، متاکربنات‌ها در مقایسه با سایر سنگ‌ها از گستردگی و حجم بسیاری برخوردارند. متاپلیت‌ها طیف متنوعی از اسلیت، میکاشیست، گارنت‌میکاشیست تا گنیس و گارنت گنیس را شامل می‌شوند که دما و فشار محیط تشکیل آنها در حد رخساره شیست سبز تا رخساره آمفیبولیت بوده است.

از آنجا که رخدادهای تریاس پایانی تا ژوراسیک‌میانی موضوع اصلی این مقاله نیست، نخست به بررسی مختصر آنها بسنده کرده و بحث اصلی را پیرامون رخدادهای نئوپروتروزوئیک‌پایانی به تفصیل ادامه می‌دهیم. در مورد رخدادهای رسوبگذاری و دگرگونی‌های ماگمایی-دگرگونی‌های ژوراسیک تا ژوراسیک‌میانی می‌توان گفت که توالی ژوراسیک با کنگلومرای قاعده‌ای چندزادی سرشار از قلوه‌های سنگی آذرین و دگرگونی نئوپروتروزوئیک‌پایانی شروع می‌شود و با توالی نسبتاً ضخیمی از ماسه‌سنگ، شیل، آهک‌ماسه‌ای و آهک ادامه می‌یابد. قطعات سازنده این کنگلومرای قاعده‌ای را قلوه‌هایی از جنس گرانیت، گنیس، میکاشیست، شیست‌سبز، آمفیبولیت و مرمر تشکیل می‌دهند که در بیشتر مناطق پی-سنگی جنوب شاهرود رخنمون دارند. در بین این توالی، افق‌هایی از بازالت و هیالوکلاست‌ها و ولکانی‌کلاست‌های بازالتی نیز به صورت میان لایه یافت می‌شوند که گاه ضخامت آنها تا حدود ۱۰۰ متر نیز می‌رسد. در برخی از افق‌های بازالتی، ساخت‌بالشی بارزی دیده می‌شود (شکل ۲). توالی رسوبی - آتشفشانی تریاس‌پایانی - ژوراسیک‌پیشین، در رخداد سیمین-میانی در دوره ژوراسیک‌میانی به مجموعه دگرگونی درجه-پایینی شامل اسلیت، فیلیت، ماسه‌سنگ دگرگونه، متاگریوک،



شکل ۲ تصاویری از ویژگی‌های بارز متابازیت‌های مجموعه دگرگونی ماجراد: الف. دورنمایی از همراهی متابازیت‌ها و متاکربنات‌ها. ب و پ) ساختار بالشی حفظ شده در آمفیبولیت‌های جنوب آغل سیاه‌تول، ث) چین‌ها و ریزچین‌ها در آمفیبولیت‌های جنوب آغل سیاه‌تول، ج) ساخت نواری ناشی از تشکیل بخش‌های روشن و تیره در آمفیبولیت‌های غرب معدن مس ماجراد و ج) آکتینولیت‌های درشت دارای ساختار انگشتی در آکتینولیت شیست‌های غرب مزرعه ماجراد.

### سنگ‌نگاری

متاکربنات‌های مجموعه دگرگونی ماجراد شامل مرم‌های آهکی و دولومیتی هستند. بازتبلور کانی‌ها، درشت‌تر شدن اندازه دانه‌ها و تغییر رنگ کربنات‌ها از خاکستری به روشن (کرم تا قهوه‌ای روشن) از ویژگی‌های بارز این سنگ‌هاست. متاپلیت‌ها بیشتر شامل فیلیت، میکاشیست، گارنت‌شیست، گارنت-میکاشیست تا گنیس و گارنت گنیس هستند. بافت غالب این سنگ‌ها لپیدوبلاستی بوده که ناشی از فراوانی مسکوویت در این سنگ‌هاست. بافت لپیدوبلاستی و غربالی نیز در میکاشیست‌ها و گارنت میکاشیست‌ها دیده می‌شود. فراوانی مسکوویت و بیوتیت در این سنگ‌ها برگوارگی بارزی ایجاد کرده است. در برخی موارد نیز بلورهای بیوتیت به شکل ماهی (Mica fish) بافت‌های از نوع مایل را ایجاد کرده‌اند که ناشی از دگرریختی و میلونیتی شدن این سنگ‌ها در زون‌های برشی است.

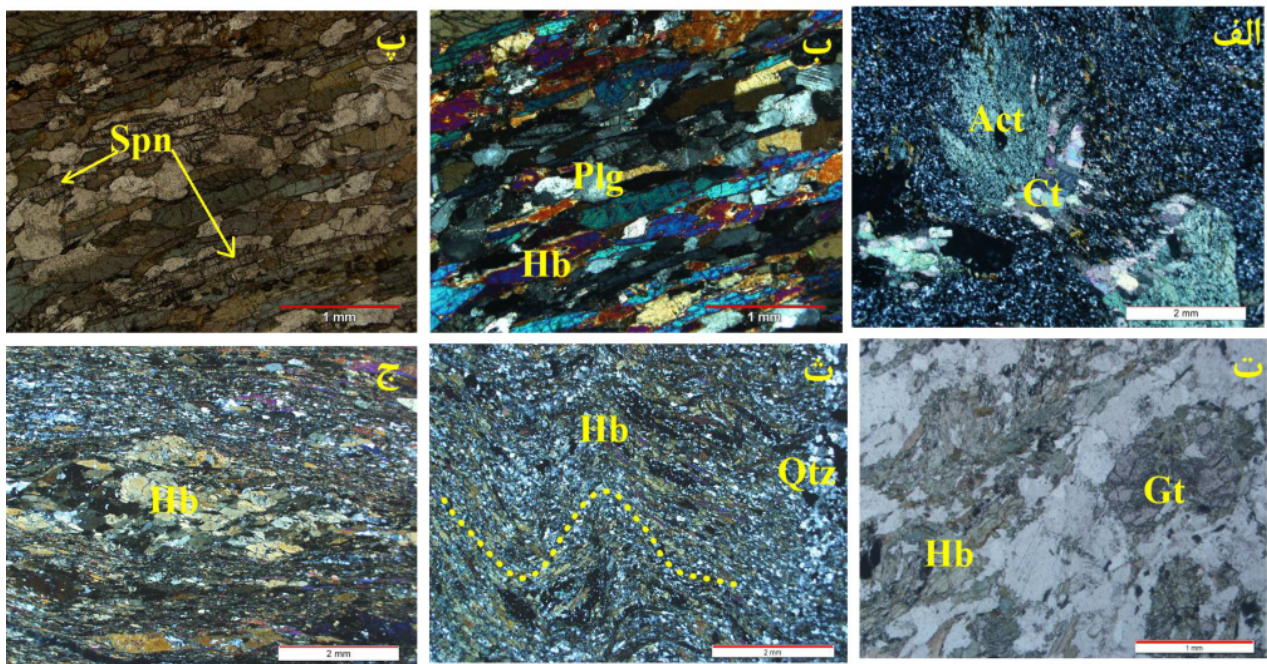
متابازیت‌های مجموعه دگرگونی ماجراد را می‌توان به دو گروه شیست سبز (آکتینولیت شیست) و آمفیبولیت-گارنت آمفیبولیت تقسیم کرد. آکتینولیت و در برخی موارد پلاژیوکلازهای سدیمی (آلبیت - الیگوکلاز،  $Ab_{73-91}An_{9-26}$ )، کانی‌های اصلی تشکیل دهنده آکتینولیت شیست‌ها هستند. کلریت، اپیدوت، کلسیت، اسفن و اکسیدهای آهن و منگنز از جمله کانی‌های ثانویه‌ای هستند که در آکتینولیت شیست‌ها یافت می‌شوند، بافت غالب این سنگ‌ها نامتوبلاستی است (شکل‌های ۳ الف و ب). هورنبلند سبز (هورنبلند، فروچرماکیت و آلومینوچرماکیت)، پلاژیوکلاز (الیگوکلاز - آندزین،  $Ab_{61-77}An_{23-39}$ ) و گارنت، کانی‌های اصلی تشکیل دهنده آمفیبولیت‌ها و گارنت آمفیبولیت‌ها هستند. در این سنگ‌ها، هورنبلند سبز از فراوانی بیشتری برخوردار است (شکل ۳). بیوتیت در برخی از نمونه‌های سنگی دارای مقادیر قابل توجهی است و می‌توان آن را جزء کانی‌های اصلی سنگ به حساب آورد. این سنگ‌ها بافت‌های نامتوبلاستی و لپیدوبلاستی و گاه بافت متقاطع (دکوسیت) نشان می‌دهند. اسفن، تیتانومگنتیت و زیرکن از کانی‌های فرعی بارز این سنگ‌ها هستند. شواهد دگرریختی چون برگوارگی، خطوارگی، بلورهای ماهی‌شکل هورنبلند سبز و بیوتیت، به خوبی در این سنگ‌ها گسترش یافته‌اند (شکل ۳). در برخی از آمفیبولیت‌ها، تناوبی از کانی‌های تیره (هورنبلند، مگنتیت و اسفن) و روشن (پلاژیوکلاز و کوارتز) دیده می‌شود.

متابازیت‌ها که موضوع اصلی این مقاله هستند دسته دیگری از سنگ‌های دگرگونی مجموعه ماجراد هستند که اغلب با متاکربنات‌ها، متاپلیت‌ها و در برخی مناطق با متاریولیت‌ها همراه هستند و به صورت طیف سنگی گسترده‌ای از شیست-سبز تا گارنت آمفیبولیت یافت می‌شوند (شکل ۲ الف). براساس بازدیدهای صحرایی و داده‌های زمین‌شیمیایی، سنگ‌های مادر متابازیت‌ها روانه‌های بازالتی زبرداریایی و سنگ‌های آتشفشانی - آواری وابسته هستند که در برخی مناطق چون جنوب آغل سیاه‌تول، ساخت بالشی سنگ‌های بازالتی والد آنها تا حد بسیاری محفوظ مانده و قابل مشاهده است (شکل‌های ۲ ب و پ). متابازیت‌های ماجراد شامل شیست‌سبز، آمفیبولیت و گارنت‌آمفیبولیت هستند و برگوارگی و خطوارگی بسیار بارزی را نشان می‌دهند. در برخی مناطق، ریزچین‌ها و چین‌های بسیار زیبایی در مقیاس‌های میلیمتری تا دکامتری در این سنگ‌ها دیده می‌شود (شکل ۲ ت). آکتینولیت‌های موجود در آکتینولیت شیست‌ها به صورت بلورهای سوزنی‌شکل با ساختار انگشتی تا پاپیونی ظاهر شده‌اند (شکل ۲ ث). در برخی نقاط، رگه‌های سیلیسی در مقیاس سانتیمتری تا دسیمتری متابازیت‌ها را قطع کرده‌اند. این رگه‌های سیلیسی، برآمده از ته نشست و تبلور سیال‌ها در اثر واکنش‌های دگرگونی آب‌زدا و واپاشی کلینوپیروکسن‌های متابازیت‌ها به آمفیبول هستند (شکل ۲ ج).

### روش پژوهش

طی بازدیدهای صحرایی و بررسی همزمان روابط صحرایی متابازیت‌ها با دیگر سنگ‌های دگرگونی منطقه ماجراد، حدود ۱۵۰ نمونه سنگ برداشت شد و جهت بررسی‌های میکروسکوپی از بیشتر آنها مقطع نازک تهیه گردید. به منظور بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، ۱۱ نمونه سنگی با کمترین میزان دگرسانی در مؤسسه زمین‌شناسی و زمین‌فیزیک انجمن علوم چین که دارای شهرت و اعتبار جهانی است، مورد تجزیه شیمیایی شدند. مقادیر عناصر اصلی به روش طیف‌سنجی فلئورسانس پرتوی X (XRF) و عناصر کمیاب به روش‌های طیف‌سنجی نشر نوری پلاسما جفت شده القایی (ICP-OES) و طیف‌سنجی نشر جرمی پلاسما جفت شده القایی (ICP-MS) تعیین شدند. تعیین سن و اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپ‌های U و Pb به روش طیف‌سنجی نشر جرمی پلاسما جفت شده لیزری (LA-ICPMS) در آزمایشگاه دگرگونی‌های سنگ کره‌ای دانشگاه نورث وست شیان در کشور چین انجام شده است.





شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی نشان‌دهنده برخی از ویژگی‌های سنگ‌نگاری بارز متابازیت‌های مجموعه دگرگونی ماجراد: الف - آکتینولیت شیبست دارای شکفته بلورهای آکتینولیت و سایه فشاری تشکیل شده در مجاورت آنها که به صورت پهنه‌های دارای دانه‌های ریز کلسیت ظاهر شده‌اند، ب و پ) برگواری بارز ناشی از حضور هورنبلند و اسفن در آمفیبولیت‌ها، ت) گارنت و هورنبلند در گارنت آمفیبولیت، ث) ریزچین‌های با مقیاس میکروسکوپی در آمفیبولیت‌ها و ج) بلورهای ماهی‌شکل هورنبلند در آمفیبولیت‌ها.

**بحث: نام‌گذاری و تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مادر متابازیت‌ها**

نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌کل ۱۱ نمونه متابازیتی شامل عناصر اصلی، فرعی و خاکی نادر در جدول ۱ ارائه شده است. با توجه به شواهد صحرایی به ویژه ساخت‌های بالشی بازماندی، سنگ‌والد این متابازیت‌ها بازالیت بوده است. جایگاه ترکیبی متابازیت‌های ماجراد در گستره I در نمودار مثلثی CaO - MgO - FeO<sub>۱</sub> [۲۱] نیز سنگ‌والد آذرین آن‌ها را تأیید می‌کند (شکل ۴ الف). بر اساس نمودار رده‌بندی سنگ‌های آذرین بیرونی [۲۲]، ترکیب سنگ مادر متابازیت‌های ماجراد بیشتر در گستره ترکیبی بازالیت‌ها قرار می‌گیرد (شکل ۴ ب). با توجه به دگرگونه‌بودن سنگ‌های مورد بررسی و تحرک بالای عناصر بزرگ‌یون سنگ‌دوست (LILE)ها به‌ویژه سدیم و پتاسیم در فرایندهای دگرگونی، استفاده از نمودارهای بر پایه عناصر کم-تحرک‌تر مانند زیرکنیم و تیتانیوم، مانند نمودار Zr/TiO<sub>۲</sub> نسبت به SiO<sub>۲</sub> [۲۳]، نتایج مطمئن و قابل اعتمادتری به دست می‌دهد (شکل ۴ پ). برای مقایسه جایگاه ترکیبی متابازیت‌های منطقه ماجراد با متابازیت‌های شترکوه و جندق، از نتایج

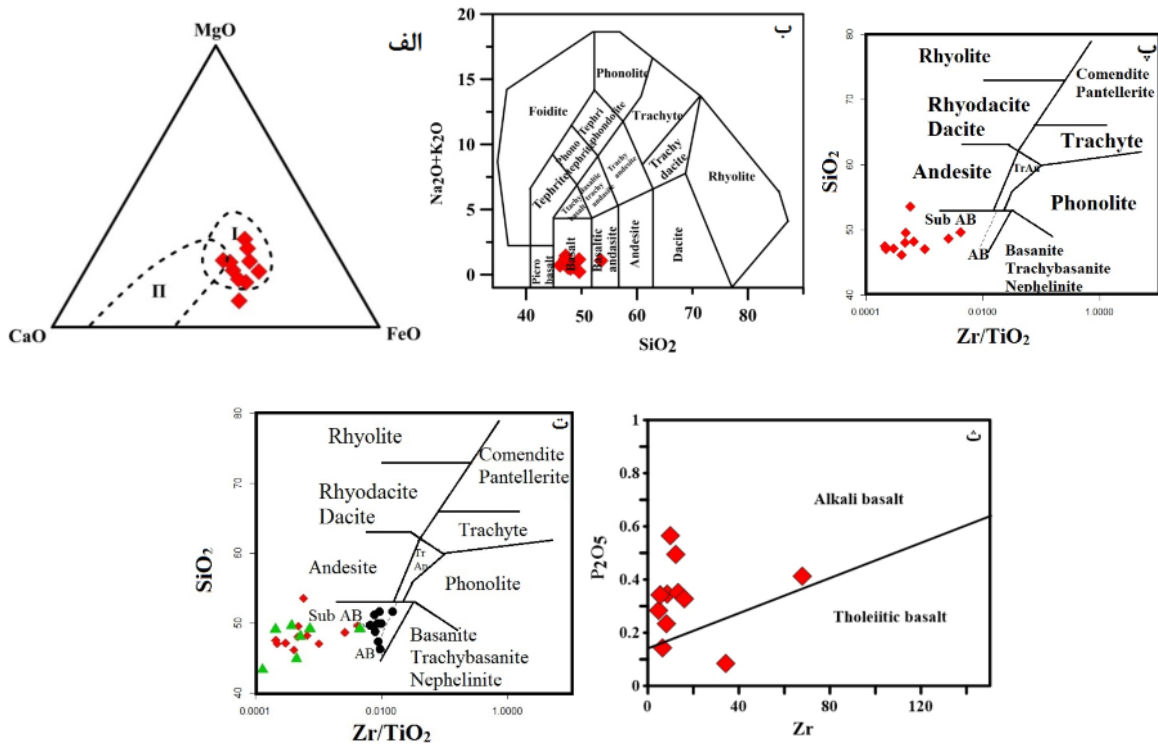
تجزیه‌های شیمیایی این مناطق نیز استفاده شده است [۲۳] که همخوانی خوبی بین این نتایج وجود دارد (شکل ۴ ت). براساس نمودار P<sub>۲</sub>O<sub>۵</sub> نسبت به Zr، نمونه‌های متابازیتی ماجراد دارای ماهیت قلیایی و به‌ندرت تولییتی هستند (شکل ۴ ث).

**محیط زمین‌ساختی و خاستگاه ماگمایی**

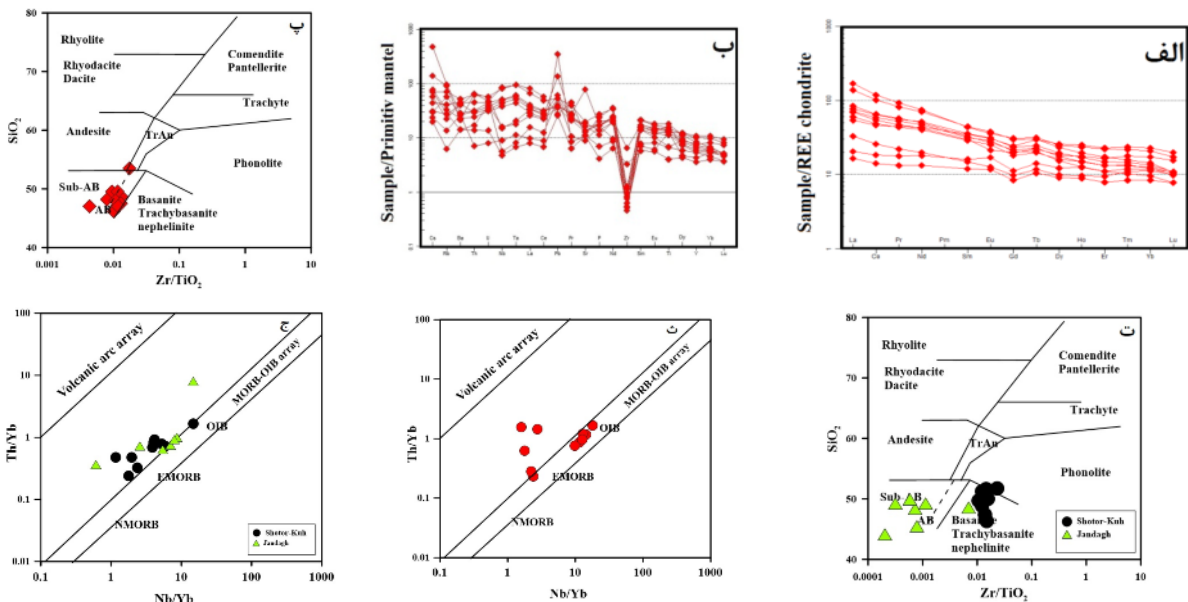
الگوی تغییرات عناصر خاکی‌نادر به‌نجار شده نسبت به کندریت [۲۴] (شکل ۵ الف) نشانگر غنی‌بودن نسبی متابازیت‌های ماجراد از عناصر خاکی‌نادر سبک (LREE) و تغییر نسبت La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> آنها از ۱٫۷۵ تا ۹٫۷۷ است. متابازیت‌های ماجراد بر نمودارهای عنکبوتی به‌نجار شده نسبت به بازالیت‌های پشته‌های میان اقیانوسی نوع مورب تهی شده (NMORB) [۲۵] و نسبت به گوشته اولیه و بازالیت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) [۲۵]، تهی‌شدگی از Zr (از عناصر با شدت میدان بالا، HFSE) و غنی‌شدگی از LILEها مانند U، Cs، و Th و همچنین Pb نشان می‌دهند (شکل‌های ۵ ب و پ). غنی‌شدگی از Pb و عناصر سنگ‌دوست بزرگ‌یون را می‌توان به آرایش ماگما به مواد پوسته‌ای طی صعود و جایگیری آن نسبت داد [۲۶] (شکل ۵ ت).

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل متابازیت‌های مجموعه دگرگونی ماجراد به روش‌های XRF و ICP-MS

نمونه	۱۰۰KM	۱۱,۲KM	۱۴۷KM	۲۱۲KM	۲۱۲,۲KM	۲۱۴KM	۲۶KM	۲۹۰KM	۸۰KM	۹۰KM	۲۵۲KM
SiO <sub>2</sub>	۴۷,۰۹	۴۷,۶۵	۴۹,۶۳	۴۷,۱۱	۴۸,۰۶	۴۵,۱۳	۴۵,۸۹	۴۳,۰۷	۴۴,۶۸	۴۴,۴۹	۵۱,۱۳
TiO <sub>2</sub>	۳,۰۶	۱,۲۷	۱,۲۹	۲,۵۲	۰,۷۸	۳,۴۹	۲,۶۸	۲,۸۱	۲,۱۵	۲,۳۸	۰,۵۲
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۴,۶۱	۱۵,۳۷	۱۴,۶۸	۱۳,۸۸	۱۶,۳۱	۱۴,۰۹	۱۴,۲	۱۳,۵۱	۱۶,۹۵	۱۶,۰۲	۱۵,۶۱
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	۱۳,۸	۱۱,۰۲	۹,۹۱	۱۴,۱۶	۷,۴۸	۱۶,۸۵	۱۳,۴۴	۱۶,۷۱	۱۳,۲۶	۱۴,۲۶	۹,۵۹
MnO	۰,۱۶	۰,۱۷	۰,۲۱	۰,۲۱	۰,۱۳	۰,۱۸	۰,۲	۰,۱۹	۰,۱۴	۰,۲۳	۰,۱۶
MgO	۷,۱۵	۶,۸۳	۶,۰۴	۵,۱	۹,۱۴	۴,۱۴	۵,۵	۴,۷۳	۶,۰۳	۶,۳۲	۷,۷۲
CaO	۹,۳	۱۰,۶۸	۸,۴۶	۸,۸۶	۱۲,۵۷	۷	۱۰,۸۹	۸,۲۱	۶,۷۹	۷,۹۴	۹,۰۶
Na <sub>2</sub> O	۱,۵۳	۱,۹۲	۱,۳۰	۴,۰۰	۲,۱۷	۲,۹۲	۲,۰۱	۳,۰۰	۳,۲۲	۱,۵۲	۱,۹۸
K <sub>2</sub> O	۰,۶۵	۱,۱۳	۱,۰۰	۰,۵۶	۰,۲۲	۱,۳۹	۰,۴۶	۰,۶۷	۰,۵۴	۱,۱۳	۱,۱۵
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰,۳۴	۰,۱۴	۰,۲۲	۰,۴۰	۰,۰۸	۰,۵۴	۰,۳۴	۰,۴۶	۰,۲۷	۰,۳۲	۰,۰۸
افت گرمایی	۱,۸۸	۲,۴۲	۵,۸۲	۸,۸۴	۲,۴۸	۳,۴۴	۳,۱۴	۵,۸۲	۵,۳۸	۴,۳۶	۱,۹
مجموع	۹۹,۵۶	۹۸,۶۰	۹۸,۵۶	۱۰۵,۶۳	۹۹,۴۲	۹۹,۱۷	۹۸,۷۴	۹۹,۱۸	۹۹,۴۱	۹۸,۹۸	۹۸,۸۹۷۱
Li	۴۸,۸	۸,۸۴	۲۴,۶	۷,۷۵	۴,۸۴	۱۵,۹	۶,۵۱	۱۱,۷	۱۲,۴	۲۱,۱	۱۰,۵
Be	۰,۸۷	۰,۵۰	۱,۱۲	۱,۰۵	۰,۲۹	۱,۳۳	۱,۵۹	۰,۷۲	۰,۹۶	۰,۵۹	۰,۶۲
Sc	۳۱,۱	۴۱,۷	۴۰,۸	۴۵,۵	۴۴,۱	۳۹	۳۴,۳	۳۷,۹	۳۴,۳	۲۴,۴	۳۹,۹
V	۳۰۰	۲۳۶	۲۲۴	۳۵۸	۱۸۱	۳۳۳	۲۹۹	۴۱۹	۲۴۷	۲۳۱	۲۰۷
Cr	۱۳۷	۱۲۲	۲۳۶	۳۹,۲	۳۶۸	۱۱,۶	۴۶,۸	۴۵,۶	۴۴,۳	۳۴,۹	۱۰۳
Co	۴۹	۳۷,۹	۳۳,۱	۴۳,۱	۴۲,۶	۴۷,۱	۴۷	۴۷,۹	۵۳,۷	۵۱,۱	۴۴,۵
Ni	۴۷,۹	۳۱,۹	۴۵,۷	۲۸,۶	۹۹	۱۰,۴	۴۹,۲	۴۶,۱	۵۶	۵۱,۴	۴۲,۱
Cu	۶۰,۵	۷۰,۳	۵۸,۴	۱۱۱	۸۹,۹	۵۳,۸	۱۰۸	۹۹,۱	۴۹	۴۸,۵	۳۸,۲
Zn	۱۹۷	۱۲۴	۱۵۲	۱۸۴	۷۶,۴	۲۰۶	۱۹۰	۱۵۱	۱۴۹	۱۸۶	۸۷,۱
Ga	۲۰,۶	۱۶,۸	۱۸,۸	۲۱,۴	۱۴,۱	۲۵,۷	۲۰,۵	۲۰,۶	۲۱,۳	۲۱,۶	۱۶,۴
Rb	۱۳,۴	۳۴,۲	۵۴,۵	۱۶,۷	۳,۷	۴۲,۶	۸,۱	۱۶,۳	۱۹,۷	۵۷,۱	۲۴,۶
Sr	۳۲۷	۲۱۹	۳۲۵	۲۵۴	۲۱۵	۳۹۳	۲۶۸	۲۲۴	۳۷۰	۱۵۵۱	۱۷۷
Y	۲۳,۲۰	۲۳,۰۰	۳۲,۹۰	۴۶,۷۰	۱۵,۲۰	۳۵,۹۰	۳۰,۸۰	۴۳,۳۰	۲۵,۷۰	۲۸,۶۰	۱۸,۴۰
Mo	۰,۵۵	۰,۴۴	۰,۶۹	۰,۶۵	۰,۵۸	۰,۴۴	۰,۹۳	۰,۳۷	۰,۷۷	۰,۴۵	۰,۴۷
Cd	۰,۱۴	۰,۱۷	۰,۱۵	۰,۱۴	۰,۱۲	۰,۱۹	۰,۱۸	۰,۱۶	۰,۱۱	۰,۱۱	۰,۰۷
In	۰,۰۸	۰,۰۹	۰,۰۹	۰,۱۱	۰,۰۴	۰,۱۱	۰,۱۰	۰,۰۹	۰,۰۹	۰,۰۹۴	۰,۰۷
Sb	۰,۶۹	۰,۵۱	۰,۷۰	۱,۰۴	۰,۳	۰,۳۸	۰,۵۲	۰,۳۳	۰,۶۲	۰,۴۶	۰,۳۱
Cs	۱,۲	۰,۶۲	۲,۹۳	۱,۴۷	۰,۴۱۶	۱,۴۸	۰,۵	۰,۶۵	۱,۶۲	۱۰	۰,۹۳
Ba	۲۸۰	۱۷۴	۱۴۱	۹۴,۱	۹۳,۶	۳۳۹	۱۷۲	۲۶۵	۱۵۱	۱۹۰	۲۹۵
La	۲۲,۳۰	۶,۳۳	۲۱,۶۰	۱۶,۷۰	۵,۱۴	۴۲,۸۰	۲۴,۱۰	۵۲,۵۰	۱۸,۶۰	۲۶,۱۰	۱۰,۲۰
Ce	۴۷,۱	۱۴,۹	۴۳,۷	۳۷,۴	۱۱,۴	۸۲,۱	۵۲,۳	۹۵,۸	۳۹,۲	۵۳	۲۰,۸
Pr	۶,۳۹	۲,۱۶	۵,۷۸	۵,۴۴	۱,۶۱	۹,۹۸	۶,۸۱	۱۱,۴	۵,۳۳	۷,۰۴	۲,۶۸
Nd	۲۸,۱۰	۱۰,۸۰	۲۵,۳۰	۲۶	۸,۰۱	۴۲,۶	۳۱,۱۰	۴۴,۷۰	۲۴,۱۰	۳۰,۲۰	۱۱,۹۰
Sm	۶,۱۸	۳,۱۴	۵,۷۵	۶,۸۸	۲,۳۳	۸,۷۱	۶,۹۳	۸,۵۷	۵,۶۵	۶,۳۷	۲,۸۸
Eu	۲,۱۳	۱,۲۵	۱,۵۷	۲,۲۶	۰,۸۷	۲,۷۸	۲,۳	۲,۶۳	۱,۸۶	۱,۹۹	۰,۹۴
Gd	۵,۲۹	۲,۹	۵,۱۱	۶,۳۱	۲,۱۸	۷,۷	۶,۰۷	۸	۴,۶۸	۵,۵۶	۲,۵۴
Tb	۰,۹۷۷	۰,۶۷۲	۱,۰۵	۱,۴۱	۰,۴۹۷	۱,۴۲	۱,۱۷	۱,۵	۰,۹۵	۱,۰۸	۰,۵۶
Dy	۴,۹۴	۳,۹۴	۵,۹۲	۸,۲۷	۲,۹	۷,۴۵	۶,۲۷	۸,۰۱	۵,۱۴	۵,۶۷	۳,۱۶
Ho	۰,۹۱۸	۰,۸۹۸	۱,۲۶	۱,۸	۰,۶۴	۱,۴	۱,۲۳	۱,۶۹	۱,۰۸	۱,۰۷	۰,۶۹
Er	۲,۳۱	۲,۳۳	۳,۴۸	۴,۷۷	۱,۶۵	۳,۶۵	۳,۱۱	۴,۶۶	۲,۷۹	۲,۷۸	۲
Tm	۰,۳۳	۰,۳۹	۰,۵۷	۰,۷۷	۰,۲۷	۰,۵۱	۰,۴۷	۰,۷۰	۰,۴۴	۰,۴۲	۰,۳۶
Yb	۲	۲,۴۶	۳,۶	۴,۷۸	۱,۷۶	۲,۹۸	۲,۸۳	۴,۳۳	۲,۵۵	۲,۶۵	۲,۳۳
Lu	۰,۲۵	۰,۳۵	۰,۵	۰,۶۴	۰,۲۵	۰,۳۵	۰,۳۵	۰,۵۵	۰,۳۱	۰,۳۴	۰,۳۲
W	۰,۴۳	۰,۵۲	۱,۴۲	۰,۲۶	۰,۳۷	۰,۷۶	۰,۵۷	۰,۵۷	۰,۵۸	۰,۸۲	۰,۴۴
Tl	۰,۰۷	۰,۲۰	۰,۳۴	۰,۱۵	۰,۰۵	۰,۱۸	۰,۰۳	۰,۰۷	۰,۰۹	۰,۳۵	۰,۱۹
Pb	۹,۱۴	۵۲,۳	۲,۰۴	۷,۹۹	۳,۸۹	۷,۹۶	۵,۹۶	۴,۱	۵,۴	۵,۹۱	۷,۹۱
Bi	۰,۰۳	۰,۱۰	۰,۴۲	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۸	۰,۰۵	۰,۰۲	۰,۰۶
Th	۲,۳۴	۰,۵۶۷	۵,۱۸	۱,۳۵	۱,۱	۴,۹۵	۲,۴۶	۵,۱۹	۱,۹۴	۲,۵۴	۳,۶۲
U	۰,۶۵۹	۰,۱۵۹	۱,۱۲	۰,۸۰۴	۰,۲۷۴	۱,۱۵	۰,۷۴	۰,۹۵	۰,۶۲	۰,۹۰	۰,۹۰
Nb	۲۸,۸	۵,۹	۹,۹	۱,۰۶	۳,۱۱	۵۳,۹	۳۲,۴	۵۵,۴	۲۵,۱	۳۳,۷	۳,۷۱
Ta	۱,۹	۰,۴۲	۰,۷۷	۰,۶۶	۰,۲۵	۳,۴۷	۲,۱۲	۳,۵۱	۱,۶۳	۲,۲۴	۰,۳۰
Zr	۸,۶۵	۶,۱۵۶	۸	۶۸	۳۴,۲	۱۰	۱۳,۲	۱۲,۲	۴,۷۸	۵,۵۸	۵,۴۷
Hf	۰,۴۹	۰,۶۹	۰,۴۴	۲,۵۴	۱,۴۴	۰,۳۸	۰,۶۲	۰,۴۹	۰,۲۴	۰,۲۶	۰,۴۹



شکل ۴ جایگاه نمونه‌های متابازیتی مجموعه دگرگونی ماجراد در: الف- نمودار مثلثی مرجع [۲۱] جهت تفکیک ارتوآمفیبولیت‌ها (I) و پارا آمفیبولیت‌ها (II)، ب - نمودار  $Na_2O+K_2O$  نسبت به  $SiO_2$  [۲۲]، پ) نمودار  $SiO_2$  نسبت به  $Zr/TiO_2$  [۲۳] به منظور نامگذاری سنگ‌های آذرین بیرونی مادر متابازیت‌ها، ت) نمودار مرجع [۲۳] جهت مقایسه موقعیت ترکیبی متابازیت‌های ماجراد و شترکوه، (دایره‌های سیاه رنگ) و جندق (مثلث‌های سبز رنگ) و ث) نمودار  $P_2O_5$  نسبت به  $Zr$  برای تعیین سری ماگمایی [۲۳].



شکل ۵ جایگاه نمونه‌های متابازیتی مجموعه دگرگونی ماجراد در الف) نمودار تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۲۴]، ب) نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه [۲۵]، پ) نمودار عنکبوتی بهنجار شده به OIB [۲۵]، ت) نمودار  $Ce/Pb$  نسبت به  $MgO$  [۲۵] جهت تعیین آلودگی نمونه‌های متابازیتی، ث) نمودار  $Th/Yb$  نسبت به  $Ta/Yb$  [۲۷] برای نمونه‌های متابازیتی ماجراد و ج - نمودار  $Th/Yb$  نسبت به  $Ta/Yb$  [۲۷] برای نمونه‌های متابازیتی ماجراد، شترکوه و جندق.

برای تشخیص جایگاه زمین‌ساختی نمونه‌های متابازیتی از نمودار  $MgO-Al_2O_3-FeO^T$  [۲۹] استفاده شد. این نمودار براساس اکسیدهای اصلی رسم شده است و سنگ‌های بازی تا حدواسط محیط‌های مختلف را تفکیک می‌کند که نمونه‌های مورد بررسی در گستره بازالت‌های درون‌قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۶ الف). نمونه‌های متابازیتی در نمودار  $Th/Hf$  نسبت به  $Ta/Hf$  [۲۹] در گستره بازالت‌های کافت‌های درون‌قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۶ ب).

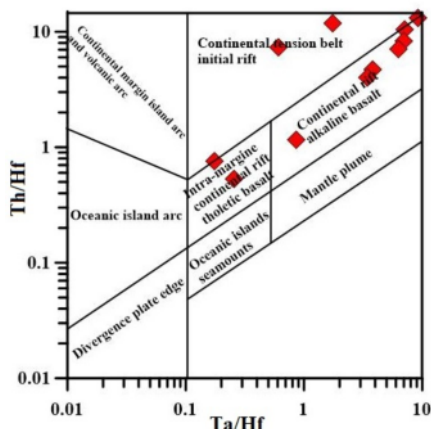
از نمودار  $Ce/Sm$  نسبت به  $Sm/Yb$  [۳۰] برای تشخیص حضور یا عدم حضور گارنت در محل خاستگاه استفاده می‌شود. ذوب‌بخشی یک منبع گوشته‌ای گارنت‌دار، مذابی با مقادیر  $Sm/Yb$  بیش از ۲/۵ نسبت به خاستگاه را ایجاد می‌کند. میانگین این نسبت برای نمونه‌های متابازیتی مورد بررسی ۱/۹۹ است و در جایگاه بدون گارنت قرار می‌گیرند (شکل ۶ پ). از زمین‌شیمی عناصر خاکی‌نادر برای تعیین درجه ذوب‌بخشی و عمق خاستگاه گوشته‌ای ماگمای اولیه استفاده می‌شود. براساس نمودار  $La/Sm$  نسبت به  $Sm/Yb$  ماگمای سازنده سنگ مادر نمونه‌های متابازیتی ماجراد از ذوب‌بخشی یک خاستگاه اسپینل لرزولیتی سرچشمه گرفته است (شکل ۶ ت) [۳۱]. جهت تعیین درجه ذوب‌بخشی گوشته محل منبع نمونه‌های متابازیتی از نمودار  $Yb$  نسبت به  $La/Yb$  [۲۵] استفاده شد. بر اساس این نمودار، ماگمای والد این سنگ‌ها از ذوب‌بخشی ۱۰ تا ۱۵ درصدی یک خاستگاه اسپینل لرزولیتی سرچشمه گرفته است (شکل ۶ ث).

#### سن سنجی

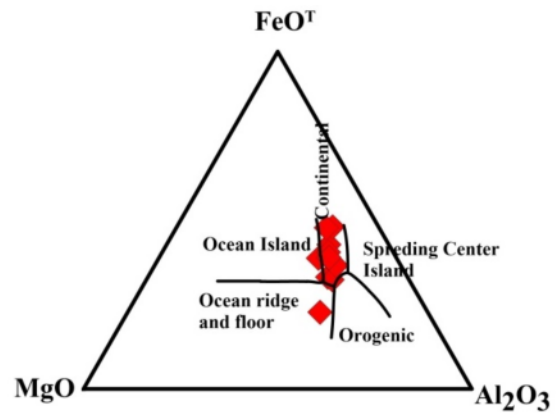
نتایج برآمده از سن‌سنجی به روش  $U-Pb$  بر روی کانی زیرکن در جدول ۲ ارائه شده است. زیرکن یک کانی فرعی غنی از اورانیوم است که در طیف گسترده‌ای از سنگ‌ها وجود دارد و به عنوان بهترین زمین‌زمان‌سنج در سن‌سنجی‌های ایزوتوپی استفاده می‌شود. از میان روش‌های سن‌سنجی ایزوتوپی رایج در چند دهه اخیر، روش‌های برپایه استفاده از ریزپرتوها مانند طیف‌سنجی جرمی یون ثانویه (SIMS) و LA-ICPMS کاربرد گسترده‌ای یافته‌اند. در روش LA-ICPMS، قطر ناحیه مورد بررسی حدود ۳۰ تا ۶۰ میکرون و مقدار خطای اندازه‌گیری در گستره ۱ تا ۱۰ درصد است که به صورت 2σ بیان می‌شود. بررسی عکس‌های کاند و لومینسانس (CL) زیرکن‌های جدا شده از نمونه متابازیتی نشان می‌دهد که بیشتر زیرکن‌ها خودشکل، شفاف و بدون هسته موروثی هستند و اندازه آنها بین 200-600 μm متغیر است (شکل ۷ الف).

به منظور بررسی دقیق‌تر ویژگی‌های خاستگاه سنگ مادر متابازیت‌های ماجراد، جایگاه نمونه‌های متابازیتی در نمودار  $Th/Yb$  نسبت به  $Ta/Yb$  [۲۷]، الگوی بهنجار شده عناصر فرعی و عناصر خاکی‌نادر این سنگ‌ها نسبت به گوشته اولیه، OIB و EMORB رسم شد. الگوی تغییرات متابازیت‌های مورد بررسی با غنی‌شدگی از عناصر خاکی‌نادر سبک نسبت به عناصر خاکی‌نادر سنگین، غنی‌شدگی از عناصر سنگ دوست بزرگیون و تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا به همراه نبود ناهنجاری منفی Ti، سرچشمه گرفتن ماگما‌های سازنده سنگ‌های مادر متابازیت‌ها از خاستگاهی مشابه با خاستگاه بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) را تأیید می‌کند. چنین خاستگاهی در واقع می‌تواند سنگ کره زیرقاره‌ای تا حدی دگرنهاده باشد. نمونه‌های متابازیتی منطقه ماجراد در برخی نمودارهای زمین‌شیمیایی نوعی رفتار دوقطبی یا دودسته‌ای نشان می‌دهد که گروهی از آنها نسبت به گروه دیگر از تیتانیوم غنی‌تر هستند. حضور اسفن و روتیل با فراوانی قابل‌توجه در مقاطع نازک این سنگ‌ها با این موضوع همخوانی دارد که البته در جریان تغییر و دگرگونی‌های سنگ‌شناسی و فرایند دگرگونی به وجود آمده‌اند. این دو قطبی بودن در نمودارهای تعیین خاستگاه نیز دیده می‌شود، به طوری که بخشی از متابازیت‌ها بیشتر خاستگاه OIB یا شبه OIB و دسته دیگر بیشتر خاستگاهی مانند EMORB را نشان می‌دهند. شاید بتوان این دوقطبی بودن را چنین تفسیر کرد که طی گسترش محیط‌های کششی درون‌قاره‌ای، شرایط از مرحله حوضه‌های کششی درون‌قاره‌ای به سمت تشکیل حوضه‌های اقیانوسی اولیه با مذاب نوع EMORB پیش‌رفته است و سنگ کره قاره‌ای چنان نازک شده است که شرایط برای تشکیل پوسته‌های اقیانوسی فراهم شده و بازالت‌های میان‌اقیانوسی غنی‌شده به درون حوضه‌های آتشفشانی - رسوبی نئوپوزوتروزوئیک پایانی راه یافته‌اند. برای اطمینان بیشتر در مورد این برداشت، از داده‌های زمین‌شیمیایی متابازیت‌های مناطق همجوار و با تاریخچه زمانی مشابه چون شترکوه و جندق نیز استفاده شد که در مجموع آنها نیز خاستگاه دگرگونی از OIB تا EMORB را نشان می‌دهند. حضور سنگ‌های وابسته به پوسته و سنگ کره اقیانوسی در مجموعه دگرگونی جندق (دونیت، کرومیتیت، هارزبورزیت، گابرو، لوکوگابرو و بازالت‌های بالشی) در جایی معروف به ابراهیم زهرا (جنوب غرب عروسان) می‌تواند تأییدی بر این موضوع باشد. گفتنی است که حضور بقایای سنگ کره اقیانوسی در مجموعه دگرگونی چاپدونی [۲۸] گزارش شده است.

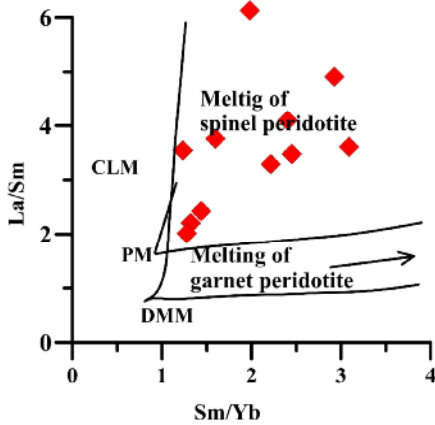




ب

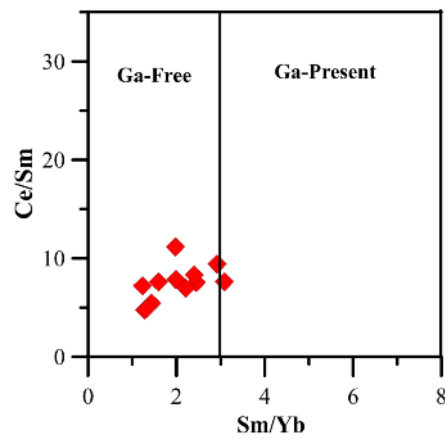


الف

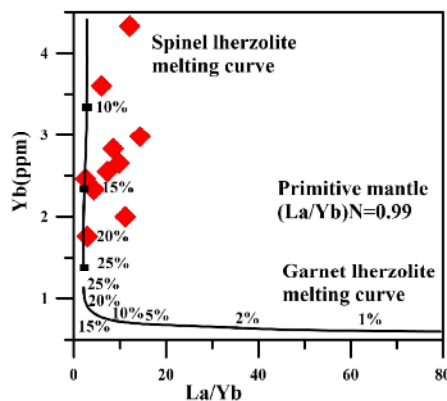


CLM: Continental lithospheric mantle  
DMM: Depleted Morb mantle  
PM: Primitive mantle

ت

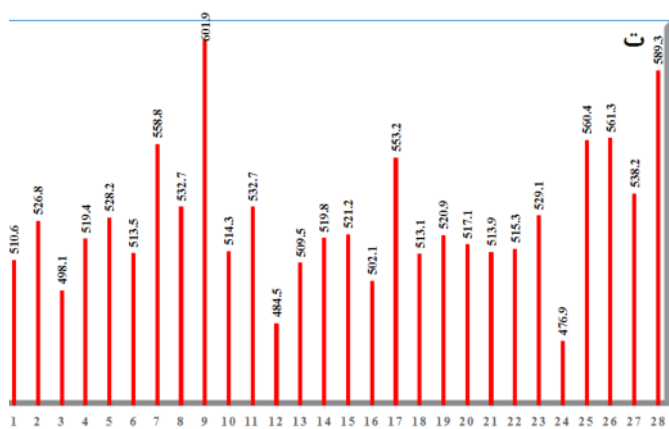
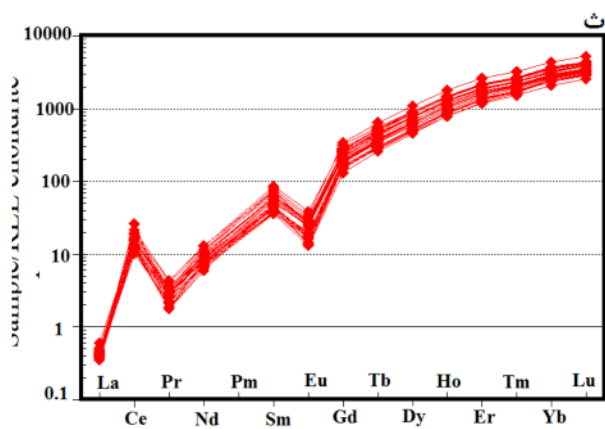
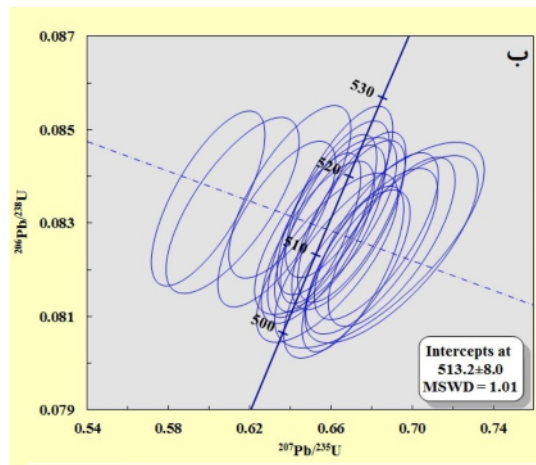
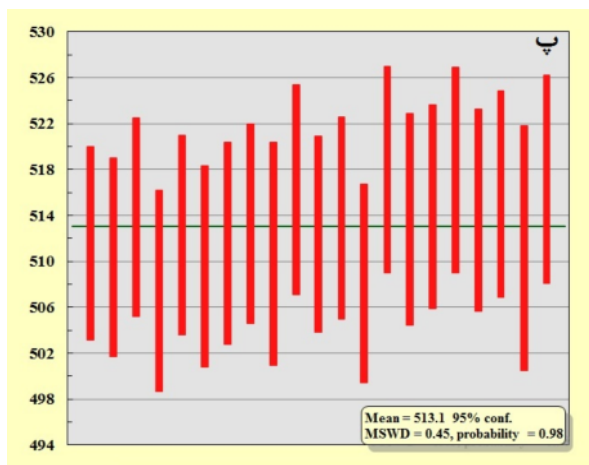
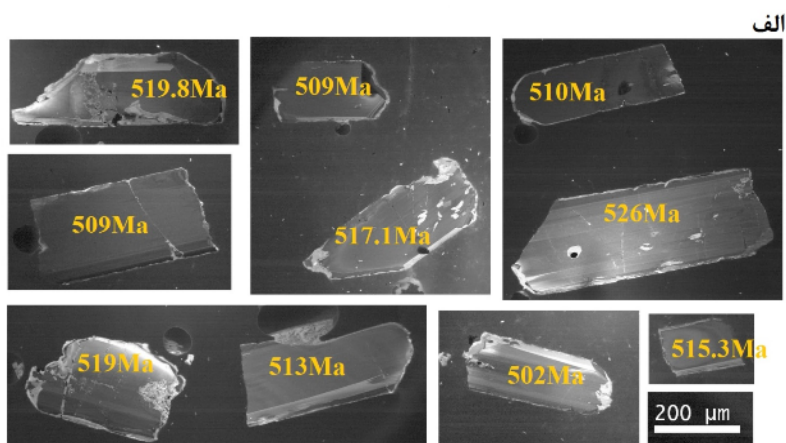


پ



ث

شکل ۶ جایگاه نمونه‌های متابازیتی مجموعه دگرگونی ماجراد در الف) نمودار  $MgO-Al_2O_3-FeO^T$  [۲۹] جهت تمایز محیط زمین‌ساختی سنگ‌های مادر نمونه‌های متابازیتی، ب) نمودار  $Th/Hf$  نسبت به  $Ta/Hf$  [۲۹] برای تمایز محیط زمین‌ساختی سنگ‌های مادر نمونه‌های متابازیتی، پ) نمودار  $Ce/Sm$  نسبت به  $Sm/Yb$  [۳۰] به منظور تشخیص حضور گارنت در خاستگاه ماگماهای سازنده سنگ‌های مادر نمونه‌های متابازیتی، ت) نمودار  $La/Sm$  نسبت به  $Sm/Yb$  جهت تعیین ماگمای والد نمونه‌های متابازیتی [۲۶] و ث) نمودار  $Yb$  نسبت به  $La/Yb$  برای تعیین درجه ذوب‌بخشی ماگمای اولیه سازنده سنگ مادر متابازیت‌های ماجراد [۲۵].



شکل ۷ الف- تصاویر کاتدولومینسانس زیرکن های جدا شده از نمونه متابازیتی (آمفیبولیت) مجموعه دگرگونی ماجراد که سن های به دست آمده برای هر نقطه از زیرکن ها بر آنها مشخص شده است. ب و پ) نمودار سازگاری و میانگین سنی رسم شده بر اساس نتایج تجزیه های ایزوتوپی به روش LA-ICPMS. ت) نمودار ستونی نشان دهنده تغییرات سنی زیرکن های استخراج شده از متابازیت های ماجراد و ث) نمودار تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۲۴] برای زیرکن های استخراج شده از نمونه آمفیبولیتی تعیین سن شده.

جدول ۲ نسبت‌های ایزوتوپی و سن‌سنجی U-Pb بر زیرکن‌های نمونه آمفیبولیتی مجموعه دگرگونی ماجراد.

نمونه نقطه	207Pb 206Pb	± σ %	207Pb 235U	± σ %	206Pb 238U	± σ %	208Pb 232Th	± σ %	207Pb 206Pb	± σ %	207Pb 235U	± σ %	206Pb 238U	± σ %	208Pb 232Th	± σ %	238U	232Th
Km352-1	۰.۵۷۳۵	۰.۰۲۱۶	۰.۶۵۳۴۹	۰.۰۲۲۷۴	۰.۸۲۵۹	۰.۰۱۴۲	۰.۲۶۱۳	۰.۰۰۰۵۳	۵۰.۴۷	۸۱.۱۵	۵۱.۰۶	۱۳.۹۶	۵۱۱.۶	۸.۴۵	۵۲۱.۳	۱۰.۳۵	۳۷۶.۱۸	۳۴۴.۲۵
Km352-2	۰.۵۹۸۲	۰.۰۲۴۹	۰.۶۸۰۰۶	۰.۰۲۶۵۶	۰.۸۲۴	۰.۰۱۴۵	۰.۲۶۷۲	۰.۰۰۰۵۵	۵۹۷.۲	۸۷.۸۱	۵۲۶.۸	۱۶.۰۵	۵۱۰.۴	۸.۶۴	۵۳۲.۹	۱۰.۸۶	۳۰۷.۰۳	۳۱۹.۱۲
Km352-3	۰.۵۵۳۱	۰.۰۲۲۲	۰.۶۳۳۲۵	۰.۰۲۳۷۳	۰.۸۲۹۸	۰.۰۱۴۵	۰.۲۵۵۲	۰.۰۰۰۵۴	۴۲۴.۶	۸۶.۹۱	۴۹۸.۱	۱۴.۷۵	۵۱۳.۹	۸.۶۵	۵۰۹.۳	۱۰.۶۸	۳۲۲.۸	۲۷۴.۳۷
Km352-4	۰.۵۹۰۹	۰.۰۲۴۱	۰.۶۶۷۸۵	۰.۰۲۵۴۳	۰.۸۱۹۱	۰.۰۱۴۷	۰.۲۵۲۹	۰.۰۰۰۵۵	۵۷۰.۶	۸۶.۳۵	۵۱۹.۴	۱۵.۴۸	۵۰۷.۵	۸.۷۷	۵۰۴.۸	۱۰.۷۵	۴۷۷.۲۴	۴۸۳.۹۵
Km352-5	۰.۵۹۷۸	۰.۰۲۳۵	۰.۶۸۲۳۱	۰.۰۲۵۰۱	۰.۸۲۷۲	۰.۰۱۴۶	۰.۲۶۹	۰.۰۰۰۵۵	۵۹۵.۱	۸۳.۴۵	۵۲۸.۲	۱۵.۰۹	۵۱۲.۳	۸.۶۷	۵۳۶.۶	۱۰.۹۱	۳۱۶.۶۳	۳۰۰.۶۹
Km352-6	۰.۵۷۹۸	۰.۰۲۶۴	۰.۶۵۸۱۷	۰.۰۲۸۴۸	۰.۸۲۲۶	۰.۰۱۴۸	۰.۲۶۲۵	۰.۰۰۰۵۶	۵۲۸.۸	۹۷.۲۵	۵۱۳.۵	۱۷.۴۴	۵۰۹.۶	۸.۷۹	۵۲۳.۶	۱۱.۱۱	۲۶۶.۷۲	۲۶۲.۴۳
Km352-7	۰.۶۲۰۱	۰.۰۳۵۴	۰.۷۳۳۸۷	۰.۰۴۰۲۶	۰.۸۵۷۷	۰.۰۱۷۳	۰.۲۷۵	۰.۰۰۰۷۳	۶۷۴.۴	۱۱۷.۷۲	۵۵۸.۸	۲۳.۵۸	۵۳۰.۵	۱۰.۲۹	۵۴۸.۴	۱۴.۳۹	۳۸۳.۸۲	۳۹۳.۴۵
Km352-8	۰.۶۰۵۳	۰.۰۲۴	۰.۶۸۹۹	۰.۰۲۵۵۳	۰.۸۲۶	۰.۰۱۴۸	۰.۲۷۲۸	۰.۰۰۰۵۶	۶۲۲.۶	۸۳.۱۳	۵۳۲.۷	۱۵.۳۴	۵۱۱.۶	۸.۷۹	۵۴۴	۱۱.۰۴	۴۰۶.۳۹	۴۲۰.۴۶
Km352-9	۰.۶۷۲۵	۰.۰۲۴۷	۰.۸۰۹۰۸	۰.۰۲۷۶۱	۰.۸۷۱۹	۰.۰۱۵۷	۰.۳۰۸۳	۰.۰۰۰۶۵	۸۴۵.۶	۷۴.۷۱	۶۰۱.۹	۱۵.۵	۵۳۸.۹	۹.۲۸	۶۱۳.۶	۱۲.۷۹	۴۵۷.۶۷	۳۷۵.۰۹
Km352-10	۰.۵۷۶۷	۰.۰۲۱	۰.۶۵۹۴۹	۰.۰۲۳۲۲	۰.۸۲۸۸	۰.۰۱۴۶	۰.۲۷۷۱	۰.۰۰۰۵۶	۵۱۷.۱	۷۷.۸	۵۱۴.۳	۱۳.۶۶	۵۱۳.۳	۸.۶۹	۵۵۲.۵	۱۱.۰۱	۴۲۲.۱۳	۳۵۱.۸۲
Km352-11	۰.۶۰۶۴	۰.۰۳۲	۰.۶۸۹۷۷	۰.۰۳۴۸۲	۰.۸۲۴۴	۰.۰۱۶۴	۰.۲۸۲۵	۰.۰۰۰۶۹	۶۲۶.۷	۱۰۹.۷۷	۵۳۲.۷	۲۰.۹۲	۵۱۰.۷	۹.۷۵	۵۶۳.۱	۱۳.۵۴	۴۴۸.۷۶	۴۸۴.۲
Km352-12	۰.۵۳۱۶	۰.۰۲۴۴	۰.۶۱۱۴۸	۰.۰۲۶۸	۰.۸۳۳۸	۰.۰۱۵۴	۰.۲۵۹۸	۰.۰۰۰۶	۳۳۵.۴	۱۰۰.۷۵	۴۸۴.۵	۱۶.۸۹	۵۱۶.۳	۹.۱۶	۵۱۸.۴	۱۱.۷۵	۲۹۹.۰۹	۲۴۹.۶۳
Km352-13	۰.۵۷۱	۰.۰۱۸	۰.۶۵۱۷۲	۰.۰۱۸۸۱	۰.۸۲۷۴	۰.۰۱۴۴	۰.۲۵۶۸	۰.۰۰۰۴۸	۴۹۴.۷	۶۸.۷۶	۵۰۹.۵	۱۱.۵۶	۵۱۲.۴	۸.۵۶	۵۱۲.۵	۹.۴۶	۵۳۵.۴۶	۵۷۳.۳۸
Km352-14	۰.۵۸۴۲	۰.۰۲۱۴	۰.۶۶۸۵۷	۰.۰۲۲۸۴	۰.۸۲۹۶	۰.۰۱۴۸	۰.۲۵۳۴	۰.۰۰۰۵۲	۴۵۵.۵	۷۸.۰۶	۵۱۹.۸	۱۳.۹	۵۱۳.۸	۸.۸۳	۵۰۵.۸	۱۰.۱۵	۴۰۶.۶۹	۳۹۰.۹۴
Km352-15	۰.۵۹۲۹	۰.۰۱۹۷	۰.۶۷۰۸	۰.۰۲۰۴۹	۰.۸۲۰۲	۰.۰۱۴۵	۰.۲۵۵۵	۰.۰۰۰۵۲	۵۷۷.۹	۷۰.۴۶	۵۲۱.۲	۱۲.۴۵	۵۰۸.۱	۸.۶۵	۵۰۹.۹	۱۰.۱۵	۵۸۲.۲۹	۴۵۶.۴۵
Km352-16	۰.۵۵۴۳	۰.۰۲۲۵	۰.۶۳۹۷۳	۰.۰۲۴۵۸	۰.۸۳۶۷	۰.۰۱۵۱	۰.۲۵۸۳	۰.۰۰۰۵۲	۴۲۹.۴	۸۸.۰۲	۵۰۲.۱	۱۵.۲۲	۵۱۸	۸.۹۸	۵۱۵.۵	۱۰.۱۷	۳۷۶.۸۸	۴۲۸.۹۲
Km352-17	۰.۵۹۱۷	۰.۰۲۳۳	۰.۷۲۴۴۴	۰.۰۲۶۸۲	۰.۸۸۷۵	۰.۰۱۶۲	۰.۲۷۴۶	۰.۰۰۰۵۶	۵۷۳.۵	۸۳.۲۵	۵۵۳.۲	۱۵.۷۹	۵۴۸.۲	۹.۵۹	۵۴۷.۵	۱۱.۰۱	۳۳۹.۰۲	۳۹۴.۷۲
Km352-18	۰.۵۷۴۷	۰.۰۲۶۲	۰.۶۵۷۴	۰.۰۲۸۶۲	۰.۸۲۹۴	۰.۰۱۵۵	۰.۲۵۹۴	۰.۰۰۰۶	۵۰۹.۳	۹۷.۶	۵۱۳	۱۷.۵۴	۵۱۳.۷	۹.۲۱	۵۱۷.۵	۱۱.۷۴	۲۵۱.۷۸	۲۱۵.۹۳
Km352-19	۰.۵۸۴۹	۰.۰۲۰۴	۰.۶۷۰۲۸	۰.۰۲۱۷۹	۰.۸۳۱۳	۰.۰۱۴۹	۰.۲۵۱۴	۰.۰۰۰۴۹	۵۴۸.۲	۷۴.۲۸	۵۲۰.۹	۱۳.۲۴	۵۱۴.۸	۸.۸۹	۵۰۱.۹	۹.۷۴	۳۸۰.۵	۳۹۶.۳۴
Km352-20	۰.۵۷۵۷	۰.۰۰۲	۰.۶۶۴۰۱	۰.۰۲۱۶	۰.۸۳۶۷	۰.۰۱۵	۰.۲۶۳۲	۰.۰۰۰۵۱	۵۱۳.۱	۷۵.۰۲	۵۱۷.۱	۱۳.۱۸	۵۱۸	۸.۹۴	۵۲۵.۱	۱۰.۰۸	۴۱۵.۰۷	۴۲۸.۶
Km352-21	۰.۵۷۵۳	۰.۰۱۸۳	۰.۶۵۸۷۸	۰.۰۱۹۳۷	۰.۸۳۰۹	۰.۰۱۴۸	۰.۲۶۱۵	۰.۰۰۰۵۱	۵۱۱.۴	۶۸.۷۵	۵۱۳.۹	۱۱.۸۶	۵۱۴.۵	۸.۷۹	۵۲۱.۸	۹.۹۹	۵۰۷.۴۵	۴۱۲.۲
Km352-22	۰.۵۷۵۷	۰.۰۲۱	۰.۶۶۱۱۱	۰.۰۲۲۶۵	۰.۸۳۳۳	۰.۰۱۵۲	۰.۲۶۴	۰.۰۰۰۵۵	۵۱۳.۱	۷۸.۴۴	۵۱۵.۳	۱۳.۸۴	۵۱۵.۹	۹.۰۲	۵۲۶.۶	۱۰.۷۴	۴۰۰.۶۲	۳۳۲.۳۸
Km352-23	۰.۶۰۱۳	۰.۰۳۸۳	۰.۶۸۳۸۸	۰.۰۴۲۲۲	۰.۸۲۵۳	۰.۰۱۸	۰.۲۸۵۳	۰.۰۰۰۹۴	۶۰۸.۴	۱۳۲.۱۱	۵۲۹.۱	۲۵.۴۶	۵۱۱.۲	۱۰.۷	۵۶۸.۷	۱۸.۳۸	۲۴۲.۵۵	۱۶۰.۱۵
Km352-24	۰.۵۲۰۹	۰.۰۲۰۹	۰.۵۹۹۴۵	۰.۰۲۲۸۸	۰.۸۳۵۳	۰.۰۱۵۳	۰.۲۶۱۷	۰.۰۰۰۵۳	۲۸۹.۵	۸۸.۹	۴۷۶.۹	۱۴.۵۳	۵۱۷.۲	۹.۰۸	۵۲۲.۱	۱۰.۵	۴۳۴.۴	۳۸۵.۴۳

نتایج سن‌سنجی زیرکن‌های استخراج شده از متابازیت‌های مجموعه دگرگونی ماجراد گستره سنی ۶۰۱/۹ تا ۴۷۶/۹ میلیون سال را نشان می‌دهند. البته نمودار سازگاری رسم شده

بیانگر سن ۸ ± ۵۱۳/۲ میلیون سال برای متابازیت‌هاست که با کامبرین پیشین همخوانی دارد (شکل‌های ۷ ب و پ). اما لازم به یادآوری است که در منطقه جنوب دوچاه، تعدادی توده‌های

گرانیتوئیدی روشن به درون این مجموعه دگرگونی نفوذ کرده- اند که تعیین سن انجام شده به روش U-Pb بر زیرکن‌های استخراج شده از آن‌ها، سن  $3.8 \pm 553$  میلیون سال، معادل آشکوب ادیاکارن (نئوپروتروزویک پایانی) را نشان می‌دهد [۱۳]. بنابراین سن به دست آمده برای این متابازیت‌ها، اگر چه در نگاه کلی وابسته بودن آنها به مجموعه‌های دگرگونی پی- سنگی ایران را تأیید می‌کند، ولی به نظر می‌رسد که این سن باید با احتیاط مورد استناد قرار گیرد. داده‌های سنی به دست آمده برای متابازیت‌های مناطق همجوار (بند هزارچاه با  $3.5 \pm 582$  میلیون سال و  $6.9 \pm 533.5$  میلیون سال، [۱۱]) و متابازیت‌های شترکوه ( $12 \pm 548$  میلیون سال، [۱۵])، نشانگر آن است که سن حقیقی متابازیت‌های همجوار باید بیش از آن باشد که از نمودار سازگاری سنی نتیجه می‌شود. نگاهی تفصیلی به مقادیر عددی سن‌های به دست آمده بر پایه زیرکن- های متابازیت‌های ماجراد، گستره سنی ۵۵۰ تا ۵۶۰ میلیون سال را نیز نشان می‌دهد که به نظر می‌رسد که منطقی‌ترین گستره سنی برای آن‌ها باشد. در مجموع، بیشتر نتایج سنی وابستگی مجموعه دگرگونی ماجراد و مجموعه‌های مشابه به اواخر نئوپروتروزویک را تأیید می‌کنند.

گفتنی است که در کنار سن‌سنجی زیرکن‌های استخراج شده از متابازیت‌ها، مقادیر فراوانی عناصر خاکی نادر زیرکن‌ها نیز اندازه‌گیری شد. از مقادیر به دست آمده می‌توان برای تعیین خاستگاه متابازیت‌ها استفاده کرد. در نمودار REE بهنجار شده نسبت به کندریت [۲۴]، عناصر خاکی نادر سنگین زیرکن‌ها دارای طرح‌های پرشیب هستند. این زیرکن‌ها دارای ناهنجاری مثبت Ce و ناهنجاری منفی Eu هستند (شکل ۷ ث). به باور برخی پژوهشگران [۳۲-۳۴] این ویژگی‌ها نشانگر یک سنگ مادر با ماهیت آذرین برای آمفیبولیت‌ها است. بنابراین آمفیبولیت‌های مجموعه دگرگونی ماجراد برآمده از سنگ مادر آذرین (بازالت‌ها) هستند.

#### بحث

براساس بررسی‌هایی پیرامون مناطق پی‌سنگی نئوپروتروزویک پایانی مناطق قاره‌ای شمال گندوانا، بسیاری از پژوهشگران [۴-۵، ۷-۱۵] معتقدند که در اواخر نئوپروتروزویک، حوضه‌های

کششی درون قاره‌ای کوچک و بزرگی تشکیل شده‌اند که گسترش برخی از آنها تا مرحله تشکیل پوسته اقیانوسی پیش‌رفته است. با توجه به ترکیب‌های سنگی به جای مانده در منطقه ماجراد و مجموعه شواهد زمین‌شناسی صحرایی، سنگ- های مادر این مجموعه دارای طیف ترکیبی متنوعی از شیل (پلیت)، ماسه‌سنگ، آهک، دولومیت، مارن، بازالت، ریولیت و آتشفشانی - آواری‌های وابسته هستند که به صورت مجموعه- های دگرگونی با طیف ترکیبی گسترده‌ای شامل متاپلیت، متاسامیت، متاکربنات، متابازیت و متاریولیت در این منطقه رخنمون یافته‌اند. در برخی از مجموعه‌های دگرگونی مانند جندق، علاوه بر متابازیت‌های با سنگ‌والد بازالتی، طیف گسترده‌ای از لوکوگابرو، پیروکسنیت و هارزبورژیت‌های دگرگون شده نیز دیده می‌شود. سنگ‌های دگرگونی این مجموعه‌ها در شرایط دما - فشار رخساره‌های شیب‌سبز تا آمفیبولیت بالایی و به ندرت تا گرانولیت تکامل یافته‌اند [۲۸].

متاپلیت‌ها در بیشتر مناطق پی‌سنگی، در بالاترین درجه خود، تا حد ذوب و تشکیل مذاب‌های گرانیتی پیش‌رفته‌اند [۵، ۸، ۱۰، ۱۱، ۱۲ و ۱۴] از سوی دیگر، ذوب آمفیبولیت‌ها و گارنت‌آمفیبولیت‌ها به تشکیل ترکیب‌های تونالیتی منجر شده است [۱۵]. در شمال تنگه ماجراد تا شمال آغل سیاه‌تول، از تبلور فراورده‌های ذوب‌بخشی سنگ‌های متاپلیتی (پاراگنسیس- های بیوتیت‌دار)، توده‌های گرانیتی روشن کوچکی تشکیل شده است که مقیاس چند متر تا چند صد متر رخنمون دارند [۱۱]؛ سنگ‌های مشابه در منطقه دوچاه و بند هزار چاه وسعتی حدود چندین کیلومتر مربع را به خود اختصاص داده‌اند.

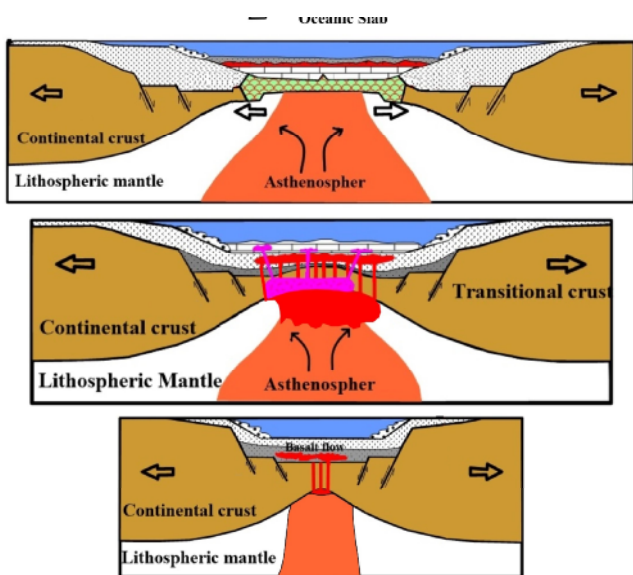
به نظر می‌رسد که حوضه‌های کششی تشکیل شده در این مناطق اغلب به مرحله توسعه و تشکیل ورقه اقیانوسی گسترده نرسیده و بر اثر حاکم شدن یک نظام تراکمی، به سرعت بسته- شده و مجموعه سنگ‌های درگیر در این فرایندها به صورت منشورهای به هم افزوده بر روری ورقه‌های قاره‌ای فرارنده شده و احتمالاً تا مرحله برخورد قاره - قاره پیش رفته‌اند. با این وجود، در برخی مناطق شواهدی از تشکیل پوسته اقیانوسی و گسترش این حوضه‌های کششی تا مرحله اقیانوس‌زایی گزارش شده است [۱۴، ۲۸]. رخنمون بسیار کم و محدود افیولیت‌های قدیمی خود شاهدهی بر این ادعاست که در بیشتر مناطق،



سعودی، مصر، اردن، ترکیه و اتیوپی [۱۷، ۱۸، ۱۹ و ۳۵] نشان می‌دهد که دگرگونی‌های زمین‌دینامیکی در این مناطق نیز به صورت تشکیل حوضه‌های کششی درون قاره‌ای بوده است که به ندرت تا مرحله اقیانوس‌زایی پیشرفته تحول یافته‌اند. به نظر می‌رسد که در نئوپروتروزوئیک، گوشته زمین فعال‌تر و درجه زمین‌گرمایی کلی زمین بالاتر بوده و توانسته است که چرخه‌های زمین‌ساختی فعال ولی کوتاه‌مدت ایجاد کند. با در نظر گرفتن شدت و ضعف بسته‌شدن و فرورانش‌های ناقص احتمالی و از سوی دیگر، فرورانش ورقه‌های سنگی (تختال)، سنگ‌های دگرگونی با درجه بسیار پایین (رخساره شیبست سبز) تا بالا (اواخر رخساره آمفیبولیت- آغاز رخساره گرانولیت) ایجاد شده است. در برخی موارد، عدم توجه به این نکته باعث شده است تا به سنگ‌های دگرگونی دارای دگرریختی بالا، سن قدیمی‌تر و به سنگ‌های دارای دگرگونی درجه ضعیف‌تر و همچنین دارای شدت دگرریختی کمتر، سن جوان‌تر نسبت داده شود. با الهام از مدل زمین‌دینامیکی تشکیل دریای سرخ [۳۶]، بخشی از دگرگونی‌های زمین‌دینامیکی مناطق پی‌سنگی و گندوانایی شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی به صورت نمادین در شکل ۸ نمایش داده شده‌است (شکل ۸).

حوضه‌های کششی درون قاره‌ای پیش از رسیدن به مرحله زایش پوسته اقیانوسی یا اندکی پس از آن بسته شده‌اند. با توجه به اینکه در گستره‌های سنی اندکی جواتر از اواخر نئوپروتروزوئیک و کامبرین پیشین، در ایران فرآورده‌های ماگمایی وابسته به پهنه‌های فرورانش دیده نمی‌شود، به نظر می‌رسد که اگر چه بخش‌هایی از ورقه‌های اقیانوسی در فرایند بسته‌شدن حوضه‌های مورد نظر سهیم بوده‌اند، ولی شرایط دما - فشار برای ذوب و تشکیل مذاب‌ها و کمان‌های ماگمایی مهیا نشده است.

بر اساس سن‌سنجی صورت‌گرفته به روش اورانیم - سرب بر زیرکن‌های استخراج‌شده از متابازیت‌های مجموعه دگرگونی ماجراد و همچنین داده‌های سن‌سنجی دیگر مجموعه‌های جنوب شرق شاهرود، سن‌های به دست آمده با نئوپروتروزوئیک پایانی (ادیاکارن) همخوانی دارد و وابستگی آنها به مناطق پی-سنگی و گندوانایی را تأیید کرده و نشان می‌دهند که مجموعه دگرگونی- آذرین ماجراد طی کوهزایی کادومین در گستره نئوپروتروزوئیک پایانی تشکیل شده است. بررسی مستندات منتشر شده پیرامون سرزمین‌های پی-سنگی مشابه ولی با گستره سنی قدیمی‌تر در عربستان



مرحله پیشرفته  
 زایش ورقه اقیانوسی  
 توسعه رسوبگذاری توالی شیلی کربناته با میان لایه‌های بازالتی

مرحله میانی  
 توسعه ریفت  
 صعود آستنوسفر به اعماق کم لیتوسفر قاره‌ای  
 توسعه میان لایه‌های بازالتی در بین رسوبات

مرحله آغازی  
 نازک شدن لیتوسفر قاره‌ای  
 بازشدگی درون قاره‌ای  
 رسوبگذاری شیل، سیلتستون، ماسه سنگ و میان لایه‌های آهکی

شکل ۸ مدل زمین‌دینامیک نمادین برای دگرگونی‌های زمین‌ساختی مجموعه دگرگونی ماجراد در گستره زمانی نئوپروتروزوئیک پایانی.

## برداشت

مجموعه دگرگونی ماجراد واقع در جنوب شرق شاهرود، طیف گسترده‌ای از سنگ‌های دگرگونی به سن اواخر نئوپروتروزوئیک را شامل می‌شود و توسط توالی‌های رسوبی تریاس پایانی-ژوراسیک پیشین پوشیده شده است. متابازیت‌ها سهم قابل توجهی از سنگ‌های دگرگونی این مجموعه را به خود اختصاص داده‌اند و شامل شیست سبز، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت هستند. سنگ مادر این متابازیت‌ها شامل روانه‌های بازالتی زیردریایی و آتشفشانی - آواری‌های وابسته بوده‌اند که در حوضه‌های کششی درون قاره‌ای به سن اواخر نئوپروتروزوئیک تشکیل شده‌اند. با توجه به نتایج حاصل از تحلیل داده‌های زمین‌شیمیایی، سنگ مادر متابازیت‌ها از خاستگاه‌هایی چون OIB تا EMORB سرچشمه گرفته است. تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت، غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) و غنی‌شدگی از عناصر سنگ‌دوست بزرگیون (LILE) نشان می‌دهد که ماگمای مادر سازنده سنگ مادر متابازیت‌های ماجراد بیشترین شباهت را به سنگ‌کره گوشته‌ای زیرقاره‌ای دارد و بی‌هنجاری‌های مشاهده شده در این سنگ‌ها، به احتمال زیاد از آرایش پوسته‌ای و دگرنهادی گوشته‌ای ناشی شده است. ماگمای سازنده سنگ والد این متابازیت‌ها از ذوب‌بخشی ۱۰ تا ۱۵ درصدی یک منبع گوشته‌ای اسپینل لرزولیتی ایجاد شده است.

## مراجع

- Geological Society London Special Publications 173(2000)1-23.
- [4] Hassanzadeh J., Stockli D.F., Horton B.K., Axen G.J., Stockli L.D., Grove M., Schmitt A.K., and Walker J.D., "U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic -Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement", *Tectonophysics* 451(2008)71-96.
- [5] Ramezani J., Tucker R.D., "The Saghand Region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics", *American Journal of Science* 303(2003) 622-665.
- [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] Rahmati-Ilkhchi M., Jerabek P., Faryad S.W., Koyi H.A., "Mid-Cimmerian, Early Alpine and Late Cenozoic orogenic events in the Shotor Kuh Metamorphic complex, Great Kavir Block, NE Iran", *Tectonophysics* 494(2010)101-117.
- [8] Shafaii Moghadam H., Khademi M., Hu Z., Stern R J., Santos J F., Wu Y., "Cadomian (Ediacaran-Cambrian) arc magmatism in the ChahJam-Biarjmand metamorphic complex (Iran): Magmatism along the northern active margin of Gondwana", *Gondwana Research* 27(2013) 439 - 452.
- [9] Monazzami Bagherzadeh R., Karimpour M.H., Lang Farmer G., Stern C.R., Santos J.F., Rahimi B., Heidarian Shahri M.R., "U-Pb Zircon geochronology petchemical and Sr-Nd isotopic characteristic of late Neoproterozoic granitoid of the Bornaward complex (Bardaskan NE Iran) ", *Journal of Earth Sciences* 111(2015)54-71.
- [10] Balaghi Einalu M., Sadeghian M., Zhai M., Ghasemi H., Mohajjel M., "Zircon U-Pb ages, Hf isotopes and geochemistry of Schists, gneisses and granites in Delbar metamorphic- igneous Complex, SE of Shahrood (Iran)", *Journal of Asian Earth Science*, 92(2014)92-124.
- [11] 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

- [1] Golonka J., "Chapter 6 Phanerozoic palaeoenvironment and palaeolithofacies maps of the Arctic region", Geological Society, London, 35(2011)79-129.
- [2] Linnemann U., Romer R.L., Gerdes A., Jeffries T.E., Drost K., Ulrich J., "The Cadomian orogeny in the Saxo-Thuringian zone. In: Linnemann, U., Romer, R.L. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia - From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen*", Schweizerbart, Stuttgart (2010)37-58.
- [3] Stampfli G.M., "Tethyan oceans. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.(Eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and Surrounding Area*",

- for the formation of alkali rocks in Shemshak Formation, Alborz Zone", *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 4(2012)699-714.
- [21] Walker K.R., Joplin G.A., Levering J.F., Green R., "Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and limemagnesia sediments of the precambrian of northwestern Queensland", *Geol. Soc. Australia* 6,(1960)149-177.
- [22] Middlemost E.A.K., "Magma and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology", Longman Group U.K (1985)73-86.
- [23] Winchester J.A., Floyd P.A., "Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks", *Earth and Planetary Science Letters* 28 (1976), 459–469.
- [24] Boynton W.V., "Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed), *Rare Earth Element Geochemistry*", Elsevier, Amsterdam (1984)63-114.
- [25] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: A.D., Saunders and M. J., Norry (Eds): *Magmatism in ocean basins*", Geological Society of London, U. K. Special Publication, 42(1989) 313-345.
- [26] Zhao J.H., Zhou M.F., "Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle", *Precambrian Research* 152(2007) 27-47.
- [27] Pearce J.A., "Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*", Shiva, Nantwich, UK (1983)230–249.
- [28] Keyghobadi F., "Geochemistry and geochronology of the metabasites from the Posht-e-Badam region, Central Iran", M.Sc. Thesis, Damghan University, (2017)117p.
- [29] Pearce J.A., "Statistical analyses of major element patterns in basalts", *J. Petrol* 17(1976)15–43 .
- [30] Coban H., "Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension-related provinces: A comparison between eastern, central along the northern active margin of Gondwana", *Chemie der Erde* 75(2015)207–218.
- [12] Rossetti F., Nozaem R., Federico Lucci F., Vignaroli G., Gerdes A., Nasrabadi M., "Tectonic setting and geochronology of the Cadomian (Ediacaran-Cambrian) magmatism in Central Iran, Kuh-e-Sarhangi region (NW Lut Block)", *Journal of Earth Science* (2014).
- [13] Veiskarami M., Sadeghian M., Shekari S., "Geochronology of late Neoproterozoic granitoids Of the north Kandu sheepecote (South Do Chah – Southeast Shahrood)", 24<sup>th</sup> symposium of crystallography and mineralogy of Iran (2016).
- [14] Sadeghian M., Hosseini S.H., Hemmati A., Shekari S., "Petrology, geochemistry and geochronology of SW Mayamey granitoids", *Journal of Earth Sciences geological survey of Iran* 103(2016)41-60.
- [15] Shekari S., Sadeghian M., Zhai M., Ghasemi H., "Mineral chemistry and petrogenesis of Metabasites rocks of metamorphic - igneous Shotor-Koh complex (SE shahrood) evidence of the development of late Neoproterozoic riftic basins" , *Journal of Earth Sciences geological survey of Iran* 105(2017)167-182.
- [16] Nadimi A., "Evolution of the Central Iranian basement", *Gondwana Res* 12(2007)324–333.
- [17] Abbo A., Avigad D., Gerdes A., GÜngör T., "Cadomian basement and Paleozoic to Triassic siliciclastics of the Taurides (Karacahisar dome, south-central Turkey): Paleogeographic constraints from U–Pb–Hf in zircons", *Lithos* 227(2015)122-139.
- [18] Asaad M.B. Kamal A., Martin J., "Geochemistry and petrogenesis of the Ediacaran post-collisional Jabal Al-Hassirring complex, Southern Arabian Shield", *Chemie der Erde* 73(2013)451-473.
- [19] Ustaömer P.A., Ustaömer T., Gerdes A., Alastair H.F., Robertson H.F., Collins A.s., "Evidence of Precambrian sedimentation, magmatism and Cambrian metamorphism in the Bitlis Massif, SE Turkey utilising whole-rock geochemistry and U–Pb LA-ICP-MS zircon dating", *Gondwana Research* 21(2012)1001-1018.
- [20] Ghasemi H., Jamshidi Kh., "Geochemistry, lithology and proposed tectonomagation pattern

*zircon Hf-isotopedata*", Lithos 119(2010)457–466.

[34] Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U., "The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis", Rev. Mineral. Geochem 53 (2003)27–62.

[35] Sterna R.J., Ali K.A., Abdelsalam M.G., Wilded S.A., Zhou Q., "U–Pb zircon geochronology of the eastern part of the Southern Ethiopian Shield", Precambrian Research 206–207 (2012) 159–167

[36] Rasul Najeeb M.A., Stewart Ian C.F., "The Red sea The Formation, Morphology, Oceanography and Environment of a Young Ocean Basin", Springer Earth System Sciences (2015)638.

*and western Anatolia*" Journal of Earth-Science Reviews 80(2007)219-238.

[31] Zhu C.Y., Zhao G., Sun M., Eizenhöfer P.R., Qian Liu, Zhang X., Han Y., Hou W., "Geochronology and geochemistry of the Yilan greenschists and amphibolites in the Heilongjiang complex, northeastern China and tectonic implications", Gondwana Research (43)(2016)213-228pp.

[32] Rubatto D., "Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism", Chemical Geology 184(2002)123-138.

[33] Belousova E.A., Kostitsyn Y.A., Griffin W.L., Begg G.C., O'Reilly S.Y., Pearson N.J., "The growth of the continental crust: constraints from