

سنگ‌نگاری و ژئوشیمی ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود در البرز میانی، کاربرد در شناسایی خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی

محمود شرفی^{۱*}، سیدرضا موسوی‌حرمی^۲، اسداله محبوبی^۳ و مهدی جعفرزاده^۴

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه زنجان، زنجان

۲ و ۳- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد

۴- دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود

نویسنده مسئول: sharafi2262@gmail.com

دریافت: ۹۶/۴/۱۹ پذیرش: ۹۷/۱/۱۸

چکیده

سنگ‌نگاری و ژئوشیمی (عناصر اصلی و فرعی) نهشته‌های سیلسی- آواری سازند جیروود (دونین بالایی) در البرز میانی برای شناسایی خاستگاه آن‌ها مورد بررسی قرار گرفت. مطالعات سنگ‌نگاری و ژئوشیمی نشان داد که ماسه‌سنگ‌های سفید تا خاکستری رنگ سازند جیروود در سه گروه کوارتزآرنایت، ساب‌آرکوز و ساب‌لیت‌آرنایت قرار می‌گیرند. این ماسه‌سنگ‌ها که بیش‌تر از کوارتزهای تک‌بلورین با خاموشی مستقیم، چرت و فلدسپار پتاسیم با گردشگی متوسط تا بسیار خوب و جورشدگی بالا ساخته شده‌اند و دارای رسیدگی ترکیبی و بافتی بالا هستند، از خاستگاه دور با جایگاه زمین‌ساختی کوهزایی چرخه دوباره و درون کراتونی واقع در صفحه عربی- آفریقا آورده شده‌اند. محتوی عناصر فرعی و اصلی بیش‌تر نمونه‌های بررسی شده به طور کلی نسبت به ترکیب بخش بالایی پوسته قاره‌ای تهی‌شدگی (به استثنای Si) نشان می‌دهند که این موضوع به دلیل سرشاری این ماسه‌سنگ‌ها نسبت به کانی‌های پایدار مانند کوارتز و چرت و میزان اندک کانی‌های ناپایدار دارای Al مانند فلدسپارها و کانی‌های رسی است. ترکیب مودال (مانند کوارتز، فلدسپار و خرده‌های سنگی) و اندیس‌های ژئوشیمیایی ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود نشان می‌دهد که این رسوبات در شرایط آب و هوایی گرم و به نسبت مرطوب از سنگ‌های آذرین اسپیدی آورده و در یک حاشیه‌ی قاره‌ای ناپویا نهشته شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: البرز میانی، جیروود، دونین، خاستگاه، جایگاه زمین‌ساختی

پیشگفتار

رسوبات بیش‌تر ترکیب شیمیایی خاستگاه را نشان می‌دهد تا اینکه فرآیندهای ترابری درون محیط رسوبی و هوازگی (گتانه، ۲۰۰۲). سازند جیروود در البرز میانی به سن دونین بالایی (فرازین- فامنین) بیش‌تر از رخساره‌های آواری و کربناته ساخته شده است. رخساره‌های آواری سازند جیروود دارای رخساره‌های کنگلومرایی، ماسه‌سنگی و شیلی می‌باشد که سهم رخساره‌های ماسه‌سنگی در این میان بیش‌تر است. با وجود رخنمون‌های مناسبی از سازند جیروود در البرز میانی، بیش‌تر پژوهش‌های پیشین بر روی چینه‌شناسی، دیرینه‌شناسی محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانشی متمرکز بوده است و بررسی‌چندانی بر روی خاستگاه این سنگ‌های آواری انجام نگرفته است. بنابراین، هدف اصلی این پژوهش بررسی خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود و ارزیابی ارتباط میان حوضه مورد بررسی (البرز میانی) و رسوبات ته‌نشست

کانی‌شناسی و ترکیب شیمیایی سنگ‌های سیلیسی- آواری در ارتباط نزدیک با سنگ‌شناسی خاستگاه، جایگاه زمین‌ساختی و آب و هوا است (باتیا، ۱۹۸۳؛ مک‌لنن، ۱۹۹۳). بنابراین، کانی‌شناسی آواری و ترکیب شیمیایی آن‌ها می‌تواند برای ارزیابی خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی مورد بهره‌گیری قرار گیرد. افزون بر این، چنین داده‌هایی برای ارزیابی فرآیندهای زمین‌شناسی عمل‌کننده در محیط‌های رسوبی که خود را در ترکیب رسوبات نشان می‌دهد و جایگاه جغرافیایی دیرینه حوضه بهره‌برداری می‌شود. ژئوشیمی سنگ‌های رسوبی سیلیسی- آواری داده تکمیل‌کننده خوبی برای یافته‌های سنگ‌نگاری است. کاربرد ژئوشیمی عنصری در شناسایی خاستگاه سنگ‌های رسوبی بر پایه جنبه نبودن عناصری مانند V و Th در رسوبات زیر تاثیر فرآیندهای پس از ته‌نشینی است. بطوری‌که میزان و یا نسبت این عناصر در

به معدن قدیمی زغال و از راه یک جاده خاکی به فاصله نزدیک ۵ کیلومتر به برش مورد نظر رسید. مختصات جغرافیایی این برش $28^{\circ}1'45''$ و $54^{\circ}0'$ طول‌خاوری و $36^{\circ}21'53''$ عرض شمالی است. برش تویه‌دروار در بخش شمالی مسیر جاده دامغان-سمنان و در فاصله ۴۰ کیلومتری جنوب‌باختر شهر دامغان قرار دارد. برای دسترسی به این برش بایستی از جاده دامغان-سمنان پس از نزدیک ۴۰ کیلومتر توسط بریدگی مربوط به جاده روستای دروار از جاده اصلی جدا شده و با طی مسیر آسفالتی درجه ۲ به مسافت نزدیک ۱۲ کیلومتر به روستای دروار و برش مورد نظر دست یافت. مختصات جغرافیایی این برش $23^{\circ}5'52''$ و $53^{\circ}0'$ طول‌خاوری و $36^{\circ}0'57''$ عرض شمالی است.

روش مطالعه

در این پژوهش ۱۰۰ نمونه از ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود در دو برش ده‌ملا و تویه‌دروار پس از نمونه‌برداری‌های میدانی انتخاب شدند و بررسی‌های سنگ‌نگاری بر روی آن‌ها انجام شد (شکل ۲). ۳۸ نمونه‌ها از ماسه‌سنگ‌های متوسط تا ریز دانه برای انجام آنالیز مودال برگزیده شدند و در هر برش ۲۵۰ نقطه با استفاده از روش Gazzzi-Dickinson شمارش شدند (اینگرسول و همکاران، ۱۹۸۴). نام‌گذاری سنگ‌ها بر پایه فولک (۱۹۸۰) انجام گرفت و هم‌چنین برای شناسایی خاستگاه زمینساختی ماسه‌سنگ‌های دونین بالایی از دیگرام‌های دیکینسون و همکاران (۱۹۸۳) بهره‌گیری شد. شمار ۳۱ نمونه از ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود از دو برش ده‌ملا و تویه‌دروار به روش فلورسانس اشعه‌ایکس برای شناسایی مقدار اکسیدهای اصلی آن‌ها واکاوی شده‌اند. از این داده‌ها برای تقسیم‌بندی ژئوشیمیایی ماسه‌سنگ‌ها (پتی‌جان، ۱۹۷۵) و تفسیر خاستگاه زمینساختی آن‌ها بهره‌گیری شد (بهاتیا، ۱۹۸۳). این واکاوی به وسیله دستگاه فلورسانس پرتوی ایکس فیلیپس مدل Philips PW 1480 در شرکت تحقیقات مواد معدنی طیف کانسارن بینالود انجام گرفت.

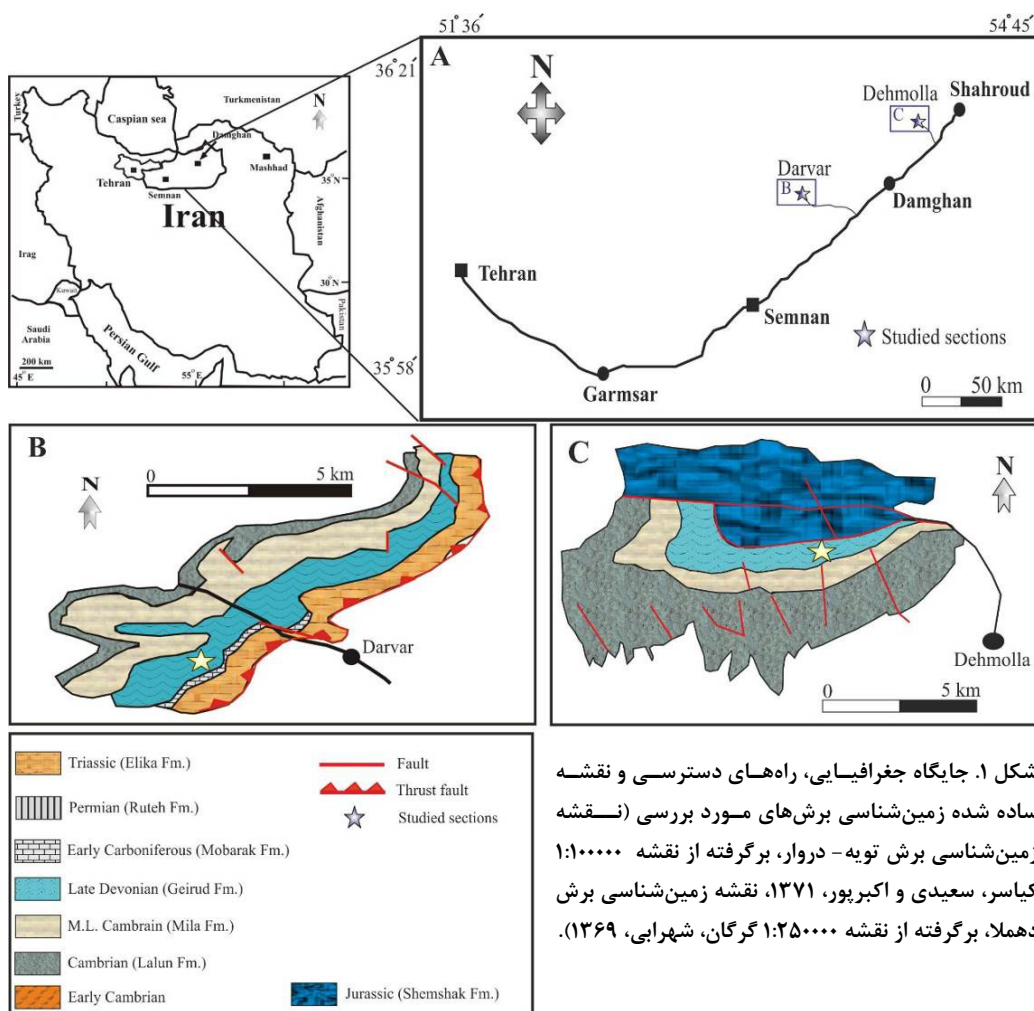
یافته در زمان دونین در آن با وضعیت زمین‌شناسی و سیستم‌های رسوبی حاکم بر صفحه عربی در آن زمان بر پایه بررسی‌های سنگ‌نگاری و به ویژه ژئوشیمیایی است که برای نخستین بار بر روی سازند جیروود انجام گرفته است.

زمین‌شناسی منطقه

البرز شامل بلندی‌های شمال صفحه ایران است که به شکل تاقدیسی مرکب^۱، در یک راستای عمومی خاوری-باختری به درازای نزدیک ۲۰۰۰ کیلومتر از ارمنستان و آذربایجان در شمال‌باختر تا شمال افغانستان در خاور امتداد داشته و زیر تاثیر فازهای کوهزایی سیمری-آلپی قرار گرفته است (علوی، ۱۹۹۶). در البرز خاوری سازندهای سیلیسی-آواری پادها و آواری-کربناته خوش ییلاق، در البرز میانی سازند جیروود و در البرز باختری (ماکو و آذربایجان) سازندهای مولی و ایلان‌قره (واحد‌های سنگ‌چینه‌ای غیررسمی، علوی، ۱۹۹۶) نشانگر سنگ‌های دونین هستند. در البرز میانی دونین زیرین دیده نمی‌شود و فقط سنگ‌های دونین بالایی به نام سازند جیروود هم‌ارز بخش بالایی سازند خوش‌ییلاق گسترش دارد (آسرتو، ۱۹۶۳). در ایران مرکزی توالی دونین از سازندهای پادها، سبزار و بهرام ساخته شده است. در البرز میانی، رسوبات دونین پسین با نام سازند جیروود معرفی شده‌اند (آسرتو، ۱۹۶۳) که دارای کوارتزیت قاعده‌ای، ماسه‌سنگ‌های آهکی، سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای فسیل‌دار، شیل، بازالت و کنگلومرا می‌باشد. سازند جیروود در البرز میانی (فرازین-فامنین) دارای ستبرای نزدیک ۱۴۰ متر بوده و مرز آن با واحد سنگ‌چینه‌ای پایینی (سازند میلا) از نوع ناپیوستگی موازی و بسیار شاخص^۲ است در حالی که مرز بالایی آن با سازند مبارک به صورت تدریجی است (آقانباتی، ۱۳۸۶). در این پژوهش نهشته‌های سازند جیروود در دو برش ده‌ملا و تویه دروار مورد بررسی قرار گرفته‌اند (شکل ۱). برش ده‌ملا در بخش شمالی جاده شاهرود-دامغان و در فاصله ۲۰ کیلومتری جنوب‌باختر شاهرود قرار گرفته است. برای دسترسی به این برش بایستی پس از طی نزدیک ۲۰ کیلومتر از جاده اصلی شاهرود-دامغان از بریدگی مربوط

¹ Anticlinorium

² Disconformity



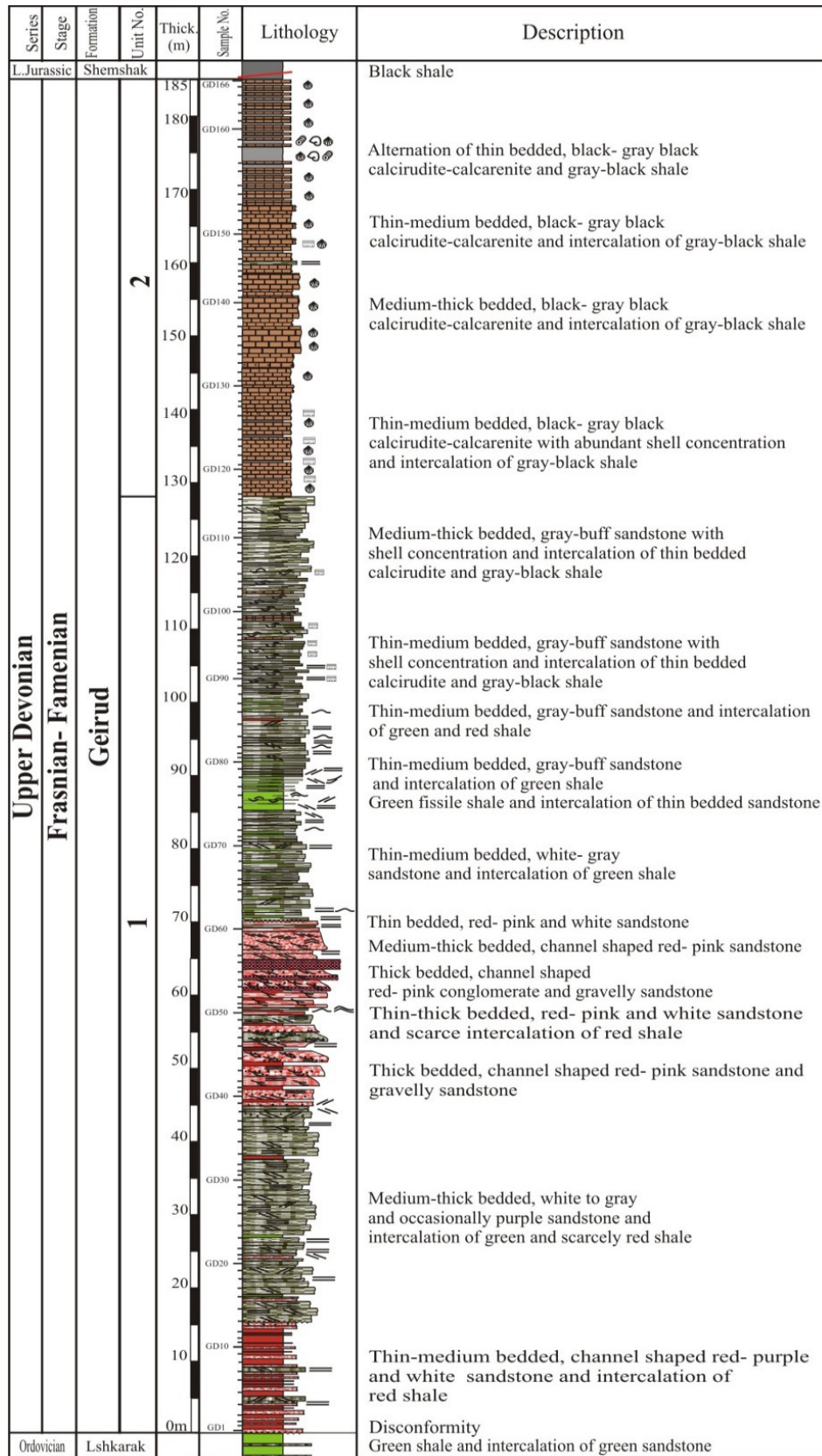
شکل ۱. جایگاه جغرافیایی، راه‌های دسترسی و نقشه ساده شده زمین‌شناسی برش‌های مورد بررسی (نقشه زمین‌شناسی برش تویه- دروار، برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر، سعیدی و اکبرپور، ۱۳۷۱، نقشه زمین‌شناسی برش دهملا، برگرفته از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان، شهرابی، ۱۳۶۹).

یافته‌ها

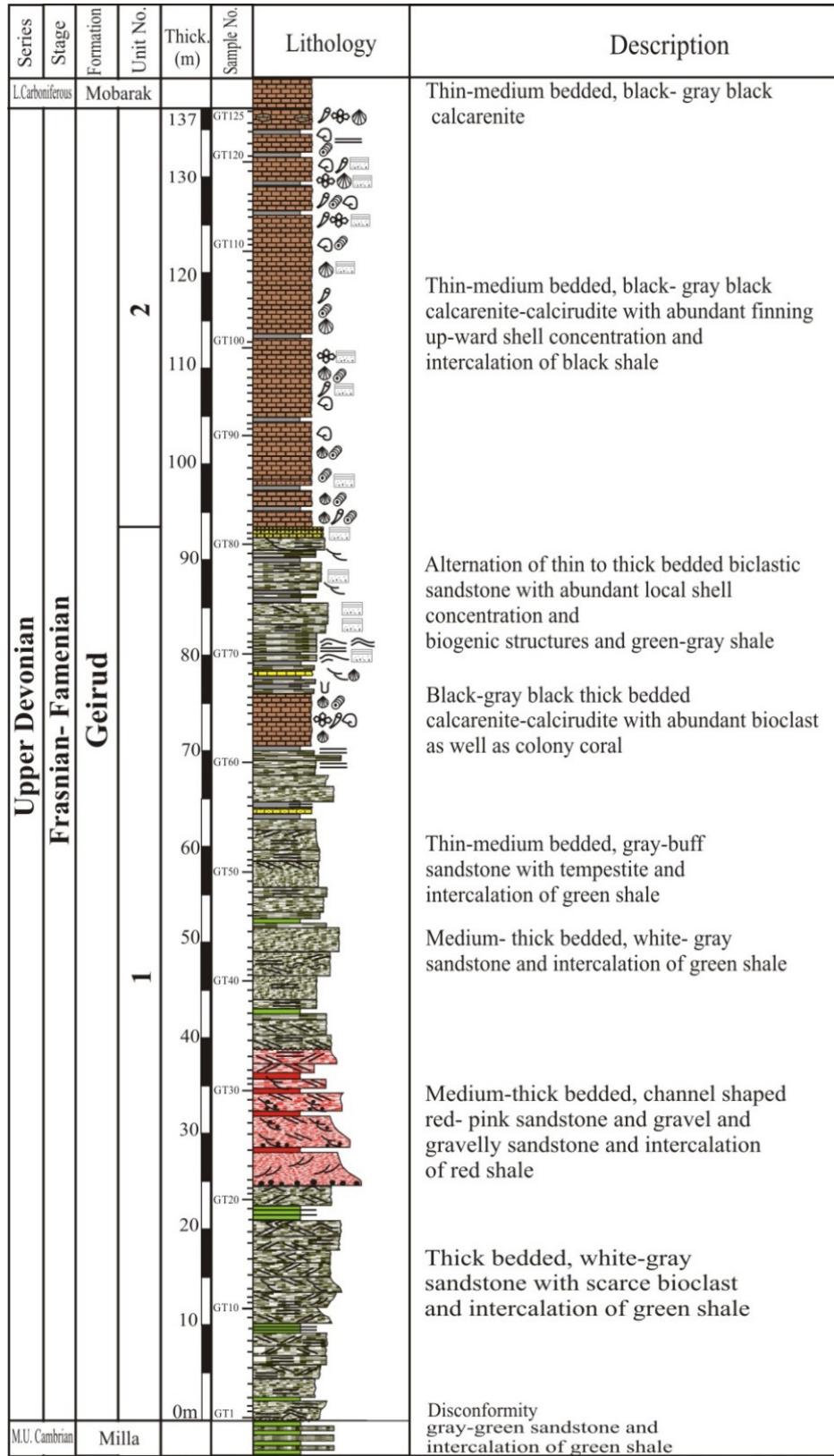
سنگ‌نگاری

ترکیب اجزای سازنده رسوبات سیلیسی- آواری وابسته به سنگ‌شناسی ناحیه منشا و کارکرد فرایندهای هوازدگی است که بیش‌تر توسط آب و هوا و زمین‌شناسی ناحیه خاستگاه کنترل می‌شوند. سنگ‌نگاری این سنگ‌ها اطلاعات مهمی از سنگ‌نخستین را ارائه می‌کند که در بازسازی تکامل زمینساختی و حوضه رسوب‌گذاری از عوامل اصلی به شمار می‌رود (نیکولز، ۲۰۰۹). ترکیب ۳۸ نمونه از ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود (۱۸ نمونه از برش تویه‌دروار و ۲۰ نمونه از برش دهملا) بر پایه بررسی سنگ‌نگاری و واکاوای مودال شناسایی شد که نتایج آن در جدول شماره ۱ آمده است. بر این پایه، ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود در نمودار سه‌تایی QFR (کوارتز، فلدسپات و خرده‌سنگ) (فولک، ۱۹۸۰)، بیش‌تر در محدوده پتروفاسیس‌های کوارتزآرنایت، ساب‌آرکوز و

ساب‌لیت آرنایت (و تنها در یک مورد لیت‌آرنایت) با دامنه تغییرات اندازه دانه میان ۰/۱ تا ۰/۶ میلی‌متر قرار می‌گیرند (شکل ۳). بررسی ویژگی‌های بافتی اجزای سازنده این ماسه‌سنگ‌ها نشان‌دهنده فراوانی بسیار کوارتزهای تک‌بلورین با خاموشی مستقیم، گردشگری بالا، سیمان سیلیسی رورشدی و dust line مشخص در پتروفاسیس‌های کوارتزآرنایت (بیش از ۹۵ درصد) و ساب‌آرکوز و ساب‌لیت‌آرنایت (اغلب بیش از ۹۰ درصد) و گاهی کوارتزهای با خاموشی موجی (۱ درصد) است. میزان بسیار کمتری از اجزای سازنده، این ماسه‌سنگ‌ها را به ترتیب، چرت (به طور میانگین ۳ درصد)، فلدسپات بیش‌تر میکروکلین و ارتوکلاز (با میانگین ۲/۵ درصد)، میکا، کانی‌های سنگین (کمتر از ۱ درصد)، خرده‌های ماسه‌سنگی (کمتر از ۱ درصد) و هم‌چنین خرده‌های فیسیلی تشکیل می‌دهند (شکل‌های ۴ و ۵).



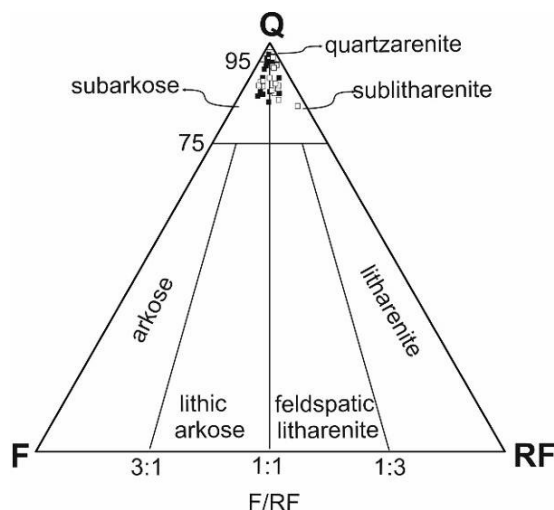
شکل ۲. ستون چینه‌شناسی سازند جیرود در بُرش ده‌ملا



ادامه شکل ۲. ستون چینه‌شناسی سازند جیروود در برش تویه-دروار

تا ۹۲ درصد) و چرت (۴ تا ۱۳ درصد)، مقدار کم از فلدسپات (۱ تا ۳ درصد)، میکا و کانی‌های سنگین (غالباً ۱ درصد) و خرده‌های سنگ‌های آذرین درونی (کمتر از ۱ درصد) ساخته شده است (شکل ۴ بخش C و D). به طور کلی جورشدگی اجزای سازنده ماسه‌سنگ‌ها متوسط-خوب بوده و درجه گردشدگی نیز از نیمه زاویه‌دار تا کاملاً گردشده در تغییر است به طوری که حتی دانه‌های پایدار مانند کوارتز و چرت به خوبی گرد شده‌اند (شکل ۴ بخش A و شکل ۵ بخش D). در پتروفاسیس لیت‌آرنایت مخلوط شدگی دو دسته دانه در اندازه‌های ۰/۱ و ۰/۸ میلی‌متر دیده می‌شود که دانه‌های ریز بیش‌تر از کوارتز تک‌بلورین با جورشدگی خوب و دانه‌های درشت از خرده‌های چرتی و کوارتز تک‌بلورین با جورشدگی متوسط ساخته شده‌اند (شکل ۴ بخش D). کوارتز با فراوانی ۷۱ درصد، چرت ۲۷ درصد، فلدسپات از نوع میکروکلین (۱ درصد) و کانی‌های سنگین (کمتر از ۱ درصد) اجزای سازنده این پتروفاسیس هستند.

کوارتزهای چندبلوری و دگرگونی از فراوانی بسیار اندکی (غالباً کمتر از ۱ درصد) نسبت به کوارتزهای تک‌بلوری در تمامی پتروفاسیس‌ها برخوردار هستند (شکل ۴ بخش A). در پتروفاسیس ساب‌آرکوز اندازه دانه‌ها میان ۰/۱۴ تا ۰/۳۶ میلی‌متر بوده و اجزای سازنده شامل کوارتز (با میانگین ۹۱ درصد)، فلدسپات از نوع میکروکلین و ارتوکلاز (با میانگین ۴ درصد) و مقادیر جزئی پلاژیوکلاز (کمتر از ۱ درصد) به صورت تازه و دگرسان شده (شکل ۴ بخش B)، چرت (با میانگین ۲ درصد) است (شکل ۴ بخش C). سیمان‌های این ماسه‌سنگ‌ها از نوع سیلیسی رورشدی، دولومیتی، کلسیتی و اکسید آهن است (شکل ۴ بخش A و E و شکل ۵ بخش A، C، E و F). کانی‌های سنگین این ماسه‌سنگ‌ها از نوع تورمالین، روتیل و زیرکن (۱ درصد) است (شکل ۵ بخش A). در برخی از ماسه‌سنگ‌ها، خرده‌های سنگ‌های آذرین درونی با بافت گرافیکی به مقدار اندک (۱-۲ درصد) دیده می‌شود (شکل ۳ بخش F). پتروفاسیس ساب‌لیت‌آرنایت با اندازه دانه‌ها بین ۰/۱۸ تا ۰/۶۴۸ میلی‌متر بیش‌تر از کوارتز (۸۵



شکل ۳. رده‌بندی ماسه‌سنگ‌ها بر پایه فولک (۱۹۸۰): نمونه‌های ماسه‌سنگی سازند جیروود در محدوده پتروفاسیس‌های کوارتز‌آرنایت، ساب‌آرکوز و ساب‌لیت‌آرنایت قرار گرفته‌اند. (مربع‌های سفید رنگ نمونه‌های بُرش دهمل و مربع‌های تیره رنگ مربوط به نمونه‌های بُرش تویه‌دروار است).

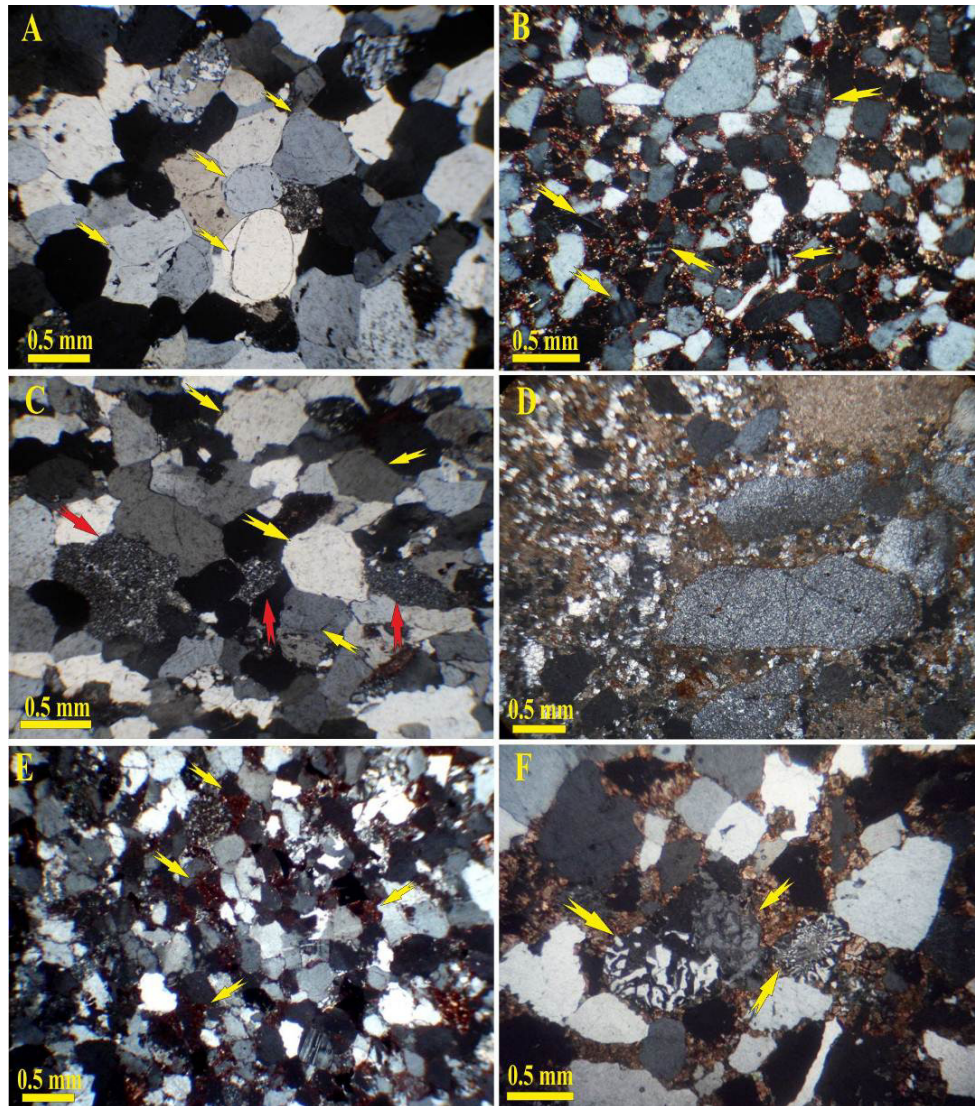
در جدول ۲ نتایج برگرفته از واکاوی عناصر اصلی و فرعی ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود در دو برش تویه‌دروار و دهمل نشان داده شده است. چنانکه در این جدول‌ها دیده می‌شود SiO_2 به عنوان فراوان‌ترین عنصر در ماسه‌سنگ‌های مورد بررسی به شمار می‌رود و مقدار آن در برش تویه-دروار از ۸۵ تا ۹۷ (میانگین ۹۱ درصد) و

ژئوشیمی

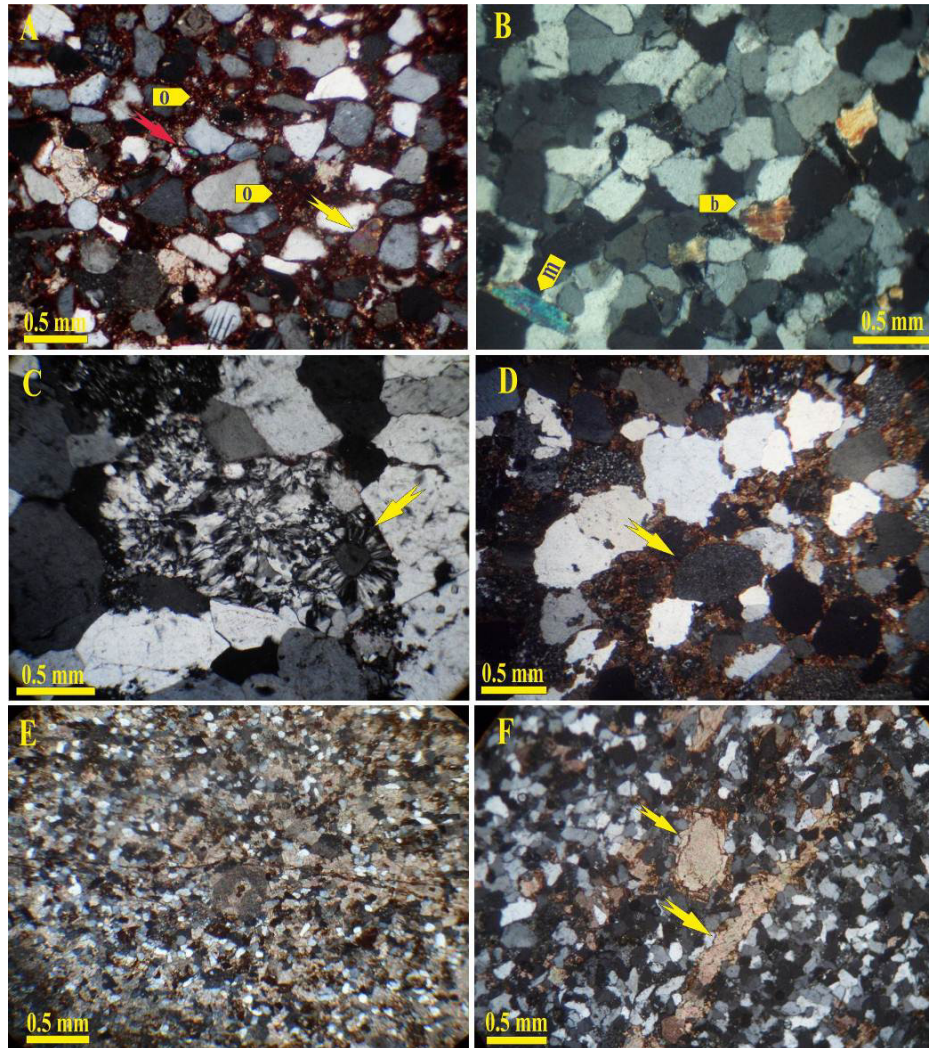
۳۱ نمونه از ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود در دو برش دهمل و تویه‌دروار (۱۹ نمونه از برش دهمل، ۱۲ نمونه از برش تویه‌دروار) برای بررسی ژئوشیمیایی برگزیده و مورد واکاوی قرار گرفتند که در زیر به شرح یافته‌ها و تفسیر آن‌ها پرداخته می‌شود.

است. افزون بر این، میزان Na_2O در ماسه‌سنگ‌های واکاوی شده بسیار پایین و به طور میانگین $0/074$ در برش تویه- دروار و $0/079$ در برش دهملاست. همچنین بررسی روند تغییرات اکسیدهای مختلف نسبت به یکدیگر در ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود همبستگی ویژه‌ای را میان آن‌ها آشکار می‌نماید.

در برش دهملا از ۷۸ تا ۹۳ درصد (میانگین ۸۵ درصد) متغیر است. سایر اکسیدها از مقدار کمتری برخوردار هستند. میانگین اکسیدهای Fe_2O_3 ، TiO_2 ، Al_2O_3 و MgO در برش تویه- دروار به ترتیب $3/2$ ، کمتر از $0/5$ ، $1/8$ و $0/32$ درصد است حال آنکه Al_2O_3 در برش دهملا به طور میانگین $3/1$ درصد، TiO_2 با میانگین کمتر از $0/5$ درصد و Fe_2O_3 و MgO با میانگین کمتر از ۲ درصد



شکل ۴. تصویرهای میکروسکوپی پتروفاسیس‌های ماسه‌سنگ: (A) پتروفاسیس کوارتز آرنایت با کوارتزهای خوب گردشده با جورشدگی خوب و سیمان سیلیسی رورشدی، (B) پتروفاسیس ساب‌آرکوز با فلدسپات‌های بیش‌تر از میکروکلین (پیکان‌های زرد رنگ)، (C) پتروفاسیس ساب‌لیت آرنایت با خرده‌های چرتی (پیکان قرمز رنگ) و کوارتزهای گردشده فراوان (پیکان زرد رنگ)، (D) پتروفاسیس لیت آرنایت (چرت آرنایت) در رخساره ماسه‌سنگ گراولی (به مخلوط‌شدگی دانه‌ها در اندازه‌های کاملاً متفاوت توجه نمایید)، (E) سیمان اکسید آهن در پتروفاسیس ساب‌آرکوز، (F) خرده‌های سنگ‌های آذرین درونی با بافت گرافیکی در رخساره ماسه سنگ گراولی.



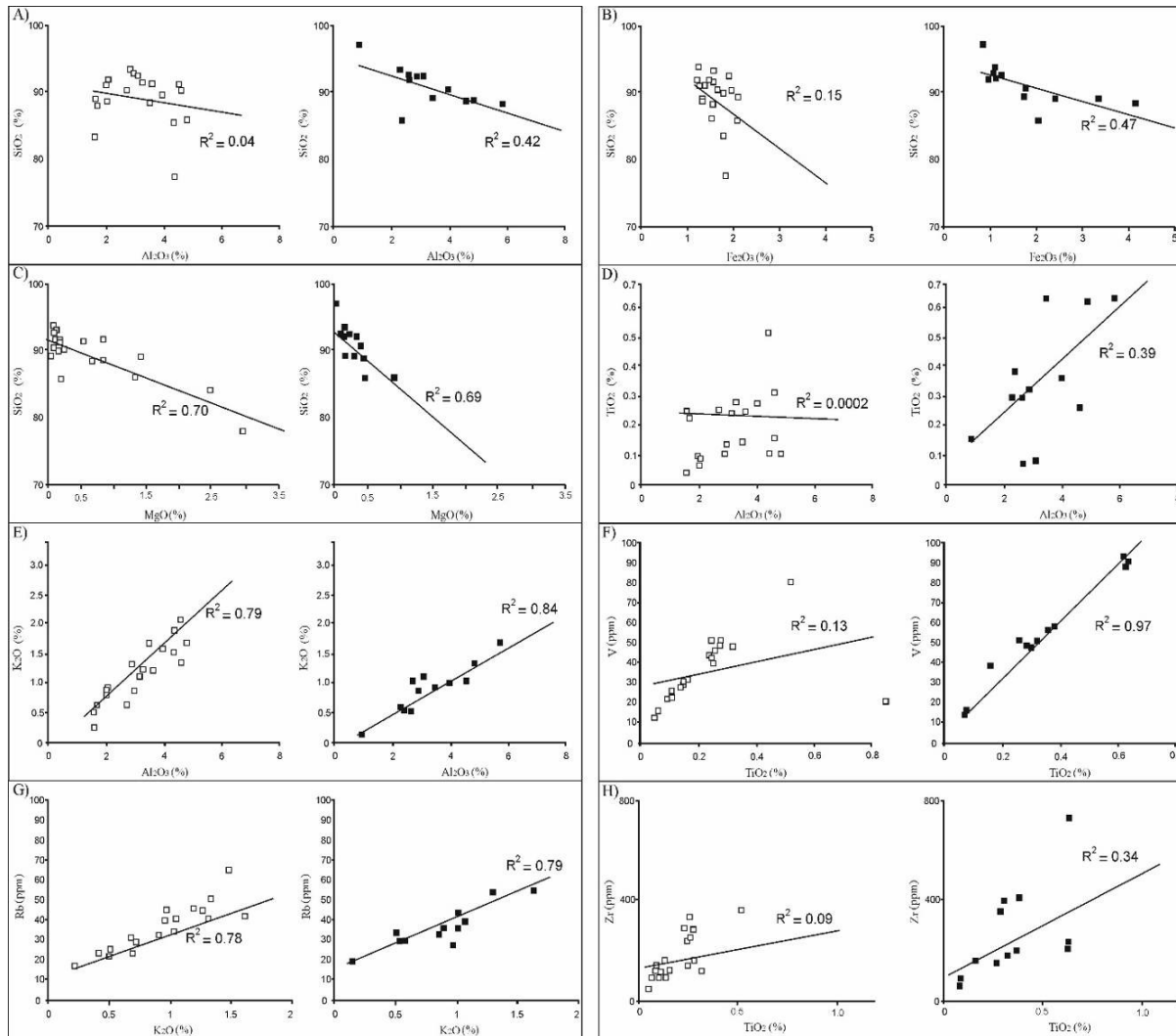
شکل ۵. تصویرهای میکروسکوپی پتروفاسیس‌های ساب‌آرکوز و کوارتز آرنایت، (A) سیمان اکسید آهن (o) و کانی‌های سنگین تورمالین (پیکان زرد رنگ) و زیرکن (پیکان قرمز رنگ) در پتروفاسیس ساب‌آرکوز، (B) خرده‌های مسکوویت (m) و بیوتیت (b) در پتروفاسیس کوارتز آرنایت، (C) خرده کلسدونی در پتروفاسیس کوارتز آرنایت، (D) خرده چرتی کاملاً گردشده در پتروفاسیس ساب لیت آرنایت (پیکان)، (E) سیمان دولومیتی وسیع در پتروفاسیس کوارتز آرنایت، (F) خرده‌های فسیلی (اکینودرم و دوکفه‌ای) در پتروفاسیس کوارتز آرنایت.

نشان می‌دهد که عناصر اورانیوم و توریوم نسبت به مقادیر پوسته قاره‌ای بالایی سرشاری نشان می‌دهند، حال آنکه عناصر Sr، Rb، Ni، Y و Cr نسبت به UCC تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۷). با بهره‌گیری از داده‌های ژئوشیمیایی (عناصر اصلی و فرعی) می‌توان سنگ‌های رسوبی را رده‌بندی کرد. در جایی که میزان سیمان‌های دیاژنزی در ماسه‌سنگ‌ها اندک باشد، این تقسیم‌بندی مکمل مناسبی برای شناسایی پتروفاسیس‌ها و جدایش رسوبات رسیده از نارس است (داس و همکاران، ۲۰۰۶). مقدار SiO_2 و نسبت

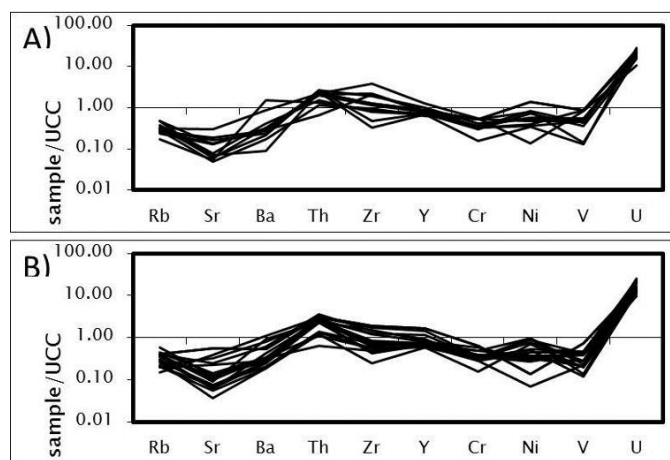
همان‌گونه که در شکل ۶ بخش‌های A تا C نشان داده شده است میان SiO_2 و اکسید آلومینیوم (Al_2O_3)، Fe_2O_3 و MgO همبستگی منفی وجود دارد. افزون بر این، در نمونه‌های ماسه‌سنگی بررسی شده میزان K_2O با افزایش Al_2O_3 افزایش می‌یابد (شکل ۶ بخش E). در مورد عناصر فرعی در این ماسه‌سنگ‌ها نیز همبستگی ویژه‌ای دیده شد. برای نمونه می‌توان به همبستگی به نسبت مثبت میان عنصر وانادیم با اکسید TiO_2 ، میان عنصر روبیدیوم با K_2O (شکل ۶ قسمت F و G) اشاره نمود. ترسیم نمودارهای عنکبوتی (تیلور و مک‌لنن، ۱۹۸۵) عناصر فرعی برای ماسه‌سنگ‌های سازند جیرود

مبنای شاخص‌های رسیدگی شیمیایی معرفی شده است در دو گروه کوارتزآرنایت و ساب‌لایت‌آرنایت قرار می‌گیرند (شکل ۸) که با بررسی سنگ‌نگاری نیز همبسته است. همان گونه که در بخش پیش گفته شد، پتروفاسیس‌های لیت‌آرنایت (چرت‌آرنایت) و ساب‌آرکوز نیز در این ماسه‌سنگ‌ها شناسایی شده است که نبود آن‌ها در این نمودار به علت بالا بودن میزان سیمان دولومیتی و یا اکسید آهن در این پتروفاسیس‌ها بوده و در نتیجه برای واکاوی ژئوشیمیایی انتخاب نشدند.

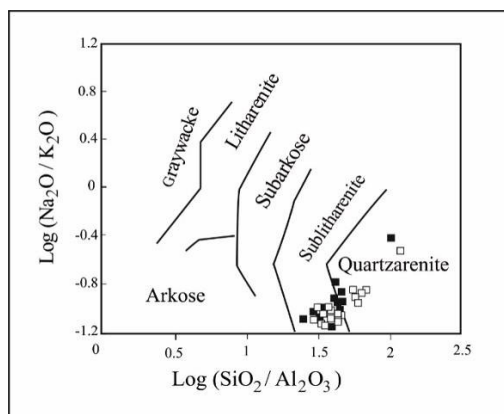
SiO_2 به Al_2O_3 از شاخص‌های اصلی در بلوغ شیمیایی رسوبات است که به فراوانی کوارتز، کانی‌های رسی و فلدسپات‌ها مربوط می‌شود (بایگانچی و همکاران، ۲۰۱۷؛ بهاتاچارجی و همکاران، ۲۰۱۷). هم‌چنین مقدار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ و یا فلدسپات شاخص مفید دیگری در رسیدگی شیمیایی سنگ‌های سیلیسی-آواری است (آکینلیوآ و همکاران، ۲۰۱۶؛ وانگ و همکاران، ۲۰۱۷). در این ارتباط، ماسه‌سنگ‌های سازند جیرود در نمودار شیمیایی ترکیب ماسه‌سنگ‌ها (پتی‌جان، ۱۹۷۵) که بر



شکل ۶. A، B و C) به ترتیب همبستگی منفی میان Al_2O_3 ، Fe_2O_3 و MgO در برابر SiO_2 در ماسه‌سنگ‌های سازند جیرود (D) و همبستگی مثبت میان TiO_2 و K_2O در مقابل Al_2O_3 در ماسه‌سنگ‌های سازند جیرود (E) همبستگی مثبت میان V و TiO_2 (F) همبستگی مثبت میان Rb و K_2O (G) همبستگی مثبت میان Zr و TiO_2 در ماسه‌سنگ‌های سازند جیرود (مربع‌های توخالی برش ده‌ملا و مربع‌های سیاه برش تویه-دروار).



شکل ۷. A) نمودار عنکبوتی عناصر فرعی ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود در برش تویه- دروار که با داده‌های UCC بهنجار شده اند؛ B) نمودار عنکبوتی عناصر اصلی ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود در برش دهمل که با داده‌های UCC بهنجار شده‌اند (تیلور و مک‌لنن، ۱۹۸۵)



شکل ۸. رده بندی ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود در برش تویه- دروار و برش دهمل بر پایه داده‌های ژئوشیمیایی (پتی‌جان، ۱۹۷۵)

نشان دهنده ترابری بسیار اجزای سازنده آن‌ها از خاستگاه تا محل ته‌نشست پایانی در حوضه رسوبی البرز و هم‌چنین هوازدگی شدید در شرایط به نسبت پایدار زمینساختی در ناحیه خاستگاه است، چنان که اجزای ناپایدار در اثر جابه‌جایی این مسافت دراز و هوازدگی شدید به طور کامل از بین رفته‌اند. میزان بالای کوارتزهای تک‌بلورین با خاموشی مستقیم نسبت به کوارتزهای با خاموشی موجی و چند بلوری نشانگر منشا پلوتونیک این ماسه‌سنگ‌ها است (راجرز، ۱۹۸۳). منشا کوارتزهای تک‌بلورین با خاموشی مستقیم می‌تواند در ارتباط با از هم پاشیدن کوارتزهای چندبلوری اولیه در اثر ته‌نشینی در یک محیط پرنرژژی و یا فاصله زیاد ترابری از ناحیه خاستگاه باشد (نوروزی و همکاران، ۲۰۱۴؛ آکینلیوآ و همکاران، ۲۰۱۶؛ وانگ و همکاران، ۲۰۱۷؛ بایگونهی و همکاران، ۲۰۱۷). دانه‌های کوارتز چندبلوری که سطوح میان‌بلوری مستقیم تا کمی منحنی را نشان

گفتگو

ترکیب سنگ مادر

بر پایه بررسی‌های سنگ‌نگاری و واکاوی‌های ژئوشیمیایی، ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود بیش‌تر از انواع دانه‌پشتیبان با ترکیب کوارتز آرنایت، ساب‌لیت‌آرنایت، ساب‌آرکوز (تنها در یک مورد لیت‌آرنایت) هستند. این ماسه‌سنگ‌ها بیش‌تر از کوارتزهای رسوبی، خرده‌های چرت و میکروکلین (در ساب‌لیت‌آرنایت و ساب‌آرکوز) کاملاً گردشده و با جورشدگی خوب ساخته شده‌اند. فضای میان اجزای سازنده را بیش‌تر سیمان (سیلیسی، دولومیت و اکسید آهن) تشکیل داده و سهم کانی‌های رسی و سایر اجزای ناپایدار بسیار اندک بوده و یا در اساس وجود ندارند. بنابراین ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود از نظر بافتی و ترکیبی از رسیدگی بالایی برخوردار بوده که توسط مقدار بالای SiO_2 (عمدتاً بیش از ۹۰ درصد) در آنالیز ژئوشیمیایی نیز شناخته می‌شوند. چنین ترکیبی

ماسه‌سنگ‌ها به احتمال نشان‌دهنده آزاد شدن عنصر زیرکونیوم از سنگ‌های پلوتونیک است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که میزان بالای عناصر Zr و Th و مقدار پایین Cr، Ni نشانگر خاستگاه این عناصر از سنگ‌های اسیدی است (گرلز و همکاران، ۱۹۹۹؛ اودین و آماژور، ۲۰۰۹؛ نوروزی و همکاران، ۲۰۱۴). میزان پایین عناصری مانند Rb، Ba و Sr در ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود (جدول ۲) نشانگر محتوای پایین کانی‌های رسی و فلدسپات در این ماسه‌سنگ‌ها است چنانکه کانی‌های یاد شده این کاتیون‌ها را در ساختار بلوری خود جای می‌دهند (رضایی و همکاران، ۱۳۹۴؛ کاراسیولو و همکاران، ۲۰۱۳؛ باسیس و همکاران، ۲۰۱۶؛ وانگ و همکاران، ۲۰۱۷؛ بهاتاچارجی و همکاران، ۲۰۱۷). روند افزایشی میان Rb با K_2O در ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود (شکل ۶) به احتمال به دلیل کنترل کانی‌های رسی به ویژه ایلیت، فلدسپات، مسکوویت و بیوتیت بر روی پخش این عناصر است (خانه‌باد و همکاران، ۲۰۱۲). نیاز به یادآوری است که تصویرهای SEM و آنالیز EDX وجود کانی رسی ایلیت در این ماسه‌سنگ‌ها را نشان می‌دهد (شکل ۹). بهره‌گیری از نمودارهای توابع جدایشی بر پایه عناصر اصلی روسر و کورش (روسر و کورش، ۱۹۸۸) برای ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود در برش‌های تویه‌دروار و دهمل (شکل ۱۰) نشان می‌دهند که ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود به احتمال از سنگ‌های آذرین گرانیتی و گرانودیوریتی یا از سنگ‌های رسوبی ویژه حواشی زمینساختی ناپویا^۱ و درون کراتون منشا گرفته‌اند (روسر و کورش، ۱۹۸۸؛ جعفرزاده و همکاران، ۲۰۱۴). باید گفت که با توجه به این که در انتخاب نمونه‌های ماسه‌سنگی کوشش بر آن بوده است که نمونه‌های با میزان اندک یا بدون دولومیت مورد واکاوی قرار گیرند تا از تاثیر این فرآیند بر روی ترکیب شیمیایی ماسه‌سنگ‌ها پیش‌گیری شود، اما در عین حال این کار ممکن است به انتخاب نمونه‌های عمدتاً کوارتز آرنایتی منجر شود. بنابراین، این فرض منطقی به نظر می‌رسد که به احتمال نمونه‌هایی از ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود می‌توانند در محدوده سنگ‌های اسیدی تا حد واسط قرار بگیرند. افزون بر این، با رسم نمودارهای نسبت TiO_2 در برابر عنصر فرعی Ni (شکل ۱۰) و نمودار سه‌تایی V-Ni-

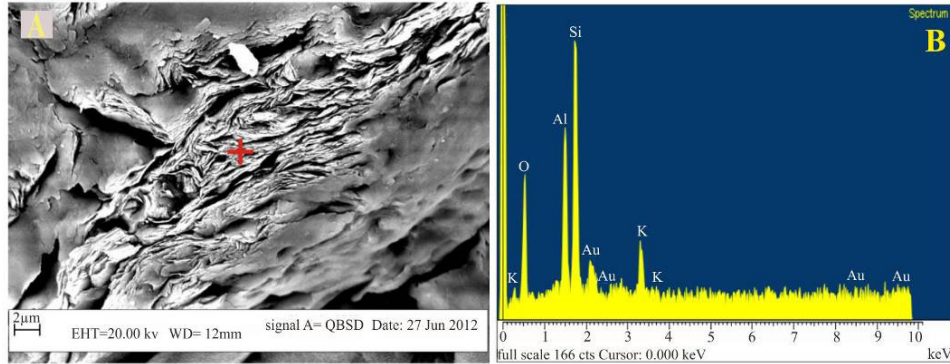
می‌دهند به احتمال از سنگ‌های آذرین پلوتونیک و کوارتزهای با خاموشی موجی از سنگ‌های دگرگونی با درجه پایین نشات گرفته‌اند (بلت و همکاران، ۱۹۸۰؛ زید و همکاران، ۲۰۱۲؛ باسی و همکاران، ۲۰۱۶؛ بهاتاچارجی و همکاران، ۲۰۱۷). نسبت بالای فلدسپات‌های پتاسیم‌دار (میکروکلین) به پلاژیوکلاز که منطبق با نسبت بالای K_2O به Na_2O در واکاوی‌های ژئوشیمی است، منشا گرانیته را برای این ماسه‌سنگ‌ها تایید می‌کند (نوروزی و همکاران، ۲۰۱۴). اگر چه ترکیب ماسه‌سنگ‌ها نشانگر منشا سنگ‌های آذرین درونی مانند گرانیته برای آن‌ها است اما بودن خرده‌های چرت کاملاً گرد شده خاستگاه سنگ‌های رسوبی قدیمی را نیز پیشنهاد می‌کند (خانه‌باد و همکاران، ۲۰۱۲؛ بهاتاچارجی و همکاران، ۲۰۱۷).

عناصر Zr، Nb و Th به دلیل تاثیرناپذیری از فرآیندهای مختلف محیطی مانند هوازدگی و دیاژنز شاخص‌های مناسبی برای ترکیب سنگ مادر هستند (مکلن، ۲۰۰۱؛ نوروزی و همکاران، ۲۰۱۴؛ جعفرزاده و همکاران، ۲۰۱۴). ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود در برش‌های دهمل و تویه‌دروار نسبت به عناصری مانند Y، Nb، Cr و Ni تهی‌شدگی و نسبت به عناصری مانند Th، Zr سرشاری از خود نشان می‌دهند (شکل ۷). با توجه به اینکه سنگ‌های آذرین اسیدی یا فلسیکی و حتی حدواسط نسبت به سنگ‌های آذرین بازیک دارای مقدار پایین‌تری از Y هستند (هامفریز و همکاران، ۱۹۹۵) می‌توان استنباط نمود که به احتمال ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود در برش‌های مورد بررسی از سنگ‌های آذرین اسیدی تا حدواسط منشا گرفته‌اند. مقایسه نسبت Cr/Th در ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود با مقدار ارائه شده برای سنگ‌های آذرین اسیدی (بین ۴ تا ۱۵) و مافیک (۲۵ تا ۵۰۰) (کالرز، ۲۰۰۰) نشانگر منشا گرفتن این ماسه‌سنگ‌ها از سنگ‌های اسیدی است به گونه‌ای که این نسبت در ماسه‌سنگ‌های برش تویه-دروار میان ۰/۵ تا ۳/۵۸۳ و در برش دهمل میان ۰/۶۳۱ تا ۵/۷۱ است. با توجه به وجود خرده‌های سنگ‌های آذرین درونی، زیرکن، روتیل و تورمالین در ماسه‌سنگ‌های جیروود که از سنگ‌های گرانیتی تا گرانودیوریتی نشات می‌گیرند، این احتمال تقویت می‌شود. میزان بسیار بالای عنصر زیرکونیوم در داده‌های ژئوشیمی و هم‌چنین وجود دانه‌های زیرکن آواری در

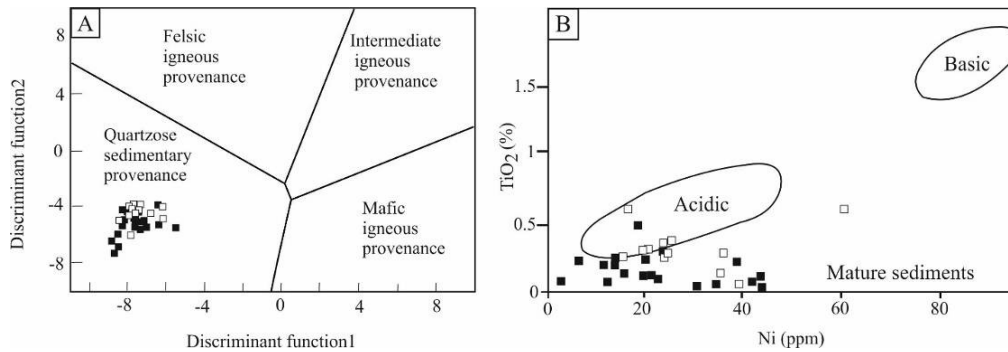
¹ Passive margin

رسوبات مچور قرار می‌گیرند. بنابراین، یافته‌های دیگر نمودارهای ارائه شده منشا فلسیک این رسوبات را تایید می‌کند.

Th*10 (شکل ۱۱) (فلوید و همکاران، ۱۹۸۹؛ براچیالی و همکاران، ۲۰۰۷؛ اعتماد سعید و همکاران، ۲۰۱۱؛ وانگ و همکاران، ۲۰۱۷) برای ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود نقاط به دست آمده در محدوده سنگ‌های اسیدی و

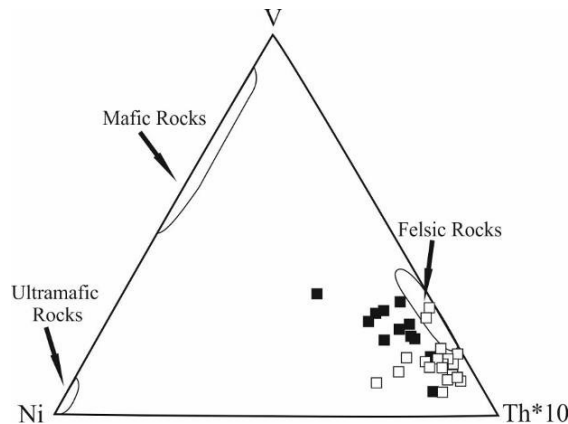


شکل ۹. تصویرهای SEM و آنالیز EDX از کانی ایلیت در ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود، (A) تصویر SEM از کانی‌های رسی ایلیتی، (B) آنالیز EDX از کانی‌های رسی ایلیتی



شکل ۱۰. A: نمودار توابع تفکیکی برای شناسایی خاستگاه ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود در برش‌های تویه-دروار و دهمل (برگرفته از Roser and Korsch, 1988). B: نمودار نسبت TiO₂ در برابر Ni برای ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود در برش‌های دهمل و تویه‌دروار که نشانگر خاستگاه اسیدی و همچنین رسوبات رسیده برای این ماسه‌سنگ‌ها است (فلوید و همکاران، ۱۹۸۹).

Discriminant Function 1: $(-1.773\text{TiO}_2) + (0.607\text{Al}_2\text{O}_3) + (0.760\text{Fe}_2\text{O}_3) + (1.500\text{MgO}) + (0.616\text{CaO}) + (0.509\text{Na}_2\text{O}) + (1.224\text{K}_2\text{O}) + (9.090)$
 Discriminant Function 2: $(0.445\text{TiO}_2) + (0.070\text{Al}_2\text{O}_3) + (0.250\text{Fe}_2\text{O}_3) + (1.142\text{MgO}) + (0.438\text{CaO}) + (1.475\text{Na}_2\text{O}) + (1.426\text{K}_2\text{O}) + (6.861)$



شکل ۱۱. نمودار سه‌تایی V-Ni-Th*10 برای ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود در برش‌های تویه‌دروار و دهمل که نشان‌دهنده منشا سنگ‌های آذرین اسیدی برای این رسوبات است (برگرفته از براچیالی و همکاران، ۲۰۰۷).

هوازدگی در ناحیه منشا

ترکیب شیمیایی سنگ‌های رسوبی توسط عواملی مانند ترکیب سنگ‌های خاستگاه، شدت هوازدگی، شرایط موجود در محیط رسوب‌گذاری و دیاژنز کنترل می‌شود (زاوآدا، ۱۹۸۸). فرآیندهای هوازدگی نیز خود زیر تاثیر عواملی مانند جایگاه زمینساخت، آب و هوا و ریخت‌شناسی منطقه قرار دارد (زاوآدا، ۱۹۸۸). از آنجایی که واکاو‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی ماسه‌سنگ‌ها ابزاری مناسب برای شناخت خاستگاه است، بنابراین بررسی فرآیندهای هوازدگی و دیاژنز در بررسی خاستگاه کاری ضروری است (نسبیت و یانگ، ۱۹۸۲). در این میان از اکسید آلومینیوم به عنوان عامل مقایسه کننده بهره‌گیری شده است، به دلیل طبیعت ناچنابایی این اکسید در طی فرآیندهای هوازدگی، دیاژنز و دگرگونی (باؤلوز و همکاران، ۲۰۰۰). بنابراین میزان اکسید آلومینیوم و مقایسه آن در برابر سایر اکسیدها اطلاعات مفیدی در زمینه سنگ مادر و فرآیندهای دیاژنزی ارائه می‌کند (کاردانس و همکاران، ۱۹۹۶). نبود همبستگی میان Al_2O_3 در برابر SiO_2 (شکل ۶ قسمت A) نشان از میزان اندک کانی‌های آلومینیوم-سیلیکات مانند فلدسپارها و کانی‌های رسی و فراوانی کوارتز و خرده‌های چرتی در پتروفاسیس‌های ماسه‌سنگی مورد بررسی است (آکانلیوآ و همکاران، ۲۰۱۶؛ بهاتاچارجی و همکاران، ۲۰۱۷). هم‌چنین همبستگی منفی میان MgO و Fe_2O_3 با SiO_2 (شکل ۶ قسمت‌های B و C) در ماسه‌سنگ‌های بررسی شده تاثیر فرآیندهای هوازدگی که باعث افزایش Si و کاهش Mg و Fe به علت افزایش هوازدگی و در نتیجه افزایش رسیدگی ماسه‌سنگ‌ها می‌شود، را نشان می‌دهد. با بررسی مقدار دو اکسید آلومینیوم و پتاسیم در برابر هم، همبستگی مثبتی میان Al_2O_3 و K_2O در هر دو برش مورد بررسی دیده می‌شود (شکل ۶ قسمت E) که این همبستگی مثبت به احتمال به علت وجود کانی‌های بیوتیت، فلدسپات و کانی‌های رسی به عنوان محصول فرآیندهای هوازدگی و یا ترابری است (جین و همکاران، ۲۰۰۶؛ داس و همکاران، ۲۰۰۶). نسبت بالای K_2O/Na_2O نیز به خاطر بودن کانی‌هایی مانند فلدسپات پتاسیم‌دار (میکروکلین و ارتوکلاز)، میکاهای بیوتیت و مسکوویت و ایلیت و میزان بسیار پایین پلاژیوکلاز می‌باشد (اعتماد سعید و همکاران،

۲۰۱۱؛ وانگ و همکاران، ۲۰۱۷؛ بهاتاچارجی و همکاران، ۲۰۱۷)، به خوبی با داده‌های سنگ‌نگاری منطبق است، نیز تاییدکننده همبستگی مثبت دو اکسید آلومینیوم و پتاسیم می‌باشد. در مورد عناصر فرعی در این ماسه‌سنگ‌ها نیز همبستگی‌های ویژه‌ای دیده شد. برای نمونه همبستگی به نسبت مثبت میان عنصر وانادیم و اکسید TiO_2 به‌ویژه در برش تویه‌دروار می‌تواند نشانگر همراهی وانادیم با کانی‌های اکسیدی باشد (هیرست، ۱۹۶۲؛ عبدل‌وهاب و همکاران، ۱۹۹۷). همبستگی مثبت میان روبیدیوم و پتاسیم نیز می‌تواند نشانگر وجود کانی‌های رسی دارای پتاسیم مانند ایلیت و فلدسپات پتاسیک باشد. این کانی‌ها معمولاً کنترل‌کننده این عناصر هستند و وجود آن‌ها نیز توسط تصویرهای SEM و آنالیز EDX به اثبات رسیده است (شکل ۹). نبود همبستگی به نسبت مثبت میان عنصر زیرکونیوم و اکسید TiO_2 نیز می‌تواند نشانگر این باشد که این عناصر فرعی توسط کانی‌های سنگین کنترل نمی‌شوند (شکل ۶ قسمت H). در طی هوازدگی شیمیایی سنگ‌ها، کاتیون‌های بزرگ مانند Al و Ba در سنگ باقی‌مانده در صورتی که کاتیون‌های کوچک مانند Na و Ca جابه‌جا می‌شوند (ناس و همکاران، ۲۰۰۰). بر این پایه، برای شناسایی درجه هوازدگی سنگ‌ها، اندیس‌های متفاوتی بر مبنای نسبت‌های مولی اکسیدهای عناصر جنبا مانند K_2O ، Na_2O ، CaO و MgO نسبت به اکسید عناصر ناچنبا مانند TiO_2 ، Al_2O_3 و ZrO_2 پیشنهاد شده است (چیتلیبروگ، ۱۹۹۱). در این میان، از فاکتور هوازدگی شیمیایی^۱ بیش‌تر بهره‌گیری شده است (نسبیت و یانگ، ۱۹۸۲؛ خانه‌باد و همکاران، ۲۰۱۲؛ جعفرزاده و همکاران، ۲۰۱۴؛ آکینلیوآ و همکاران، ۲۰۱۶؛ بهاتاچارجی و همکاران، ۲۰۱۷؛ وانگ و همکاران، ۲۰۱۷). این اندیس نشانگر میزان هوازدگی در منطقه خاستگاه بوده و توسط فرمول زیر محاسبه می‌شود:

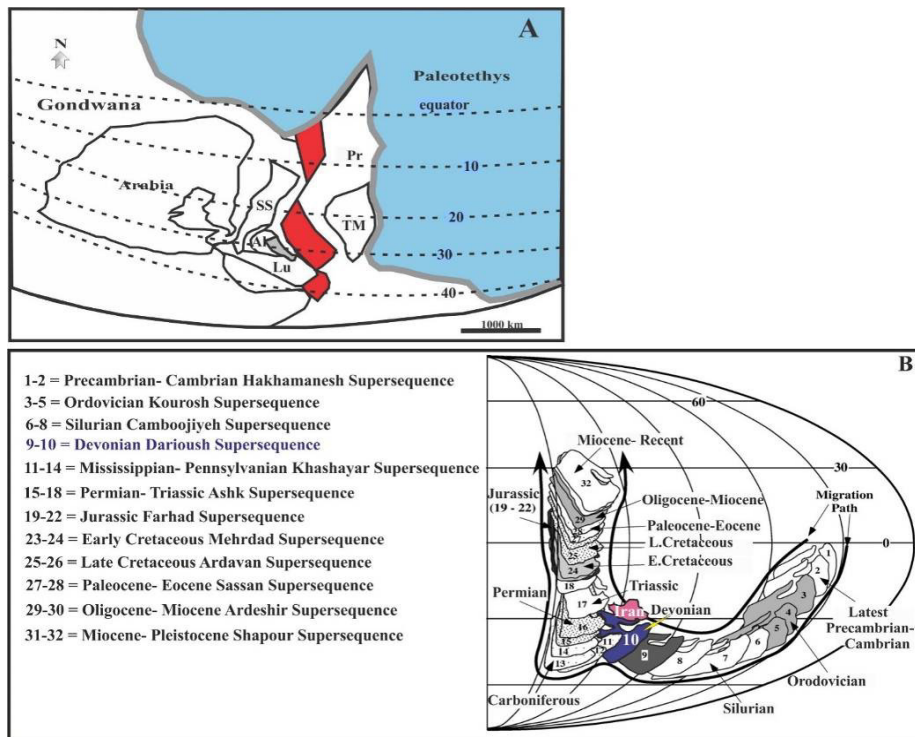
$$CIA: \{Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)\} * 100$$

که منظور از CaO در این فرمول میزان اکسید کلسیم در کانی‌های سیلیکاته است. اندیس هوازدگی شیمیایی برای شیل‌ها میان ۷۰ تا ۷۵، برای کانی‌های کائولینیت و کالیت نزدیک ۱۰۰ (نسبیت و یانگ، ۱۹۸۲) و برای

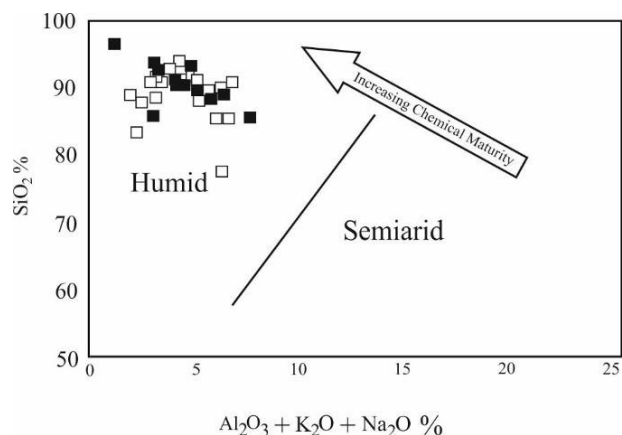
¹ Chemical Index of Alteration, CIA

مقادیر بسیار اندک خرده‌های ناپایدار هستند، شده است. چنین هوازگی نیازمند آب و هوای گرم و به نسبت مرطوب بوده که منطبق با جایگاه جغرافیایی ایران در دوره دونین در حاشیه شمالی قاره گندوانا و در عرض ۲۵-۳۰ درجه جنوبی است (شکل ۱۲) (گلونکا، ۲۰۰۴؛ باقری و اشتامفلی، ۲۰۰۸؛ هیرپاتین و همکاران، ۲۰۱۱). در این ارتباط، رسم نمودار SiO_2 در برابر $Al_2O_3+K_2O+Na_2O$ (ساتر و دوتا، ۱۹۸۶؛ سیفتا و همکاران، ۲۰۰۵؛ اعتماد سعید و همکاران، ۲۰۱۱؛ خانه‌باد و همکاران، ۲۰۱۲) برای ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود نیز شرایط آب و هوایی به نسبت مرطوب را در طی نهشته‌شدن این رسوبات در دوره دونین نشان می‌دهد (شکل ۱۳). بنابراین با تلفیق داده‌های سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی، در یک نگاه کلی می‌توان گفت که رسوبات ماسه‌سنگی و شیلی سازند جیروود از سنگ‌های آذرین اسیدی تا حدواسط در شرایط آب و هوایی گرم و به نسبت مرطوب با میزان هوازگی متوسط نشأت گرفته‌اند.

گرانیت‌های تازه و بدون هوازگی نزدیک ۵۰ است (ویسر و یانگ، ۱۹۹۰). در این راستا، میزان بالای این اندیس (بیش‌تر از ۷۵) نشانگر حذف کاتیون‌های ناپایدار (مانند پتاسیم، سدیم و کلسیم) نسبت به اجزاء پایدار (مانند تیتانیوم و آلومینیوم) و نشانگر تاثیر شدید هوازگی در خاستگاه است در حالی که عددهای پایین‌تر (برای نمونه کمتر از ۶۰) نشانگر نبود یا کمبود دگرسانی شیمیایی و سنگ‌های مادر ناهوازده در شرایط آب و هوایی سرد و خشک است (نسبیت و یانگ، ۱۹۸۲؛ آراژو و همکاران، ۲۰۱۰). اندیس هوازگی شیمیایی برای ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود در برش تویه‌دروار میان ۳۸ تا ۷۹ درصد (با میانگین ۶۴ درصد) و در برش ده‌ملا میان ۲۵ تا ۷۳ درصد (با میانگین ۵۲/۶ درصد) است. مقادیر محاسبه شده برای ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود نشانگر این است که این رسوبات از هوازگی شیمیایی متوسط در ناحیه منشا، مشتق شده‌اند. این فاکتور در کنار فاصله ترابری دراز و رژیم زمین‌ساختی پایدار منجر به تشکیل ماسه‌سنگ‌های با رسیدگی ترکیبی و بافتی بالا که عمدتاً دارای دانه‌های کوارتز و چرت بسیار گردشده و جورشده و



شکل ۱۲. A: جایگاه جغرافیایی صفحه‌های عربستان و ایران و B: مسیر مهاجرت از زمان پروتروزوئیک بالایی تا به امروز. در طی این مهاجرت صفحه ایران در زمان دونین در نیمکره جنوبی و نزدیک عرض جغرافیایی ۳۰ درجه قرار داشته است (با رنگ صورتی مشخص شده است) که سرانجام به جایگاه کنونی در ۳۰ عرض شمالی رسیده است (AL: Alborz; LU: Lut block; Pr: Pamir; SS: Sanandaj-Sirjan; TM: Tarim). بخش قرمز ناحیه ریفتی را نشان می‌دهد. (ناحیه مورد بررسی با رنگ خاکستری در تصویر A مشخص شده است).



شکل ۱۳. شرایط آب و هوایی در زمان نهشته‌شدن ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود در برش‌های ده‌ملا و تویه-دروار (برگرفته از ساتنر و دوتا، ۱۹۸۶)

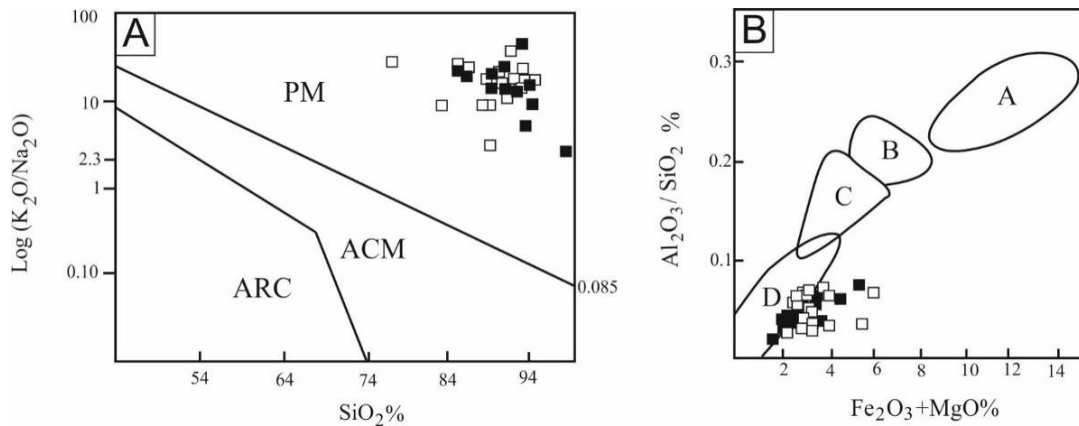
جایگاه زمین‌ساختی

در دهه‌های اخیر پژوهش‌های بسیاری برای برقراری همبستگی میان ترکیب ماسه‌سنگ‌ها و جایگاه زمین‌ساختی ناحیه خاستگاه انجام گرفته است (دیکینسون و همکاران، ۱۹۸۳؛ بهاتیا، ۱۹۸۵؛ پیپر و همکاران، ۲۰۰۸؛ خانه‌باد و همکاران، ۲۰۱۲؛ بایگونچی و همکاران، ۲۰۱۷؛ بهاتاچارجی و همکاران، ۲۰۱۷؛ وانگ و همکاران، ۲۰۱۷). به طور کلی جایگاه زمین‌ساختی حوضه رسوبی بر روی رسوب‌گذاری، دیاژنز و ترکیب رسوبات اثر می‌گذارد (بهاتیا، ۱۹۸۳). از آنجایی که ماسه سنگ‌های جایگاه‌های گوناگون زمین‌ساختی ترکیب کانی‌شناسی و شیمیایی متفاوتی دارند (دیکینسون و همکاران، ۱۹۸۳؛ بهاتیا، ۱۹۸۳؛ روسر و کورش، ۱۹۸۶) بنابراین با بهره‌گیری از داده‌های سنگ‌نگاری و ژئوشیمی می‌توان جایگاه زمین‌ساختی ماسه‌سنگ‌ها را نشان داد. بر این پایه دیکینسون و همکاران (۱۹۸۳) چهار ناحیه منشا اصلی برای ماسه‌سنگ‌های دیرینه شناسایی کرده‌اند که دربرگیرنده کراتون‌های پایدار، بال‌آمدگی پی‌سنگ، کمان‌های ماگماتیکی و کوهزایی‌های چرخه دوباره است. در این پژوهش برای بررسی سنگ‌نگاری و شناخت ترکیب ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود، نمونه‌ها مورد بررسی قرار گرفته و با بهره‌گیری از آنالیز مودال شمار ۳۸ نمونه از ماسه‌سنگ‌ها (جدول ۱)، ترکیب آن‌ها شناسایی و در نمودارهای سه‌تایی دیکینسون و همکاران (۱۹۸۳) قرار داده شد تا جایگاه زمین‌ساختی این ماسه‌سنگ‌ها شناخته شود. در نمودار سه‌تایی Qt F L (ده ملا: Qt، ۹۶/۶: F، ۲/۹: L، ۰/۵: تویه دروار: Qt، ۹۶/۸: F، ۲/۹۴: L،

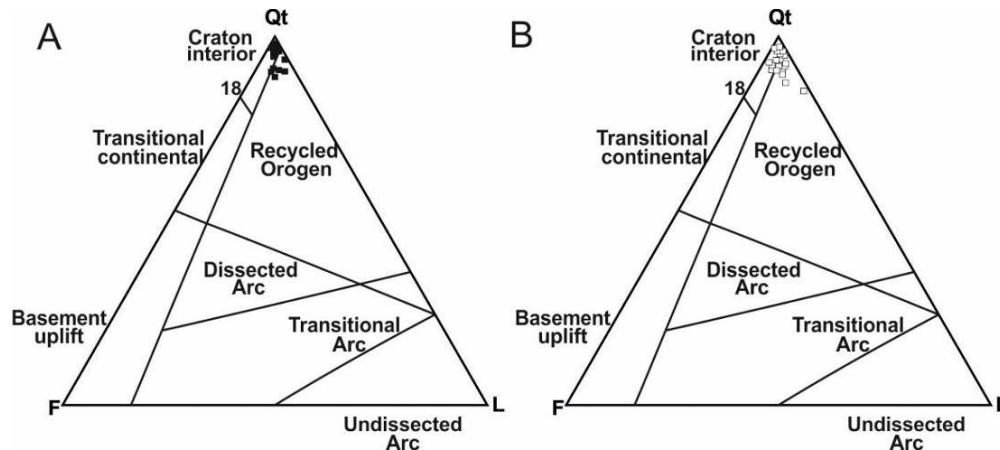
۰/۲۶) (شکل ۱۴) جایگاه زمین‌ساختی ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود در محدوده کراتون‌های پایدار و کوهزایی‌های با چرخه دوباره رسوبی نشان داده شده‌اند. این ماسه‌سنگ‌ها بیش‌تر دانه‌پشتیبان با ترکیب کوارتزآرنایت، ساب‌آرکوز و ساب‌لیت‌آرنایت بوده که اجزای سازنده آن‌ها عمدتاً کوارتزهای تک‌بلوری، خرده‌های چرت و میکروکلین (در ساب‌لیت‌آرنایت و ساب‌آرکوز) و اجزای فرعی مانند زیرکن و تورمالین کاملاً گردشده و با جورشدگی خوب است. فضای میان اجزای سازنده را عمدتاً سیمان (سیلیسی، دولومیت و اکسید آهن) تشکیل داده و سهم کانی‌های رسی، فلدسپار، مسکوویت و سایر کانی‌های ناپایدار بسیار اندک بوده و یا وجود ندارند. بنابراین ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود از دید بافتی و ترکیبی از رسیدگی بالایی برخوردار بوده که نشان‌دهنده ترابری بسیار اجزای سازنده آن‌ها تا محل ته‌نشست پایانی در حوضه رسوبی البرز و همچنین هوازگی شدید در شرایط به نسبت پایدار زمین‌ساختی در ناحیه خاستگاه است چنان‌که اجزای ناپایدار در اثر طی کردن این مسافت دراز و هوازگی نسبی به طور کامل از میان رفته‌اند. افزون بر این، جایگاه زمین‌ساختی و خاستگاه ماسه‌سنگ‌ها را می‌توان از کمبود نسبی عناصری مانند CaO و Na₂O (به عنوان جنباترین عناصر) و سرشاری SiO₂ و TiO₂ (به عنوان ناچناترین عناصر) باز شناخت. (سرباز و همکاران، ۱۳۹۵؛ اعتماد سعید و همکاران، ۲۰۱۱؛ خانه‌باد و همکاران، ۲۰۱۲؛ نوروزی و همکاران، ۲۰۱۴). به‌کارگیری عناصر اصلی در تعیین

جنبا افزایش می‌یابد (باتیا، ۱۹۸۳؛ روسر و کورش، ۱۹۸۶). ترسیم نمودارهای نسبت Al_2O_3/SiO_2 در برابر Fe_2O_3+MgO (روسر و کورش، ۱۹۸۶) و K_2O/Na_2O در برابر SiO_2 (باتیا، ۱۹۸۳) نشان‌دهنده جایگاه زمینساختی حاشیه قاره‌ای ناپویا برای ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود است (شکل ۱۵).

جایگاه زمینساختی ماسه‌سنگ‌ها توسط پژوهشگران بسیاری مورد بررسی قرار گرفته است (باتیا، ۱۹۸۳؛ روسر و کورش، ۱۹۸۶؛ زید و همکاران، ۲۰۱۲؛ آکینلیو و همکاران، ۲۰۱۶؛ وانگ و همکاران، ۲۰۱۷؛ بایگونچی و همکاران، ۲۰۱۷؛ بهاتاچارجی و همکاران، ۲۰۱۷). در این ارتباط، به طرف یک جایگاه حاشیه‌ای ناپویا به دلیل شرایط پایدار زمینساختی نسبت اکسیدهای ناچنبا به



شکل ۱۴. A) نمودار جایگاه زمینساختی ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود در برش تویه-دروار و دهمل (برگرفته از روسر و کورش، ۱۹۸۶)؛ B) نمودار جایگاه زمینساختی ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود در برش تویه-دروار و دهمل (برگرفته از باتیا، ۱۹۸۳) (A: Oceanic; B: continental island arc; C: active continental margin; D: passive margin)



شکل ۱۵. همبستگی بین ترکیب ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود و جایگاه زمینساختی آن‌ها در دو برش تویه-دروار و دهمل که جایگاه درون کراتونی تا کوهزایی‌های با چرخه دوباره را نشان می‌دهد (برگرفته از دیکینسون و همکاران، ۱۹۸۳).

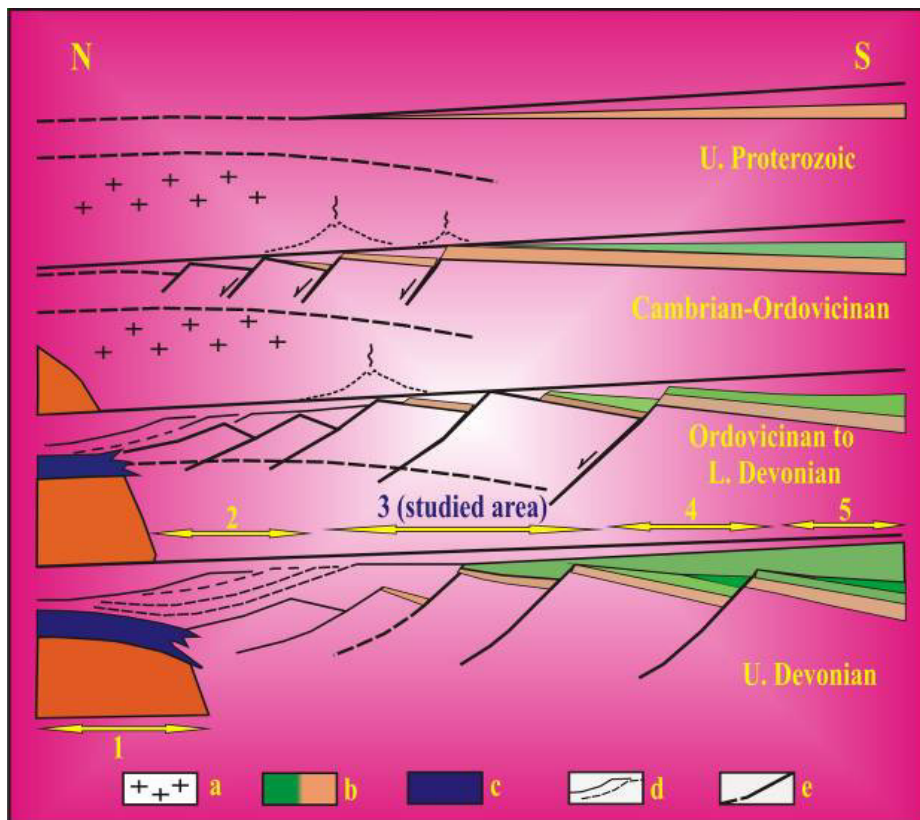
سازند قلی به سن اردوئیسین، در خاور و شمال‌خاور ایران به صورت بازالت‌های زیرین سازند نیور به سن سیلورین و در نواحی البرز به صورت بازالت‌های سازند سلطان میدان به سن سیلورین (لاسمی، ۱۳۷۹) معرفی شده است. فعالیت ماگمایی اردوئیسین میانی-بالایی تا دونین میانی به عنوان یک واقعه مرتبط با ریفت تعبیر می‌شود

اهمیت زمینساخت دیرینه

مجموعه ستبری از سنگ‌های آذرین بیش‌تر توف‌های سبز تیره، آگلومرا و برش‌های ولکانیکی همراه با روانه گدازه‌های آندزیتی تا بازالتی به سن اردوئیسین میانی-بالایی تا دونین میانی در کوه‌های البرز شناخته شده است (علوی، ۱۹۹۶). این مجموعه‌ها در نواحی جاجرم به نام

۲۰۰۸). با تشکیل حوضه پالتوتتیس رسوبات ولکانیکی- رسوبی از دونین تا پرمین در آن نهشته شده‌اند (شکل ۱۶).

که در آن زمان تکامل این ریفت منجر به ساخت اقیانوس پالتوتتیس در محل کنونی کوه‌های البرز شده است (اشتامفلی، ۱۹۷۸؛ بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ اشتامفلی و همکاران، ۱۹۹۱؛ علوی، ۱۹۹۶؛ باقری و اشتامفلی،



شکل ۱۶. ریفت درون قاره‌ای و تکامل حوضه حاشیه جنوبی پالتوتتیس تا زمان دونین (برگرفته از بولین، ۱۹۸۸). ۱) قلمرو پوسته اقیانوسی شمال ایران و هندوکش باختری، ۲) حاشیه جنوبی قلمرو ترکمنستان و ادامه آن تا ایران، ۳) قلمرو بندبیا (Band e Bayan) و گسترش آن تا ایران، ۴) قلمرو هلمند (Helmand)، ۵) ایران میانی (۴= زیر قلمرو Behsud و ۵= زیر قلمرو Tezak-Nawar). a) لیتوسفر قاره‌ای که از گرانیات تا دگرگونی کوردیوریت- آندالوسیت (زیر قلمرو بهسود) تغییر می‌کند، b) رسوبات قاره‌ای و نیمه قاره‌ای همزمان با ریفت، c) لیتوسفر قاره‌ای از زمان اردویسین به بعد، d) رسوبات نوع فیلیش و پلاژیک ژرف، e) گسل‌های لیستریک. چنانکه در تصویر دیده می‌شود در زمان دونین بالایی حوضه‌های نشان داده شده که دربرگیرنده صفحه ایران نیز هست به طور تقریباً یکنواخت از رسوبات نیمه‌قاره‌ای پوشیده می‌شوند (حوضه مورد بررسی در این مدل در قلمرو شماره ۳ قرار می‌گیرد).

دونین می‌شود. این مرحله از ریفت منجر به ساخت یک سری هورست- گرابن تیپیک چنین سیستم‌هایی گردیده که تاثیر زیادی بر روی تغییرات جانبی سنگ شناسی رسوبات و ستبرای آن‌ها داشته است. در مرحله بعد در اثر بالآمدگی شانه ریفت^۲ در زمان دونین زیرین- میانی، ورود سریع و گسترده رسوبات آواری سازند پادها به همراه تنه‌نشست رسوبات تبخیری، دولومیتی و هم‌چنین بازالت در این سازند انجام گرفت (باقری و اشتامفلی،

بر پایه این مدل فاز همزمان با ریفت^۱ از زمان اردویسین بالایی تا دونین زیرین- میانی ادامه داشته و در این مرحله همزمان با ریفت رسوبات قاره‌ای تا دریایی کم‌ژرف از اردویسین بالایی و سیلورین تا دونین زیرین- میانی ساخته می‌شوند. بنابراین، به نظر می‌رسد برطبق این مدل در مرحله اول فعالیت ریفت در اردویسین بالایی تا سیلورین ناحیه بزرگی از حاشیه قاره گندوانا را در برگرفته و منجر به شکستگی نهایی این حاشیه در زمان

² Rift shoulder uplift

¹ Syn-rift phase

ساخت سازند پادها شدید بوده و در زمان ساخت سازند جیروود (و معادل بخشی جانبی آن در البرز خاوری به نام سازند خوش بیلاق) از شدت آن کاسته شده و سرانجام ساخت حوضه کامل پس از ریفتی^۷ و آرام در سازند کریناتی مبارک دیده می شود زیرا این سازند نسبت به سازندهای یاد شده از رسوبات آواری بسیار کمتری برخوردار است. بنابراین در یک نگاه کلی می توان گفت توالی‌های رسوبی حوضه البرز به مانند سایر بخش‌های صفحه ایران مانند مرکز و بلوک طبس (به عنوان بخشی از صفحات سیمیرین یا Cimmerian blocks) به سه مجموعه رسوبات پیش از ریفت (رخساره‌های کامبرین)، همزمان با ریفت (کرینات‌های دریاچه‌ای و آواری‌های اردوئیسین تا سیلورین همراه با جریان‌های بازالتی) و پس از ریفت (نهشته‌های دونین تا انتهای تریاس) تقسیم می‌شوند که همگی در ارتباط با کرانه ناپویا پالئوتتیس بوده است (باقری و اشتامفلی، ۲۰۰۸). در این راستا، بررسی سنگ‌نگاری بر مبنای رسم نمودار سه‌تایی فولک (۱۹۸۰) و نمودارهای ژئوشیمیایی پتی‌جان (۱۹۷۵) برای ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود نشان می‌دهد که این سنگ‌ها عمدتاً کوارتزآرنایت، سابلیت‌آرنایت و ساب‌آرکوز با میزان بالای کوارتزهای تک‌بلورین می‌باشند. همچنین رسم نمودارهای مثلثی دیکینسون و همکاران (۱۹۸۳) نشان می‌دهد که این رسوبات از سنگ‌های با چرخه دوباره و کراتون‌های پایدار نشأت گرفته‌اند. افزون بر این، رسم نمودارهای جدایشی برای رسوبات سازند جیروود نشان می‌دهد که این رسوبات از سنگ‌های آذرین اسیدی تا حدواسط گرفته شده‌اند. پژوهش‌های گوناگونی که بر روی منشا رسوبات ماسه‌سنگی در زمان پالئوزوئیک در صفحه عربی و آفریقا انجام گرفته است (آویگارد و همکاران، ۲۰۰۵؛ کولوندر و همکاران، ۲۰۰۶؛ الدباغ، ۲۰۱۳) نشان می‌دهد که این رسوبات عمدتاً از ماسه‌سنگ‌های کوارتزی با رسیدگی ترکیبی بالا بوده و با توجه به واکاوی داده‌های جریان‌های دیرینه^۸ که سوی شمال و شمال‌خاوری را برای رسوبات رودخانه‌ای و دلتایی در آن زمان نشان می‌دهد، خاستگاه این رسوبات از ماسه‌سنگ‌های رسیده قدیمی‌تر و از جایی در جنوب صفحه گندوانا در نظر گرفته شده است که با طی مسافت

در مرحله بعد و بعد از نشست گرمایی حوضه پالئوتتیس، مرحله پس از ریفتی‌شدن^۳ آغاز می‌شود. در مرحله بعد از ساخت ریفت، یک حاشیه زمینساختی ناپویا^۴ در حوضه پالئوتتیس تشکیل می‌شود و آغاز گسترش کف اقیانوس پالئوتتیس باعث ایجاد فرونشینی گرمایی^۵ در کرانه ناپویا (که به تازگی ایجاد شده است) گردیده و این نشست با پیشروی کلی دریا در زمان ایفلین-ژبوسین همراه بوده است. اما در برخی از محل‌ها این پیشروی تا زمان فرازین-فامنین به تأخیر افتاده است (باقری و اشتامفلی، ۲۰۰۸) (مانند البرز میانی که با رسوبات قاره‌ای-حاشیه قاره‌ای سازند جیروود مشخص می‌شود). توالی کرانه ناپویا، پلاتفرم کریناته پیوسته‌ای را از دونین میانی تا تریاس میانی می‌سازد (وقتی که این کرانه در چرخه زمینساختی ائوسیمیرین قرار می‌گیرد) (باقری و اشتامفلی، ۲۰۰۸). این پلاتفرم کریناته در زمان دونین میانی تا بالایی با سازندهای خوش‌بیلاق (در خاور البرز) و بخش بالایی سازند جیروود (البرز میانی) آغاز می‌شود. بنابراین سازند جیروود در یک جایگاه زمینساختی ریفتی و از نظر زمانی بعد از ریفت^۶ ساخته شده است و میزان فرونشینی یا بالآمدگی این حوضه خودش را در رسوبات این سازند نشان داده است. رسیدگی ترکیبی و بافتی بالای ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود (حتی در بخش رخساره‌های رودخانه‌ای) خود نشانگر ساخت این رسوبات بعد از ریفت است. چنان‌که در ماسه‌سنگ‌های سازند پادها که به عنوان توالی همزمان با ریفت در نظر گرفته شده است، ماسه‌سنگ‌ها از رسیدگی پایینی برخوردار بوده و دارای مقدار بسیاری از اجزای ناپایدار مانند پلاژیوکلاز و خرده‌های ولکانیکی است (اهری‌پور و همکاران، ۲۰۱۰). شواهد سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی رسوبات سیلیسی-آواری سازند جیروود نشانگر حاکمیت رژیم زمینساختی ناپویا در زمان تهنشینی این رسوبات است، به گونه‌ای که رسم عناصر اصلی و فرعی در نمودارهای جایگاه زمینساختی حوضه‌های رسوبی، جایگاه زمینساختی ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود را کرانه قاره‌ای ناپویا نشان می‌دهد. می‌توان گفت، فعالیت‌های زمینساختی و ماگمایی حوضه ریفتی پالئوتتیس در زمان

³ Post-rift⁴ Passive margin⁵ Thermal subsidence⁶ post rift⁷ post rift⁸ Paleocurrent

کلی می‌توان گفت رسوبات آواری-کربناته دونین سازند جیروود در حوضه البرز میانی در یک پلت فرم پایدار و در یک حاشیه ناپویا قاره‌ای در حاشیه شمالی ابرقاره گندوانا و در یک شرایط آب و هوایی به نسبت گرم و مرطوب بر جای گذاشته شده‌اند.

نتیجه‌گیری

مطالعات سنگ نگاری و ژئوشیمی نهشته‌های دونین بالایی در البرز میانی در برش‌های ده‌ملا و تویه- دروار نشان می‌دهد که ماسه‌سنگ‌های سفید تا خاکستری رنگ سازند جیروود عمدتاً در سه گروه کوارتزآرنایت، ساب‌آرکوز و ساب‌لیت‌آرنایت (یک مورد لیت آرنایت) قرار می‌گیرند. این ماسه‌سنگ‌ها بیش‌تر از کوارتزهای تک‌بلورین، چرت و فلدسپار پتاسیم با گردشگی متوسط تا بسیار خوب و جورشدگی بالا ساخته شده‌اند و رسیدگی ترکیبی و بافتی بالایی را نشان می‌دهند. عناصر فرعی و اصلی اکثر نمونه‌های بررسی شده به‌طور کلی نسبت به ترکیب بخش بالایی پوسته قاره‌ای تهی‌شدگی (به جز Si که سرشاری نشان می‌دهد) نشان می‌دهند که این موضوع به دلیل سرشاری این ماسه‌سنگ‌ها نسبت به کانی‌های پایدار مانند کوارتز و چرت و میزان اندک کانی‌های ناپایدار دارای Al مانند فلدسپارها و کانی‌های رسی است. ترکیب مودال (مانند کوارتز، فلدسپار و خرده‌های سنگی) و اندیس‌های شیمیایی ماسه‌سنگ‌ها سازند جیروود نشان می‌دهد که این رسوبات از سنگ‌های رسوبی کهن‌تر که در طی کوهزایی بالا آمده‌اند و هم‌چنین سنگ‌های آذرین اسیدی تا حدواسط در یک کرانه قاره‌ای ناپویا و در شرایط آب و هوایی گرم و به نسبت مرطوب مشتق شده‌اند. یافته‌های سنگ‌نگاری و ژئوشیمی در کنار داده‌های حاصل از آنالیز جهت جریان دیرینه در رسوبات سازند جیروود و رسوبات رودخانه‌ای و دلتایی هم‌زمان واقع در کرانه شمالی گندوانا نشان می‌دهد که رسوبات سیلیسی-آواری این سازند پس از ترابری دراز مدت و طی مسافت بسیار زیاد، از یک خاستگاه دور واقع در صفحه عربی- آفریقا و از جایگاه‌های زمینساختی کوهزایی‌های چرخه دوباره و درون کراتونی پایدار مشتق شده‌اند.

دراز به محل ته‌نشینی حمل شده‌اند (آویگارد و همکاران، ۲۰۰۵). بر پایه این پژوهش‌ها، عمده سیستم‌های رسوبی که در زمان پالئوزوئیک در صفحه عربی و آفریقا حاکم بوده است از نوع سیستم‌های رودخانه‌ای بریده بریده بوده (اگر چه به میزان اندک سیستم‌های دلتایی و دریایی کم ژرف نیز شناسایی شده است) که ترابری رسوبات آواری از جنوب به صفحه عربی و آفریقا را بر عهده داشته‌اند (عبدل ماگوید، ۲۰۰۶؛ الدباغ، ۲۰۱۳). بنابراین، باتوجه به این که صفحه ایران و عربستان در دوره دونین به یکدیگر متصل بوده‌اند (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱) و با در نظر گرفتن منشا رسوبات صفحه عربی از جنوب و ته‌نشینی در یک حاشیه ناپویای قاره‌ای (به مانند ایران)، می‌توان نتیجه گرفت که رسوبات آواری سازند جیروود نیز از جنوب صفحه ایران از صفحات آفریقا- عربی^۹ و با طی مسافت بسیار دراز و هوازدگی شدید نشأت گرفته‌اند. این تفسیر با یافته‌های واکاوی سوی جریان دیرینه بدست آمده برای رسوبات سازند جیروود در حوضه البرز میانی همبستگی نشان می‌دهد، به گونه‌ای که این داده‌ها سوی کلی شمال خاور و شمال‌باختر را نشان می‌دهند (شرفی و همکاران، ۲۰۱۶). بلوغ ترکیبی و بافتی بسیار بالای ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود که دارای مقدار بسیار بالای کوارتز و خرده‌های چرتی کاملاً گردشده و جورشده هستند و میزان بسیار اندک اجزای ناپایدار به خوبی این تفسیر را تایید می‌کند. وجود سنگواره‌های گیاهی و نبود شواهد خاکزایی در رخساره‌های رودخانه‌ای، گسترش اندک رخساره‌های دانه‌ریز و طبیعت انباشته شده لایه‌های ماسه‌سنگی در برش‌های گوناگون سازند جیروود (شرفی و همکاران، ۲۰۱۶) نشانگر شرایط آب و هوایی به نسبت مرطوب با میزان بالای جریان‌ات سطحی^{۱۰} در طی رسوب‌گذاری رسوبات سیلیسی- آواری در یک سیستم خلیج دهانه‌ای- حاشیه ساحلی بوده که منطبق با نقشه‌های جغرافیایی دیرینه در زمان دونین است که ایران را در عرض جغرافیایی ۲۵-۳۰ درجه جنوبی و در شرایط آب و هوایی گرم و به نسبت مرطوب نشان می‌دهند (گولونکا، ۲۰۷۷؛ حیدری، ۲۰۰۸؛ الحدیدی و الجبوری، ۲۰۰۹) (شکل ۱۷). در پایان، بر پایه بررسی‌های میدانی، سنگ نگاری و ژئوشیمیایی به طور

⁹ Afro-Arabia

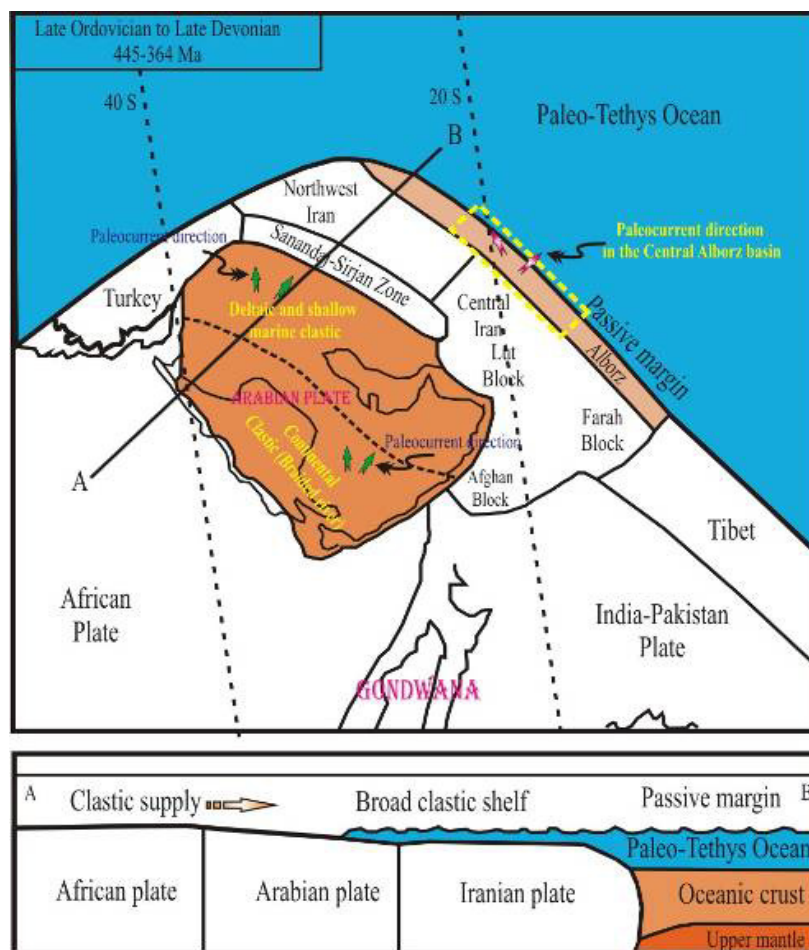
¹⁰ Run off

جدول ۱. آنالیز مدال ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود در دو برش تویه-دروار (بخش روشن) و دهملا (بخش خاکستری) (Qm: monocrystalline quartz; Qp: polycrystalline quartz; Qt: total quartz; P: plagioclase; K: potassium feldspar; F: total feldspar; Ls: sedimentary lithic; Lv: volcanic lithic; Lm: metamorphic lithic; Cht: Chert; L: total lithic (Ls+Lv+Lm); (۱۹۸۰) Lt: L+ Qp; RF: Total unstable rock fragments and chert; HM: heavy mineral

SAMPLE No.	Qm	Qp	Qt	P	K	F	Ls	Lv	Lm	Cht	L	Lt	RF	Mica	HM
GT1	192	0	192	0	4	4	0	0	0	3	0	0	3	0	2
GT5	194	0	194	0	4	4	0	0	0	2	0	0	2	1	0
GT7	188	0	188	0	9	9	0	0	0	3	0	0	3	2	2
GT9	190	0	190	0	7	7	0	0	0	4	0	0	4	0	3
GT13	198	0	198	0	3	3	0	0	0	5	0	0	5	0	1
GT14	202	0	202	0	3	3	2	0	0	4	2	2	6	0	0
GT15	190	0	190	0	2	2	0	0	0	8	0	0	8	0	0
GT21	178	0	178	2	8	10	0	0	0	6	0	0	6	1	4
GT22	180	4	184	0	8	8	0	0	0	9	0	4	9	1	0
GT23	211	0	211	0	8	8	0	0	0	13	0	0	13	1	2
GT24	209	0	209	0	9	9	0	0	0	7	0	0	7	1	3
GT26	189	3	192	0	6	6	0	0	0	11	0	3	11	0	2
GT27	181	0	181	0	11	11	0	0	0	9	0	0	9	1	0
GT31	201	0	201	0	5	5	1	0	0	3	1	1	4	0	1
GT33	204	0	204	0	3	3	0	0	0	3	0	0	3	0	2
GT39	204	0	204	0	4	4	0	0	0	3	0	0	3	0	1
GT44	215	0	215	0	6	6	0	0	0	2	0	0	2	1	0
GT48	209	0	209	0	3	3	0	0	0	3	0	0	3	2	4
GD2	211	0	211	0	9	9	0	0	0	5	0	0	5	0	3
GD3	202	3	205	0	7	7	0	0	0	6	0	3	6	0	2
GD8	200	3	203	0	9	9	0	0	0	9	0	3	9	0	0
GD10	192	0	192	0	2	2	0	0	0	6	0	0	6	0	0
GD11	184	0	184	0	8	8	0	0	0	7	0	0	7	0	1
GD14	186	0	186	0	9	9	0	0	0	6	0	0	6	0	0
GD16	209	0	209	0	10	10	1	0	0	11	1	1	12	0	1
GD23	207	0	207	0	7	7	0	0	0	16	0	0	16	0	2
GD24	200	5	205	0	4	4	0	0	0	11	0	5	11	0	0
GD27	195	0	195	0	3	3	0	0	0	29	0	0	2	0	1
GD32	212	3	215	0	9	9	0	0	0	9	0	3	9	0	0
GD35	207	0	207	2	7	9	0	0	0	11	0	0	11	1	0
GD37	190	0	190	0	4	4	0	0	0	6	0	0	6	0	2
GD40	182	0	182	0	4	4	0	0	0	10	0	0	10	1	1
GD43	191	0	191	0	6	6	3	0	0	4	3	3	7	0	4
GD45	193	0	193	0	8	8	0	0	0	5	0	0	5	1	2
GD53	190	0	190	0	3	3	0	0	0	5	0	0	5	1	1
GD57	209	0	209	0	4	4	0	0	0	3	0	0	3	0	4
GD65	216	0	216	0	7	7	0	0	0	5	0	0	5	1	0
GD71	209	0	209	0	5	5	0	0	0	3	0	0	3	2	2

جدول ۲. مقادیر اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی ماسه‌سنگ‌های سازند جیروود در برش‌های دهملا (بخش روشن) و تویه‌دروار (بخش خاکستری) (عناصر اصلی بر حسب درصد و عناصر فرعی بر حسب پی‌پی‌ام)

SAMPLE No.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	MgO	K ₂ O	TiO ₂	MnO	CaO	P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	Rb	Sr	Ba	Th	Zr	Y	Cr	Ni	V	U	CIA
GD2	88.44	3.49	0.11	0.85	1.64	0.15	0.04	1.62	0.04	1.3	41	35	189	28	158	16	27	34	30	71	51
GD3	91.58	2.06	0.08	0.85	0.9	0.9	0.01	1.28	0.03	1.2	29	13	105	14	108	13	13	31	21	31	47.7
GD8	88.85	2.01	0.11	1.49	0.86	0.07	0.04	2.07	0.04	1.32	23	25	141	25	82	15	28	43	15	47	39.8
GD10	83.47	1.59	0.07	2.6	0.52	0.05	0.07	4.23	0.05	1.79	23	19	103	13	46	13	27	22	13	32	24.8
GD11	85.86	4.77	0.08	1.4	1.67	0.11	0.04	1.54	0.05	1.53	51	51	189	12	106	14	24	3	24	37	59.2
GD14	77.76	4.36	0.08	3.13	1.86	0.11	0.07	4.38	0.6	1.82	65	44	179	7	93	16	40	43	25	60	40.8
GD16	91.25	2.03	0.06	0.55	0.84	0.1	0.02	1.86	0.04	1.23	31	27	113	15	137	15	40	16	22	63	42.4
GD23	90.87	4.52	0.07	0.19	2.03	0.16	0.01	0.13	0.09	1.36	42	21	234	27	115	18	49	13	31	34	67
GD24	93.58	2.87	0.09	0.1	1.28	0.11	0.01	0.15	0.07	1.23	35	22	134	24	90	15	28	14	23	67	65.4
GD32	91.59	3.26	0.11	0.12	1.21	0.28	0.02	0.81	0.07	1.47	45	32	496	25	155	15	27	24	50	59	60.5
GD35	90.09	4.58	0.11	0.24	1.33	0.32	0.02	0.26	0.15	1.96	40	38	169	33	121	16	25	20	48	33	73
GD37	92.87	2.94	0.06	0.13	0.86	0.14	0.02	0.41	0.11	1.55	30	24	124	27	94	16	38	7	28	40	69
GD40	92.4	3.14	0.06	0.1	1.11	0.25	0.01	0.19	0.12	1.88	33	25	152	24	138	16	33	15	41	41	69.8
GD43	91.36	3.6	0.1	0.17	1.19	0.25	0.01	0.59	0.52	1.56	40	44	152	29	233	18	33	16	42	27	65.7
GD45	89.71	3.97	0.09	0.16	1.57	0.28	0.02	0.83	0.8	1.76	45	86	344	38	280	20	24	20	49	64	61.5
GD53	90.31	2.69	0.07	0.1	0.63	0.26	0.02	1.92	1.4	1.64	25	112	447	28	244	25	28	38	46	65	50.7
GD57	89.08	1.63	0.01	0.05	0.26	0.25	0.02	2.97	2.18	2.09	17	138	598	32	323	32	30	12	51	53	33.5
GD65	88.13	1.7	0.08	0.67	0.62	0.24	0.04	3.25	0.87	1.55	22	80	155	26	284	19	28	13	43	56	30.1
GD71	85.54	4.34	0.07	0.2	1.49	0.52	0.01	2.48	2.15	2.08	46	193	295	34	355	37	52	6	80	45	51.8
GT13	92.36	3.1	0.03	0.23	1.07	0.08	0.02	0.69	0.22	1.22	38	22	117	28	91	16	43	35	15	47	63.4
GT14	92.09	2.68	0.08	0.34	1.01	0.07	0.02	1.25	0.33	0.93	35	25	49	26	62	15	13	15	14	80	53.4
GT21	89.06	4.88	0.11	0.3	1.29	0.62	0.01	0.017	0.09	2.39	52	21	181	21	213	17	27	17	93	70	77.5
GT23	88.73	4.59	0.07	0.45	1.01	0.26	0.01	0.016	0.09	3.32	42	27	223	16	153	15	27	16	51	50	80.7
GT24	88.55	5.79	0.09	0.49	1.63	0.63	0.01	0.21	0.14	4.12	53	45	169	24	236	19	44	61	91	60	75
GT27	90.52	3.98	0.09	0.4	0.97	0.36	0.01	0.53	0.1	1.78	27	23	161	20	203	18	32	24	56	21	71.5
GT31	92.37	2.88	0.07	0.14	0.85	0.32	0.01	0.96	0.07	1.09	32	17	93	12	178	14	43	21	50	60	60.5
GT33	93.37	2.31	0.08	0.16	0.57	0.3	0.02	0.78	0.44	1.09	29	47	157	7	402	17	29	36	47	64	61.8
GT39	97.07	0.9	0.06	0.02	0.14	0.16	0.01	0.25	0.2	0.82	19	19	813	14	163	16	25	31	38	42	66.7
GT44	85.99	2.41	0.03	0.9	0.53	0.38	0.03	3.36	0.54	2.03	29	66	152	22	417	18	30	25	58	52	38.1
GT48	92.54	2.61	0.11	0.12	0.51	0.29	0.01	1.1	0.89	1.05	32	58	131	28	362	22	34	24	48	56	60.3
GT54	89.32	3.47	0.07	0.18	0.9	0.63	0.02	1.56	1.07	1.72	35	107	471	23	740	28	45	6	87	30	57.9



شکل ۱۷. نقشه جغرافیای دیرینه صفحه ایران و دیگر خرد قاره‌های حاشیه شمالی ابر قاره گندوانا در زمان دونین که پهنه ایران را در نیمکره جنوبی و نزدیک عرض جغرافیایی ۲۵-۳۰ درجه و در شرایط آب و هوایی گرم و به نسبت مرطوب نشان می‌دهد (برگرفته از الحدیدی و الجبوری، ۲۰۰۹) که منطبق با شواهد رخساره‌ای دیده شده مانند خرده‌های گیاهی و نبود شواهد خاکزایی در رسوبات رودخانه‌ای و حاشیه ساحلی سازند جیروود است. افزون بر این، داده‌های آنالیز جریان دیرینه در پلیت عربی که یوی شمال و شمال خاور را نشان می‌دهد (فلش سبز) (الدباغ، ۲۰۱۳) منطبق با یافته‌های این پژوهش است که روند شمال خاور و شمال باختر را برای سوی جریان دیرینه نشان می‌دهد (فلش قرمز) (شرفی و همکاران، ۲۰۱۶).

منابع

سعیدی، ا.، اکبرپور، م. ر (۱۳۷۱) نقشه زمین‌شناسی ایران، سری ۱:۱۰۰۰۰۰، شماره ۶۷۶، کیاسر، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
شهرابی، م (۱۳۶۹) نقشه زمین‌شناسی ایران، سری ۱:۲۵۰۰۰۰، گرگان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
لاسمی، ی (۱۳۷۹) رخساره‌ها و محیط‌رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سنگ‌های پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران: انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۸۰ صفحه .

آقاناتی، س. ع (۱۳۸۶) زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۲ ص.
رضایی، ن.، رضایی، خ.، فیاضی، ف (۱۳۹۴) تعیین برخاستگاه زمین‌ساختی و هوازدگی سنگ منشأ ماسه‌سنگ‌های سازند داهو (کامبرین پیشین) به روش‌های پتروگرافی و ژئوشیمی عناصر اصلی در برش ایبانه غرب نطنز، دوفصلنامه رسوب‌شناسی کاربردی ۶، ۲۶-۴۲.
سرباز، ن.، محبوبی، ا.، موسوی‌حرمی، ر.، خانه‌باد، م.، ماهانی‌پور، ا (۱۳۹۵) خاستگاه و موقعیت تکتونیکی سازند کشف‌رود در برش ناویا (غرب بجنورد) بر مبنای مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمی ماسه‌سنگ‌ها، دوفصلنامه رسوب‌شناسی کاربردی ۸، ۸۹-۱۰۲.

Abdel Wahab, H. Sh., Yemane, K., Giegengack, R (1997) Mineralogy and Geochemistry of the Pleistocene lacustrine beds in Wadi Feiran, south Sinai, Egypt: Implication for

- Supergroup, in the Eastern Cape Province of South Africa: Implications for provenance, weathering and tectonic setting. *Open Geosciences*, DOI: <https://doi.org/10.1515/geo-2017-0028>.
- Bassis, A., Hinderer, M., Meinhold, G (2016) New insights into the provenance of Saudi Arabian Palaeozoic sandstones from heavy mineral analysis and singlegrain geochemistry. *Sediment Geology*, 333:100–114.
- Bauluz, B., Mayayo, M. J., Fernandez-Nieto, C., Gonzalez-Lopez, J. M (2000) Geochemistry of Precambrian and Paleozoic siliciclastic rocks from the Iberian Range (NE Spain): implications for source-area weathering, sorting, provenance, and tectonic setting. *Chemical Geology*, 168: 135–150.
- Bhattacharjee, J., Ghosh, K. K., Bhattacharya, B (2017) Petrography and geochemistry of sandstone–mudstone from Barakar Formation (early Permian), Raniganj Basin, India: Implications for provenance, weathering and marine depositional conditions during Lower Gondwana sedimentation, *Geological Journal*, DOI: 10.1002/gj.2946.
- Bracciali, L., Marroni, M., Pandolfi, L., Rocchi, S (2007) Geochemistry and petrography of Western Tethys Cretaceous sedimentary covers (Corsica and Northern Apennines): from source areas to configuration of margins. In: Arribas, J., Critelli, S., Johnsson, M. J. (Eds.), *Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry*. Geological Society of American Special Paper, 420: 73–93.
- Berberian, M., 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.
- Blatt, H., Middleton, G.V., and Murray, R (1980) *Origin of Sedimentary Rocks*: 2nd ed., Prentice Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 782p.
- Boulin, J (1988) Hercynian and Eo-Cimmerian events in Afghanistan and adjoining regions. *Tectonophysics*, 148: 253-278.
- Caracciolo, L., Le Pera, E., Muto, F., Perri, F (2013) Sandstone petrology and mudstone geochemistry of the Peruc-Koryacany Formation) Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic). *Int Geol Rev*.
- Cardenas, A., Girty, G. H., Hanson, A. D., Lahren, M. M (1996) Assessing differences in composition between low metamorphic grade mudstones and high-grade schists using log ratio techniques. *Journal of Geology*, 104: 279–293.
- environmental and climate changes, *Egyptian journal of Geology*, 41: 145-171.
- Aharipour, R., Moussavi, M. R., Mosaddegh, H., Mistiaen, B (2010) Facies features and paleoenvironmental reconstruction of the Early to Middle Devonian syn-rift volcano-sedimentary succession (Padeha Formation) in the Eastern-Alborz Mountains, NE Iran, *Facies*, 56: 279–294.
- Ahmadzadeh Heravi, M (1983) Brachiopods and conodonts from the Lower Devonian sediments at southern Bojnourd city. *Journal of Technology and Science*, Tehran University, 45: 1-24. Tehran. [In Farsi].
- Akinlua, A., Ngola, A., Fadipe, O. A., Adekola, S. A (2016) Petrography and geochemistry of sandstone samples of Vischkuil formation, Karoo Supergroup, South Africa, *Journal of Petroleum Exploration and Production Technology*, 6: 159–167.
- Alavi, M (1996) Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics*, 21: 1-33.
- Al-Dabbagh, M. E (2013) Effect of tectonic prominence and growth of the Arabian shield on Paleozoic sandstone successions in Saudi Arabia, *Arabian Journal of Geosciences*, 6: 835–843.
- Al-Juboury, A. I., AL-Hadidy, A. H (2009) Petrology and depositional evolution of the Paleozoic rocks of Iraq: Marine and Petroleum Geology, 26(2): 208-231.
- Araujo, C. E. G., Pineo, T. R. G., Caby, R., Costa, F. G., Cavalcante, J. C., Vasconcelos, A. M., Rodrigues, J. B(2010) Provenance of the Novo Oriente Group, southwestern Ceara Central Boroin, Borborema province (NE Brazil): A dismembered segment of a magma-poor passive margin or a restricted rift-related basin?. *Gondwana Research*, 18: 497-513.
- Avigard, D. A., Sandler, K., Kolodner, R. J., Stern, M., McWilliams, N., Miller, M., Beyth, M (2005) Mass production Cambro-Ordovician quartz-rich sandstone as a consequence of chemical weathering of Pan-African terrains: environmental implications. *Earth Planet Science Letters*, 240: 818–826.
- Bagheri, S., 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.
- Baiyegunhi, Ch., Liu, K., Gwavava, O (2017) Geochemistry of sandstones and shales from the Eccia Group, Karoo Supergroup, in the Eastern Cape Province of South Africa: Implications for provenance, weathering and tectonic setting. *Geochemistry of sandstones and shales from the Eccia Group, Karoo*

- Geochimica et Cosmochimica Acta, 26: 1174-1187.
- Humphreys, B., Morton, A. C., Hallsworth, C. R., Gatliff, W. R., Riding, J (1995) An integrated approach to provenance studies: A case example from the Upper Jurassic of the Central Graben, North Sea, In: developments in sedimentary provenance studies (eds. Morton A.C., Todd S.P., Haughton, P.D.W.), published by the Geological Society of London, 230-251.
- Ingersoll, R. V., Bullard, T. F., Ford, R. L., Grimm, J. P., Pickle, J. D. and Sares, S. W (1984) The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickenson point-counting method, *Journal of Sedimentary Petrology*, 54 (1): 103-116.
- Jafarzadeh, M., Moussavi Harami, R., Mahboubi, A (2014) Sandstone petrography and geochemistry of the Oligo-Miocene Zivah Formation, NW Iran: Implication on provenance and tectonic setting. *Sedimentary Basins Jena - Research, Modelling, Exploration*, 09-23
- Jin, Z. Li. F., Cao, J. Wang, S. Yu. J (2006) Geochemistry of Daihai Lake sediments, Inner Mongolia, north China: Implications for Provenance and sedimentary sorting and catchment weathering, *Geomorphology*, 80: 147-163.
- Khanehbad, M., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., Nadjafi, M., Mahmudi Gharaie (2012) Geochemistry of Carboniferous Sandstone (Sardar Formation), East-Central Iran: Implication for Provenance and Tectonic setting, *Acta Geologica Sinica*, 86: 1200-1210.
- Kolodner, K., Avigard, D., McWilliams, M., Wooden, J. L., Wiebord, T., Feinstein, S (2006) Provenance of north Gondwana Cambrian-Ordovician sandstones: U-Pb SHRIMP dating of detrital zircons from Israel and Jordan. *Geol Mag*, 143: 367-391.
- McLennan, S. M., Taylor, S. R., Kroner, A (1983) Geochemical evolution of Archean shales from South Africa, I. The Swazi-land and Pongola Supergroups. *Precambrian Research*, 22: 93-124.
- McLennan, S. M (2001) Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochem Geophys Geosys (G3)* 2(2):10-21. doi: 10.1029/2000GC000109.
- Nath, B. N., Kurzendorf, H., Pluger, W. L (2000) Influence of provenance, weathering and sedimentary processes on the elemental ratio of the fine-grained fraction of the bed load sediments from the Wembanad Lack and the adjoining continental shelf, southwest coast of India. *Journal of Sedimentary Research*, 70: 1081-1094.
- Chittellborough, D. J (1991) Indicates of weathering for soils and palaeosols formed on silicate rocks. *Australian Journal of Earth Sciences*, 38: 115-120.
- Cullers, R. L (2000) The Geochemistry of Shales, Siltstones and Sandstones of Pennsylvanian-Permian Age, Colo-rado, USA: Implications for Provenance and Metamorphic Studies, *Lithos*, 51: 181-203.
- Dabard, M. P (1990) Lower Brioverian Formation (Upper Proterozoic) of the Armorican Massif (France): Geodynamic evolution of source area revealed by sandstone petrography and geochemistry, *Sedimentary Geology*, 69: 45-58.
- Das, B. K., AL-Mikhlaifi, A. S., Kaur, P (2006) Geochemistry of Mansar Lake sediments, Jammu, India: implication for source-area weathering, provenance, and tectonic setting. *Journal of Asian Earth Sciences*, 26: 649-668.
- Dickinson, W. R., Beard, S. L., Brakenridge, G. R (1983) Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of American Bulletin*, 94: 222-235.
- Etemad-Saeed, N., Hosseini-Barzi, M., Armstrong-Altrin, J.S (2011) Petrography and geochemistry of clastic sedimentary rocks as evidences for provenance of the Lower Cambrian Lalun Formation, Posht-e-badam block, Central Iran, *Journal of African Earth Sciences*, 61: 142-159.
- Floyd, P. A., Winchester, J. A., Park, R. G (1989) Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the Early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch, NW Scotland: *Precambrian Research*, 45: 203-214.
- Folk, R. L (1980) *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hamphill, Austin, Texas, 182 p.
- Gehrels, G. E., Johnsson, M. J., Howell, D. G (1999) Detrital zircon geochronology of the Adams Argillite and Nation River Formation, East-Central Alaska, U.S.A., *Journal of Sedimentary Research*, 69: 135-144.
- Golonka, J (2004) Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic, *Tectonophysics*, 381: 235-273.
- Hairapetian, V., Mohibullah, M., Tilley, L. J., Williams, M., Miller, C. G., Afzal, J., Ghobadi Pour, M., Hejazi, S. H (2011) Early Silurian carbonate platform ostracods from Iran: A peri-Gondwanan fauna with strong Laurentian affinities. *Gondwana Research*, 20: 645-653.
- Heydari, E (2008) Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountains of Iran. *Tectonophysics*, 451: 56-70.
- Hirst, D. M (1962) The geochemistry of modern sediments from the Gulf of Paria II. The location and distribution of trace elements,

- Suttner, L. J., Dutta, P. K (1986) Alluvial sandstone composition and palaeoclimate: framework mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56: 329–345.
- Taylor, S. R., McLennan, S. M (1985) *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publications, 312 pp.
- Visser, J. N. J., and Young G. M (1990) Major elements geochemistry and Paleoclimatology of the Permo-Carboniferous glaciogene Dwyka Formation and post-glacial mudrocks in southern Africa (J). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoeology*, 81: 49-57.
- Wang, Z., Wang, J., Fu, X., Feng, X., Wang, D., Song, Ch., Chen, W., Zeng, Sh (2017) Petrography and geochemistry of upper Triassic sandstones from the Tumengela Formation in the Woruo Mountain area, North Qiangtang Basin, Tibet: Implications for provenance, source area weathering, and tectonic setting. *Geological Journal*, DOI: 10.1111/iar.12191.
- Zaid, S. M (2012) Provenance, diagenesis, tectonic setting and geochemistry Rudes Sandstone (Lower Miocene) Wada Field, Gulf Suez, Egypt, *Journal of African Earth Science*, 66-67: 56-71.
- Zawada, P. K (1988) The stratigraphy and sedimentology of the Eoce and Beauion Group in the Fouresmith Area South Western Orange Free State, *Geological Society of South Africa Bulletin*, 90, 43p.
- Nesbitt, H. W., Young, G. M (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299: 715–717.
- Nicols, G. J (2009) *sedimentology and stratigraphy*. Wiley-Blackwell: Chichester, 419p.
- Nowrouzi, Z., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., Gharai, M. H. M., Ghaemi, F (2014) Petrography and geochemistry of Silurian Niur sandstones, Derenjal Mountains, East Central Iran: implications for tectonic setting, provenance and weathering. *Arabian Journal of Geosciences*, 7: 2793-2813.
- Odigi, M. I., Amajor, L. C (2009) Geochemical characterization of Cretaceous sandstones from the southern Benue Trough, Nigeria, *Chinese Journal of Geochemistry*, 28: 044- 054.
- Pe-Piper, G., Triantafyllidis, T., Piper, D. J. W (2008) Geochemical identification of clastic sediment provenance from known sources of similar geology: The Cretaceous Scotian Basin, Canada, *Journal of Sedimentary Research*, 78: 595–607.
- Pettijohn, F. J (1975) *Sedimentary Rocks*, third ed. Harper and Row, New York. 627p.
- Roser, B. P., and Korsch, R. J (1986) Determination of tectonic setting of sandstone–mudstone suites using SiO₂ and K₂O/Na₂O ratio: *Journal of Geology*, 94: 635–650.
- Roser, B. P., Korsch, R. J (1988) Provenance signatures of sandstone– mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemistry Geology*, 67: 119–139.
- Sharafi, M., Longhitano, S. G., Mahboubi, A., Moussavi Harami, R., Mosaddegh, H (2016) Sedimentology of a transgressive mixed-energy (wave/tide-dominated) estuary, Upper Devonian, Geirud Formation (Alborz Basin, northern Iran), IAS Special publications, Wiley Blackwell, 255-286.
- Sifeta, K., Roser, B. P., Kimura, J. I (2005) Geochemistry, provenance, and tectonic setting of Neoproterozoic metavolcanic and metasedimentary units, Werri area, Northern Ethiopia, *Journal of African Earth Sciences*, 41: 212–234.
- Stampfli, G. M (1978) Étude géologique générale de l'Elburz oriental au S de Gonbad-e-Qabus Iran N-E. These présentée la Faculté des Sciences de l'Université de Geneve, 1-329.
- Stampfli, G. M., Marcoux, J., Baud, A (1991) Tethyan margins in space and time. In: Channell, J. E. T., Winterer, E. L., Jansa, L. F. (Eds.), *Paleogeography and Paleooceanography of Tethys*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, pp. 373–410.