

سنگ‌های دگرگونی فشار بالای منطقه زاینده‌رود: تطابق با اکلوزیت-گنیس‌های ماسیف مندرس و کاربرد آن در بازسازی پایانی گندوانا

رضوانه جمالی آشتیانی^۱، جمشید حسن‌زاده^۲، محمد رهگشای^۲ و آرش شریفی^۳

^۱دانشجوی دکترا، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۲محقق، مؤسسه فناوری کالیفرنیا، کالیفرنیا، ایالات متحده آمریکا

^۳دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۴دانشجوی دکترا، مدرسه علوم جوی- دریایی روزنستیل، دانشگاه میامی، میامی، ایالات متحده آمریکا

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۸/۰۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۱۰/۲۸

چکیده

پهنه سنندج- سیرجان با روند شمال باختر- جنوب خاور، کمربندی کوهزایی در مجاورت بلافضل و شمال زمین‌درز زاگرس یعنی مکان پیشین اقیانوس نوتیس جای دارد. این پهنه شامل پی‌سنگ پان‌آفریکن شبه سرزمین‌های مختلف ایران مرکزی است. پی‌سنگ بلورین به‌صورت ناهمبند زیر رسوبات سکوی پالئوزویک- تریاس قرار دارد که خود به‌صورت دگرشیب به‌وسیله چینه‌های رسوبی و آتشفشانی کمان ماگمایی ژوراسیک پوشانده شده‌اند. کربنات‌های کرتاسه با دگرشیبی زاویه‌دار ناحیه‌ای روی سنگ‌های کهن تر قرار می‌گیرند. مجموعه دگرگونی فشار بالای زاینده‌رود شامل کوارتزشیست‌ها، آمفیبولیت‌ها، گنیس‌ها و اکلوزیت‌ها در مسیر زاینده‌رود رخمون دارند و به‌صورت ناهمبند در زیر کربنات‌های فسیل‌دار پرمین قرار می‌گیرند که نشان‌دهنده سن پیش از پرمین است. در مطالعه حاضر داده‌های جدیدی شامل ترکیبات عناصر اصلی و کمیاب سنگ کل و داده‌های ایزوتوپی برای متابازیت‌های انتخاب شده ارائه شده است. فراوانی عناصر با میدان الکترواستاتیکی قوی و نسبت‌های ایزوتوپی رادیوژنیک Sr-Nd-Hf، نشان‌دهنده ترکیب توله‌ای با تمایل به سوی بازالت‌های درون صفحه‌ای هستند و نه بازالت‌های پشته میان اقیانوسی. در این مطالعه همچنین تعیین سن به روش اورانیم- سرب روی زیرکن در ارتوگنیس نفوذ یافته در مجموعه شیست- متابازیت انجام شده و سن $5/3 \pm 568$ میلیون سال را به‌دست داده است که سن نئوپروتروزویک پسین را برای پروتولیت گرانیته تأیید می‌کند. این مقاله سن‌های Ar-Ar ژوراسیک در مطالعات پیشین را روی میکای سفید از اکلوزیت‌ها و گنیس‌ها مورد بحث قرار داده و آنها را به تبلور دگرگونی مرتبط با فعالیت نفوذی ناحیه‌ای نسبت داده است. مقایسه با مجموعه گنیس- اکلوزیتی ماسیف مندرس در ترکیه که بسیار مفصل تر مورد مطالعه قرار گرفته است، شباهت‌های سنی و ژئوشیمیایی قابل ملاحظه‌ای را با مجموعه حاضر نشان می‌دهند. در این مقاله به گسترش ناحیه‌ای این مجموعه سنگی از زاینده‌رود تا خوی و فراتر از آن تا ماسیف مندرس اشاره و رابطه آنها با فرایند زمین‌ساختی یکپارچگی پایانی گندوانا در نزدیکی آغاز دوره کامبرین بحث شده است.

کلیدواژه‌ها: پهنه سنندج- سیرجان، مجموعه دگرگونی فشار بالای زاینده‌رود، اکلوزیت، مندرس ماسیف، گندوانا.

Email: r_ashtiani@sbu.ac.ir

*نویسنده مسئول: رضوانه جمالی آشتیانی

۱- پیش‌نوشتار

داده شده بود (زاهدی، ۱۳۵۴؛ زاهدی و همکاران، ۱۳۷۲)؛ ولی در یک بازنگری به ژوراسیک کاهش داده شد. این بازنگری نخستین بار توسط قاسمی و همکاران (۱۳۸۵) در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چادگان مطرح شده است. طبق شرح این نقشه، درجه دگرگونی به سوی بالای این توالی کاهش می‌یابد و لایه‌های آهکی بلمنت‌دار در آن ظاهر می‌شوند. این بازنگری سنی خط‌آمیز سپس با به دست آمدن سن‌های ژوراسیک با اعمال روش Ar/Ar روی میکای سفید از اکلوزیت‌ها و گنیس‌ها تقویت شد (داوودیان و همکاران، ۱۳۹۰) تا جایی که خاستگاه این سنگ‌ها به فرورانش در زمان ژوراسیک نسبت داده شده است (Arfania and Shahriari, 2009). این اختلاف نظر بزرگ در مورد سن پروتولیت سنگ‌های فشار بالای منطقه زاینده‌رود و تأثیرهای متفاوت زمین‌ساختی ناشی از آن جز با اعمال سنی مناسب قابل رفع نیست. یافته مهمی که در راستای حل این مشکل به تازگی منتشر شده این است که تعیین سن زیرکن با روش U-Pb برای یک نمونه گنیس کوارتز-فلدسپاتیک از این منطقه سن پروتروزویک پایانی را به‌دست داده است (Nutman et al., 2014). از این دید شباهت نزدیکی میان سنگ‌های این منطقه با مجموعه سنگی ماسیف مندرس در باختر ترکیه (Candan et al., 2015) وجود دارد و نظر به اینکه داده‌های ژئوشیمی و سنی زیادی از آن ناحیه منتشر شده است، در این پژوهش تجزیه‌های مشابهی (شامل ژئوشیمی سنگ کل، ایزوتوپ‌های Sr، Nd، Hf و سنیابی زیرکن) روی اکلوزیت‌ها، آمفیبولیت‌ها و گنیس‌های زاینده‌رود انجام شده است تا بتوان نتایج را با مقایسه با یک نمونه بهتر مطالعه شده تفسیر کرد.

پهنه سنندج- سیرجان به‌عنوان هسته دگرگونی کوهزاد زاگرس مکان گسترده‌ترین رخنمون‌های سنگ‌های دگرگونی در فلات ایران است (Mohajjel and Fergusson, 2014). بیشترین سنگ‌های دگرگونی رخنمون یافته مانند شیست‌های همدان، شامل رخساره شیست سبز و آمفیبولیت‌های دمای بالا- فشار پایین بوده و محصول دگرگونی لایه‌های رسوبی تخریبی و آتشفشانی تریاس (۲)- ژوراسیک بر اثر شار گرمایی بالای مرتبط با فعالیت ماگمایی حاشیه قاره در زمان‌های ژوراسیک و کرتاسه هستند. این سنگ‌ها دگرگونی حاصل از فرایند زمین‌ساختی آلیپی را به نمایش می‌گذارند (Agard et al., 2005). ولی سنگ‌های دگرگونی با پروتولیت مربوط به پی‌سنگ پروتروزویک پایانی- کامبرین آغازی مشابه سنگ‌های سپر عربی (Stocklin, 1968) نیز رخنمون‌های وسیعی دارند. از جمله در پیرامون مهاباد (Eftekharnazhad, 2004)، تکاب (Alavi-Naini et al., 1982)، گلپایگان (Thiele et al., 1968)، نجف‌آباد- شهرکرد (زاهدی، ۱۳۵۴؛ زاهدی و همکاران، ۱۳۷۲) و شمال ازنا (Nutman et al., 2014)؛ Shakerardakani et al., 2015) که حاصل رویداد کوهزایی پان‌آفریکن به شمار می‌روند (Hassanzadeh et al., 2008). رخنمون‌های منطقه نجف‌آباد- شهرکرد در مسیر زاینده‌رود بیشتر شامل شیست، آمفیبولیت، گنیس و مرمر است و به تازگی سنگ‌های دگرگونی فشار بالا از جمله اکلوزیت در آنها گزارش شده است (Davoudian et al., 2007; Izayar et al., 2013). سن این سنگ‌ها، که آنها را دگرگونه‌های فشار بالای زاینده‌رود می‌نامند، اگر چه در ابتدا پرکامبرین تشخیص

۲- زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در نزدیکی سد زاینده‌رود و حدود ۵۰ کیلومتری شمال گسل وارون اصلی زاگرس در پهنه سندج- سیرجان قرار دارد (شکل ۱- الف). این پهنه، حاشیه قاره‌ای شمال خاور اقیانوس نوتیس را تشکیل می‌دهد و سنگ‌های آن بر اثر رویدادهای کوهزایی بسیار از جمله تشکیل کمان ماگمایی ژوراسیک- پالئوژن و برخورد صفحه‌های عربی و اوراسیا دستخوش دگرگونی و دگرریختی شده است (Alirezai and Hassanzadeh, 2012; Mohajjel and Fergusson, 2014). نقشه‌های زمین‌شناسی این ناحیه توسط سازمان زمین‌شناسی کشور در دو مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ (زاهدی، ۱۳۷۲) و ۱:۱۰۰۰۰۰ (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۵) تهیه شده است. طبق این نقشه‌ها، سنگ‌های دگرگونی شامل شیست، آمفیبولیت، گنیس و مرمر در مسیر زاینده‌رود از اطراف چادگان تا نجف‌آباد در باختر چهارگوش اصفهان (زاهدی، ۱۳۷۶) رخنمون دارند. زاهدی (۱۳۷۲ و ۱۳۷۶) و Huber (1977) بر پایه مشاهده قرارگیری رسوبات آهکی فسیل‌دار پرمین با کنگلومرای قاعده‌ای روی این مجموعه، سن پراکمرین را برای آن منظور کرده‌اند. با این حال سن همان سنگ‌ها در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ چادگان بر پایه مشاهده بلنیت در میان لایه‌های آهکی بخش بالایی مجموعه، ژوراسیک فرض شده است. گفتنی است که بررسی‌های صحرایی انجام شده در مطالعه حاضر نشان می‌دهد که آهک‌های بلنیت‌دار به صورت بلوک‌های گسیخته نابرجا (گسلی) روی سنگ‌های دگرگونی قرار دارند. بنابراین تعیین سن پروتولیت این سنگ‌های دگرگونی به روش‌های رادیومتریک مناسب، کلید حل این معماست که انجام آن در این مطالعه گنجانده شده است.

سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای زاینده‌رود بیشتر شامل شیست‌های تیره رنگ است، اما آمفیبولیت، مرمر و گنیس هم در این مجموعه حضور چشمگیر دارند. اکلوزیت به صورت عدسی‌های کوچک و بزرگ همراه با سنگ‌های دیگر منطقه شامل آمفیبولیت‌ها، گنیس‌ها و سنگ‌های شیستی درون پهنه برشی در پیرامون دریاچه سد زاینده‌رود و در شمال روستای صادق‌آباد رخنمون دارند (شکل ۱- ب). بلورهای کشیده زوئیزیت که برخی از آنها بیش از یک سانتی‌متر طول دارند و درصد قابل توجهی را در این سنگ‌ها تشکیل می‌دهند در نمونه دستی دیده شده‌اند. به دلیل دگرشکلی زیادی که این بلوک‌های عدسی شکل نشان می‌دهند تنها با مشاهده صحرایی نمی‌توان گفت که آیا پروتولیت آنها روانه‌های بازالتی همزمان با رسوبات بوده‌اند یا دایک‌های دیابازی قطع‌کننده چینه‌بندی. Davoudian et al. (2007) سن‌های ۱۷۰ تا ۱۱۰ میلیون سال را به روش Ar-Ar برای آمفیبول و بیوتیت این سنگ‌ها به دست آورده‌اند. گرانتیویدهای روشن رنگ تبدیل یافته به ارتوگنیس به شکل توده‌های کشیده این مجموعه دگرگونی را قطع می‌کنند. در سمت خاور- شمال خاور زاینده‌رود در فاصله میان مارکده و صادق‌آباد این توده‌های نفوذی به شکل نوارهای موازی با سترهای تا چند ده متر دیده می‌شوند (شکل ۲). طبق تصاویر ماهواره‌ای پهنای این توده‌های نفوذی در حاشیه شمال خاوری مجموعه دگرگونی (شکل ۲) افزایش می‌یابد، هر چند که رسوبات آبرفتی مانع از رخنمون کامل آنهاست. کشیدگی زمین‌ساختی این نفوذی‌های کم‌سترا موجب پدید آمدن عدسی‌های کوچک ارتوگنیس با پراکندگی زیاد در میان شیست‌های منطقه شده است. گفتنی است که ارتوگنیس یاد شده عدسی‌هایی از متابازیت‌های گارنت‌دار را در خود دارد؛ ولی به دلیل دگرشکلی شدید پیدا نیست که آیا به شکل آنکلاو هستند و یا تکه‌هایی از دایک بودین شده (Nutman et al., 2014)؛ نکته قابل توجه دیگر اینکه گلوکوفان شیست جزو همراهان آمفیبولیت و اکلوزیت نیست.

۳- نمونه‌برداری و روش‌های مطالعاتی

کار صحرایی در ۴ مرحله بازدید از منطقه مورد نظر به انجام رسید. نمونه‌های مورد مطالعه در طول مسیرهای زیر برداشت شده‌اند: الف) در نزدیکی

سد زاینده‌رود، ب) پیرامون روستای حجت‌آباد و ج) پیرامون روستای مارکده و صادق‌آباد. در بررسی‌های دقیق صحرایی بیش از ۱۰۰ نمونه از مجموع اکلوزیت‌ها، آمفیبولیت‌ها، ارتوگنیس‌ها و میکاشیست‌ها به منظور مطالعات سنگ‌نگاری، پتروفابریک، ژئوشیمی، میکروپروب و سن‌سنجی برداشت شد. به منظور بررسی ژئوشیمیایی متابازیت‌ها، متاگرانیت‌ها و متاپلیت‌ها ۱۳ نمونه از مجموع سنگ‌های مورد مطالعه انتخاب و به روش ICP-AES و XRF برای به دست آوردن مقادیر عناصر کمیاب و اصلی در آزمایشگاه دانشگاه پتسدام در کشور آلمان تجزیه شد. تجزیه این عناصر با استفاده از Philips PW-2400 X-ray fluorescence (XRF) spectrometer در مؤسسه GFZ پتسدام، بر پایه استانداردهای بین‌المللی و با دقت ۱ تا ۳ درصد برای عناصر اصلی و ۲ تا ۳ درصد برای عناصر کمیاب انجام شد. عناصر کمیاب خاکی (REE) بر پایه روش Coupled plasma-optical emission spectrometer (REE) بر پایه روش ICP-OES, Vista MPX (ICP-OES, Vista MPX) در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه پتسدام تجزیه شدند؛ برای ذوب نمونه‌های آماده شده از ذوب‌کننده استاندارد Na_2O_2 استفاده شد (Zuleger and Erzinger, 1988). گفتنی است که تجزیه الکترون میکروپروب نیز روی کانی‌های تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه در دانشگاه پتسدام انجام شده است. تعیین سن شماری از نمونه‌ها به روش U-Pb روی زیرکن بر پایه داده‌های ایزوتوپی U-Pb، Th، با به کارگیری تجزیه نقطه‌ای توسط دستگاه Cameca IMS 1270 ion microprobe و بر پایه روش Secondary ion mass spectrometry (SIMS) analysis در دانشگاه کالیفرنیا، لس‌آنجلس (UCLA) انجام پذیرفته است؛ برای جدا کردن دانه‌های زیرکن از روش‌های متداول شامل خردایش سنگ، جدایش مغناطیسی و مایعات سنگین استفاده شد. پس از جداسازی با دست در زیر بینوکولار، دانه‌های انتخاب شده در اپوکسی جاسازی و صیقل داده شد. به منظور تصویربرداری کاتدولومینسانس (CL) با SEM، سطح صیقلی شده دیسک اپوکسی با کربن روکش شد. همچنین روی تعداد منتخبی از اکلوزیت‌ها، آمفیبولیت‌ها و گنیس‌ها تجزیه ایزوتوپی Sr-Nd-Hf انجام گرفته است. در این تجزیه‌ها، نمونه‌ها توسط ذوب‌کننده آلکالی LiBO_2 برای اطمینان از حل شدن کامل کانی‌های دیرگداز ذوب شدند. به منظور جداسازی Sr و Nd، Hf از عناصر دیگر، از روش استخراج کروماتوگرافی سه‌مرحله‌ای بهره گرفته شده است. تجزیه عنصری و ایزوتوپی با دقت بالا توسط دستگاه Thermofisher scientific Neptune plus multi- collection inductively coupled plasma mass spectrometer (MC-ICP- MS) در آزمایشگاه Neptune Isotope Lab (NIL) دانشکده علوم جوی- دریایی روزنستیل، دانشگاه میامی ایالات متحده و بر پایه روش‌های پیشنهادی (Pourmand and Dauphas, 2010; Pourmand et al., 2012) انجام پذیرفته است. سری نمونه‌ها به روش استاندارد براکتینگ تجزیه و خطای آزمایش بر پایه فاصله اطمینان ۹۵ درصد (95% Confidence Interval) به دست آمده و گزارش شده است.

۴- مطالعات سنگ‌نگاری

سنگ‌های رخساره اکلوزیت بیشتر در نزدیکی محل سد زاینده‌رود رخنمون دارند و گرانیته‌ها در جاهایی آنها را قطع کرده‌اند. اکلوزیت‌ها، آمفیبولیت‌ها، ارتوگنیس‌ها و میکاشیست‌های زاینده‌رود به سنگ‌های دارای شیستوزیته با دانه‌بندی درشت‌دانه و متوسط‌دانه و سنگ‌هایی با بافت متراکم با دانه‌بندی متوسط تا ریزدانه تقسیم‌بندی می‌شوند.

۴-۱. اکلوزیت

اکلوزیت‌های منطقه بیشتر دستخوش دگرگونی قهقرایی شده‌اند و نمونه‌های سالم کمیابند. برخی از آنها فولیاسیون آشکاری را نشان می‌دهند. این سنگ‌ها بیشتر

در چینه‌بندی هستند. این احتمال‌ها به ترتیب بر همزمانی با رسوب‌گذاری و جوان‌تر بودن از سنگ‌های رسوبی - آتشفشانی دلالت دارد. اما متنازیت‌ها از گرانیتوئیدهای تغییرشکل یافته‌ای که سنگ‌های دگرگونی فشار بالا را قطع می‌کنند و خود کمتر دگرگون شده‌اند، کهن‌ترند. نمونه متاگرانیست CHDGN3 از شمال مارکده (شکل ۲) دارای زیرکن ماگمایی با میانگین سنی (۱۱/۷۵ - ۱۲/۰۵) \pm ۵۶۶/۶۵ میلیون سال است (شکل ۸- الف و جدول ۳). در ضمن Nutman et al. (2014) برای زیرکن‌های ماگمایی ارتوگنیس از ۱۰ کیلومتری شمال باختر نمونه اندازه‌گیری شده در این مطالعه، سن 15 ± 637 میلیون سال را به دست آورده‌اند. بنابراین سن پروتولیت متنازیت‌ها معادل پروتوزویک پایانی یا ادیاکاران ۶۳۰ - ۵۴۲ میلیون سال یا کهن‌تر از آن است.

۶-۲. سن سنجی پروتولیت ارتوگنیس به روش U-Pb روی زیرکن

نظر به اینکه تعیین سن پروتولیت متنازیت‌های زاینده‌رود به علت نبود زیرکن در آنها تاکنون میسر نبوده است، برای محدود کردن سن آنها نمونه CHDGN3 از یکی از توده‌های ارتوگنیس نفوذ یافته در مجموعه شیست - متنازیت به روش اورانیم - سرب روی زیرکن سن سنجی انجام شد. بلورهای زیرکن مطالعه شده به نسبت درشت هستند و طول و عرض آنها به ترتیب ۱۴۰ تا ۴۸۰ و ۶۰ تا ۱۳۰ میکرون و نسبت طول به عرض آنها از ۲ تا ۴ متغیر است. شکل ۷- الف تعدادی از بلورهای زیرکن تجزیه شده را با سن‌های به دست آمده برای نقطه‌های تجزیه ایزوتوپی شده نشان می‌دهد. تجزیه حاشیه بلورها هدف اصلی بوده است تا بتوان سن تبلور ماگما را به دست آورد؛ ولی هسته‌های موروثی نیز تجزیه شده‌اند تا درکی از سن پوسته قاره‌ای موجود در آن زمان فراهم شود.

در شکل ۷- الف دانه‌های ۱۵، ۲۱ و ۲۲ دارای هسته موروثی‌اند که از روی انقطاع ساختاری با بخش رویی خود شناخته می‌شوند و در ضمن سن‌های کهن‌تری را هم به دست داده‌اند. همه تجزیه‌های انجام شده ($n=31$) در نمودار ستونی (شکل ۷- ب) آورده شده‌اند؛ سن با بالاترین احتمال برای این مجموعه ۵۷۳ میلیون سال است. در سوی قدیمی‌ترین قله، هسته‌های موروثی و در سوی جوان‌تر آن زیرکن‌هایی که دستخوش فرار Pb شده‌اند، قرار دارند. تجزیه و تحلیل سن با استفاده از الگوریتم Tuff Zirc (Ludwig, 2003) سن (۱۱/۷۵ - ۱۲/۰۵) \pm ۵۶۶/۶۵ میلیون سال را برای ۲۲ تجزیه به دست می‌دهد (جدول ۳، شکل ۸- الف). برای مجموعه‌ای از ۱۳ عدد از این تجزیه‌ها سن‌های $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ و $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ با همسازی بسیار بالا و معادل $5/3 \pm 568$ میلیون سال به دست می‌آید (نمودار کنکوردیا، شکل ۸- ب). این سن، که با سن‌های حاصل از پردازش با الگوریتم Tuff Zirc همخوان است، به عنوان سن جایگیری پلوتون گرانیتوئیدی مادر ارتوگنیس CHDGN3 در نظر گرفته شده است.

۶-۳. جایگاه زمین‌ساختی پروتولیت متنازیت‌ها

برای تعیین خاستگاه سنگ‌های آذرین مافیک اولیه، تلفیق ترکیب شیمیایی و روابط صحرایی کارساز است؛ ولی با توجه به دگرگونی شدید این سنگ‌ها نمودارهای مبتنی بر عناصر با میدان الکترواستاتیکی قوی (HFSE) ترجیح داده می‌شود. پروتولیت متنازیت‌های زاینده‌رود ترکیب بازالتی تا کمی تفریق‌یافته‌تر را نشان می‌دهد (شکل ۴- الف) و تمایل توله‌ای آنها آشکار است (شکل ۴- ب). این سنگ‌ها در نمودار مثلثی Zr-Ti-Y (شکل ۴- ج) در محدوده MORB قرار می‌گیرند؛ ولی همراهی این سنگ‌ها با رسوبات (دگرگون شده) پلیتی، ماسه‌ای و آهکی با منشأ بستر اقیانوسی، همخوانی ندارد. در ضمن غلظت عناصر خاکی کمیاب (REE) این سنگ‌ها در مجموع از MORB بیشتر است (شکل ۶- الف). از سوی دیگر پروتولیت متنازیت‌ها نمی‌تواند از انواع بازالت فرورانشی باشد چون در نمودارهای عنکبوتی بی‌هنجاری منفی Nb،Ti و دیگر HFSEها دیده نمی‌شود (شکل‌های ۶- الف و ب). در برابر آن، این سنگ‌ها شابهت‌های شیمیایی بسیار آشکاری با بازالت‌های درون صفحه‌ای (از جمله بازالت‌های قاره‌ای مرتبط با پلوم) نشان می‌دهند

ریزدانه و دارای زمینه سبز تیره مایل به خاکستری هستند که در آنها دانه‌های گارنت دیده می‌شوند. در مطالعات میکروسکوپی این سنگ‌ها شامل گارنت‌های دانه‌ریز، نیمه‌شکل‌دار و بدون میانبار هستند و حدود ۳۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند (شکل ۳). باقیمانده‌های امفاسیت همراه با گارنت و نیز به صورت میانبار درون زوئیزیت وجود دارد و کمتر از ۱۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد. امفاسیت موجود در زمینه سنگ به وسیله سیمپلکتیت ریزدانه پیروکسن، آمفیبول و آلپیت و یا پورفیروبلاست‌های درشت آمفیبول جایگزین شده‌اند (شکل ۳- ب). آمفیبول‌ها در نسل‌های متفاوت در اکلوزیت‌ها حضور دارند؛ به صورت میانبار در زوئیزیت، دانه‌های درشت پورفیروبلاست در زمینه سنگ (شکل‌های ۳- الف و ج) و نیز به شکل سیمپلکتیت‌های ریزدانه پس از امفاسیت (شکل ۳- د). فزیت هم درون زوئیزیت به صورت میانبار و هم به صورت ورقه‌ای در متن سنگ دیده می‌شود. زوئیزیت به شکل بلورهای درشت و کشیده به فراوانی در این سنگ‌ها حضور دارد (شکل ۳- ج). روتیل، تیتانیت، مونازیت و آپاتیت نیز از کانی‌های فرعی تشکیل‌دهنده آنها هستند.

۴-۲. آمفیبولیت

آمفیبولیت‌ها نیز همراه با اکلوزیت‌ها در پهنه برشی همراه با ارتوگنیس‌ها، پاراگنیس‌ها و شیست‌ها رخمون دارند، هر چند شدت جهت‌یافتگی کانی‌ها در سنگ‌های مختلف متفاوت است و در نتیجه برخی از آنها خطوارگی و برگرارگی‌های مشخصی نشان می‌دهند و در برخی نیز تعیین روند شیب و امتداد مشکل است. آمفیبولیت‌ها از دید کانی‌شناسی دارای هورنبلند، پلاژیوکلاز، زوئیزیت و کوارتز و به مقدار بسیار کم روتیل، تیتانیت، آپاتیت و مونازیت هستند. اندازه بلورهای آمفیبول گوناگون است و در ابعاد ریز، درشت‌بلور و متوسط‌بلور دیده می‌شوند.

۴-۳. ارتوگنیس

ارتوگنیس‌های کوارتز - فلدسپاتیک بیشتر درشت‌بلور هستند و بلورهای درشت فلدسپار در آنها به صورت چشم‌های بزرگ دیده می‌شوند. برخی از آنها عدسی‌هایی از متنازیت‌های گارنت‌دار را در خود دارند. کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها شامل کوارتز، فلدسپار قلیایی (میزان اکسید سدیم بین ۱۰-۰/۴ و اکسید پتاسیم بین ۱۵-۰/۶ درصد متغیر است)، پلاژیوکلاز، بیوتیت، مسکویت و تورمالین است و کانی‌های زیرکن، آپاتیت، روتیل، مونازیت و تیتانیت به مقدار کمتر حضور دارند. بیشتر بیوتیت‌ها در این سنگ‌ها به کلریت تجزیه شده‌اند.

۵- ژئوشیمی سنگ کل

همان‌طور که در بخش‌های بالایی اشاره شد به دلیل نزدیکی زیاد سنگ‌های مندرس در ترکیب با منطقه مورد نظر، ژئوشیمی سنگ کل متنازیت‌های زاینده‌رود بررسی و با ژئوشیمی سنگ کل در سنگ‌های گابرویی مندرس (Candan et al., 2015) مقایسه شده‌اند.

۶- بحث

۶-۱. سن پروتولیت متنازیت‌ها

تعیین سن مطلق پروتولیت سنگ‌های دگرگونی درجه بالا بدون چالش نیست. به‌ویژه هنگامی که زیرکن ماگمایی در سنگ‌ها یافت نشود که تاکنون در مورد متنازیت‌های بررسی شده زاینده‌رود چنین بوده است. بنابراین در اینجا به روش‌های تعیین سن نسبی در سنگ‌ها رو آورده می‌شود. نظر به اینکه متنازیت‌ها دستخوش دگرشکلی و به‌ویژه بودین‌شدگی شده‌اند، تنها با مشاهدات صحرایی نمی‌توان درباره شکل توده‌های آذرین اصلی آنها قضاوت کرد؛ اما دو احتمال مطرح است: روانه‌های گدازه به شکل میان‌لایه در رسوبات بوده‌اند و یا به صورت دایک یا سیل تزریق شده

(Oberhansli et al., 2010). یکسانی سن پروتولیت ارتوگنیس‌های زاینده‌رود و مندرس و نزدیکی ژئوشیمیایی قابل ملاحظه متابازیت‌های این دو ناحیه نشان‌دهنده ویژگی پی‌سنگی متابازیت‌های زاینده‌رود و محیط زمین‌ساختی این دو ناحیه است.

۴-۵. سن دگرگونی

بدیهی است که همسانی سن و خاستگاه پروتولیت ارتوگنیس‌ها و اکلوزیت‌های زاینده‌رود و مندرس قابل تعمیم به سن دگرگونی و شرایط آن نیست. بنابراین جا دارد که در این بحث نگاهی هم به رویدادهای تکتونوترمال مسئول دگرگونی در هر یک از این دو ناحیه انداخته شود. سنگ‌های مورد بحث در هر دو ناحیه دستخوش چند دگرگونی بوده است. برای دانستن زمان تبلور اکلوزیت داده‌های ایزوتوپی U-Pb روی زیرکن دگرگونی و یا موناژیت و Sm-Nd روی گارنت و کلینوپیروکسن مورد نیاز است که هنوز وجود ندارد. در مورد اکلوزیت مندرس، سن یابی زیرکن دگرگونی رشد یافته روی دانه‌های زیرکن آذرین به روش U-Pb، زمان 535 ± 3 Ma را مشخص کرده است (Oberhansli et al., 2010).

سن یابی کانی‌های پتاسیم‌دار به روش Ar/Ar زمانی را به دست می‌دهد که دمای محیط برای کانی مورد نظر از دمای بسته شدن شبکه بلوری‌اش بر آرگون گرم‌تر شده باشد. دمای بسته شدن میکای سفید 50 ± 350 درجه سانتی‌گراد است و سن یابی این کانی از پاراگنیس‌ها و اکلوزیت‌های زاینده‌رود به روش Ar/Ar بازه زمانی ۱۸۴ تا ۱۷۳ میلیون سال را مشخص می‌کند (داوودیان و همکاران، ۱۳۹۰) و نشان می‌دهد که دمای این سنگ‌ها در ژوراسیک آغازی از ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد تجاوز کرده است. این افزایش دما به‌خوبی با رویداد ماگماتیسیم کماتی گسترده ژوراسیک در سراسر زون سنندج-سیرجان مطابقت دارد (زاهدی، ۱۳۵۴؛ Mohajjel and Fergusson, 2014؛ Shakerardakani et al., 2015). تأثیرات گرمایی کمان ماگمایی در دگرگونی پی‌سنگ قاره‌ای منحصراً به ژوراسیک نبوده و بر پایه سن‌های Ar/Ar ۱۷۰ تا ۱۱۰ میلیون سال روی آمفیبول و بیوتیت تا زمان کرتاسه ادامه داشته (Davoudian et al., 2007) و سبب تبدیل دگرگونی فشار بالا به نوع آمفیبولیتی در متابازیت‌های زاینده‌رود شده است. گفتنی است که دگرگونی ناحیه‌ای نوع باروین در ناحیه موته-گلپایگان که هم‌جوار منطقه مورد مطالعه این مقاله است نیز بر پایه داده‌های Ar/Ar (Moritz et al., 2006) و K-Ar (Rashidnejad Omran et al., 2002) در کرتاسه شکل گرفته است. زمان دگرگونی پس از اکلوزیت در ماسیف مندرس از ائوسن به بعد و بر اثر رویدادهای تکتونوترمال آلبی است (Oberhansli et al., 2010).

۴-۶. رابطه با بازسازی گندوانا

بازسازی موجود از نواحی شمالی گندوانا به دلیل جدایش‌های کافتی بسیار در زمان‌های پساتجمع آن و کمبود اطلاعات سنی با ابهام همراه هستند. از میان مدل‌های ارائه شده یکی ماسیف مندرس را به وسیله سپر عربی به کوهزاد پان‌آفریکن خاور آفریقا وصل می‌کند (Candan et al., 2015). این بخش از سپر عربی پوشش ستبری از رسوبات فانروزوییک دارد و در نتیجه درستی فرض یاد شده در آنجا به سادگی قابل بررسی نیست. ولی از آنجا که سنگ‌ها به سن ادیاکاران (۶۳۰ تا ۵۴۰ میلیون سال) در سراسر آسیای جنوبی رخنمون گسترده‌ای دارند، بنابراین مدل قابل قبول‌تر برای ارتباط ماسیف مندرس با کوهزاد پان‌آفریکن می‌تواند از راه ایران و سپس بلوک‌های افغان و تبت باشد. البته احتمال دیگر، ارتباط با سرزمین دگرگونی فشار بالای جنوب شبه قاره هند است که از دید سنی با بلوک‌های یاد شده مشابه است.

۴-۷. نتیجه‌گیری

سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای بالادست زاینده‌رود که شامل دگرگونی‌های فشار بالا نیز هستند، به‌طور دگرشیب در زیر رسوبات آهکی فسیل‌دار پرمین قرار دارند و سن پروتولیت آنها بر پایه سن‌سنجی به روش اورانیم-سرب روی زیرکن، نوپروتوزوییک پایانی است. متابازیت‌های این مجموعه ترکیب شیمیایی توله‌ای

(شکل‌های ۵-الف و ب). گفتنی است که ایزوتوپ‌های رادیوژنیک (Sr-Nd-Hf) نیز شباهت به بازالت‌های درون صفحه‌ای را تصدیق می‌کنند (شکل ۹ و جدول ۴). از آنجایی که همراهی با سنگ‌های پلیتی-ماسه‌ای-آهکی در مجموعه دگرگونی زاینده‌رود با منشأ جزایر اقیانوسی هماهنگی ندارد، خاستگاهی مشابه بازالت‌های قاره‌ای مرتبط با پلوم منطقی‌ترین نتیجه‌گیری به نظر می‌رسد.

۴-۶. مقایسه ناحیه‌ای مجموعه دگرگونی زاینده‌رود

سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای منطقه زاینده‌رود یک مجموعه متعلق به پی‌سنگ قاره‌ای پرکامبرین است که از دید سن و ترکیب سنگی معادل رخنمون‌های مطالعه شده در مناطق دیگر پهنه سنندج-سیرجان شامل گلپایگان (Thiele et al., 1968؛ Moritz et al., 2006)، ازنا (Nutman et al., 2014؛ Shakerardakani et al., 2015)، تکاب (Jamshidi Badr et al., 2010 and 2012)، مهاباد (Eftekharnjad, 2004) و سرو-ارومیه-خوی (Azizi et al., 2011؛ Shafaii Moghadam and Stern, 2015) است؛ ولی برخلاف مجموعه‌های یاد شده، این منطقه نیم‌رخ از پی‌سنگ را به نمایش می‌گذارد که دستخوش دگرگونی فشار بالا تا حد تشکیل اکلوزیت شده است. این مجموعه سنگ‌های فشار بالا ممکن است در نقاط دیگر نیز در پی‌سنگ پهنه سنندج-سیرجان موجود باشد که رخنمون نیافته‌اند. گفتنی است که مجموعه دگرگونی اکلوزیت‌دار ناحیه حاجی‌آباد که در حاشیه گسل وارون زاگرس رخنمون دارد و با شیست آبی همراه است، خاستگاهی مرتبط با سنگ‌کره اقیانوسی دارد و دگرگونی آن درون پهنه فرورانش نوتتیس شکل گرفته است (Agard et al., 2005) و در نتیجه از مقوله‌ای کاملاً متفاوت است که قابل قیاس با دگرگونی‌های زاینده‌رود نیست.

نزدیک‌ترین همراهی متابازیت-متاگرانیت تعیین سن شده مرتبط با پی‌سنگ کهن مربوط به مجموعه دگرگونی ناحیه شمال باختر خوی است که در آن سن تبلور پروتولیت به روش U-Pb روی زیرکن برای متاگرانیت‌ها 599 ± 2 تا $8/4$ و 566 ± 9 تا $4/7$ میلیون سال و برای آمفیبول 550 ± 1 تا $4/7$ میلیون سال به‌دست آمده است (Azizi et al., 2011).

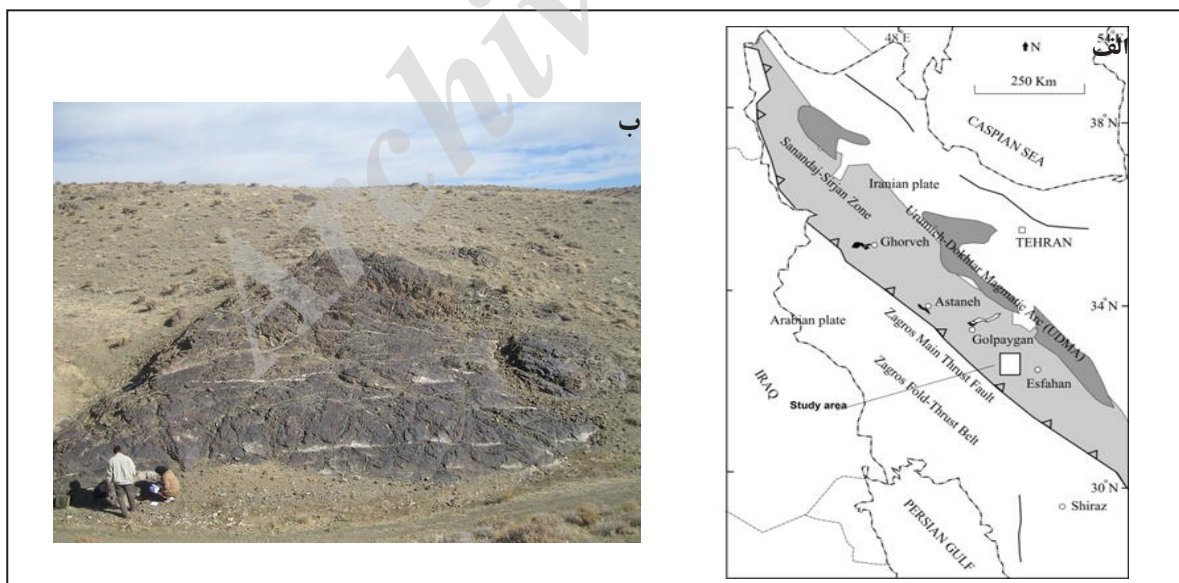
خارج از ایران نزدیک‌ترین مجموعه گنیسی-اکلوزیتی با خاستگاه پوسته قاره‌ای مربوط به پروتوزوییک پایانی از منطقه مندرس در باختر فلات آناتولی ترکیه است. ماسیف مندرس با ابعاد تقریبی ۱۵۰ در ۳۰۰ کیلومتر بزرگ‌ترین مجموعه دگرگونی در بلوک آناتولی-تائورید است. از آنجا که بلوک قاره‌ای یاد شده و پهنه سنندج-سیرجان شباهت‌های زیادی از دید تاریخچه زمین‌ساختی دارند و سنگ‌های مندرس بسیار مفصل‌تر مطالعه شده‌اند، مقایسه دگرگونی‌های فشار بالای زاینده‌رود با آن اهمیت شایانی دارد که در ادامه مورد بحث قرار خواهد گرفت.

بخش جنوبی ماسیف مندرس دارای هسته‌ای از گنیس چشمی حاصل از گرانیت‌های پان‌آفریکن نفوذ یافته در ردیفی از میکاشیست و پاراگنیس است که به‌طور گسلی با ردیفی از رسوبات جوان‌تر و دگرگون شده که شیست در آن چیره است، پوشیده شده است. سنگ‌های گابرویی با درجه دگرگونی بسیار متغیر تا حد رخساره اکلوزیت با شکل‌های نامنظم از عدسی تا رگه‌ای و اندازه‌های چند ده متری تا ۱/۵ کیلومتری و با مجاورت نفوذی در میان ارتوگنیس‌ها و دیگر دگرگونی‌های بخش هسته وجود دارند (Candan et al., 2001). از دید ترکیب شیمیایی سنگ‌های مافیک ماسیف مندرس و از جمله اکلوزیت‌های آن و متابازیت‌های زاینده‌رود هر دو ویژگی‌های توله‌ای قاره‌ای را نشان می‌دهند. شباهت‌های نزدیک این دو گروه در شکل‌های ۴، ۵، ۶ و ۹ نشان داده شده است. ولی برخلاف متابازیت‌های زاینده‌رود، سنگ‌های گابرویی و معادل‌های دگرگونی آن در مندرس زیرکن دارند که بخش‌های ماگمایی آنها سن U-Pb برابر $563 \pm 1/4$ Ma را به‌دست داده است. بنابراین سن آغاز تبلور ماگماهای گابرویی با جایگیری پروتولیت بیشتر ارتوگنیس‌ها هم‌پوشانی دارد که بازه زمانی ۵۷۰ Ma تا ۵۵۰ Ma را فرا می‌گیرد

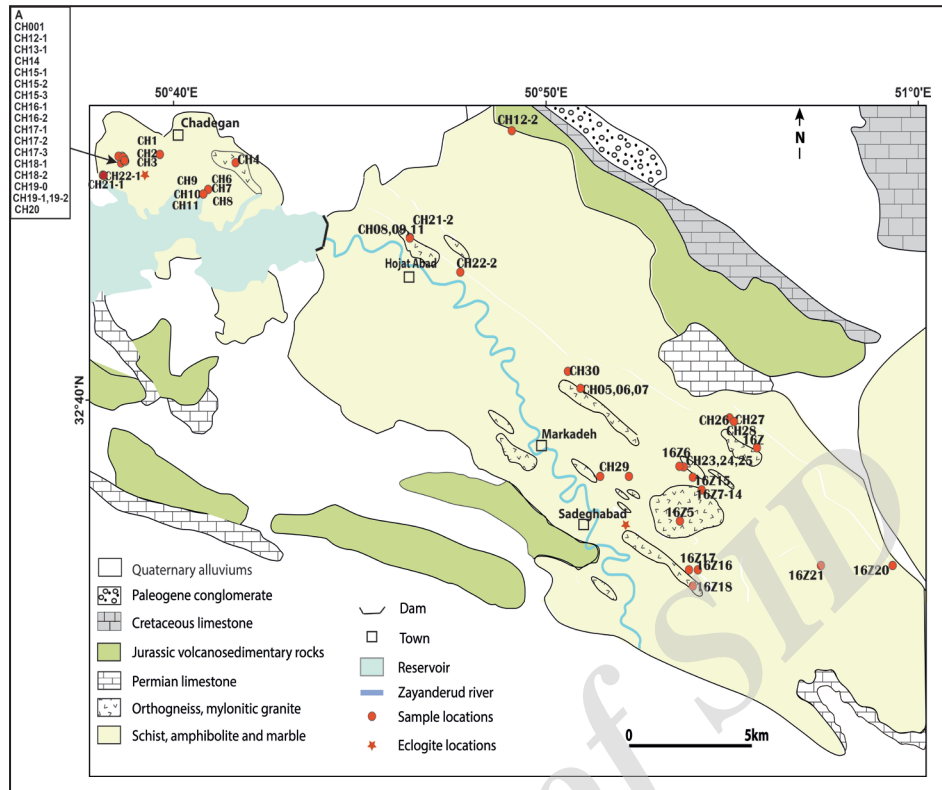
سپاسگزاری

پژوهش حاضر بخشی از رساله دکترای نگارنده اول است که با پشتیبانی دانشگاه شهید بهشتی و حمایت‌های مالی و معنوی وزارت علوم، تحقیقات و فناوری و مؤسسه تبادلات آکادمیک آلمان (DAAD) انجام شده است. در اینجا لازم است از زحمات و کمک‌های فراوان آقایان دکتر ادوارد سوپل در طول فرصت مطالعاتی در کشور آلمان و دکتر اکسل اشمیت برای همراهی در بازدید صحرایی و همکاری در انجام تجزیه سن سنجی، از سرکار خانم Antje Musiol مسئول آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه پتسدام، از جناب آقای دکتر علی پورمند استاد دانشکده علوم جوی- دریایی روزنستیل، از مسئولان دانشگاه میامی که امکان انجام تجزیه ایزوتوپی Sr-Nd-Hf را فراهم کردند، از جناب آقای دکتر بحرودی استاد دانشکده فنی دانشگاه تهران و مسئولان آزمایشگاه دانشکده فنی و جناب آقای دکتر قلمقاش که شرایط را برای آماده‌سازی و خریداری بخشی از نمونه‌ها را در دانشکده فنی و بخشی در سازمان زمین‌شناسی فراهم آوردند سپاسگزاری شود. بازدید صحرایی مقدماتی مربوط به این طرح با حمایت سازمان زمین‌شناسی و همراهی آقای دکتر مهران حیدری انجام شد؛ همچنین از جناب آقای دکتر احسان موسوی به دلیل همکاری در انجام مطالعات صحرایی منطقه زاینده‌رود صمیمانه سپاسگزاری می‌شود.

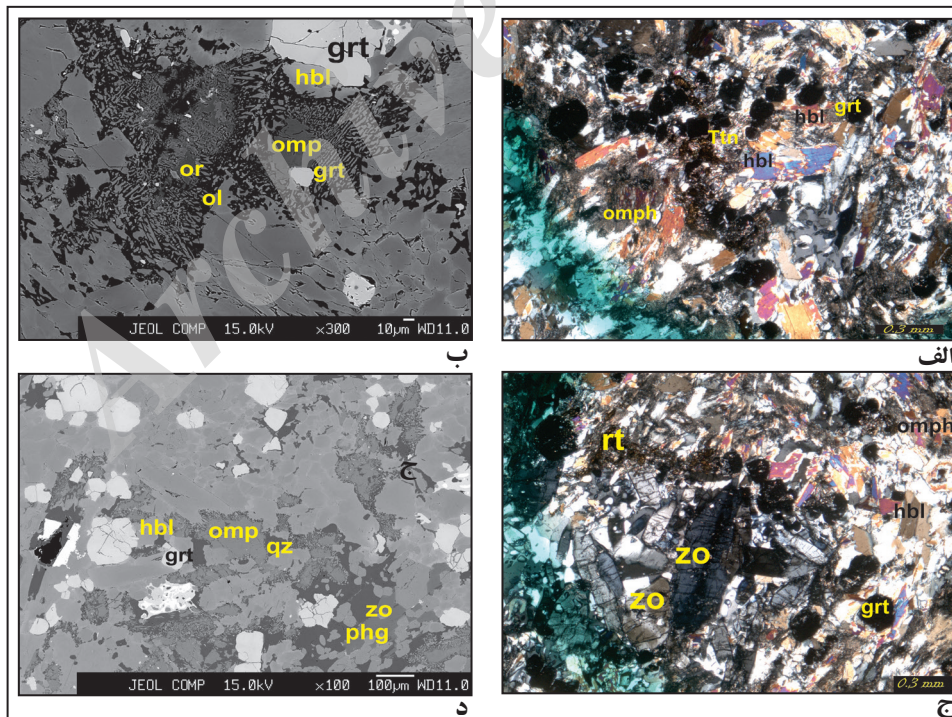
را نشان می‌دهند. این سنگ‌ها اگر چه از دید فراوانی عناصر خاکی کمیاب به مورب عادی و غنی شده شباهت دارند؛ ولی از دید عناصر دارای میدان الکترواستاتیکی شدید (HFSE) و نسبت‌های ایزوتوپی Hf-Nd-Sr نزدیکی آشکاری به بازالت‌های درون صفحه‌ای نشان می‌دهند. ارتوگنیس‌ها حاصل دگرشکلی شدید گرانیتوئیدهایی هستند که رابطه نفوذی با شیست‌ها دارند و سن رادیومتریکی $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ از یک نمونه، $568 \pm 3/5$ میلیون سال به دست آمده است. سن رادیومتریکی پروتولیت متابازیت‌های زاینده‌رود هنوز تعیین نشده است؛ ولی تصور می‌شود که تقریباً همسن گرانیتوئیدهای دگرشکل شده همراه خود باشند. این فرض با دیدن همراهی متاگرانیت و متابازیت در مجموعه دگرگونی شمال خوی تقویت می‌شود که در آن زیرکن از هر دو نوع سنگ، سن‌های U-Pb نوپروتروزوییک پایانی را به دست داده‌اند. وضعیت مشابهی در ماسیف مندرس در باختر ترکیه وجود دارد، یعنی ارتوگنیس و متابازیت با سن نوپروتروزوییک پایانی با یکدیگر همراهی دارند. تطابق سنی و ژئوشیمیایی ارتوگنیس و متابازیت فشار بالا در باختر ترکیه و پهنه سندج- سیرجان نشانه‌هایی از وجود یک کمر بند کوهزایی در شمال گندوانا دارد که تاکنون به دلیل تکه پاره بودن و نبود داده‌های ژئوکرونولوژی و ژئوشیمیایی مناسب مورد توجه لازم قرار نگرفته است؛ ولی مطالعه کم و کیف آن برای شناخت تحولات زمین‌ساختی عامل یکپارچگی این بخش از گندوانا اهمیت دارد.



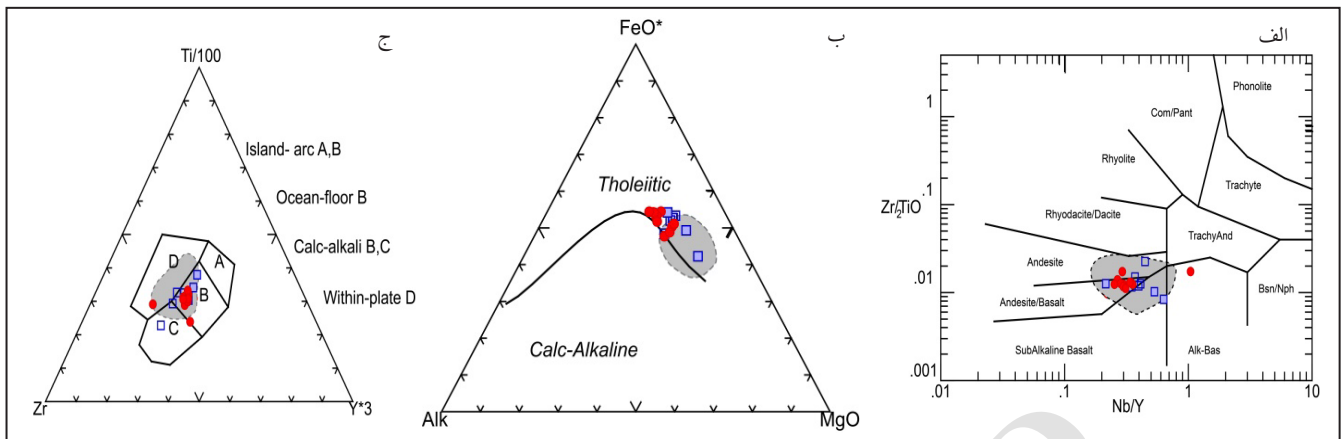
شکل ۱- الف) موقعیت منطقه مورد مطالعه در ایران (بر گرفته از (Stöcklin (1968)؛ ب) رخنمونی از اکلوزیت در این منطقه.



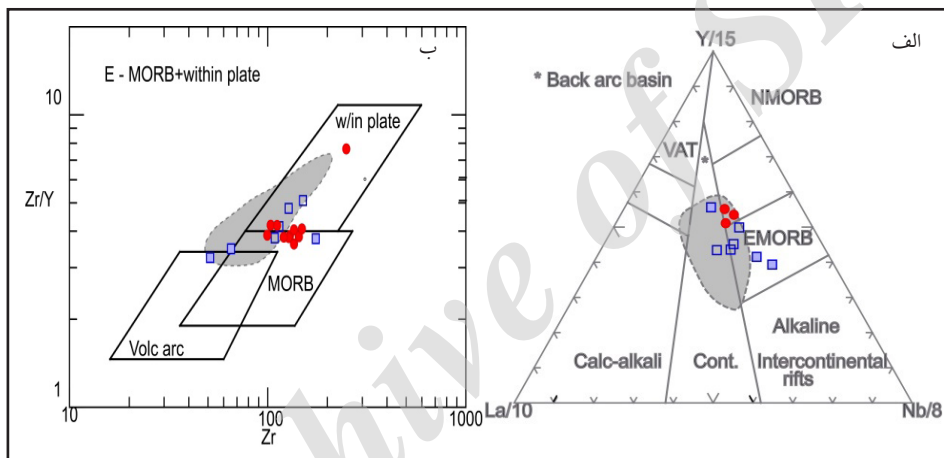
شکل ۲- بخشی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ چادگان (برگرفته از قاسمی و همکاران (۱۳۸۵) و Davoudian et al. (2007) و موقعیت نمونه‌ها در منطقه که با دایره سرخ رنگ نشان داده شده است.



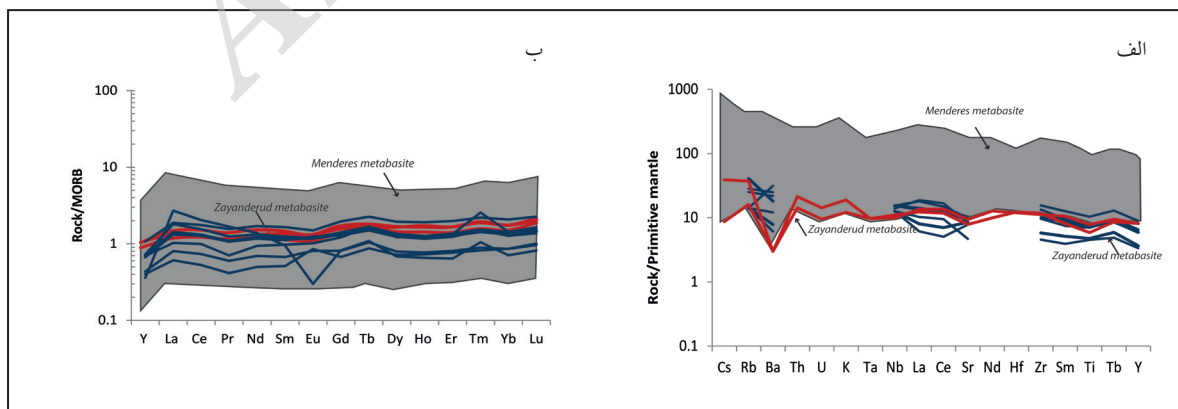
شکل ۳- الف) تصویر میکروسکوپی از سنگ اکلوزیت با کانی‌های امفاسیت (Omp)، هورنبلند (Hb)، بلورهای شکل‌دار گارنت (Grt) به همراه تیتانیت (Ttn) در نور پلاریزه؛ ب) تصویر میکروسکوپ الکترونی از نمونه اکلوزیت که بافت سیمپلکتیتی را همراه با بلورهای گارنت (Grt)، امفاسیت (Omp)، هورنبلند (Hb)، الیگوکلاز (Ol) و اورتوکلاز (Or) نشان می‌دهد؛ ج) تصویر میکروسکوپی از نمونه اکلوزیت که دارای بلورهای درشت و خودشکل زوئیزیت (Zo) است و بلورهای گارنت (Grt) نیز به فراوانی و در اندازه متوسط و شکل‌دار همراه با هورنبلند (Hb) و کانی‌های بی‌شکل امفاسیت (Omp) در سطح مقطع دیده می‌شوند (نور پلاریزه)؛ د) تصویر میکروسکوپ الکترونی از اکلوزیت زاینده‌رود با کانی‌های فنزیت (Phg)، زوئیزیت (Zo)، گارنت (Grt)، هورنبلند (Hb)، امفاسیت (Omp) و کوآرتز (Qz).



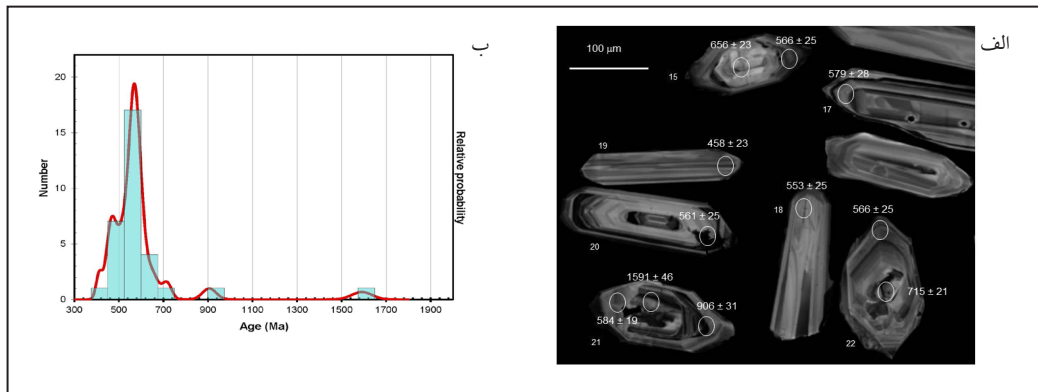
شکل ۴- نمودارهای تفکیک کننده محیط‌های زمین‌ساختی اکلوزیت‌ها و آمفیبولیت‌های منطقه مورد مطالعه (مربع آبی توپز: آمفیبولیت و مربع تو خالی: اکلوزیت) همراه با داده‌های ماسیف مندرس در ترکیه (محدوده خاکستری رنگ؛ Candan et al., 2001) و داده‌های (Davoudian et al., 2006) که با دایره‌های توپز سرخ رنگ نمایش داده شده‌اند. الف) نمودار Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y (Winchester & Floyd, 1977)؛ ب) نمودار AFM (Irvin & Baragar, 1971)؛ ج) نمودار Ti-Zr-Y (Pearce and Cann, 1973).



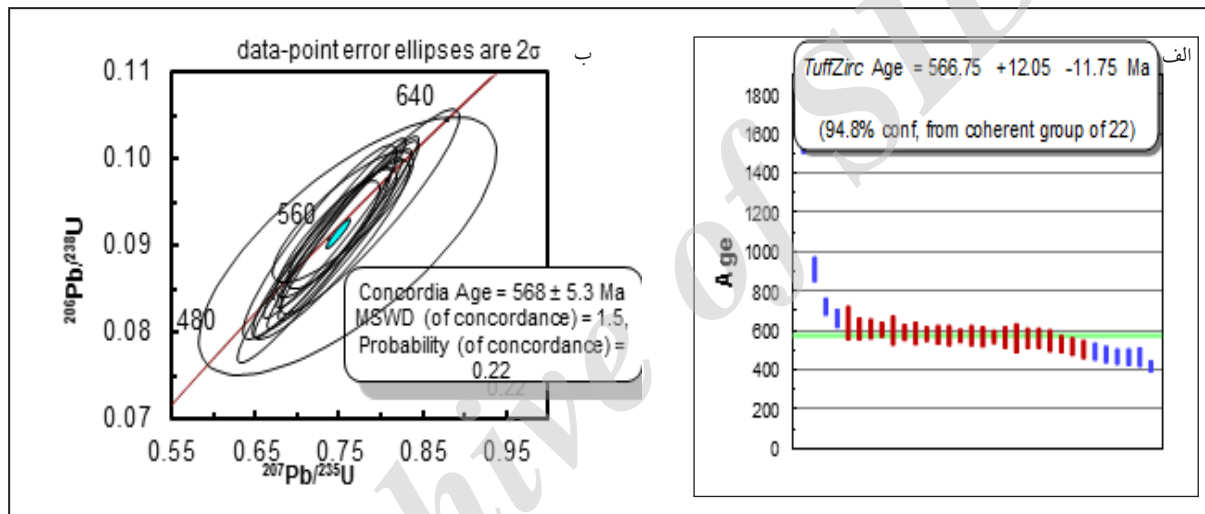
شکل ۵- الف) نمودار متمایز کننده بازالت‌ها (Canabis and Lecolle, 1989)؛ ب) نمودار متمایز کننده بازالت‌ها بر پایه متغیرهای Zr/Y و Y (Pearce and Norry, 1979)؛ مربع آبی توپز: آمفیبولیت و مربع تو خالی: اکلوزیت) همراه با داده‌های ماسیف مندرس در ترکیه (محدوده خاکستری رنگ؛ Candan et al., 2001) و داده‌های (Davoudian et al., 2006) که با دایره‌های توپز سرخ رنگ نمایش داده شده‌اند.



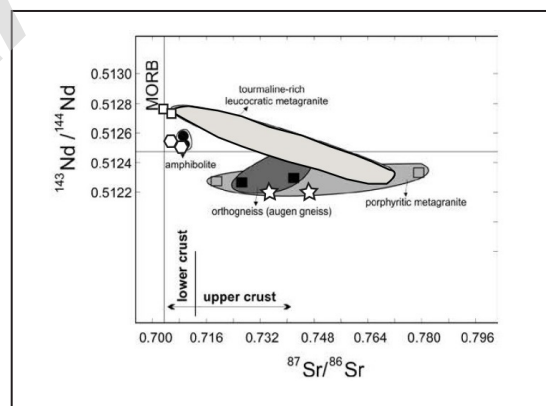
شکل ۶- الف) نمودار عناصر کمیاب بهنجار شده با گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه (خطوط آبی رنگ) به همراه داده‌های مندرس (ناحیه خاکستری تیره) (Candan et al., 2015) و داده‌های داوودیان در منطقه زاینده رود (خطوط سرخ رنگ)؛ ب) نمودار عناصر خاکی کمیاب (REE) بهنجار شده با بازالت پشته میان اقیانوسی (Ottolini et al., 2012)، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه همراه با داده‌های مندرس و داده‌های زاینده‌رود به‌دست آمده توسط (Davoudian et al., 2006).



شکل ۷- الف) تصاویر کاتدولومینسانس و سن‌های به‌دست آمده از نقطه‌های تجزیه ایزوتوپی شده از ارتوگنیس نفوذ یافته در مجموعه شیست-متابازیت منطقه زاینده‌رود؛ ب) نمودار ستونی تجزیه انجام شده.



شکل ۸- الف) سن‌های به‌دست آمده به‌روش اورانیم-سرب روی زیرکن و پردازش آنها با الگوریتم (TuffZirc)؛ ب) نمودار مقادیر $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ نسبت به $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ارتوگنیس منطقه زاینده‌رود.



شکل ۹- نمودار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در برابر $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ آمفیبولیت‌های زاینده‌رود (چندضلعی سفید رنگ)، ارتوگنیس‌های زاینده‌رود (نشانه ستاره) و اکلوزیت‌ها (مربع سفید رنگ) که با نمونه‌های مندرس در ترکیه (Erkul and Erkul, 2012) که با نشانه‌های سیاه رنگ و محدوده‌های خاکستری مشخص شده‌اند همانندی‌های آشکاری را به نمایش می‌گذارند.

جدول ۱- موقعیت و توصیف نمونه‌های مطالعه شده در منطقه زاینده‌رود.

| نوع سنگ | نمونه | موقعیت | مختصات | | شرح نمونه |
|-----------|--------|--------------------------|----------------|----------------|--|
| اکلوژیت | CH001 | بخش بالایی سد زاینده‌رود | N 32°45' 42.8" | E 50°38'39.2" | اکلوژیت |
| | CH15 | بخش بالایی سد زاینده‌رود | N 32°45' 31.6" | E 50°38'41.1" | اکلوژیت |
| | CH16 | بخش بالایی سد زاینده‌رود | N 32°45' 42.8" | E 50°38'39.1" | اکلوژیت |
| | CH17 | بخش بالایی سد زاینده‌رود | N 32°45' 37.1" | E 50°38'42.4" | اکلوژیت شده با بافت سیمپلکتیتی دانه‌ریز |
| | CH18 | بخش بالایی سد زاینده‌رود | N 32°45' 40.8" | E 50°38'39.7" | اکلوژیت شده با بافت سیمپلکتیتی دانه‌ریز |
| | CH19.1 | بخش بالایی سد زاینده‌رود | N 32°45' 41" | E 50°38'39.5" | اکلوژیت دانه‌ریز |
| گنیس | CH002 | مار کده | N 32°39' 58.2" | E 50°50'43.6" | ارتوگنیس |
| | CH003 | مار کده | N 32°39' 58.2" | E 50°50'43.6" | ارتوگنیس |
| | CH004 | مار کده | N 32°39' 58.2" | E 50°50'43.6" | ارتوگنیس |
| | CH6 | بخش بالایی سد زاینده‌رود | N 32°44'57.41" | E50°40'56.28" | ارتوگنیس با پورفیروبلاست‌های درشت فلدسپار |
| | CH006 | مار کده | N 32°40'17.07" | E50°50'53.95" | ارتوگنیس همراه با پورفیروبلاست‌های درشت فلدسپار و تورمالین |
| | CH008 | حجت‌آباد | N 32°43' 49.8" | E50°46'20.89" | ارتوگنیس قطع شده توسط الترامیلونیت |
| آمفیبولیت | CH7 | سد زاینده‌رود | N 32°44'57.41" | E50°40'56.28" | آمفیبولیت دارای آمفیبول‌های درشت بلور |
| | CH007 | مار کده | N 32°40'17.07" | E 50°50' 53.5" | آمفیبولیت ریزدانه |
| | CH25 | مار کده | N 32°38'26.09" | E50°53'41.69" | آمفیبولیت ریزدانه |
| | CH26 | مار کده | N 32°39'34.98" | E50°54'55.69" | آمفیبولیت ریزدانه |
| | CH30 | حجت‌آباد | N 32°40' 40.5" | E50°50'35.41" | آمفیبولیت ریزدانه |
| | CH13 | سد زاینده‌رود | N 32°43'03.36" | E50°36'12.85" | میکاشیست |
| متاپلایت | CH14.3 | صادق‌آباد | N 32°45'40.78" | E50°38'39.67" | شیست پگماتیتی دارای میکای سفید |
| | CH19.2 | بخش بالایی سد زاینده‌رود | N 32°45' 42.8" | E 50°38' 39.1" | گارنت میکاشیست متورق |
| | CH24 | مار کده | N 32°38'26.09" | E50°53'41.69" | گارنت کلریت شیست |

جدول ۲- ترکیب سنگ کل آمفیبولیت‌ها و اکلوژیت‌های زاینده‌رود، اکسیدهای اصلی بر پایه درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب ppm هستند.

| Sample | H001 | H16.2 | CH17 | CH18 | CH19.1 | H25 | H26 | CH30 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|--------|------|-------|------|
| SiO ₂ | 48.13 | 48.68 | 53.86 | 47.85 | 47.93 | 46.3 | 47.54 | 48.1 |
| TiO ₂ | 1.633 | 1.614 | 2.206 | 1.502 | 1.544 | 1.03 | 0.983 | 2.23 |
| Al ₂ O ₃ | 15.99 | 16.08 | 15.73 | 15.14 | 15.9 | 17.2 | 16.44 | 14.8 |
| Fe ₂ O ₃ | 11.6 | 11.46 | 10.42 | 12.54 | 11.27 | 10.1 | 11.23 | 13.5 |
| MnO | 0.173 | 0.17 | 0.08 | 0.194 | 0.173 | 0.16 | 0.168 | 0.21 |
| MgO | 6.66 | 6.62 | 6.53 | 7.21 | 6.52 | 9.78 | 7.97 | 7.08 |
| CaO | 11.13 | 10.56 | 2.2 | 10.21 | 11.32 | 9.87 | 10.75 | 6.19 |
| Na ₂ O | 2.51 | 2.41 | 3.08 | 2.46 | 2.66 | 1.99 | 2 | 2.82 |
| K ₂ O | 0.26 | 0.31 | 0.46 | 0.28 | 0.25 | 0.73 | 0.49 | 0.43 |
| P ₂ O ₅ | 0.191 | 0.202 | 0.256 | 0.149 | 0.2 | 0.12 | 0.029 | 0.28 |
| LOI | 1.52 | 1.62 | 4.91 | 2.18 | 1.99 | 2.5 | 2.18 | 4.12 |
| Total | 99.8 | 99.73 | 99.73 | 99.72 | 99.76 | 99.8 | 99.78 | 99.7 |
| Ba | 55 | 85 | 99 | 220 | 43 | 127 | 153 | 174 |
| Cr | 195 | 180 | 45 | 246 | 188 | 358 | 341 | 185 |
| Ga | 18 | 17 | 22 | 16 | 19 | 16 | 17 | 17 |
| Nb | 11 | 11 | 23 | 10> | 11 | 10> | 10> | 10 |
| Ni | 62 | 58 | 31 | 67 | 56 | 168 | 69 | 34 |
| Rb | 10> | 10> | 15 | 10> | 10> | 26 | 16 | 18 |
| Sr | 196 | 211 | 122 | 99 | 203 | 179 | 165 | 175 |
| V | 262 | 254 | 214 | 280 | 253 | 170 | 231 | 356 |
| Y | 27 | 30 | 52 | 29 | 28 | 19 | 16 | 47 |
| Zn | 87 | 86 | 70 | 95 | 84 | 102 | 132 | 141 |
| Zr | 127 | 150 | 308 | 108 | 114 | 65 | 51 | 174 |
| Y | 26.24 | 27.62 | 46.5 | 26.32 | 25.3 | 16.6 | 15.33 | 40.8 |
| La | 9.998 | 12.8 | 45.94 | 7.303 | 9.377 | 5.69 | 4.331 | 13.4 |
| Ce | 22.98 | 27.27 | 90.92 | 17.47 | 22.43 | 12.9 | 9.309 | 30.9 |
| Pr | 2.796 | 3.222 | 10.97 | 1.826 | 2.762 | 1.55 | 1.073 | 4.03 |
| Nd | 14.9 | 16.33 | 45.57 | 11.52 | 14.4 | 8.53 | 6.146 | 20.9 |
| Sm | 3.962 | 4.244 | 10.5 | 3.315 | 3.791 | 2.29 | 1.746 | 5.62 |
| Eu | 1.48 | 1.505 | 3.674 | 1.278 | 1.567 | 1.02 | 1.075 | 1.89 |
| Gd | 4.796 | 5.082 | 10.64 | 4.362 | 4.649 | 2.93 | 2.416 | 7.05 |
| Tb | 0.94 | 1.025 | 2.019 | 1.011 | 0.913 | 0.64 | 0.532 | 1.37 |
| Dy | 5.111 | 5.388 | 9.75 | 4.884 | 4.931 | 3.16 | 2.863 | 7.74 |
| Ho | 1.045 | 1.075 | 1.831 | 1.04 | 0.99 | 0.66 | 0.617 | 1.62 |
| Er | 3.037 | 3.203 | 4.874 | 3.158 | 2.907 | 1.9 | 1.807 | 4.67 |
| Tm | 0.462 | 0.493 | 0.77 | 0.817 | 0.482 | 0.29 | 0.263 | 0.7 |
| Yb | 2.784 | 2.965 | 4.275 | 3.003 | 2.653 | 1.79 | 1.81 | 4.33 |
| Lu | 0.412 | 0.443 | 0.604 | 0.459 | 0.385 | 0.27 | 0.281 | 0.63 |
| Sc | 36.92 | 36.39 | 24.93 | 39.81 | 35.82 | 25.1 | 37.21 | 49.9 |

جدول ۳- داده‌های سنی U-Pb روی زیرکن ارتوگنیس زاینده‌رود.

| Analysis ID | Age(Ma) | Age(Ma) | Age (Ma) | Age (Ma) | Age (Ma) | Age (Ma) | Radiogenic % | |
|---------------|----------------|----------------|----------------|----------------|-----------------|-----------------|--------------|-----------------|
| | 206Pb/ 238U | 206Pb/ 238U | 207Pb/ 235U | 207Pb/ 235U | 207Pb/ 206Pb | 207Pb/ 206Pb | 206Pb | 207Pb*/ 235U |
| | | .s.e l | | .s.e l | | .s.e l | | |
| CH3_8 | 411.3 | 13.9 | 436.2 | 28.8 | 569.6 | 157 | 97.23 | 5.37E-01 |
| CH3_19 | 458.1 | 20.2 | 465.9 | 19 | 504.4 | 59.6 | 98.77 | 5.82E-01 |
| CH3_6 | 458.1 | 23.4 | 466.3 | 42.6 | 507 | 198 | 94.68 | 5.83E-01 |
| CH3_4 | 460.5 | 18.4 | 482.5 | 17 | 588 | 34.3 | 100 | 6.08E-01 |
| CH3_2 | 471 | 20.2 | 494.3 | 18.8 | 603.6 | 33.5 | 98.68 | 6.27E-01 |
| CH3_11 | 486.6 | 20.8 | 478.6 | 18.3 | 440.6 | 47.6 | 98.34 | 6.02E-01 |
| CH3_3 | 497.2 | 23.1 | 505.3 | 38.1 | 541.9 | 181 | 94.02 | 6.45E-01 |
| CH3_1 | 510.9 | 22.1 | 516.8 | 19.2 | 542.7 | 39.5 | 99.96 | 6.64E-01 |
| CH3_10 | 525.3 | 21.1 | 548.9 | 18.9 | 648 | 29.8 | 99.48 | 7.17E-01 |
| CH3_7 | 542.4 | 27.1 | 550.4 | 22.2 | 583.5 | 35.3 | 100.1 | 7.20E-01 |
| CH3_18 | 553.3 | 25.1 | 561.8 | 22.5 | 596.1 | 45.7 | 100.1 | 7.39E-01 |
| CH3_12 | 554.3 | 25.2 | 559.6 | 21.2 | 581 | 27.3 | 99.23 | 7.35E-01 |
| CH3_9 | 555 | 35.9 | 573.6 | 42 | 647.9 | 141 | 97.26 | 7.59E-01 |
| CH3_13 | 558 | 26.8 | 554.3 | 22.2 | 539 | 44.2 | 99.92 | 7.26E-01 |
| CH-3-22 rim | 560.3 | 16.4 | 559.8 | 14.7 | 557.8 | 36.6 | 99.36 | 7.36E-01 |
| CH3_20 | 561.1 | 25 | 567.5 | 20.5 | 593.1 | 27.8 | 100 | 7.49E-01 |
| CH3_15 | 565.9 | 25.1 | 573.8 | 20 | 605 | 30.5 | 99.87 | 7.60E-01 |
| CH-3_24 core | 567.6 | 16.6 | 569.5 | 15.5 | 577.2 | 38.3 | 99.78 | 7.52E-01 |
| CH3_14 | 567.7 | 25 | 564.4 | 20.3 | 550.9 | 26.9 | 99.87 | 7.43E-01 |
| CH3_16 | 571.6 | 23.8 | 573.2 | 20 | 579.5 | 26.2 | 99.82 | 7.59E-01 |
| CH-3_23 core | 575.1 | 18.3 | 569.9 | 20.1 | 549.3 | 56.2 | 99.56 | 7.53E-01 |
| CH3_17 | 578.8 | 28.3 | 588.6 | 25 | 626.5 | 45 | 100.1 | 7.86E-01 |
| CH-3_21 rim | 583.7 | 19.3 | 601.4 | 56.8 | 668.5 | 243 | 90.98 | 8.08E-01 |
| CH3_5b | 593 | 36.5 | 635.3 | 77.5 | 789 | 314 | 95.13 | 8.70E-01 |
| CH-3_23 rim | 596.3 | 18.7 | 594.5 | 17.5 | 587.5 | 44.5 | 99.21 | 7.96E-01 |
| CH-3_4 core | 601 | 24.7 | 614.4 | 67.7 | 664 | 276 | 94.89 | 8.31E-01 |
| CH3_5 | 601.2 | 27.7 | 599.8 | 24.5 | 594.4 | 54.8 | 99.94 | 8.05E-01 |
| CH3_5_core | 631.4 | 42 | 661.6 | 52.9 | 765.8 | 168 | 100.4 | 9.19E-01 |
| CH-3_15 core | 655.5 | 22.8 | 643.2 | 24 | 600.1 | 70 | 99.35 | 8.84E-01 |
| CH-3_22 core | 715.4 | 20.9 | 697.6 | 18 | 640.8 | 35.3 | 99.4 | 9.88E-01 |
| CH-3_21 rim 2 | 905.7 | 30.9 | 928.2 | 26.2 | 981.9 | 39.4 | 98.26 | 1.50E+00 |
| CH-3_21 core | 1591 | 45.8 | 1605 | 28.6 | 1623 | 34.3 | 98.38 | 3.86E+00 |

ادامه جدول ۳

| | | | Correlation of Concordia Ellipses | | | U | Th | Th/U |
|-----------------|-----------------|-----------------|---|-------------------|-------------------|-------|-------|------|
| 207Pb*/ 235U | 206Pb*/ 238U | 206Pb*/ 238U | | 207Pb*/ 206Pb* | 207Pb*/ 206Pb* | | | |
| .s.e 1 | | .s.e 1 | | | .s.e 1 | | | |
| 4.36E-02 | 6.59E-02 | 2.29E-03 | 4.63E-01 | 5.91E-02 | 4.25E-03 | 446.4 | 85.1 | 0.19 |
| 2.96E-02 | 7.37E-02 | 3.36E-03 | 8.48E-01 | 5.73E-02 | 1.55E-03 | 307.9 | 73.0 | 0.24 |
| 6.64E-02 | 7.37E-02 | 3.89E-03 | 6.35E-01 | 5.74E-02 | 5.17E-03 | 770.4 | 249.1 | 0.32 |
| 2.69E-02 | 7.41E-02 | 3.06E-03 | 9.34E-01 | 5.96E-02 | 9.41E-04 | 232.2 | 47.9 | 0.21 |
| 3.01E-02 | 7.58E-02 | 3.37E-03 | 9.47E-01 | 6.00E-02 | 9.28E-04 | 383.1 | 37.2 | 0.10 |
| 2.88E-02 | 7.84E-02 | 3.48E-03 | 8.95E-01 | 5.57E-02 | 1.19E-03 | 323.4 | 57.0 | 0.18 |
| 6.18E-02 | 8.02E-02 | 3.87E-03 | 5.01E-01 | 5.83E-02 | 4.83E-03 | 409.6 | 57.8 | 0.14 |
| 3.14E-02 | 8.25E-02 | 3.72E-03 | 9.25E-01 | 5.83E-02 | 1.05E-03 | 328.1 | 88.3 | 0.27 |
| 3.19E-02 | 8.49E-02 | 3.55E-03 | 9.50E-01 | 6.13E-02 | 8.49E-04 | 315.2 | 50.1 | 0.16 |
| 3.76E-02 | 8.78E-02 | 4.57E-03 | 9.52E-01 | 5.95E-02 | 9.66E-04 | 248.4 | 37.1 | 0.15 |
| 3.86E-02 | 8.96E-02 | 4.24E-03 | 9.15E-01 | 5.98E-02 | 1.26E-03 | 204.6 | 49.0 | 0.24 |
| 3.63E-02 | 8.98E-02 | 4.26E-03 | 9.67E-01 | 5.94E-02 | 7.45E-04 | 664.1 | 88.2 | 0.13 |
| 7.28E-02 | 8.99E-02 | 6.07E-03 | 7.31E-01 | 6.13E-02 | 4.01E-03 | 106.8 | 100.4 | 0.94 |
| 3.77E-02 | 9.04E-02 | 4.54E-03 | 9.22E-01 | 5.82E-02 | 1.18E-03 | 179.5 | 39.8 | 0.22 |
| 2.51E-02 | 9.08E-02 | 2.78E-03 | 8.71E-01 | 5.88E-02 | 9.87E-04 | 340 | 65 | 0.2 |
| 3.53E-02 | 9.09E-02 | 4.23E-03 | 9.63E-01 | 5.97E-02 | 7.65E-04 | 516.6 | 112.7 | 0.22 |
| 3.46E-02 | 9.18E-02 | 4.26E-03 | 9.53E-01 | 6.00E-02 | 8.47E-04 | 352.5 | 54.2 | 0.15 |
| 2.68E-02 | 9.20E-02 | 2.82E-03 | 8.69E-01 | 5.93E-02 | 1.04E-03 | 220 | 29 | 0.1 |
| 3.49E-02 | 9.21E-02 | 4.23E-03 | 9.65E-01 | 5.86E-02 | 7.22E-04 | 487.7 | 42.5 | 0.09 |
| 3.46E-02 | 9.27E-02 | 4.03E-03 | 9.65E-01 | 5.93E-02 | 7.15E-04 | 402.5 | 59.0 | 0.15 |
| 3.48E-02 | 9.33E-02 | 3.10E-03 | 8.38E-01 | 5.85E-02 | 1.51E-03 | 349 | 93 | 0.3 |
| 4.40E-02 | 9.40E-02 | 4.80E-03 | 9.28E-01 | 6.06E-02 | 1.27E-03 | 214.8 | 56.7 | 0.26 |
| 1.01E-01 | 9.48E-02 | 3.28E-03 | 4.64E-01 | 6.18E-02 | 7.01E-03 | 249 | 49 | 0.2 |
| 1.43E-01 | 9.64E-02 | 6.21E-03 | 4.14E-01 | 6.55E-02 | 9.79E-03 | 186.6 | 78.2 | 0.42 |
| 3.09E-02 | 9.69E-02 | 3.19E-03 | 8.49E-01 | 5.96E-02 | 1.22E-03 | 263 | 53 | 0.2 |
| 1.22E-01 | 9.77E-02 | 4.21E-03 | 5.37E-01 | 6.17E-02 | 7.96E-03 | 44 | 22 | 0.5 |
| 4.36E-02 | 9.78E-02 | 4.71E-03 | 8.84E-01 | 5.98E-02 | 1.51E-03 | 246.7 | 112.6 | 0.46 |
| 9.99E-02 | 1.03E-01 | 7.19E-03 | 6.80E-01 | 6.47E-02 | 5.17E-03 | 43.5 | 37.0 | 0.85 |
| 4.45E-02 | 1.07E-01 | 3.91E-03 | 7.68E-01 | 5.99E-02 | 1.94E-03 | 140 | 84 | 0.6 |
| 3.52E-02 | 1.17E-01 | 3.62E-03 | 8.88E-01 | 6.10E-02 | 1.00E-03 | 410 | 112 | 0.3 |
| 6.44E-02 | 1.51E-01 | 5.52E-03 | 8.95E-01 | 7.19E-02 | 1.39E-03 | 801 | 225 | 0.3 |
| 1.37E-01 | 2.80E-01 | 9.09E-03 | 8.56E-01 | 9.99E-02 | 1.84E-03 | 522 | 617 | 1.2 |

جدول ۴- داده‌های ایزوتوپی Sr-Nd سنگ‌های دگرگونی منطقه زاینده‌رود.

| Sample | Rock type | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | 95% CI | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | 95% CI |
|-----------|-------------|-----------------------------------|-------------|---------------------------------|------------|
| CHDGN006 | Orthogneiss | 0.5122218 | 1.20627E-05 | 0.742130 | 1.0553E-05 |
| CHDGN002 | Orthogneiss | 0.5122282 | 1.65157E-05 | 0.7333133 | 1.2001E-05 |
| CHDGN001 | Eclogite | 0.5129119 | 8.59764E-06 | 0.7049348 | 1.1177E-05 |
| CHDGN16.2 | Eclogite | 0.5128774 | 2.13998E-05 | 0.7056248 | 5.1648E-06 |
| CHDGN-26 | Amphibolite | 0.5127268 | 1.22276E-05 | 0.7064931 | 9.9839E-06 |
| CHDGN-30 | Amphibolite | 0.5126737 | 1.63491E-05 | 0.7110487 | 9.5564E-06 |

کتابنگاری

داودیان دهکردی، ا.، گانسر، ه.، نوی بائر، ف. و شبانیان، ن.، ۱۳۹۰- یافته‌های نوین از زمان فرورانش نئوتتیس بر مبنای سن‌نگاری مطلق نمونه‌های اکلوریت شمال شهرکرد، پانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.

زاهدی، م.، ۱۳۵۴- نقشه زمین‌شناسی نجف‌آباد، مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

زاهدی، م.، صمدیان، م.، تاتوسیان، ش. و امید، م.، ۱۳۷۶- نقشه زمین‌شناسی اصفهان، مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

زاهدی، م.، واعظی‌پور، ج. و رحمتی ایلخچی، م.، ۱۳۷۲- نقشه زمین‌شناسی شهرکرد، مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

قاسمی، ا.، حاج‌حسینی، ا. و حسینی، م.، ۱۳۸۵- نقشه زمین‌شناسی چادگان، مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005- Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal Earth Science*, V. 94, p. 401-419.
- Alavi-Naini, M., Hajian, J., Amidi, M. and Bolourchi, M. H., 1982- Geology of Takab Saein- Qaleh. *Geol. Surv. Iran. Rept. No. 50*, p. 99.
- Alirezai, S. and Hassanzadeh, J., 2012- Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A- type Hsanrobat granite, Sanandaj-Sirjan belt: A new record of the Gondwana break- up in Iran. *Lithos*, V. 151, p. 122-134.
- Arfania, R. and Shahriari, S., 2009- Role of southeastern Sanandaj-Sirjan Zone in the tectonic evolution of Zagros Orogenic Belt, Iran. *Island arc*, V. 18, p. 555-576.
- Azizi, H., Chung, S. L., Tanakac, T. and Asahara, Y., 2011- Isotopic dating of the Khoy metamorphic complex (KMC), northwestern Iran: A significant revision of the formation age and magma source. *Precambrian Research*, V. 185, p. 85-94.
- Canabis, B. and Lecolle, M., 1989- The La710-Y/15-Nb/8 diagram — a tool for discrimination volcanic series and evidencing continental crust magmatic mixtures and/or contamination. *Comptes Rendus de L Academie des sciences serie II*, V. 309, p. 2023-2029.
- Candan, O., Dora, O. Ö., Oberhänsli, R., Çetinkaplan, M., Partzsch, J. H., Warkus, F. C. and Dürr, St., 2001- Pan-African high-pressure metamorphism in the Precambrian basement of the Menderes Massif, western Anatolia, Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, V. 89, p. 793-811.
- Candan, O., Koralay, O. E., Topuz, G., Oberhänsli, R., Fritz, H., Collins, A. S. and Chenf, F., 2015- Late Neoproterozoic gabbro emplacement followed by early Cambrian eclogite-facies metamorphism in the Menderes Massif (W. Turkey): Implications on the final assembly of Gondwana. *Gondwana Research*, Article in press.
- Davoudian, A. R., Genser, J., Dachs, E. and Shabanian, N., 2007- Petrology of eclogites from north of Shahrekord, Sanandaj- Sirjan Zone, Iran. *Mineralogy and Petrology*, V. 92, p. 393- 413.
- Davoudian, A. R., Khalili, M., Noorbehesht, I., Dachs, E., Genser, J. and Shabanian, N., 2006- Geochemistry of metabasites in the north of the Shahrekord, Sanandaj- Sirjan Zone, Iran. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie- Abhandlungen*, V. 182, p. 291- 298.
- Eftekharneshad, J., 2004- Explanatory text of geological map of the Mahabad quadrangle B-4, scale 1: 250,000, Geological Survey of Iran.
- Erkul, S. T. & Erkul, F., 2012- Petrogenesis of Pan-African metagranitoids in the Central Menderes Massif, Turkey: contribution of geochemical and Sr-Nd isotopic data to the study of source rock. *Geology*, p. 1-8.

- Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Axen, G. J., Stockli, L. D., Grove, M., Schmit, A. K. and Walker, J. 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*, V. 451(1- 4), p. 71- 96.
- Huber, H. C., 1977- Geological maps of Iran: scale 1:1000, 000 National Iranian Oil Company (NIOC), Tehran.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971- Guide to chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, V. 8, p. 523–548.
- Izadyar, J., Mousavizadeh, M. and Eram, M., 2013- Metamorphic evolution of high-pressure Quartz Schists in the Chadehan metamorphic complex, Sanandaj-Sirjan zone, Iran, *J Geope* V. 3 (2), p. 1-20.
- Jamshidi Badr, M., Collins, A. S., Masoudi, F., Cox, G. and Mohajjel, M., 2012- The U-Pb age, geochemistry and tectonic significance of granitoids in the Soursat Complex, Northwest Iran. *Turkish Journal of Earth Science* 21, doi: 10. 3906/yer-1001-37.
- Jamshidi Badr, M., Masoudi, F., Collins, A. S. and Cox, G., 2010- Dating of precambrian metasedimentary rocks and timing of their metamorphism in the Soursat metamorphic complex (NW Iran): using LA-ICP-MS, U-Pb dating of zircon and monazite. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, V. 21 (4), p. 311–319.
- Ludwig, K. R., 2003- ISOPLOT 3: a geochronological toolkit for Microsoft excel: Berkeley Geochronology Centre Special Publication, V. 4, p. 1–74.
- Mohajjel, M. and Fergusson, C. L., 2014- Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran. *International Geology Review*, V. 56, No. 3, p. 263–287.
- Moritz, R., Ghazban, F. and Singer, B. S., 2006- Eocene gold ore formation at Muteh, Sanandaj–Sirjan tectonic zone, western Iran: a result of late stage extension and exhumation of metamorphic basement rocks within the Zagros orogen. *Economic Geology*, V. 101 (8), p. 1497–1524.
- Nutman, A. P., Mohajjel, M., Bennett, V. C. and Fergusson, C. L., 2014- Gondwanan Eoarchean–Neoproterozoic ancient crustal material in Iran and Turkey: zircon U–Pb–Hf isotopic evidence. *Canadian Journal of Earth Sciences*, V. 51, p. 272–285, dx.doi.org/10.1139/cjes-2013-0138.
- Oberhänsli, R., Candan, O. and Wilke, F., 2010- Geochronological Evidence of Pan-African Eclogites from the Central Menderes Massif, Turkey. *Turkish Journal of Earth Science*, V. 19, p. 431–447.
- Ottolini, L. P., Raffone, N., Fridleifsson, G. Ó., Tonarini, S., Orazio, M. D. and Gianelli, G., 2012- A geochemical investigation of trace elements in well RN-17 at Reykjanes geothermal system, SW-Iceland. *Materials Science and Engineering*, V. 32, p. 1-39.
- Pearce, J. A. and Cann, J. A., 1973- Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, V. 13, p. 290-300.
- Pearce, J. A. and Norry, M. J., 1979- Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* V. 69, p. 33–47.
- Pourmand, A. and Dauphas, N., 2010- Distribution coefficients of 60 elements on TODGA resin: Application to Ca, Lu, Hf, U and Th isotope geochemistry. *Talanta*, V. 81, p. 741–753.
- Pourmand, A., Dauphas, N. and Ireland, T. J., 2012- A novel extraction chromatography and MCICP-MS technique for rapid analysis of REE, Sc and Y: Revising CI-chondrite and Post-Archean Australian Shale (PAAS) abundances. *Chemical Geology*, V. 291, p. 38–54.
- Rashidnejad Omran, N., Emami, M. H., Sabzehei, M., Rastad, E., Bellon, H. and Pique, A., 2002- Lithostratigraphie et histoire paleozoique a Paleocene des complexes metamorphiques de la region de Muteh, zone de Sanandaj-Sirjan (Iran meridional). *C. R. Geoscience*, V. 334, p. 1185-1191.
- Shafaii Moghadam, H. and Stern, R. J., 2015- Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia: (II) Mesozoic ophiolites. *Journal of Asian Earth Sciences*, V. 100, p. 31-59.
- Shakerardakani, F., Neubauer, F., Masoudi, F., Mehrabi, B., Liu, X., Dong, Y., Mohajjel, M., Monfaredi, B. and Friedl, G., 2015- Pan African basement and Mesozoic gabbro in the Zagros orogenic belt in the Dorud-Azna region (NW Iran): Laser-ablation ICP-MS zircon ages and geochemistry, *Tectonophysics*.
- Stöcklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, V. 52, p. 1229–1258.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- Chemistry and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.). *Magmatism in the Ocean Basin*. Geological Society, London, V. 42, p. 313–345.
- Thiele, O., Alavi, M., Assefi, R., Hushmandzadeh, A., Seyed-Emami, K. and Zahedi, M., 1968- Explanatory text of the Golpaygan quadrangle map. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A., 1977- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, V. 20, p. 325–343.
- Zuleger, E. and Erzinger, J., 1988- Determination of the REE and Y in silicate materials with ICP-AES. *Fresenius Zeitschrift für Analytische Chemie*, V. 332, p. 140–143.

Zayanderoud area high pressure metamorphic rocks: correlation with the Menderes massif eclogite-gneiss and implication for the late Gondwana reconstruction

R. Jamali Ashtiani^{1*}, J. Hassanzadeh², M. Rahgoshay³ and A. Sharifi⁴

¹Ph.D. Student, Department of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

²Researcher, Division of Geological and Planetary Sciences, California Institute of Technology, California, USA

³Associate Professor, Department of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

⁴Ph.D. Student, Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Sciences, University of Miami, Miami, USA

Received: 2016 January 03

Accepted: 2016 April 09

Abstract

The Sanandaj-Sirjan zone is a NW-SE trending orogenic belt immediately north of the Zagros suture, which represents the former position of the Neotethys Ocean. This zone includes a Pan-African basement similar to the various terranes to the north in Central Iran. The crystalline basement is nonconformably overlain by the Paleozoic-Triassic platform sediments, which in turn are unconformably covered by sedimentary and volcanic strata of the Jurassic arc. The Cretaceous carbonates overlie the older rocks with a regional angular unconformity. The Chadegan high-P metamorphic complex exposed along the upper Zayanderoud and consists of quartz schists, amphibolites, gneisses, marbles and eclogites, and is nonconformably underlain by the fossiliferous Permian carbonates, suggesting a Pre-Permian age. In this paper we present new data including whole rock major and trace element compositions, mineral chemistry and radiogenic isotope data for the selected metabasites. The high field strength element (HFSE) abundances and Sr-Nd-Hf ratios suggest tholeiitic compositions with distinct within plate affinity rather than MORB. We also present new ²⁰⁶Pb/²³⁸U zircon age of 568.0 ± 5.3 Ma for a crosscutting orthogneiss reconfirming the Late Neoproterozoic age for the granitic protolith. We conclude that previously presented Ar-Ar ages for white-micas in eclogites and gneisses are indicative of metamorphic crystallization due to the regional plutonic arc activity. A comparison is made with the well-investigated Menderes Massif in Turkey where an orthogneiss-metabite association with similar age and chemistry makes extensive exposures. We also conclude that this rock complex is extended from Zayanderoud to Khoy and beyond to the Menderes Massif and discuss the connection with the final amalgamation tectonics of the Gondwana near the beginning of the Cambrian Period.

Keywords: Sanandaj-Sirjan zone, Zayanderoud high-P metamorphic complex, eclogites, Menderes Massif, Gondwana.

For Persian Version see pages 183 to 196

*Corresponding author: R. Jamali Ashtiani; Email: r_ashtiani@sbu.ac.ir