

# خاستگاه نهشته‌های سیلیسی آواری سازند جیروود در البرز مرکزی

مجید خزایی<sup>۱</sup>، محبوبه حسینی برزی<sup>۲\*</sup>، عباس صادقی<sup>۳</sup> و حسین مصدق<sup>۴</sup>

<sup>۱</sup>دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

<sup>۲</sup>دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

<sup>۳</sup>استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

<sup>۴</sup>دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۱۱/۳۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۴/۱۷

## چکیده

با مطالعه ماسه‌سنگ‌ها (سنگ‌نگاری، تجزیه مودال و تجزیه کانی‌های سنگین) و گل‌سنگ‌های (ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی) سازند جیروود (دوین پسن) خاستگاه این نهشته‌ها در البرز مرکزی بررسی شد. بر پایه تجزیه مودال ماسه‌سنگ‌ها، خاستگاه زمین‌ساختی پیشنهادی برای نهشته‌های سازند جیروود، کوهزایی چرخه دوباره و کراتون داخلی و جایگاه زمین‌ساختی آنها حاشیه غیرفعال است. بر پایه نمودارهای تعیین آب‌وهوا و شدت هوازدگی مبتنی بر نتایج تجزیه مودال نیز، سنگ‌های نفوذی و دگرگونی که تحت شرایط آب‌وهوایی مرطوب تا نیمه مرطوب هوازده شده‌اند؛ منشأ نهشته‌های سازند جیروود هستند. نتایج کانی‌های سنگین نیز بیانگر آن است که مخلوطی از سنگ‌های آذرین بازی، اسیدی و چرخه دوباره منشأ نهشته‌های سازند جیروود بوده است. هر چند این مطالعات، بر پایه بلوغ بالای نهشته‌های مورد نظر، هوازدگی تحت شرایط آب‌وهوایی مرطوب تا نیمه مرطوب را پیشنهاد می‌دهد؛ اما شواهد بسیار همچون وجود دولوکرت و ریزولیت، حضور کانی‌های سنگین با پایداری کم (پیروکسن، آمفیبول و آپاتیت)، حضور کانی رسی پالی گرسکیت و نیز نبود و گسترش نیافتن نهشته‌های زغالی، با هوازدگی شدید تحت تأثیر آب‌وهوای مرطوب و نیمه مرطوب مغایرت دارد و در برابر آن آب‌وهوای نیمه‌خشک تا خشک را پیشنهاد می‌کنند. بر این اساس بلوغ به نسبت بالای ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود را می‌توان به چرخه دوباره، شب کم و حمل و نقل طولانی و نیز شرایط پراثری محیط رسوبی در ساحل نسبت داد. همچنین جمع‌بندی نمودارهای مبتنی بر درصد اکسیدهای عناصر اصلی، نمودار مثلثی La-Th-Sc و نمودار La/Th در برابر HF، مخلوطی از سنگ‌های اسیدی و نیز بازی و رسوبی کوارتزی (چرخه دوباره) را به عنوان سنگ منشأ نهشته‌های سازند جیروود پیشنهاد می‌کند. از تلفیق نتایج تجزیه مودال و کانی‌های سنگین با مطالعات ژئوشیمیایی مختلف و از جمله نمودارهای تابعی ورما و آرمسترانگ-آلترین، چنین برمی‌آید که سنگ منشأ سیلیسی-آواری‌های سازند جیروود سنگ‌هایی بیشتر اسیدی-حدواسط تا بازیگ از منشأ برخوردی (کوهزایی‌های چرخه دوباره) بوده‌اند. بررسی‌ها و مقایسه با کارهای McLennan et al. (1993) نشان می‌دهد که نتایج ژئوشیمی در برش‌های مورد مطالعه، سازگاری بالایی با ویژگی‌های پوسته قاره‌ای بالایی کهن (OUC) دارد که به‌ویژه در جایگاه‌های زمین‌ساختی برخوردی شکل می‌گیرند. مقادیر اندیس دگرسانی (CIA) به دست آمده برای گل‌سنگ‌های برش‌های مورد مطالعه، بیانگر هوازدگی متوسط تا شدید است که تحت شرایط آب‌وهوایی مرطوب تا نیمه مرطوب صورت می‌پذیرد که به علت تأثیر قابل توجه چرخه دوباره غیر قابل اطمینان است و با نتایج حاصل از مطالعه کانی‌های سنگین و شواهد صحرایی و سنگ‌نگاری همچون وجود کالکرت و ریزولیت مغایرت دارد.

**کلیدواژه‌ها:** جیروود، خاستگاه، جایگاه زمین‌ساختی، دوین بالایی، ژئوشیمی.

\***نویسنده مسئول:** محبوبه حسینی برزی

E-mail: m\_hosseini@sbu.ac.ir

## ۱- پیش‌نوشتار

میلا در برش‌های دهکده جیروود و دره مبارک‌آباد و به گمان قوی سازند لشکرک در برش ده‌صوفیان) فرسایشی و مرز بالایی آن با سازند مبارک به صورت تدریجی و پیوسته است.

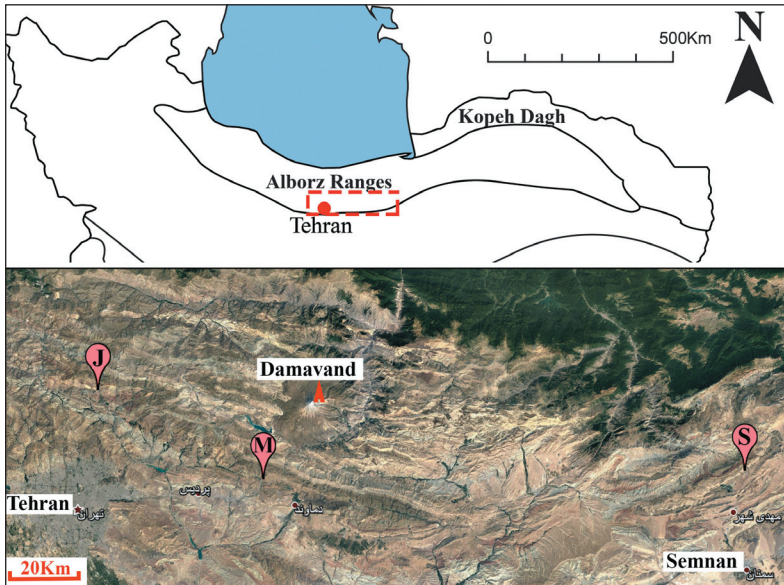
در البرز مرکزی سنگ‌های دوین پایینی و میانی نهشته نشده و سنگ‌های کامبرین- اردوویسین پس از یک فاز فرسایشی طولانی با ردیف‌های پیشرونده دوین بالایی به نام سازند جیروود پوشیده شده‌اند (آقاناتی، ۱۳۸۶). مطالعه خاستگاه این نهشته‌ها که از اهداف این پژوهش است؛ می‌تواند در بازسازی جغرافیای دیرینه و جایگاه زمین‌ساختی و آب‌وهوای حاکم بر مناطق منشأ در دوین پسن مفید باشد. در این پژوهش تلفیق داده‌های بسیار، همچون نتایج تجزیه مودال، عناصر فرعی و اکسیدهای عناصر اصلی، مجموعه کانی‌های سنگین و شواهد صحرایی به نتایج جدیدی در مورد جنبه‌های مختلف خاستگاه نهشته‌های سازند جیروود انجامیده است.

## ۳- روش‌های مطالعه

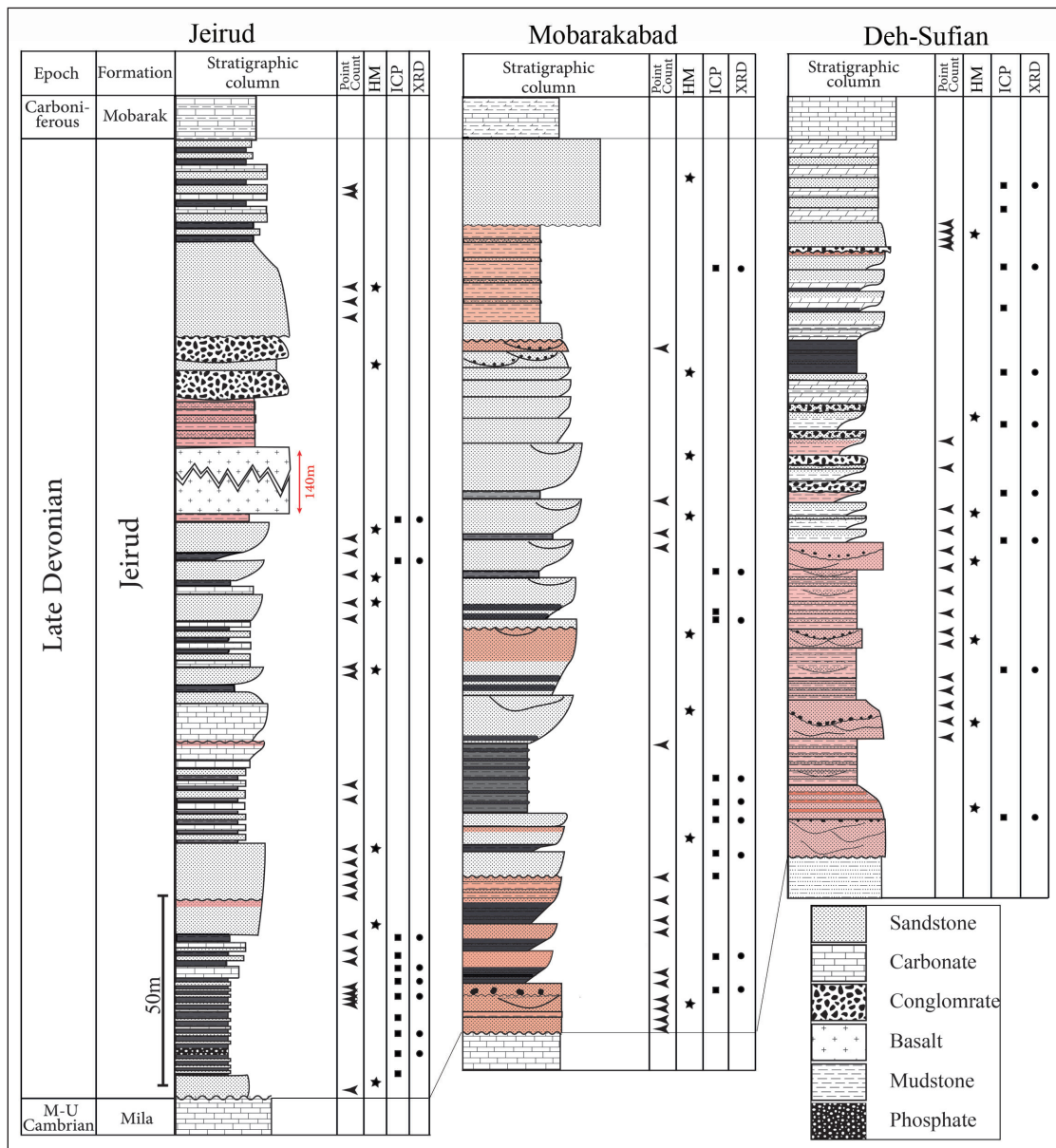
پس از بررسی‌های صحرایی و تهیه ستون چینه‌نگاری سازند جیروود حدود ۳۳۰ نمونه (گل‌سنگ، ماسه‌سنگ و کربنات) برداشت و پس از تهیه مقاطع نازک از نمونه‌های مناسب با توجه به هدف مطالعه، ۶۴ نمونه ماسه‌سنگی دانه‌ریز تا دانه متوسط برای نقطه‌شماری به روش Gazzi-Dickinson Method (Ingersoll et al., 1984) انتخاب شد. ۳۵۰ نقطه از هر مقطع نازک با استفاده از دستگاه نقطه‌شمار مکانیکی و نرم‌افزار Jmicrovision V. 1.2.7 (برای ثبت شمارش‌ها) شمارش و ۳۱ نمونه گل‌سنگی نیز (از برش دره مبارک‌آباد ۱۱ نمونه و از برش‌های دیگر هر یک ۱۰ نمونه) برای تعیین درصد عناصر اصلی و میزان عناصر فرعی توسط دستگاه پلاسما جفت‌شده القایی (ICP mass) به شرکت اکتلیز (Actlabs) کانادا فرستاده شد. از نمونه‌های گل‌سنگی یاد شده ۲۴ نمونه نیز برای بررسی توسط دستگاه پراش پرتو ایکس (XRD مدل Simense-Diffractometr D500) انتخاب و به سازمان زمین‌شناسی مرکز تبریز فرستاده شد. آماده‌سازی نمونه‌ها در این مرکز با حذف کربنات، مواد آلی و آهن و ۴ تیمار اشباع پتاسیم، اشباع منیزیم، تیمار حرارتی و تیمار اتیلن گلیکول انجام شده است.

## ۲- زمین‌شناسی ناحیه

در این کار، سه برش از البرز مرکزی (آقاناتی، ۱۳۸۶) در شمال تهران مطالعه شده است که به ترتیب از خاور به باختر عبارتند از ده‌صوفیان (and 31.37' 49' 35° N 6.63' 23' 53° E) در حدود ۲۵ کیلومتری شمال سمنان، دره مبارک‌آباد در جاده آبدلی (and 19.49' 58' 51° E 25.23' 47' 35° N) و برش نمونه در دهکده جیروود (and 51.91' 28' 51° E 52.57' 59' 35° N) (شکل ۱). همان‌گونه که در ستون چینه‌شناسی برش‌های مورد مطالعه نیز نشان داده شده (شکل ۲)، به‌طور کلی سازند جیروود در برش‌های مورد مطالعه از ماسه‌سنگ، گل‌سنگ، سنگ‌های کربناته، کنگلومرا، فسفریت و بازالت تشکیل شده و مرز زیرین آن با نهشته‌های زیرین (سازند



شکل ۱- موقعیت برش‌های مورد مطالعه روی نقشه ایران و گوگل. در نشانه‌های سرخ رنگ روی نقشه گوگل، حرف S نمایانگر برش ده‌صوفیان، حرف M نشان‌دهنده برش مبارک‌آباد و حرف J نیز نشان‌دهنده برش دهکده جیروود است.



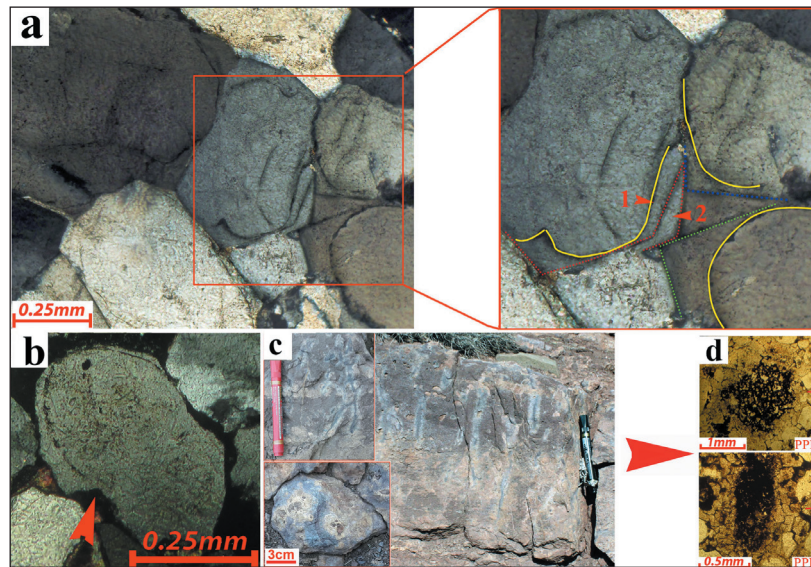
شکل ۲- ستون چینه‌شناسی برش‌های مورد مطالعه. ستبرای سازند جیروود از خاور به باختر (راست به چپ) افزایش می‌یابد. جایگاه نمونه‌های نقطه شماری شده، نمونه‌های کانی سنگین (HM)، نمونه‌های تجزیه ژئوشیمیایی (ICP) و نمونه‌های XRD در کنار ستون مشخص شده است.

#### ۴- شواهد صحرایی، سنگ‌نگاری و تجزیه مودال

سنگ‌نگاری بیانگر آن است که کوارتز با میانگین ۷۸ درصد فراوان‌ترین کانی و بیشتر از نوع تک‌بلور با خاموشی مستقیم و موجی است و کوارتزهای چندبلور فراوانی کمتری دارند. در پیرامون برخی از دانه‌های کوارتز، یک نسل یا دو نسل سیمان رورشدی (Double overgrowth) (شکل ۵-ا) و یا بقایای سیمان رو رشدی سایش یافته (Abraded Quartz overgrowths) (شکل ۳-ب) دیده می‌شود.

بررسی‌های صحرایی به شناسایی یک افق خاک دیرینه (Paleosol) (Dolocrete) (Tanner and Lucas, 2006; Flugel, 2010) در بخش‌های زیرین برش دره مبارک‌آباد شده است (شکل ۳-ج) که در ارزیابی آب‌وهوای دیرینه بسیار مفید خواهد بود. در افق یاد شده پیرویدهای دولومیتی و آثار ریشه گیاهان به صورت ریزولیت‌های (Rhizcretion/Rhizolith) (Flugel, 2010) دولومیتی گسترش چشمگیری دارند (شکل ۳-د).

بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری، ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود را می‌توان به ماسه‌سنگ‌های سیلیسی-آواری (آرنایت‌ها) (شکل ۵-ا)، ماسه‌سنگ‌های کربناته فسیل‌دار و ماسه‌سنگ‌های دورگه (Hybrid sandstones) (Stow, 2005) دسته‌بندی کرد. ماسه‌سنگ‌های سیلیسی-آواری سازند جیروود، از بسیار ریزدانه تا درشت‌دانه در تغییر و دانه‌های آنها دارای جورشدگی ضعیف تا خوب و زاویه‌دار تا بسیار گرد شده هستند. سیمان‌های سیلیسی (شکل ۳-ا)، کربناته و هماتی از سیمان‌های رایج در ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود هستند. ماسه‌سنگ‌های یاد شده سرخ، سبز و یا سفید رنگ هستند و ترک-گلی، دانه‌بندی تدریجی، ریپل مارک، لایه‌بندی موازی و انواع چینه‌بندی مورب و پشته‌ای از ساخت‌های رایج در آنهاست که در بسیاری از مطالعات نیز به آنها اشاره شده است (برای نمونه محمدخانی و خزائی، ۱۳۸۴ الف و ب؛ رسولی، ۱۳۹۰؛ شرفی، ۱۳۹۳؛ خزائی و همکاران، ۱۳۹۵). همچنین بررسی‌های



شکل ۳-ا) کوارتز آرنایت خوب گرد شده با سیمان سیلیسی که بخشی از آن در سمت راست بزرگنمایی شده است. حاشیه دانه‌ها با رنگ زرد ممتد و سیمان رورشدی هر یک از آنها با خط نقطه‌چین و با رنگ‌های متفاوت مشخص شده است. دانه کوارتزی که تقریباً در مرکز قرار دارد، با سیمان رو رشدی دومرحله‌ای (Double overgrowth) پوشیده شده است (نور پلاریزه)؛ (b) سیمان هم‌رشدی سایش یافته نشان‌دهنده حمل دوباره پس از رسوب‌گذاری؛ (c) پالئوسل در نهشته‌های بخش زیرین سازند جیروود در دره مبارک‌آباد. آثار ریشه گیاه در لایه ماسه‌سنگی با بلوغ بافتی بسیار پایین دیده می‌شود که هاله‌ای از کربنات گرداگرد آن وجود دارد. آثار ریزولیت و دولوکرت با بزرگنمایی بیشتر در سمت چپ تصویر قرار داده شده است؛ (d) تصویر میکروسکوپی در نور طبیعی از مقطع عرضی (بالا) و طولی (پایین) ریزولیت. بخش مرکزی با اکسید آهن پر شده است که به رنگ تیره دیده می‌شود و گرداگرد بخش مرکزی را بلورهای دولومیت فرا گرفته است.

کم حضور دارند. بر پایه درصد فراوانی دانه‌های تشکیل‌دهنده، ماسه‌سنگ‌های سیلیسی-آواری سازند جیروود، در رده‌بندی Folk (1974) بیشتر سابلایت آرنایت، لیتیک آرکوز و کوارتز آرنایت هستند (شکل ۴-ا).

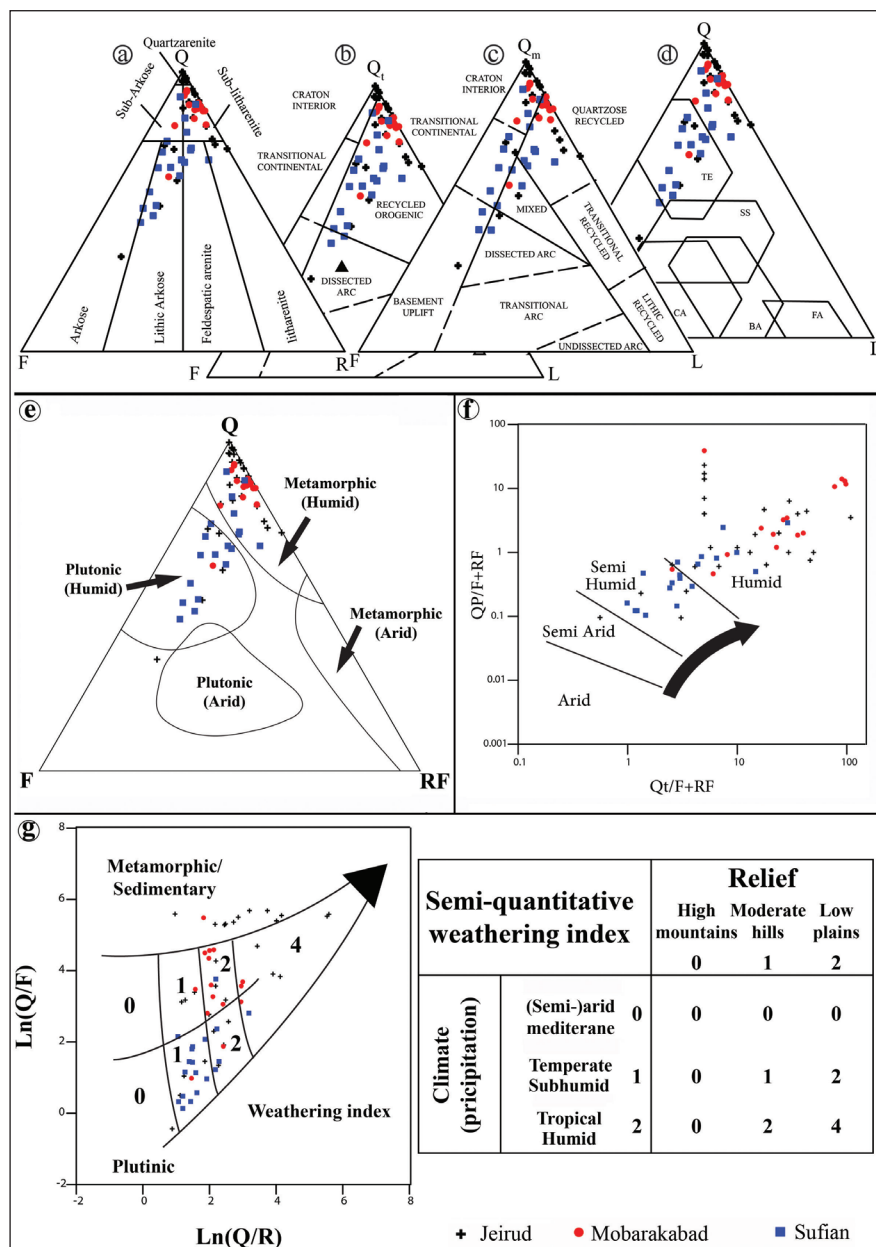
مطالعه پراش پرتو ایکس (XRD) نیز نشان می‌دهد که گل‌سنگ‌های سازند جیروود از کانی‌های کوارتز (۱۱ تا ۹۲٪)، مسکویت (۰ تا ۳۰٪) و کانی‌های رسی (اپلیت، کائولینیت، کلریت، مونت‌موریلونیت و پالی‌گرسکیت) (۵ تا ۷۵٪) تشکیل شده‌اند. کائولینیت و مونت‌موریلونیت تنها در گل‌سنگ‌های تیره دیده شده‌اند و گل‌سنگ‌های سرخ رنگ این دو کانی رسی را ندارند. پالی‌گرسکیت افزون بر گل‌سنگ‌های تیره در برخی از نمونه‌های گل‌سنگی سرخ رنگ نیز دیده شده است.

فراوان‌تر بودن کوارتز تک‌بلور نسبت به کوارتز چندبلور می‌تواند نشان‌دهنده اهمیت بیشتر عوامل مکانیکی (مانند انرژی بالای محیط رسوبی، حمل و نقل طولانی و چرخه مجدد) نسبت به عوامل شیمیایی و سنگ‌مادر آذرین در تشکیل این نهشته‌ها باشد (Tucker, 2001). فلدسپارها (با میانگین ۱۰ درصد) و خرده‌سنگ‌ها (با میانگین ۱۲ درصد) نسبت کمی از دانه‌های تشکیل‌دهنده را به خود اختصاص می‌دهند. خرده‌سنگ‌های موجود در ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود، بیشتر چرت و خرده‌های رسوبی هستند. البته خرده‌سنگ‌های آتشفشانی نیز وجود دارند که در نمونه‌های مربوط به بالای لایه‌های بازالتی، در برش نمونه سازند جیروود شناسایی شده‌اند و حاصل فرسایش بازالت‌های یاد شده هستند. میکاها و کانی‌های سنگین با فراوانی



دانه‌های ناپایدار، سبب تشکیل ماسه‌سنگ‌های غنی از کوآرتز می‌شود. بیشتر دانه‌های کوآرتز در این ماسه‌سنگ‌ها دارای گردشگی بالایی هستند (Tucker, 2001). آب‌وهوا (بارندگی، دما) و برجستگی (Relief) (اختلاف ارتفاع، زاویه شیب) کنترل مستقیم روی شدت و طول زمان هوازدگی دارند (Boggs, 2009)؛ به طوری که در مناطق گرمسیری مرطوب با برجستگی و شیب کم، هوازدگی بیشترین میزان را دارد (Dickinson, 1985; Boggs, 2009). داده‌های نقطه‌شماری مربوط به برش‌های مورد مطالعه روی نمودار (Suttner et al. 1981)، سنگ‌های با منشأ دگرگونی و نفوذی را برای این ماسه‌سنگ‌ها پیشنهاد می‌کند که تحت تأثیر آب‌وهوای مرطوب هوازده شده‌اند (شکل ۴-ع). همچنین داده‌های یاد شده روی نمودار ارائه شده توسط Suttner and Dutta (1986) نشان‌دهنده آب‌وهوای نیمه‌مرطوب و مرطوب برای ماسه‌سنگ‌های یاد شده است (شکل ۴-ف). داده‌های نقطه‌شماری اشاره شده روی نمودار (Weltje (1994) نیز بیشتر در محدوده ۱، ۲ و ۴ قرار می‌گیرند که نشان‌دهنده سنگ‌های منشأ متامورفیک و رسوبی و مناطق با برجستگی متوسط تا دشت‌های کم‌ارتفاع با آب‌وهوای نیمه‌مرطوب معتدل تا مرطوب گرمسیری است (شکل ۴-گ).

استفاده از نمودارهای مثلثی Dickinson et al. (1983) برای تفسیر جایگاه زمین‌ساختی بر پایه نتایج تجزیه مودال در میان پژوهشگران بسیار رایج است (Garzanti, 2015; Oghenekome et al., 2016; Basu, 2017). مطالعه شده سازند جیرود در نمودار مثلثی  $Qt_{78}F_{10}L_{12}$  (Dickinson et al. 1983) بیشتر جایگاه زمین‌ساختی کوآرتزی و چرخه مجدد را نشان می‌دهند. البته تعداد قابل توجهی از آنها که مقدار کوآرتز بالایی دارند؛ در ناحیه کراتون داخلی (Craton Interior) جای گرفته‌اند. ۳ نمونه مربوط به بالای لایه‌های بازالتی در برش نمونه هستند که به دلیل غنی بودن از خرده‌سنگ‌های آتشفشانی حاصل از فرسایش بازالت‌های یاد شده در ناحیه کمان‌های بریده شده (Dissected Arc) جای گرفته‌اند (شکل ۴-ب). مثلث QmFL با تفکیک بیشتر، نشان‌دهنده تأثیر خاستگاه‌های رسوبی چرخه مجدد یافته کوآرتزی، کراتون داخلی، پی‌سنگ برآمده، قاره‌ای انتقالی و مخلوط، به عنوان منشأ نهشته‌های ماسه‌سنگی سازند جیرود است (شکل ۴-ج). مکان‌یابی داده‌های نقطه‌شماری روی نمودار مثلثی QFL ارائه شده توسط Yerino and Maynard (1984) نشان‌دهنده جایگاه زمین‌ساختی حاشیه غیرفعال است (شکل ۴-د). چرخه مجدد، با حذف انتخابی



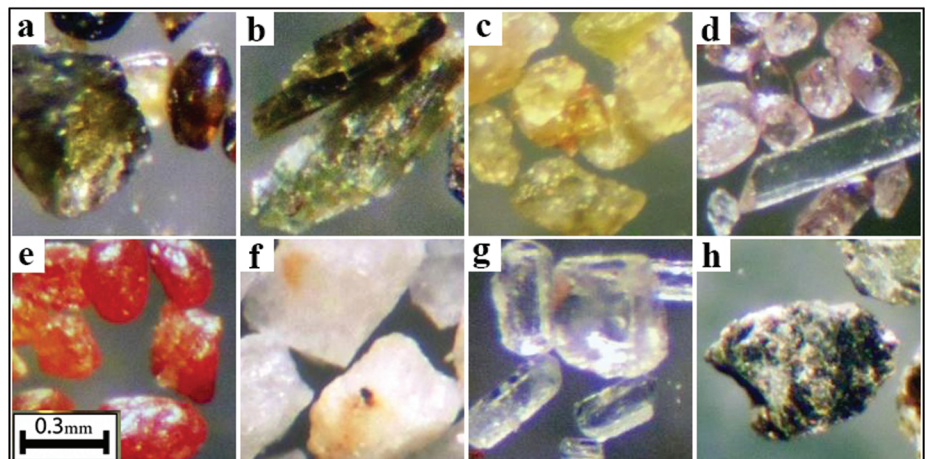
شکل ۴- انتقال نتایج حاصل از تجزیه نقطه‌شماری نهشته‌های سازند جیرود روی نمودارهای مختلف برای نام‌گذاری، تعیین جایگاه زمین‌شناسی، آب‌وهوا و شدت هوازدگی: (a) مثلث (Folk (1974)؛ b و c) مثلث‌های QtFL و QmFL؛ (d) مثلث QFL (Dickinson et al., 1983)؛ (e) نمودار (Suttner et al., 1981)؛ (f) نمودار (Yerino and Maynard, 1984). TE: حاشیه غیر فعال، SS: امتداد لغز، CA: کمان قاره‌ای، BA: پشت کمان تا کمان جزیره‌ای، FA: جلوی کمان تا کمان جزیره‌ای؛ (e) نمودار (Suttner et al. 1981)؛ (f) نمودار (Weltje (1994)؛ (g) نمودار (Suttner and Dutta (1986). برای توضیحات به متن مراجعه شود.



### ۵- کانی‌های سنگین

تجزیه کانی‌های سنگین می‌تواند ابزار مفیدی در تشخیص سنگ‌های منشأ و بازسازی تاریخچه حمل‌ونقل در یک سامانه رودخانه‌ای باشد و روزه‌ای به‌سوی آب‌وهوای دیرینه باز کند (Van Loon and Pisarska-Jamroz, 2017). از مزایای کانی‌های سنگین در ماسه‌سنگ‌ها، گوناگونی به نسبت بالای آنهاست. به‌طوری‌که در مقایسه با کانی‌های سبک که بیشتر شامل کوارتز، فلدسپار و دانه‌های کربناته هستند؛ کانی‌های سنگین، طیف گسترده‌تری از سیلیکات‌ها، سولفات‌ها، سولفیدها، اکسیدها و فسفات‌ها را دربرمی‌گیرند (Dill, 1998). در نمونه‌های مورد مطالعه میان کانی‌های سنگین کدر شناسایی شده، هماتیت، پیریت اکساید و لیمونیت و در میان کانی‌های سنگین شفاف نیز کانی‌های ناپایدار تا نیمه پایدار گروه‌های پروکسن (شکل ۵- a)، آمفیبول (شکل ۵- b) و اپیدوت (شکل ۵- c) و کانی‌های بسیار پایدار زیرکن (شکل ۵- d) و روتیل (شکل ۵- e) بیشترین فراوانی را دارند. کانی‌های سنگین مانند باریت (شکل ۵- f)، آپاتیت (شکل ۵- g)، بیوتیت (شکل ۵- h)، مسکوویت و آاناتاز، از جمله دیگر کانی‌های سنگین هستند که به‌جز باریت بقیه فراوانی نسبی بسیار کمی دارند و در برخی مانند آاناتاز، کرومیت، الیژیت، اسفن و لوکوزین گاه دیده شده‌اند. کانی‌های سنگین ناپایدار گروه‌های پروکسن و آمفیبول و کانی‌های سنگین بسیار پایدار زیرکن و روتیل هم به‌صورت بسیار گرد شده و هم به‌صورت غیر گرد شده و یا یوهدرال شناسایی شده‌اند (شکل‌های ۵- a, b, c, d).

با توجه به گردشگری بالای دانه‌ها و وجود شواهد سنگ‌نگاری دیگر مانند سیمان رشد اضافه سایش‌یافته و نسل‌های چندگانه رشد اضافه در دانه‌های کوارتز، به نظر می‌رسد که عواملی چون حمل‌ونقل طولانی، چرخه مجدد، زمان طولانی هوازگی (ناشی از توپوگرافی با شیب و برجستگی کم در منشأ، انباشت مکرر در دشت سیلابی (Multiple storages in floodplains) و جابه‌جایی مداوم در محیط‌های ساحلی بر میزان بلوغ ترکیبی این ماسه‌سنگ‌ها بسیار مؤثر بوده است (Boggs, 2009; Basu, 2017). از سوی شواهدی مانند حضور کانی پالی گرسکیت (Weaver, 1989) و همچنین حضور کانی‌های سنگین ناپایدار مانند پروکسن‌ها و آمفیبول‌ها و به‌ویژه آپاتیت (که در شرایط هوازگی ناپایدار است) با تأثیر آب‌وهوای گرم و مرطوب مغایرت و بیشتر بر آب‌وهوای نیمه‌خشک تا خشک دلالت دارد. همچنین James et al. (1981) با پژوهش‌های خود نشان دادند که دگرسانی فلدسپارها شاخص مناسبی برای ارزیابی آب‌وهوای دیرینه نیست و شاید طول زمان هوازگی نیز به اندازه آب‌وهوا در دگرسانی فلدسپارها مهم باشد. از این رو این احتمال قوت می‌یابد که بلوغ بافتی ماسه‌سنگ‌های سازند جبرود ممکن است حاصل چرخه مجدد، شیب و برجستگی کم در منشأ و تولید آرام رسوب، فرایندهای مؤثر در محیط رسوبی (جابه‌جایی رفت و برگشتی در نهشته‌های ساحلی)، حمل‌ونقل طولانی و هوازگی در محیط‌های رسوبی موقت در مسیر حمل‌ونقل باشد.



شکل ۵- a تا h) کانی‌های سنگین شفاف. مقیاس برای همه تصاویر یکسان است: a) پروکسن سبز و پروکسن قهوه‌ای خوب گرد شده؛ b) آمفیبول سبزرنگ؛ c) اپیدوت؛ d) دانه‌های زیرکن گرد شده و یوهدرال؛ e) دانه‌های روتیل گرد شده؛ f) باریت؛ g) آپاتیت. سطوح بلورین تا حد زیادی حفظ شده‌اند و گسترش آثار خوردگی شیمیایی و انحلال کم است؛ h) بیوتیت؛ i) ارتباط مجموعه کانی‌های سنگین مختلف با منشأهای مختلف (Pettijohn et al., 1987) به همراه مجموعه کانی‌های سنگین در برش‌های مورد مطالعه. بر پایه مقایسه مجموعه کانی‌های شناسایی شده در برش‌های مورد مطالعه با مجموعه کانی‌های معرفی شده توسط Pettijohn et al. (1987). مخلوطی از سنگ‌های بازی، اسیدی، دوباره حمل شده (چرخه دوباره) و دگرگونی، به‌عنوان منشأ نهشته‌های سازند جبرود پیشنهاد می‌شود.

i	Association	Source
	Apatite, Biotite, Brookite, Hornblende, Monazite, Muscovite, Rutile, Titanite, Tourmaline (pink variety), Zircon	Acid igneous rocks
	Cassiterite, Dumortierite, Fluorite, Garnet, Monazite, Muscovite, Topaz, Tourmaline (blue variety), Wolframite, Xenotime	Granite pegmatites
	Augite, Chromite, Diopside, Hypersthene, Ilmenite, Magnetite, Olivine, Picotite, Pleonaste	Basic igneous rocks
	Andalusite, Chondrodite, Corundum, Garnet, Phlogopite, Staurolite, Topaz, Vesuvianite, Wollastonite, Zoisite	Contact metamorphic rocks
	Andalusite, Chloritoid, Epidote, Garnet, Glaucofan, Kyanite, Sillimanite, Staurolite, Titanite, Zoisite, Clinzoisite	Dynamothermal metamorphic rocks
	Barite, Iron ores, Leucoxene, Rutile, Tourmaline (rounded grains), Zircon (rounded grains)	Reworked sediments
Deh-Sufian	Pyroxene group, zircon (euhedral & rounded grains), Muscovite, Biotite, Rutile, Amphibole group, Epidote group, Barite, Apatite, Leucoxene, Oligiste, Ilmenite, Magnetite, Chromite	Acid igneous rocks Basic igneous rocks Reworked sediments Dynamothermal metamorphic rocks
Mobarakabad	Pyroxenes, Amphiboles, Epidotes, Magnetite, Ilmenite, Muscovite, Biotite, Limonite, Chromite, Zircon (euhedral & rounded grains), Apatite, Rutile, Barite, Leucoxene	Acid igneous rocks Basic igneous rocks Reworked sediments Dynamothermal metamorphic rocks
Jeirud	Pyroxene group, zircon (euhedral & rounded grains), Muscovite, Biotite, Rutile, Amphibole group, Epidote group, Barite, Apatite, Leucoxene, Oligiste, Ilmenite, Magnetite, Chromite	Acid igneous rocks Basic igneous rocks Reworked sediments Dynamothermal metamorphic rocks

از ترکیب اکسیدهای عناصر اصلی استفاده شده است. به‌منظور پرهیز از خطا، از نمونه‌هایی در این نمودار استفاده نشده است که به واسطه فسفات بالا،  $\text{CaO}$  بالایی نیز دارند. جانمایی داده‌های برش‌های مورد مطالعه روی نمودار یاد شده، سنگ‌های آذرین حدواسط (P2) و فلسیک (P3) و رسوبی کوارتزی (P4) را به‌عنوان خاستگاه نهشته‌های ریزدانه سازند جیروود پیشنهاد می‌کند (شکل ۶- b). البته یک نمونه نیز در ناحیه سنگ‌های مافیک (P1) جای می‌گیرد که نشان‌دهنده تأثیر ناچیز این سنگ‌ها به‌عنوان منشأ نهشته‌های سازند جیروود است. همچنین ممکن است هوازدهی مخلوطی از سنگ‌های منشأ با ترکیب آذرین اسیدی و مافیک سبب به دست آمدن ترکیب آذرین حدواسط برای برخی از نمونه‌های گلسنگی تیره رنگ مربوط به برش نمونه شده باشد. به باور Roser and Korsch (1988) رسوباتی که خاستگاه آنها جایگاه زمین‌ساختی حواشی غیر فعال قاره‌ای، حوضه‌های رسوبی درون کراتونی و ایالات کوهزایی چرخه مجدد یافته است؛ در ناحیه خاستگاهی رسوبی کوارتزی جای می‌گیرند. برخی از پژوهشگران بر این باورند که تعیین خاستگاه رسوبات بر پایه عناصر اصلی به‌علت تأثیر چرخه مجدد نمی‌تواند قطعی باشد و نتایج با تردید همراه خواهد بود؛ از این رو استفاده از نمودارهایی ارائه شده بر پایه عناصر کمیاب نامتحرک ضروری است (Nagarajan et al., 2017). داده‌های مربوط به سازند جیروود در برش‌های مورد مطالعه روی نمودار  $\text{La/Th}$  در برابر  $\text{Hf}$  در ناحیه سنگ‌های فلسیک جای می‌گیرند (شکل ۶- c) که به سمت ناحیه حاشیه غیرفعال گسترش می‌یابند. نمودار یاد شده به روشنی سنگ‌های فلسیک و نیز به میزان قابل توجهی چرخه مجدد سنگ‌های رسوبی کهن را به‌عنوان منشأ نهشته‌های سازند جیروود پیشنهاد می‌کند. ۴ نمونه با درصد فسفات بالا (مربوط به برش دره مبارک‌آباد) خارج از محدوده یاد شده جای گرفته‌اند که احتمالاً علت آن وجود آپاتیت در نمونه‌های یاد شده است که  $\text{Hf}$  کمتری در شبکه خود می‌پذیرد؛ اما جانمایی داده‌ها روی نمودار مثلثی  $\text{La-Th-Sc}$ ، نمایانگر مخلوطی از سنگ‌های فلسیک و مافیک به‌عنوان سنگ‌های منشأ نهشته‌های سازند جیروود است (شکل ۶- d).

بررسی‌ها نشان می‌دهد که معیارهای مختلف در نهشته‌ها سازند جیروود تا حد بسیار بالایی با مقادیر و معیارهای مربوط به پوسته بالایی قاره‌ای قدیمی (OUC) (McLennan et al., 1993) همخوانی دارد (شکل ۷- a). الگوی عناصر خاکی کمیاب (به‌نجار شده با کندریت‌ها) نهشته‌های سازند جیروود در برش‌های مورد مطالعه نیز با الگوی ارائه شده توسط McLennan et al. (1993) برای OUC همخوانی دارد (شکل ۷- b). در الگوی یاد شده، در عناصر خاکی کمیاب سبک، غنی‌شدگی دیده می‌شود و عناصر خاکی کمیاب سنگین الگوی تقریباً مسطح نشان می‌دهند؛ به‌طوری که نسبت  $\text{Gd/Yb}$  از ۱ تا ۲ تغییر است و نسبت  $\text{Eu/Eu}^*$  الگوی منفی دارد و از ۰/۶ تا ۰/۷ تغییر می‌کند (شکل ۷- a). پوسته قاره‌ای بالایی کهن از سرزمین‌های آذرین، رسوبی دگرگون شده و رسوبی کهن تشکیل شده است که تحت تأثیر تفکیک‌های ژئوشیمیایی درون‌قاره‌ای قرار گرفته‌اند (McLennan et al., 1993). نمونه‌های آشکار پوسته قاره‌ای کهن در پهنه‌های برخوردی قاره‌ای دیده می‌شوند (Kemp and Hawkesworth, 2005). رسوبات مشتق از پوسته بالایی قاره‌ای کهن، منشأ گرانیتی دارند؛ دچار هوازدهی شدید و چرخه مجدد شده‌اند (MacLennan et al., 1993) و ترکیب ژئوشیمیایی به نسبت یکنواختی دارند که بازتابی از اختلاط خوب و گسترده است (Potter, 1978).

جانمایی داده‌های برش‌های مورد مطالعه روی نمودارهای Verma and Armstrong-Altrin (2013) پیشنهادکننده خاستگاه زمین‌ساختی برخوردی (کوهزایی چرخه مجدد) هم برای نمونه‌های با سیلیس کم و هم برای نمونه‌های با سیلیس بالاست (شکل‌های ۷- c و d). به‌منظور پرهیز از خطا ۶ نمونه از گلسنگ‌های برش دره مبارک‌آباد که  $\text{P}_2\text{O}_5$  بسیار بالاتری دارند؛ در این بخش مورد استفاده قرار نگرفته‌اند. زیرا مقدار  $\text{P}_2\text{O}_5$  که بسیار تأثیرگذار است؛ در توابع مورد استفاده به کار گرفته شده است؛ در حالی که منشأ  $\text{P}_2\text{O}_5$  در این نمونه‌ها دریایی است و مربوط به سنگ‌های منشأ نیست. در نمودار ارائه شده برای

بر پایه مقایسه مجموعه کانی‌های سنگین شناسایی شده در سنگ‌های سازند جیروود با کانی‌های سنگین حاصل از سنگ‌های منشأ مختلف (Pettijohn et al., 1987; Boggs, 2009)، چنین بر می‌آید که منشأ رسوبات سنگ‌های سازند جیروود، مخلوطی از سنگ‌های آذرین بازی و اسیدی، چرخه مجدد سنگ‌های رسوبی کهن تر و نیز به میزان کمتر سنگ‌های دگرگونی دینامیکی است (شکل ۵- i). اگر چه پیروکسن و آمفیبول از فراوان‌ترین کانی‌های سنگین شناسایی شده در نهشته‌های سازند جیروود هستند؛ اما این امر لزوماً نمی‌تواند به معنی شرکت بیشتر سنگ‌های مافیک به‌عنوان منشأ، نهشته‌های سازند جیروود باشد (Garzanti and Ando, 2007). احتمالاً آمیختگی کانی‌های سنگین و یا تفاوت برجستگی‌های دیرینه دلیل همیافتی کانی‌های سنگین با پایداری مختلف است (Dill, 1998). حضور کانی آپاتیت تقریباً سالم و با آثار خوردگی کم، بیانگر تأثیر کم عوامل هوازدهی است؛ چرا که این کانی در برابر عوامل هوازدهی بسیار ناپایدار و نامقاوم است (Boggs, 2009; Sevastjanova et al., 2012; Nie et al., 2013). فراوانی کانی‌هایی مانند پیروکسن و آمفیبول که هم از دید مکانیکی و هم از دید شیمیایی پایداری کمی دارند؛ افزون بر اینکه ممکن است بیانگر تأثیر کم عوامل شیمیایی همچون هوازدهی و دیاژنز باشد؛ ممکن است بیانگر نرخ بالای فرسایش، حمل‌ونقل سریع و مدت‌زمان کوتاه تأثیر عوامل حمل‌ونقل مانند رودخانه نیز باشد (Sevastjanova et al., 2012). که البته این مورد با توجه به محیط رسوبی ساحلی برای بیشتر نهشته‌های سازند جیروود در برش‌های مورد مطالعه، قابل‌طرح نیست و هوازدهی شیمیایی محدود بیشتر بر آب‌وهوای نیمه‌خشک تا خشک دلالت دارد. گردشگری زیرک‌ن‌ها، روتیل‌ها، پیروکسن‌ها و آمفیبول‌ها منشأ چرخه مجدد را تأیید می‌کند (Sevastjanova et al., 2012; Zhang et al., 2013 and 2015). البته برخی از پیروکسن‌ها و آمفیبول‌های گرد شده در کواترناریت‌های ساحلی شناسایی شده‌اند که گردشگری آنها تا حد زیادی تحت تأثیر محیط رسوبی بوده است.

## ۶- ژئوشیمی

### ۶-۱. رده‌بندی ژئوشیمیایی سنگ‌های ریزدانه

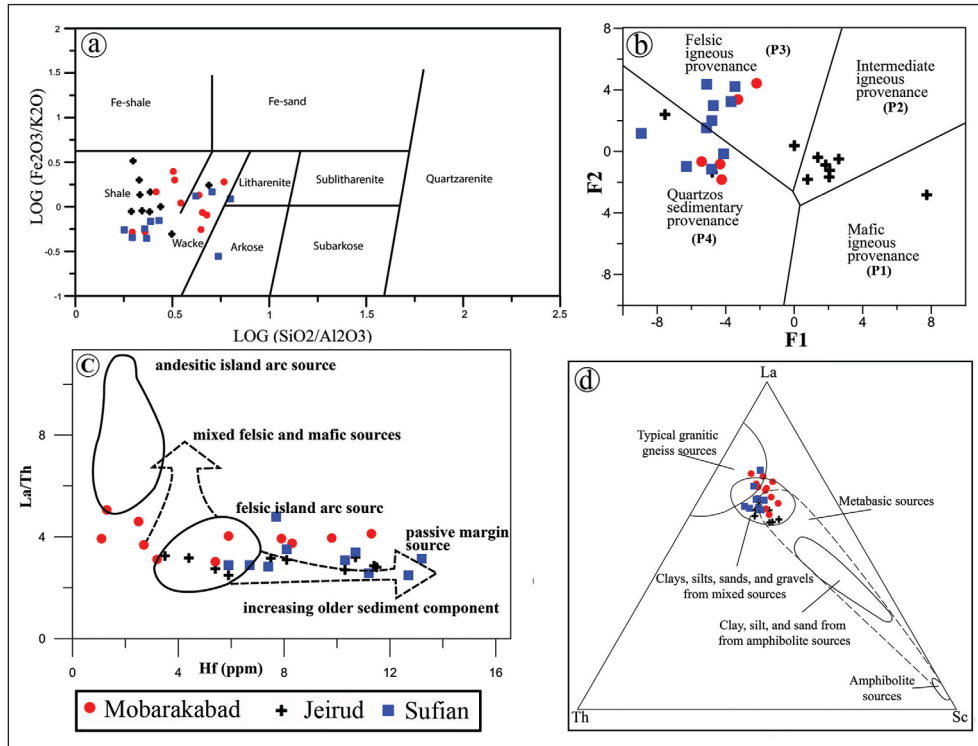
افزون بر روش‌های سنگ‌نگاری، پژوهشگران از روش‌های ژئوشیمیایی به‌ویژه ترکیب عناصر اصلی نیز در رده‌بندی و تفکیک رسوبات بالغ و نابالغ استفاده می‌کنند (Etemad-Saeed et al., 2011; Nagarajan et al., 2017). به برش‌های مورد مطالعه روی نمودار Herron (1988) گویای آن است که این نمونه‌ها در محدوده شبلی (شیل بدون آهن) و وکی‌ها قرار می‌گیرند (شکل ۶- a).

### ۶-۲. خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی گلسنگ‌های برش‌های مورد مطالعه

فراوانی اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های مورد مطالعه با ترکیب شیل‌های میانگین پست آرکئن استرالیا (PAAS; Taylor and McLennan, 1985) مقایسه شده است: مقادیر  $\text{P}_2\text{O}_5$ ،  $\text{SiO}_2$ ،  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ،  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ،  $\text{CaO}$ ،  $\text{K}_2\text{O}$ ،  $\text{TiO}_2$  میانگین جای می‌گیرند. البته مقادیر  $\text{CaO}$  و  $\text{P}_2\text{O}_5$  در برش دره مبارک‌آباد در مقایسه با شیل‌های میانگین مقادیر بالاتری نشان می‌دهند که می‌تواند به مقادیر کانی‌های فسفات‌دار مانند آپاتیت در این شیل‌ها مربوط شود. همچنین مقدار  $\text{P}_2\text{O}_5$  با مقادیر REEs و Y رابطه مستقیم و با مقادیر  $\text{Hf}$  و  $\text{Zr}$  رابطه وارون دارد که نشان‌دهنده تمرکز REEs و Y در کانی آپاتیت است؛ در حالی که  $\text{Hf}$  و  $\text{Zr}$  کمتر در شبکه آپاتیت راه می‌یابند (Neary and Highley, 1986; Sarbas and Töpper, 1988). بنابراین هنگام انتقال نقاط مربوط به نمونه‌های برش دره مبارک‌آباد و نیز تفسیر نمودارهایی که از عناصر فرعی یاد شده در آنها استفاده شده است؛ باید به درصد  $\text{P}_2\text{O}_5$  و رابطه آن با عناصر فرعی یاد شده توجه داشت. چرا که این امر به‌طور حتم در نمونه‌های  $\text{P}_2\text{O}_5$  بالا سبب جابه‌جایی برخی نقاط خواهد شد که در جای خود به آنها اشاره خواهد شد. از رایج‌ترین نمودارها در مطالعات خاستگاه، نمودارهای تابعی Roser and Korsch (1988) هستند که بر پایه توابعی ارائه شده‌اند که در آنها

مقداری از اکسید آهن در نمونه‌های یاد شده، دیاژنزی و ثانویه است و همین امر سبب جابه‌جایی خاستگاه این نمونه‌ها از منطقه برخوردی به منطقه کافتی شده است.

نمونه‌های با سیلیس بالا ۲ نمونه مربوط به برش ده‌صوفیان که در مقایسه با دیگر نمونه‌ها  $Fe_2O_3$  بالاتری دارند؛ در محدوده کافتی قرار گرفته‌اند. در حالی که با توجه به رنگ سرخ و قاره‌ای بودن نمونه‌ها (خزائی و همکاران، ۱۳۹۵)، منشأ



شکل ۶- انتقال داده‌های گل سنگ‌های برش‌های مورد مطالعه روی نمودارهای ژئوشیمیایی مختلف: (a) نمودار Herron (1988) که نمونه‌های مورد مطالعه در جایگاه شیل‌های بدون آهن و وکی‌ها جانمایی می‌شوند؛ (b) نمودار تابعی Roser and Korsch (1988) که نشان‌دهنده خاستگاه رسوبی کوارتزی، آذرین حد واسط و آذرین فلسیک است. به منظور مشاهده توابع به اصل منبع مراجعه شود؛ (c) نمودار La/Th برابر Hf (Floyd and Leveridge, 1987) که منشأ فلسیک به همراه شرکت فزاینده اجزاء رسوبی کهن را نشان می‌دهد؛ (d) نمودار مثلی (Cullers, 1994) La-Th-Sc که نشان‌دهنده مخلوطی از سنگ‌های مافیک و فلسیک به‌عنوان منشأ است.

ده‌صوفیان مطابق با مناطق سرد و خشک تا اندکی معتدل است و این اندیس برای برش مبارک‌آباد در محدوده سرد و خشک تا معتدل و برای برش دهکده جیروود در محدوده معتدل تا گرم و مرطوب قرار می‌گیرد. با توجه به فاصله هوایی برش‌ها، این مقدار پراکندگی در مقادیر به‌دست‌آمده برای CIA منطقی به نظر نمی‌آید. بررسی‌های بیشتر نشان داد که مقادیر بالاتر از ۸۰ همگی مربوط به گل‌سنگ‌های تیره دریایی نسبتاً عمیق در برش دهکده جیروود هستند و گل‌سنگ‌های سرخ (قاره‌ای) همگی مقادیر کم اندیس دگرسانی را به خود اختصاص می‌دهند. نمونه‌های گل‌سنگ تیره مربوط به دره مبارک‌آباد که محیط رسوبی آنها محیط‌های حدواسط (ساحلی، خلیج دهانه‌ای و دلتایی) است (محمدخانی و خزائی، ۱۳۸۴ الف و ب)، مقادیر تقریباً حدواسط را نشان می‌دهند. از این رواندیس دگرسانی برای گل‌سنگ‌های سرخ، گل‌سنگ‌های تیره برش دره مبارک‌آباد و گل‌سنگ‌های تیره برش نمونه که در مورد دریایی بودن آنها اطمینان حاصل شده است؛ جداگانه محاسبه شد. بدین ترتیب، اندیس دگرسانی مربوط به نمونه‌های دهکده جیروود که کاملاً دریایی هستند بین ۷۶/۷۳ تا ۸۶/۸۴ و به‌طور میانگین ۸۲/۳۶ است که از هوازگی شدید سنگ‌های منشأ آنها حکایت دارد. اندیس دگرسانی برای گل‌سنگ‌های سرخ از ۶۱/۷۳ تا ۶۹/۲۶ در تغییر است و میانگین آن ۶۶/۸۲ است که مبین هوازگی شیمیایی متوسط است. اندیس دگرسانی برای گل‌سنگ‌های تیره برش مبارک‌آباد از ۷۴/۲۸ تا ۷۴/۹۶ در تغییر و میانگین آن ۷۴/۱۹

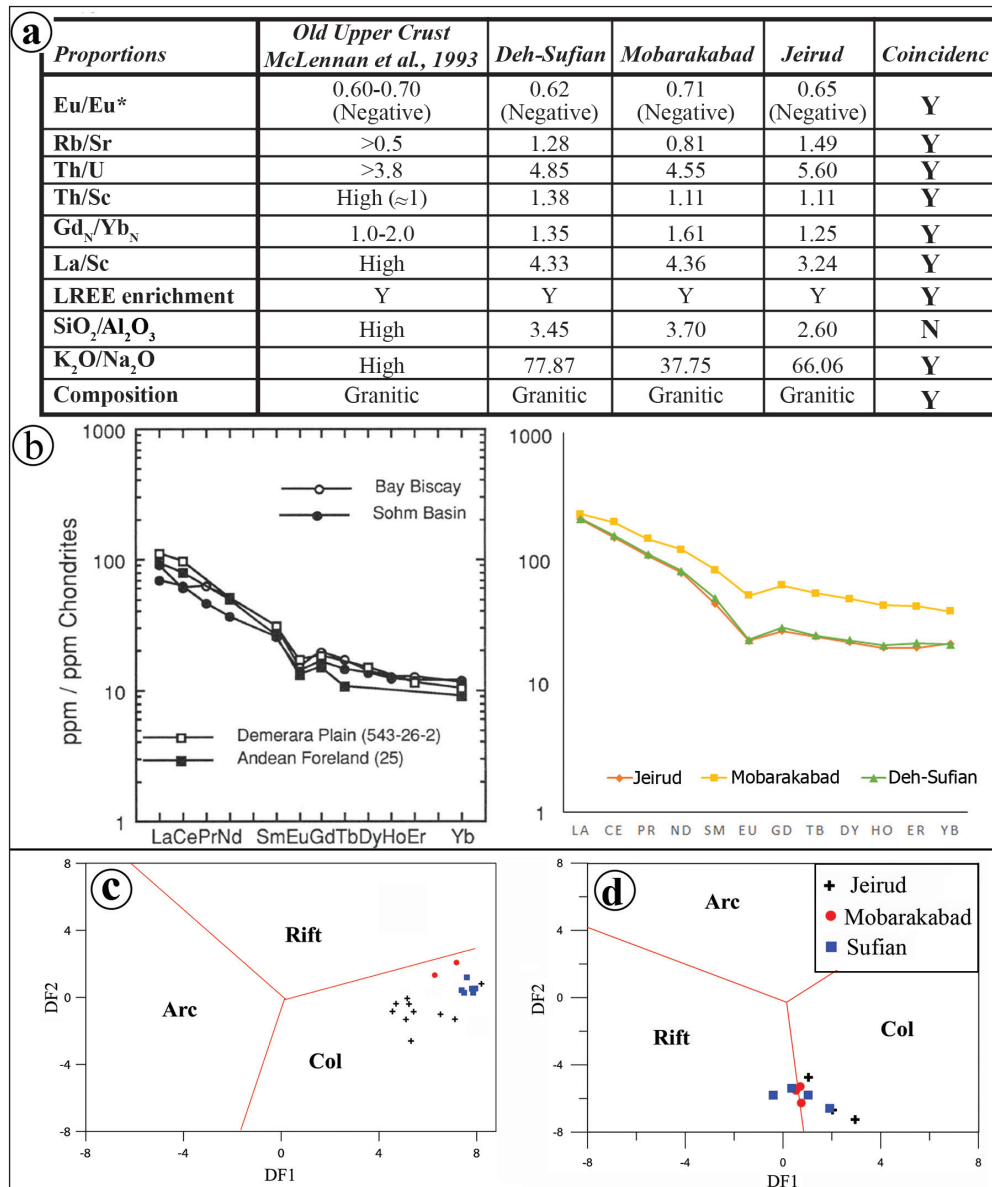
### ۳-۶. هوازگی و چرخه مجدد رسوب (Weathering and sediment recycling)

با بررسی ارتباط بین عناصر قلیایی و عناصر قلیایی خاکی می‌توان شدت و طول زمان هوازگی در رسوبات تخریبی را ارزیابی نمود (Nesbitt and Young, 1982). اندیس شیمیایی دگرسانی (CIA = Chemical Index of Alteration) یکی از اندیس‌هایی است که بدین منظور مورد استفاده قرار می‌گیرد و برای محاسبه آن از فرمول  $CIA = (Al_2O_3 / Al_2O_3 + CaO * + Na_2O + K_2O) \times 100$  استفاده می‌شود (Nesbitt and Young, 1982; Moradi, et al., 2016; Nagarajan, et al., 2017). در محاسبه اندیس دگرسانی برای گل‌سنگ‌های سازند جیروود به علت در دست نبودن مقادیر مورد نیاز جهت تصحیح مقدار CaO در نمونه‌هایی که CaO بالایی دارند؛ نمونه‌های مزبور از محاسبات حذف شدند و تعداد نمونه‌های مورد استفاده به ۲۴ نمونه کاهش یافت. در شکل ۸-a جایگاه نمونه‌های یاد شده بر روی نمودار مثلی A-CN-K نشان داده شده است. میزان CIA برای برش ده‌صوفیان پراکندگی بسیار کمی نشان می‌دهد و از ۶۷/۰۴ تا ۷۳/۴۷ در تغییر و میانگین آن ۶۹/۴ است و این اندیس برای برش‌های دره مبارک‌آباد و به‌خصوص دهکده جیروود پراکندگی قابل توجهی نشان می‌دهند. این میزان در دره مبارک‌آباد از ۶۱/۷۳ تا ۷۴/۳۸ در تغییر و میانگین آن ۷۱/۷۳ است و مقادیر یادشده برای برش دهکده جیروود از ۶۸/۹۱ تا ۸۶/۸۴ در تغییر می‌کند و میانگین آن ۷۹/۱ است. بر این اساس اندیس دگرسانی شیمیایی برای برش



همراه آنها که در تناوب با آنها هستند یافت می‌شود (Potter et al., 2005). سیمان رو رشدی دو مرحله‌ای (Double overgrowth) (Al-Harbi and Mujtaba Khan, 2008)، سیمان رو رشدی سایش یافته بر روی دانه‌های کوارتز در ماسه‌سنگ‌ها، غنی‌شدگی ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود از کوارتز و نیز گردشدگی بالای دانه‌های کوارتز و درصد کم دانه‌های ناپایدار به انضمام حضور مجموعه کانی‌های سنگین با خاستگاه چرخه -مجدد، مانند کانی‌های سنگین مقاوم گردشده مانند زیرکن و روتیل گرد شده به همراه باریت و لکوزین، همگی شواهد چرخه مجدد در رسوبات ماسه‌سنگی سازند جیروودند (McLennan et al., 1993; Zhang et al., 2013 and 2015; Zoleikhaei et al., 2015).

است و احتمالاً به دلیل اختلاط رسوبات ریزدانه از خاستگاهی همسو با گل‌سنگ‌های سرخ با رسوبات ریزدانه از منشأ گل‌سنگ‌های دریایی مربوط به برش دهکده جیروود است. بایستی توجه داشت که گل‌سنگ‌های قاره‌ای سرخ‌رنگ به‌طور حتم تنها از یک سوی حوضه منشأ گرفته‌اند و قرابت بیشتری با ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود دارند. انتقال داده‌های مربوط به برش‌های مورد مطالعه روی نمودار Th/U در مقابل Th نیز روند هوازدگی کم تا شدید را به‌صورت صعودی نشان می‌دهد (شکل ۸- b) که تأیید کننده مطالب بالا است. به باور McLennan et al. (1993) مقادیر Th/U بالاتر از ۳/۸ برای گل‌سنگ‌ها حاصل هوازدگی و چرخه مجدد است. بهترین شواهد جهت ارزیابی چرخه مجدد در گل‌سنگ‌ها، در ماسه‌سنگ‌های



شکل ۷- a) فهرستی از نسبت‌ها و معیارهای ارائه شده برای خاستگاه پوسته قاره‌ای بالایی که با مقادیر همان نسبت‌ها در برش‌های مورد مطالعه مقایسه شده‌اند. به جز نسبت  $SiO_2/Al_2O_3$  که مقادیر متوسطی را نشان می‌دهد؛ نسبت‌های دیگر در برش‌های مورد مطالعه با نسبت‌های متناسب به پوسته قاره‌ای بالایی همخوانی دارند؛ (b) الگوی عناصر خاکی کمیاب (REEs) برش‌های مورد مطالعه که با کندریت‌ها به‌هم‌بند شده‌اند؛ در کنار الگویی که McLennan et al. (1993) برای خاستگاه پوسته قاره‌ای بالایی که ارائه داده‌اند. همان‌گونه که دیده می‌شود الگوی برش‌های مورد مطالعه با الگوی ارائه شده توسط پژوهشگران یاد شده همخوانی دارد. میانگین عناصر خاکی کمیاب در نمونه‌های مربوط به برش دره مبارک‌آباد، به نسبت بالاست که احتمالاً علت آن وجود آپاتیت در نمونه‌های یاد شده است. عناصر خاکی کمیاب در آپاتیت تمرکز بیشتری می‌یابند؛ (c) نمودارهای تابعی برای تفکیک جایگاه زمین‌ساختی (Verma and Armstrong-Altrin, 2013). برای مشاهده توابع مورد استفاده به منبع ذکر شده مراجعه شود؛ (d) نمودار مخصوص نمونه‌های کم سیلیس نشان‌دهنده جایگاه برخوردی برای نمونه‌های کم سیلیس سازند جیروود؛ (e) نمودار ویژه نمونه‌های با سیلیس بالا که جایگاه برخوردی را برای نهشته‌های سازند جیروود نشان می‌دهد (Col: Collision).

سازند جبرود و میزان تأثیر عوامل مؤثر در شدت هوازدگی (آب‌وهوا، برجستگی و شیب منطقه منشأ) باشند. همان‌طور که گفته شد، مقادیر CIA به‌دست‌آمده برای گلسنگ‌های سرخ که با ماسه‌سنگ‌های سازند جبرود قرابت بیشتری دارند، با میانگین ۶۶/۸۲ بیانگر هوازدگی متوسط و آب‌وهوای نیمه‌مرطوب است. از طرفی افزون بر تأثیر چرخه مجدد و حمل طولانی، شواهدی همچون حضور کانی‌های سنگین ناپایدار (آپاتیت، پیروکسن و آمفیبول)، حضور کانی رسی پالی‌گرسکیت نیز وجود دارد که نتیجه را به سمت آب‌وهوای نیمه‌خشک و خشک سوق می‌دهد؛ بنابراین به گمان قوی، بلوغ ترکیبی بالا در ماسه‌سنگ‌های سازند جبرود بیشتر در ارتباط با چرخه مجدد، حمل طولانی و فرایندهای مربوط به محیط رسوبی است تا آب‌وهوا. ذرات در اندازه گل می‌توانند مدت زمانی طولانی معلق بمانند و در مناطق دوردست دریایی رسوب‌گذاری کنند (Boggs, 2009). گسترش نهشته‌های توفانی با ساخت غالب HCS در نهشته‌های سازند جبرود (محمدخانی و خزائی، ۱۳۸۴ الف و ب؛ شرفی، ۱۳۹۳؛ خزائی و همکاران، ۱۳۹۵) که اشاره ضمنی به حضور جریان‌های ژئواستروفیک (Geostrophic) (Nichols, 2009) دارند و همچنین حضور ریل‌مارک‌های تداخلي (شرفی، ۱۳۹۳)، شواهدی هستند که بر حضور جریان‌های در امتداد ساحل دلالت دارند. این جریان‌ها می‌توانند نقش مؤثری در جابه‌جایی رسوبات و به‌خصوص رسوبات ریزدانه‌تر به دوردست‌ها داشته باشند (Nichols, 2009) و سبب اختلاط شوند. از این رو می‌توان منشأ کانی رسی کائولینیت را در نهشته‌های دریایی، به مناطق دوردست‌تر و یا سوی دیگر حوضه نسبت داد؛ بنابراین منشأ نهشته‌های گلسنگی دریایی می‌تواند از مناطق منشأ گرداگرد حوضه رسوبی باشد که این مناطق، آب‌وهوای خشک تا مرطوب را پوشش می‌داده‌اند.

مطالعات ژئوشیمیایی و مقایسه با کارهای (McLennan et al., 1993) (شکل‌های a-7 و b-8) حکایت از همخوانی بسیار بالای نتایج با خاستگاه پوسته بالایی قاره‌ای قدیمی دارد؛ بنابراین به گمان قوی، سنگ‌های منشأ با ترکیب رسوبی چرخه مجدد، فلسیک (سیلیسی) و مافیک، پیش از حمل، مدت‌زمانی طولانی در معرض هوازدگی قرار داشته‌اند و همین امر نیز سبب حذف بیشتر دانه‌های ناپایدار نظیر فلدسپارها و خردسنگ‌ها شده است. اگر چه ممکن است سنگ‌های با منشأ پوسته بالایی به علت تفریقی که در پوسته رخ می‌دهد خود در اصل فاقد پلاژیوکلاز باشند (Taylor and McLennan, 1985; McLennan et al., 1993). نتایج حاصل از مطالعه کانی‌های سنگین (شکل ۵-۱) و نیز داده‌های ژئوشیمیایی (شکل‌های ۶-۲ و ۶-۳)، به اختلاط در سنگ‌های منشأ اشاره دارد که از ویژگی‌های سنگ‌های با خاستگاه پوسته بالایی قدیمی است (McLennan et al., 1993).

#### ۹- جغرافیای دیرینه

به باور Berberian and King (1981) در دوره دونین، ایران و عربستان به یکدیگر متصل بوده‌اند. نقشه‌های جغرافیای دیرینه ارائه شده توسط Bagheri and Stampfli (2008) نیز نشان می‌دهند که منطقه البرز در طی زمان دونین پیشین تا پرمین پیشین و میانی در بالای عرض‌های جغرافیایی ۳۰ درجه جنوبی قرار داشته است (شکل‌های ۸-۴ و ۸-۵). از طرفی شواهد صحرایی و میکروسکوپی نظیر پالئوسل به همراه ریزولیت و دولوکرت، رنگ سرخ رسوبات قاره‌ای، نبود مواد آلی و عدم حضور لایه‌های زغالی و ترک‌های گلی در نهشته‌های سازند جبرود، بیانگر حاکم بودن آب‌وهوای نیمه‌خشک تا خشک در منطقه البرز است (Makaske, 2001; Ghazi and Mountney, 2011; Long et al., 2016). یافته‌های موجود در نهشته‌های سازندهای پایده و خوش‌بیلاق در البرز شرقی (اهری پور، ۱۳۹۰) مبنی بر وجود قالب کانی‌های تبخیری (در نهشته‌های پهنه جزومدی) و کالکرت و دولوکرت نیز این تفسیر را قوت می‌بخشد. از طرفی در تحقیقات بسیار متعددی، حضور و گسترش یخچال‌ها در بخش‌های مختلف گندوانا در دونین فوقانی و کرینفر زیرین مستند شده است (López-Gamundí, 2010; Cisterna and Sterren, 2010; Ogg et al., 2016). بدین ترتیب، اگر خاستگاه غالب نهشته‌های سازند جبرود خشکی‌های گندوانا در

روش‌های ژئوشیمیایی نیز اگرچه به‌اندازه روش‌های سنگ‌شناسی کارا نیستند با این حال در ارزیابی میزان چرخه مجدد رسوبی مورد استفاده قرار می‌گیرند (Potter et al., 2005; Zou et al., 2016). (McLennan et al., 1993) بر پایه نسبت‌های Th/Sc و Zr/Sc نموداری جهت برآورد تأثیر چرخه مجدد در رسوبات پیشنهاد نمودند. انتقال مقادیر نسبت‌های Th/Sc و Zr/Sc مربوط به برش‌های مورد مطالعه بر روی نمودار مذکور نشان می‌دهد که این مقادیر بر روی روند شماره ۲ قرار می‌گیرند (شکل ۸-۳) که بیانگر تأثیر چرخه مجدد بر روی رسوبات گلسنگی سازند جبرود در برش‌های مورد مطالعه است.

#### ۸- بحث

بر طبق مکان‌یابی داده‌های حاصل از نقطه‌شماری بر روی نمودارهای مثلی Dickinson et al. (1983) (شکل‌های ۶-۲ و ۶-۳) خاستگاه رسوبات ماسه‌سنگی سازند جبرود به‌طور کلی کوهزایی چرخه مجدد و کراتون داخلی است. اگر چه به میزان کمتر خاستگاه مخلوط و مناطق انتقالی کراتون نیز در تأمین رسوب مؤثر بوده‌اند. کوهزایی‌های چرخه-مجدد، مناطق خاستگاهی هستند که با برآمدن ناشی از چین‌خوردگی و گسل خوردن مناطق رسوبی و رسوبی دگرگون شده، به وجود آمده‌اند. فرسایش و حمل و نقل مجدد سنگ‌های مناطق یادشده، موجب می‌شود که رسوبات حاصل در چرخه مجدد رسوبی قرار گیرند و به درون حوضه‌های رسوبی مجاور راه یابند. بسیاری از کوهزایی‌های چرخه مجدد ناشی از برخورد صفحاتی هستند که زمانی بلوک‌های جدا از هم بوده‌اند (Boggs, 2009). فراوانی دانه‌های کوارتز (به‌خصوص کوارتز تک‌بلوری) نیمه‌گردشده و گردشده، سیمان رو رشدی دومرحله‌ای و یا سایش یافته، درصد کم خرده‌های ناپایدار و نیز حضور کانی‌های سنگین مقاوم (زیرکن و روتیل) گردشده، نشان‌دهنده چرخه مجدد رسوبات و حمل و نقل طولانی است (Tucker, 2001; Nagarajan et al., 2017; Al-Harbi and Mujtaba Khan, 2008). از تلفیق نتایج سنگ‌نگاری، کانی‌های سنگین و آنالیز مودال چنین برمی‌آید که خاستگاه زمین‌ساختی نهشته‌های سازند جبرود از نوع برخوردی (کوهزایی‌های چرخه مجدد) بوده است و نتایج به‌دست‌آمده از نمودارهای Verma and Armstrong-Altrin (2013) (شکل‌های ۷-۳ و ۷-۴) نیز با آن همخوانی دارد، این در حالی است که رسولی (۱۳۹۰) و شرفی (۱۳۹۳) با استفاده از نمودارهای Bhatia (1983) و Roser and Korsch (1986)، حواشی غیر فعال را جایگاه زمین-ساختی نهشته‌های سازند جبرود می‌دانستند. احتمالاً چرخه مجدد و حمل طولانی نهشته‌های سازند جبرود سبب افزایش بلوغ ترکیبی آنها شده است و همین امر (افزایش بلوغ ترکیبی) سبب شده است تا جایگاه آنها در نمودار Roser and Korsch (1986) در جایگاه حواشی غیرفعال قرار بگیرد.

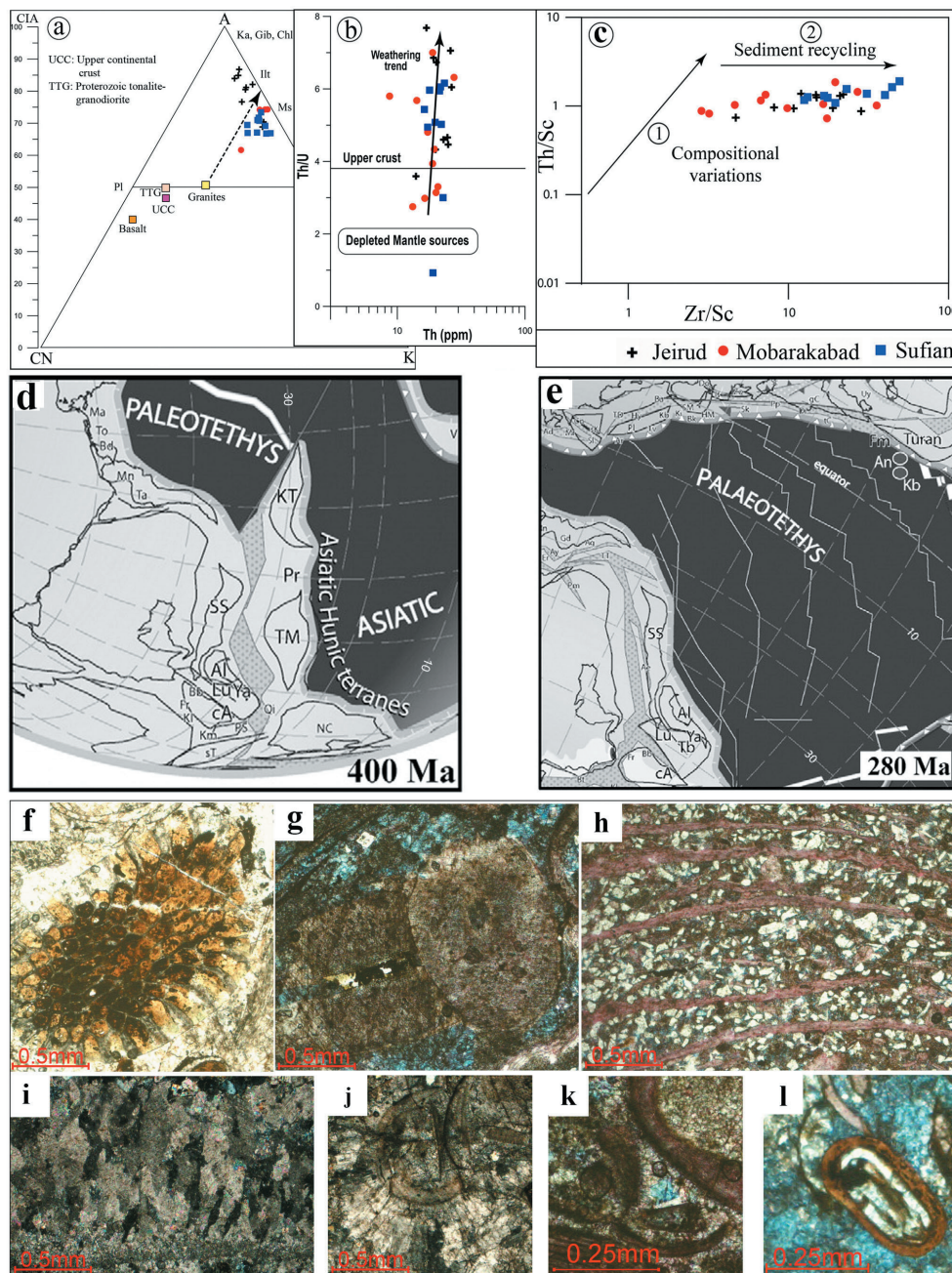
نمودار مثلی La-Th-Sc (شکل ۶-۴) مخلوطی از سنگ‌های اسیدی، حدواسط، بازی و چرخه مجدد، به‌عنوان منشأ رسوبات سازند جبرود پیشنهاد می‌کند؛ اما نمودار La/Th در مقابل Hf (شکل ۶-۳) بر منشأ سنگ‌های فلسیک و چرخه مجدد دلالت دارند. این در حالی است که سنگ‌نگاری و به‌خصوص مجموعه کانی‌های سنگین (شکل ۵-۱)، مخلوطی از سنگ‌های اسیدی، بازی، چرخه مجدد و به میزان کمتر دگرگونی دینامیکی را به‌عنوان منشأ سنگ‌های سازند جبرود تأیید می‌کند.

نمودارهای تشخیص آب‌وهوا که مبتنی بر نتایج آنالیز مودال هستند، به‌طور کلی نشان‌دهنده آب‌وهوای نیمه‌مرطوب تا مرطوب هستند (شکل‌های ۴-۴ و ۴-۵)؛ اما همان‌طور که گفته شد، بر پایه نتایج آنالیز مودال (شکل‌های ۴-۲ و ۴-۳)، کانی‌های سنگین (شکل ۵) و نمودارهای ژئوشیمیایی (شکل ۸-۳)، چرخه مجدد عامل مؤثری در تأمین نهشته‌های سازند جبرود بوده است، افزون بر این، شواهدی نظیر غنی‌شدگی از کوارتز، گردش‌دگی بالای دانه‌های کوارتز و درصد کم دانه‌های ناپایدار نیز بیانگر حمل و نقل طولانی رسوبات است. از این رو آب‌وهوای مرطوب به‌دست‌آمده از نمودارهای مبتنی بر آنالیز مودال (شکل‌های ۴-۴ و ۴-۵) با تردید همراه خواهد بود و نتایج حاصل نمی‌تواند به‌درستی گویای شدت هوازدگی سنگ‌های منشأ

بر غلبه فونای کلسیتی (Flugel, 2010) نظیر بریوزوئرها (شکل ۸- f)، خارپوستان (شکل ۸- g) و براکیوپدهای با پوسته نازک (شکل ۸- h)، سیمان‌های دریایی کلسیتی (Beauchamp, 1994; Nelson and James, 2000) همچون سیمان‌های رادی‌اکسیال (شکل ۸- i)، سیمان فیبری (شکل ۸- j)، دندان سگی (شکل ۸- k) و گسترش افق‌های فسفات (Flugel, 2010) و تشکیل آئیده‌های فسفات (شکل ۸- l) (Scholle and Scholle, 2003) و نیز عدم حضور آئیده‌های کربناته و فونای گرمسیری نظیر مرجان‌های هرماناتیپیک (Flugel, 2010) اشاره کرد.

بنابر شواهدی که در بالا برای آب‌وهوای نیمه خشک تا خشک ذکر شد و نیز با توجه به شواهد حضور گسترده یخچال‌ها در گندوانا در دونین فوقانی و کربنیفر زیرین و نیز شواهد آب‌وهوای غیر گرمسیری در کربنات‌های سازند جیروود، می‌توان چنین نتیجه گرفت که به گمان قوی در مناطق منشأ نهشته‌های سازند جیروود، آب‌وهوا نیمه‌خشک تا خشک بوده است و از نظر دما نیز با توجه به عرض جغرافیایی، طیفی از دمای معتدل تا سرد حکمفرما بوده است. در منطقه بالادست که احتمالاً در عرض‌های جغرافیایی بالاتری نسبت به منطقه پایین دست (حول و حوش ۳۰ درجه) قرار داشته‌اند، دما پایین بوده است.

نظر گفته شود که بالاتر از عرض‌های جغرافیایی ۳۰ درجه قرار داشته‌اند و نیز با توجه به حضور و گسترش یخچال‌ها در گندوانا در دونین فوقانی و کربنیفر زیرین، بعید به نظر می‌رسد که سنگ‌های منشأ سازند جیروود چنانکه رسولی (۱۳۹۰) و شرفی (۱۳۹۳) بیان کرده‌اند، آب‌وهوای گرم و مرطوب را تجربه کرده باشند. شواهد کانی‌های سنگین مبنی بر حضور نسبتاً بالای کانی‌های سنگین ناپایدار (آمفیبول‌ها، پیروکسن‌ها و به‌خصوص آپاتیت) و حضور کانی رسی پالی گرسکیت نیز این تفسیر را قوت می‌بخشد و تأیید می‌کند. در آب‌وهوای گرم و خشک، سرد و خشک و نیز سرد و مرطوب کمترین میزان هوازدگی رخ خواهد داد (Weaver, 1989)، بنابراین به گمان قوی، بلوغ بافتی بالای ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود، حاصل هوازدگی شدید تحت شرایط گرم و مرطوب نبوده است بلکه احتمالاً تحت تأثیر چرخه مجدد، حمل طولانی، زمان طولانی هوازدگی ناشی از توپوگرافی با شیب و برجستگی کم منشأ، انباشت مکرر در دشت سیلابی و جابه‌جایی مداوم در محیط‌های رسوبی ساحلی بوده است. در میان رخساره‌های کربناته سازند جیروود نیز شواهدی دال بر آب‌وهوای غیر گرمسیری وجود دارد که از آن جمله می‌توان



شکل ۸- a نمودار مثلثی A-CN-K. مقادیر CIA را می‌توان از روی محور عمودی سمت چپ نمودار به دست آورد (Nesbitt and Young, 1984). نمودار Th/U در برابر Th (b) نمودار Th/Sc در برابر Zr/Sc (c) (McLennan et al., 1993) را نشان می‌دهد. مقادیر Th/Sc در برابر Zr/Sc (c) نمودار (McLennan et al., 1993) پراکندگی داده‌های مربوط به گل سنگ‌های برش‌های مورد مطالعه به موازات پیکان شماره ۲ بوده که بیانگر تأثیر چرخه دوباره است؛ d و e نقشه دیرینه‌جغرافیا (Bagheri and Stampfli, 2008). دونین آغازین؛ e) پرمین زیرین و میانی. منطقه البرز (Al) در طی این زمان در بالای عرض ۳۰ درجه جنوبی قرار داشته است. f تا l شواهد آب‌وهوای غیر گرمسیری در رخساره‌های کربناته. رنگ آبی در تصاویر حاصل رنگ‌آمیزی با محلول آلزاین سرخ و فری سیانید پتاسیم است؛ f) اسکلت بریوزوئرها که با فسفات پر شده است؛ g) خرده‌های اسکلتی خارپوست؛ h) پوسته‌های نازک براکیوپد، به همراه دانه‌های کوارتز در اندازه سیلت؛ i) سیمان دریایی فیبری رادی‌اکسیال روی یک خرده اسکلتی؛ j) سیمان دریایی فیبری سوزنی؛ k) سیمان دندان سگی که حاشیه داخلی حفره مثلثی میان خرده‌های اسکلتی را در مرکز تصویر پوشانده است؛ l) آئید با لامینه‌های فسفات.



## ۱۰- نتیجه‌گیری

مرتب با محیط‌های حدواسط با میانگین ۷۴/۱۹ مقادیر حد واسطی را نشان می‌دهند. انتقال مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی بر روی نمودارهای تعیین جایگاه زمین‌ساختی ارائه شده توسط Verma and Armstrong-Altrin (2013) پیشنهاد کننده جایگاه زمین‌ساختی برخوردی هم برای گلسنگ‌های با درصد سیلیس پایین و هم برای گلسنگ‌های با درصد سیلیس بالاست که با نتایج آنالیز مودال (کوهزایی‌های چرخه مجدد) همخوانی دارد.

تلفیق نتایج صحرایی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی پیشنهادکننده آن است که به گمان قوی در مناطق منشأ نهشته‌های سازند جیروود آب‌وهوای نیمه‌خشک تا خشک حکمفرما بوده است.

با توجه به نقشه‌های جغرافیای دیرینه و نیز شواهد حضور گسترده یخچال‌ها در گندوانا در زمان دونین فوقانی و کربنیفر زیرین، در مناطق منشأ بسته به عرض جغرافیایی طیفی از دمای معتدل تا سرد حکمفرما بوده است.

بر پایه بررسی‌های انجام شده، پارامترهای مختلف ژئوشیمیایی نهشته‌های سازند جیروود با آنچه McLennan et al. (1993) برای پوسته قاره‌ای بالایی قدیمی ذکر کرده‌اند، بسیار همخوانی دارد و احتمالاً منشأ رسوبات سازند جیروود، پوسته قاره‌ای بالایی قدیمی است.

بر پایه آنالیزهای مودال و نقطه‌شماری خاستگاه نهشته‌های ماسه‌سنگی سازند جیروود، کوهزایی‌های چرخه مجدد و کراتون داخلی است.

بر پایه نمودار Roser and Korsch (1988) که مبتنی بر درصد اکسیدهای عناصر اصلی است و نیز نمودارهای متعددی که مبتنی بر عناصر فرعی هستند، منشأ رسوبات سازند جیروود، مخلوطی از سنگ‌های آذرین اسیدی، بازی، حد واسط و رسوبی کوارتزی بوده است. نتایج کانی‌های سنگین نیز منشأ مخلوط را تأیید می‌کند.

به علت تأثیر چرخه مجدد در تأمین نهشته‌های سازند جیروود، نتایج حاصل از نمودارهای (Suttner et al. (1981), Suttner and Dutta (1986) و Weltje (1994) که بر هوازدگی تحت تأثیر آب‌وهوای مرطوب دلالت دارند، چندان قابل اعتماد نیست و به گمان قوی، بلوغ بالای ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود حاصل چرخه مجدد، مسافت طولانی حمل و دوره طولانی تأثیر هوازدگی بر سنگ‌های منشأ، پیش از فرسایش و حمل و نیز تأثیر محیط رسوبی است.

اندیس دگرسانی شیمیایی (CIA) برای گلسنگ‌های سرخ قاره‌ای با میانگین ۶۸/۸۲ بین هوازدگی متوسط و برای گلسنگ‌های تیره دریایی با میانگین ۸۲/۳۶ بیانگر هوازدگی شدید است. در حالی که اندیس یاد شده برای گلسنگ‌های تیره

## کتابنگاری

- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۶- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۲ ص.
- اهری‌پور، ر.، ۱۳۹۰- ریز رخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری رسوبات دونین (سازندهای پادها و خوش‌بیلاق) در البرز شرقی، رساله دکترا، دانشگاه شهید بهشتی، ۳۲۹ ص.
- خزائی، م.، حسینی برزی، م.، صادقی، ع. و مصدق، ح.، ۱۳۹۵- محیط رسوبی و چینه‌نگاری رسوبات دونین (سازندهای پادها و خوش‌بیلاق) در البرز شرقی، رساله دکترا، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۱۶ تا ۱۰۱ ص.
- رسولی، م.، ۱۳۹۰- محیط رسوبی و دیاژنز سازند جیروود در برش آبنیک، البرز مرکزی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.
- شرفی، م.، ۱۳۹۳- چینه‌نگاری رسوبات رسوبی و دیاژنز سازند جیروود (دونین پسین) در البرز مرکزی، رساله دکترا، دانشکده علوم، دانشگاه مشهد.
- محمدخانی، ح. و خزائی، م.، ۱۳۸۴ الف- محیط رسوبی سازند جیروود در دره مبارک‌آباد، شمال شرق تهران، نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه خوارزمی (تربیت معلم) تهران، ۸ تا ۹ شهریور.
- محمدخانی، ح. و خزائی، م.، ۱۳۸۴ ب- محیط رسوبی و چینه‌نگاری رسوبات رسوبی و دیاژنز سازند جیروود در دره مبارک‌آباد و شمال شرق روستای زایگون. بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین.

## References

- Al-Harbi, O. A. and MujtabaKhan, M., 2008- Provenance, diagenesis, tectonic setting and geochemistry of Tawil Sandstone (Lower Devonian) in Central Saudi Arabia, *Journal of Asian Earth Sciences*, 33, 278-287.
- Bagheri, S. and Stampfli, G. M., 2008- The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics* 451, 123-155.
- Basu, A., 2017- Evolution of Siliciclastic Provenance Inquiries: A Critical Appraisal, In: Mazumder, R., (Eds.), *Sediment Provenance: Influence on compositional change from source to sink*, Elsevier science publishing company, 600, pp. 5-23.
- Beauchamp, B., 1994- Permian climatic cooling in the Canadian Arctic. - *Geological Society of America, Special Paper*, 288, 299-246.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeographic and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science* 18, 210-265.
- Bhatia, M. R., 1983- Plate tectonic and geochemical composition of the sandstone, *Journal of Geology*, 91, 611-627.
- Boggs, Jr. S., 2009- *Petrology of Sedimentary Rocks*. Cambridge University Press, 600pp.
- Cisterna, G. A. and Sterren, A. F., 2010- "Levipustula Fauna" in central-western Argentina and its relationships with the Carboniferous glacial event in the southwestern Gondwanan margin, in López-Gamundí, O.R., and Buatois, L.A., eds., *Late Paleozoic Glacial Events and Postglacial Transgressions in Gondwana: Geological Society of America Special Paper* 468, p. 133-147.
- Cullers, R. L., 1994- The chemical signature of source rocks in size fractions of Holocene stream sediment derived from metamorphic rocks in the wet mountains region, Colorado, USA: *Chemical Geology*, 113, 327-343.
- Dickinson, W. R., 1985- Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G. G. (Eds.), *Provenance of arenites*. Dordrecht, Reidel Publication, 333-361.
- Dickinson, W. R., Beard, L. S., Brakenridge, G. R., Erjavec, J. L., Ferguson, R. C., Inman, K. F., Knepp, R. A., Lindberg, F. A. and Ryberg, P. T., 1983- Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 94, p. 222-235.
- Dill, H. G., 1998- A review of heavy minerals in clastic sediments with case studies from the alluvial-fan through the nearshore-marine environments, *Earth-Science Reviews*, 45, 103-132.
- Etemad-Saeed, N., Hosseini-Barzi, M. and Armstrong-Altrin, J. S., 2011- Petrography and geochemistry of clastic sedimentary rocks as evidence for provenance of the Lower Cambrian Lalun Formation, Posht-e-badam block, Central Iran. *J. Afr. Earth Sci.* 61, 142-159.
- Floyd, P. A. and Leveridge, B. E., 1987- Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society* 144 (4), 531-542.
- Flügel, E., 2010- *Microfacies of carbonate Rocks Analysis Interpretation and Application*, Springer-Verlog, 976pp.
- Folk, R. L., 1974- *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill, Austin, Texas, 159.
- Garzanti, E. and Andò, S., 2007- heavy mineral concentration in modern sands: Implications for provenance interpretation, *Heavy Minerals in Use*, Elsevier, Amsterdam: *Developments in Sedimentology Series* 58, 517-545.
- Garzanti, E., 2015- From static to dynamic provenance analysis - sedimentary petrology upgraded, *Sedimentary Geology*.
- Ghazi, S. and Mountney, N. P., 2011- Petrography and provenance of the Early Permian Fluvial Warchha Sandstone, Salt Range, Pakistan, *Sedimentary Geology*, 233, 88-110.

- Herron, M. M., 1988- Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sediment Petrology* 58 (5), 820-829.
- Ingersoll, R. V., Bullard, T. F., Ford, R. L., Grimm, J. P., Pickle, J. D., Sares, S. W., 1984- The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Sedimentary Petrology* 54, 103-116.
- James, W. C., Mack, G. H. and Suttner, L. J., 1981- Relative alteration of microcline and sodic plagioclase in semi-arid and humid climates: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 51, p. 151-164.
- Kemp, A. I. S. and Hawkesworth, C. J., 2005- Granitic perspectives on the generation and secular evolution of the continental crust, In: Rudnick, R. L. (Eds.), *The Crust: Treatise on Geochemistry*, Elsevier Science, 702p., 349-410.
- Long, X., Ji, J., Barron, V. and Torrent, J., 2016- Climatic thresholds for pedogenic iron oxides under aerobic conditions: Processes and their significance in paleoclimate reconstruction, *Quaternary Science Reviews* 150, 264-277.
- López-Gamundi, O. R., 2010- Transgressions related to the demise of the Late Paleozoic Ice Age: Their sequence stratigraphic context, in López-Gamundi, O. R. and Buatois, L.A., eds., *Late Paleozoic Glacial Events and Postglacial Transgressions in Gondwana: Geological Society of America Special Paper* 468, p. 1-35.
- Makaske, B., 2001- Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products, *Earth-Science Reviews* 53, 149-196.
- McLennan, S. M., Hemming, S., McDaniel, D. K. and Hanson, G. N., 1993- Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics, In: Johnsson, M. J., and Basu, A., (eds.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper* 284.
- Moradi, A. V., Sari, A. and Akkaya, P., 2016- Geochemistry of the Miocene oil shale (Hançili Formation) in the Çankiri-Çorum Basin, Central Turkey: Implications for Paleoclimate conditions, source-area weathering, provenance and tectonic setting, *Sedimentary Geology*, 15.
- Nagarajan, R., Armstrong-Altrin, J. S., Kessler, F. L. and Jong, J., 2017- Petrological and geochemical constraints on provenance, paleoweathering, and tectonic setting of clastic sediments from the Neogene Lambir and Sibuti Formations, northwest Borneo, In: Mazumder, R., (Eds.), *Sediment provenance: Influence on compositional change from source to sink*, Elsevier science, 600, pp. 123-153.
- Neary, C. R. and Highley, D. E., 1986- The economic importance of the rare earth elements, In: Henderson, P., *Developments in Geochemistry* 2, Rare earth element geochemistry, Elsevier, 510p., 423-466.
- Nelson, C. S. and James, N. P., 2000- Marine cements in mid-Tertiary cool-water shelf limestones of New Zealand and southern Australia. *Sedimentology*, 47, 609-629.
- Nesbitt, H. W. and Young, G. M., 1982- Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299, 715-717.
- Nesbitt, H. W. and Young, G. M., 1984- Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48, 1523-1534.
- Nichols, G., 2009- *Sedimentology and stratigraphy*, 2nd ed. Wiley-Blackwell, 419 p.
- Nie, J., Peng, W., Pfaff, K., Möller, A., Garzanti, E., Andò, S., Stevens, T., Bird, A., Chang, H., Song, Y., Liu, S. and Ji, S., 2013- Controlling factors on heavy mineral assemblages in Chinese loess and Red Clay, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 381-382, 110-118.
- Ogg, J. G., Ogg, G. M. and Gradstein, F. M., 2016- *A Concise Geologic Time Scale*, Elsevier Science, 240p.
- Oghenekome, M. E., Chatterjee, T. K., Hammond, N. Q. and Van Bever Donker, J. M., 2016- Provenance study from petrography of the late Permian e Early Triassic sandstones of the Balfour Formation Karoo Supergroup, South Africa, *Journal of African Earth Sciences*, 114, 125-132.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. and Siever, R., 1987- *Sand and Sandstones*. Springer, New York, 553p.
- Potter, P. E., 1978- Petrology and chemistry of modern big river sands. *Geology* 86: 423-449.
- Potter, P. E., Maynard, J. B. and Depetris, P. J., 2005- *Mud and Mudstones*. Springer-Verlag Berlin, 297 pp.
- Roser, B. P. and Korsch, R. J., 1986- Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio. *Journal of Geology* 94, 635-650.
- Roser, B. P. and Korsch, R. J., 1988- Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discrimination function analysis of major-element data. *Chemical Geology* 67, 119-139.
- Sarbas, B. and Töpper, W., 1988- *Gmelin handbook of inorganic chemistry, Sc, V, La-Lu rare earth elements*, Springer-Verlag, 208p.
- Scholle, P. A. and Scholle, D. S. U., 2003- *Petrography of A Color Guide to the Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis*, American Association of Petroleum Geologists, P.461.
- Sevastjanova, I., Hall, R. and Alderton, D., 2012- A detrital heavy mineral viewpoint on sediment provenance and tropical weathering in SE Asia. *Sedimentary Geology* 280, 179-194.
- Stow, D. A. V., 2005- *Sedimentary Rocks in the Field: a colour guide*, Manson publishing, 319p.
- Suttner, L. J. and Dutta, P. K., 1986- Alluvial sandstone composition and paleoclimate, I. Framework mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology* 56, 329-345.
- Suttner, L. J., Basu, A. and Mack, G. H., 1981- Climate and the origin of quartzarenites. *Journal of Sedimentary Petrology* 51, 1235-1246.
- Tanner, L. H. and Lucas, S. G., 2006- Calcareous paleosols of the Upper Triassic Chinle Group, Four Corners region, southwestern United States: Climatic implications, In: Alonso-Zarza, A. M., and Tanner, L. H., (eds.), *Paleoenvironmental Record and Applications of Calcretes and Palustrine Carbonates: Geological Society of America Special Paper* 416, p. 53-74.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1985- *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312 p.
- Tucker, M. E., 2001- *Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary Rocks*. Wiley, 262 p.
- Van Loon, A. J. and Pisarska-Jamroz, M., 2017- Changes in the heavy-mineral spectra on their way from various sources to joint sinks: a case study of pleistocene sandurs and an ice-marginal valley in northwest Poland, In: Mazumder, R., (Eds.), *Sediment Provenance: Influence on compositional change from source to sink*, Elsevier science publishing company, 600, pp. 49-62.
- Verma, S. P. and Armstrong-Altrin, J. S., 2013- New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins. *Chemical Geology* 355, 117-133
- Weaver, C. E., 1989- *Clays, Muds, and Shales. Development in Sedimentology*, 44. Elsevier, p. 819.
- Weltje, G. J., 1994- *Provenance and Dispersal of Sand-sized Sediments: Reconstruction of Dispersal Patterns and Sources of Sand-sized Sediments by Means of Inverse Modeling Techniques*. Ph.D. Thesis, *Geologica Ultraiectina*, 208 pp.
- Yerino, L. N. and Maynard, J. B., 1984- Petrography of modern marine sands from the Peru-Chile Trench and adjacent areas. *Sedimentology* 31, 83-89.
- Zhang, X., Omma, J., Pease, V. and Scott, R., 2013- Provenance of Late Paleozoic-Mesozoic Sandstones, Taimyr Peninsula, the Arctic, *Geosciences*, 3, 502-527.
- Zhang, X., Pease, V., Omma, J. and Benedictus, A., 2015- Provenance of Late Carboniferous to Jurassic sandstones for southern Taimyr, Arctic Russia: A comparison of heavy mineral analysis by optical and QEMSCAN methods, *Sedimentary Geology* 329, 166-176.
- Zoleikhaei, Y., Amini, A. S. and Zamanzadeh, M., 2015- Integrated provenance analysis of Zakeen (Devonian) and Faraghan (early Permian) sandstones in the Zagros belt, SW Iran, *Journal of African Earth Sciences*, 101, 148-161.
- Zou, S., Wu, C., Xu, D., Shan, Q., Zhang, X., Hollings, P. and Hou, M., 2016- Provenance and depositional setting of Lower Silurian siliciclastic rocks on Hainan Island, South China: Implications for a passive margin environment of South China in Gondwana, *Journal of Asian Earth Sciences*.

# Provenance of siliciclastic deposits of Jeirud Formation in central Alborz

M. Khazaee<sup>1</sup>, M. Hosseini-Barzi<sup>2\*</sup>, A. Sadeghi<sup>3</sup> and H. Mosaddegh<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

<sup>2</sup>Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

<sup>3</sup>Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

<sup>4</sup>Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

Received: 2017 February 18

Accepted: 2017 July 08

## Abstract

The Upper Devonian Jeirud Formation provenance was investigated by means of petrography, modal analysis and heavy minerals assemblage, and mudstones major and minor elements geochemistry. Modal analysis results suggested recycled orogens, craton interior and passive margins as tectonic settings of Jeirud formation deposits. Based on modal analysis results, the Jeirud Formation siliciclastics were resulted from weathered plutonic and metamorphic rocks under humid to sub-humid climate conditions. Heavy minerals assemblages also, suggest a mixture of basic to acidic igneous rocks and recycling of older sedimentary rocks as the provenance. Although based on high compositional maturity of Jeirud sandstones, weathering under humid to sub-humid climatic conditions is most likely, but several evidences such as existence of dolocrete and rhizolith, unstable heavy minerals (Pyroxene, Amphibole, Apatite), existence of Polygorskite clay mineral and lack of coal deposits are inconsistent with humid to subhumid climate conditions and suggest semi-arid to arid climatic conditions. Accordingly, relatively high maturity of the Jeirud sandstones can be related to recycling, low gradient, long distance transporting, and high energy conditions in coastal environment. Combinig of major element based plots and trace element based plots such as La-th-sc ternary plot and La/Th versus Hf plot is suggesting a mixture of felsic, mafic and quartz-bearing sedimentary rocks (Recycled) as the source rocks for the Jeirud Formation siliciclastic deposits. An integration of modal analysis and heavy minerals results into the geochemical studies including Verma and Armstrong-Altrin Functional diagrams, indicate that, siliciclastic rocks of the formation, are resulted from weathering of acidic-intermediate to basic rocks of collisional tectonic provenances (recycled orogens). Investigations and comparison with previous studies, confirm that geochemical results and proportions of study area are consistent with those of old upper continental crust (OUC) typical of collisional tectonic settings. The CIA values of mudstones are indicative of moderate to intense weathering typical of humid to sub-humid climatic conditions, which are unreliable and inconsistent with heavy minerals results and field and petrographical evidences (dolocrete and rhizolith) due to effects of recycling.

**Keywords:** Jeirud Formation, Provenance, Tectonic setting, Upper Devonian, Geochemistry

For Persian Version see pages 45 to 56

\*Corresponding author: M. Hosseini-Barzi; E-mail: m\_hosseini@sbu.ac.ir