

برخاستگاه زمین‌ساختی ماسه‌سنگ‌های سازند پادها در برش سمیرکوه، ایران مرکزی: با در نظر گرفتن تأثیر فرایندهای دیاژنزی بر ترکیب ماسه‌سنگ‌ها

محبوبه حسینی برزی* و معصومه سعیدی^۱

^۱ دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۰۲/۰۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۰۹/۱۸

چکیده

در این مطالعه ماسه‌سنگ‌های سازند پادها با ستبرای ۳۹۰ متر در برش سمیرکوه، واقع در زرنند کرمان، برای بررسی دیاژنز و حذف اثرات آن بر روی ترکیب ماسه‌سنگ‌ها و همچنین تعیین سنگ مادر و برخاستگاه زمین‌ساختی مورد مطالعه قرار گرفته است. در این مطالعه، ۹۱ مقطع نازک، تجزیه مُدال ۳۰ نمونه و بررسی توسط میکروسکوپ الکترونی و تجزیه EDX ۶ نمونه ماسه‌سنگ انجام شده است. مطالعات سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که فرایندهای آشفتنگی زیستی، فشردگی فیزیکی، پوشش‌های هماتی پیرومون دانه‌های کوارتز (مرحله انورتنز)، پوشش‌های رسی کلریت و ایلیت، فشردگی شیمیایی، سیمان سیلیسی، سیمان دولومیتی، جانشینی دانه‌ها به وسیله سیمان دولومیتی، دولومیتی شدن (مرحله مزوژنز) و همچنین شکستگی‌های پر شده با کلسیت، سیلیس و اندریت (مرحله تلوژنز) ماسه‌سنگ‌های این سازند را تحت تأثیر قرار داده است. ایجاد خمیره (ماتریکس) بر اثر متلاشی شدن دانه‌های نرم در فشردگی فیزیکی، تغییر شکل دانه‌های نرم و انعطاف‌پذیر، انحلال جزئی برخی از دانه‌های فلدسپار و جانشینی دانه‌ها توسط سیمان دولومیتی در بررسی ترکیب ماسه‌سنگ‌ها باید مورد توجه قرار گیرد. بر این اساس، مطالعات برخاستگاه زمین‌ساختی ماسه‌سنگ‌ها با استفاده از نمودارهای $Qp_{02}Lvm_4Lsm_4$ و $Qt_{02}F_7L_1$ ، $Qm_{77}F_7Lt_{16}$ و پس از حذف اثرات فرایندهای دیاژنزیکی بر روی تجزیه مُدال صورت گرفته است. نتایج حاصل، نشان‌دهنده وجود دو رخساره کوارتزی/قطعه‌سنگی در این ماسه‌سنگ‌هاست. افزون بر این، با استناد به مثلث‌های $Qt_{02}F_7L_1$ و $Qm_{77}F_7Lt_{16}$ می‌توان برخاستگاه زمین‌ساختی ماسه‌سنگ‌های سازند پادها را مرتبط با برخاستگاه زمین‌ساختی کراتونی و کوهزایی با چرخه دوباره دانست. یادآوری می‌شود که مثلث برخاستگاهی $Qp_{02}Lvm_4Lsm_4$ با تأکید بر قطعات سنگی، نشان‌دهنده جایگاه زمین‌ساختی حاشیه قاره‌ای کافتی (Rifted continental margin) برای این ماسه‌سنگ‌هاست. جالب توجه این که، جایگاه زمین‌ساختی حاشیه قاره‌ای کافتی، با توجه به وجود لایه چهار متری از بازالت در این برش تأیید می‌شود. افزون بر این، با استفاده از نمودارهای خشتی که بر اساس ویژگی‌های دانه‌های کوارتز رسم شده است و همچنین شواهد سنگ‌شناختی در این ماسه‌سنگ‌ها، سنگ مادر چندگانه رسوبی، آذرین و دگرگونی را می‌توان برای این ماسه‌سنگ‌ها پیشنهاد کرد. نمودار آب‌وهوایی $\log Qt/F+R$ در برابر $\log Qt/F+RF$ و همچنین مثلث QFRF نشان‌دهنده آب‌وهوای مرطوب در طی ته‌نشست ماسه‌سنگ‌های سازند پادها است.

کلیدواژه‌ها: دیاژنز، برخاستگاه زمین‌ساختی، سنگ مادر، آب و هوا، سازند پادها

*نویسنده مسئول: محبوبه حسینی برزی

E-mail: hosseini@khayam.ut.ac.ir

۱- مقدمه

نیور قرار دارد و خود به‌وسیله سازند دولومیتی سیب‌زار با مرز تدریجی پوشیده می‌شود. این سازند فسیل مشخصی ندارد اما چون بر روی سازند نیور قرار دارد سن آن به دونین زیرین نسبت داده شده است (درویش زاده، ۱۳۸۳). این در حالی است که ریفی اسکویی (۱۳۷۱)، سن سازند پادها را در برش الگو، بر اساس پالینومورف‌ها، فرازین زیرین (دونین بالایی) تعیین کرده است. همچنین Ghavidel-syooki & owen (2007)، بر اساس مطالعات پالینومورف‌های سازند پادها در ناحیه جاجرم به این نتیجه رسیده‌اند که سازند پادها به‌طور قطع به دونین بالایی تعلق دارد. ستبرای رسوبات سازند پادها در نواحی مختلف کرمان متغیر است به گونه‌ای که در شمال کرمان و در حوالی شجره ستبرای آن ۵۰۰ متر و در جنوب کرمان میان ۴۰۰ تا ۵۰۰ متر است. در نقاط دیگر این ستبرای می‌تواند تا ۱۰۰۰ متر نیز افزایش یابد (روزگار، ۱۳۸۷).

سازند پادها در برش سمیرکوه، با مختصات جغرافیایی $51^{\circ} 30' N$ و $41^{\circ} 56' E$ در استان کرمان در ۱۰ کیلومتری خاور شهرستان زرنند و در نزدیکی روستای گزوییه، با ستبرای ۳۹۰ متر واقع شده است (شکل ۱). این برش بخشی از بیرون‌زدگی‌های دونین جنوب خاوری زون ایران مرکزی را شامل می‌شود (آقناباتی، ۱۳۸۵) و مرز زیرین این سازند با شیل‌های سازند نیور به‌صورت پیوسته و هم‌شیب و مرز بالایی آن با دولومیت سیب‌زار تدریجی است. ماسه‌سنگ‌ها بیشترین ستبرای ستون چینه‌شناسی در این سازند را به خود اختصاص داده‌اند، اگرچه ستبرای شیل‌های

بر اساس مطالعات (Weltje & Von Eynatten, 2004)، برخاستگاه (provenance) به معنی سرچشمه گرفتن و منشأ است، آنان این اصطلاح را در برگیرنده همه عوامل مرتبط با تولید رسوب می‌دانند که در این میان ترکیب سنگ مادر، فیزیوگرافی و آب‌وهوای منطقه منشأ، اهمیت خاصی دارد. (Dickinson 1970) بیان می‌کند که تأثیر نوع سنگ مادر بر روی ترکیب رسوبات در نواحی که از نظر زمین‌ساختی/ماگمایی فعالیت شدیدی دارند بیشتر از تأثیرات آب‌وهوایی و مکان‌نگاری (Topography) است، از سوی دیگر Basu et al. (1975)، تأثیرات آب‌وهوا و مکان‌نگاری را در مناطقی که از نظر زمین‌ساختی غیر فعال هستند، مهم‌تر می‌دانند و بنابراین، لازم است که در کنار مطالعات برخاستگاه، آب‌وهوا و جغرافیای دیرینه نیز مورد بررسی قرار گیرد. از آن جایی که در طی دیاژنز، ترکیب، بافت، تخلخل و نفوذپذیری سنگ‌ها دستخوش تغییرات فراوانی می‌شوند، بررسی فرایندهای دیاژنزی در تعیین ترکیب و به‌دنبال آن بررسی برخاستگاه، اهمیت خاصی دارد (Tucker, 2001). در همین راستا، McBride (1985) پیشنهاد می‌کند که در تفسیر برخاستگاه ماسه‌سنگ‌های دیرین باید به عوامل دیاژنزیکی که کانی‌شناسی اولیه ماسه‌سنگ‌ها را تغییر می‌دهد و یا سبب تشخیص ندادن آنها می‌شود، توجه کافی داشت.

برش نمونه سازند پادها در ناحیه ازبک کوه طبس توسط Ruttner et al. (1968) و Alavi-naini & Amidi (1968) معرفی شده است. ستبرای آن ۴۹۲ متر و بیشتر آن ماسه‌سنگ سرخ، دولومیت و گچ است که به‌صورت هم‌شیب بر روی سازند

شفاف همچون زیرکن، آمفیبول، کلریت، آپاتیت، تورمالین و اپیدوت اشاره کرد. افزون بر این، سازند پادها کانی‌های سنگین کدر بسیار فراوانی دارد که گاهی این کانی‌ها در افق‌هایی متمرکز شده‌اند و در برخی موارد نیز به صورت پراکنده دیده می‌شوند. ماسه‌سنگ‌های سازند پادها از نظر جورشدگی ترکیبی، جورشده و از نظر بافتی نیز جورشده تا خوب جورشده هستند.

۴- دیاژنز

مهم‌ترین فرایندهای دیاژنزی در ماسه‌سنگ‌های سازند پادها در ناحیه مورد مطالعه به شرح زیر است:

۴-۱. آشفته‌گی زیستی

موجودات زنده مانند کرم‌ها و سخت‌پوستان با حفر بسترهای رسوبی باعث بهم‌ریختگی در رسوبات می‌شوند و ممکن است ساختمان‌های رسوبی اولیه را به طور کامل از بین ببرند. این عمل توسط موجودات زنده در محیط‌های دریایی و غیردریایی اتفاق می‌افتد. همواره حفرات ایجاد شده بدین روش در مراحل بعدی توسط رسوباتی با اندازه متفاوت با رسوبات پیرامون خود پر می‌شوند (Tucker, 2001). در شکل ۵-۸، آشفته‌گی زیستی در سازند پادها نشان داده شده است و همان گونه که دیده می‌شود، ذرات دانه‌درشت توسط فعالیت موجودات زنده در زمینه دانه‌ریزتر قرار گرفته‌اند. لازم به یادآوری است که اثر فعالیت موجودات زنده به صورت حفاری در بررسی‌های صحرایی نیز دیده شده است (شکل ۵-۵ B). افزون بر این، آشفته‌گی زیستی در سازند پادها، در بخش‌هایی از بخش ابتدایی سازند، سبب ایجاد برگشتی بافتی شده است.

۴-۲. فشردگی

فشردگی به دو نوع فیزیکی و شیمیایی رسوبات سازند پادها را تحت تأثیر قرار داده است. به عقیده (Worden & Burley, 2003)، فشردگی فیزیکی سبب آب‌زدایی، کاهش حجم و همچنین کاهش تخلخل در رسوبات می‌شود. معمولاً فشردگی فیزیکی در ۵۰۰ متر اولیه تدفین به بیشترین مقدار خود می‌رسد (Worden & Burley, 2003). پس از آرایش دوباره دانه‌ها، فشردگی شیمیایی می‌تواند با افزایش ژرفای تدفین، ادامه یابد و منجر به کاهش بیشتر تخلخل شود. افزون بر این، مطابق با نظر (Thompson, 1959)، در این مرحله دانه‌های انعطاف‌پذیر تغییر شکل و شکل‌های شکستگی در میکاها گسترش می‌یابند و انحلال فشاری در محل تماس دانه‌های کوارتز با یکدیگر شکل می‌گیرد (تشکیل استیلولیت‌ها). از نشانه‌ها و علائم فشردگی در ماسه‌سنگ‌های سازند پادها می‌توان به تماس‌های میان‌دانه‌ای از نوع مضرس، کاو و کوژ و طولی اشاره کرد (شکل ۵-۵ C). همچنین حضور میکاهای خمیده (شکل‌های ۵-۵ D و E)، دانه‌های شکسته شده و تشکیل شکستگی‌های ریز در دانه‌های کوارتز (شکل ۵-۵ F)، تغییر شکل دانه‌های نرم (شکل ۵-۵ G)، شکل‌گیری خمیره بر اثر تلاشی و تغییر شکل دانه‌های تخریبی (شکل ۵-۵ H) و نبود تخلخل اولیه از دیگر نشانه‌های فشردگی در این سازند است.

۴-۳. سیمانی‌شدن

(Worden & Burley, 2003)، ته‌نشست کانی‌های درج‌ازا در فضاهای خالی سنگ‌ها را طی دیاژنز، سیمانی‌شدن می‌نامند. از عوامل کنترل‌کننده سیمانی‌شدن می‌توان به ترکیب شیمیایی سنگ میزبان و خلوص کانی‌شناسی اشاره کرد (Worden & Burley, 2003). مهم‌ترین سیمان‌های شناسایی شده در ماسه‌سنگ‌های سازند پادها به شرح زیر است:

— **سیمان هماتیسی:** سیمان هماتیسی به‌طور معمول در ژرفاهای کم تدفین و در مناطق وادوز تشکیل می‌شود، افزون بر این، طی بالا آمدگی نیز امکان تشکیل این نوع

موجود نیز قابل توجه است (شکل ۲). در این مطالعه سعی شده است در ابتدا با بررسی فرایندهای دیاژنزی و تأثیرات آنها بر روی ترکیب اولیه ماسه‌سنگ‌ها، نتایج تجزیه مُدال درستی و دقت بیشتری داشته باشد؛ سپس با مطالعه برخاستگاه زمین‌ساختی ماسه‌سنگ‌های سازند پادها در برش یاد شده در بالا، شناسایی سنگ مادر و موقعیت زمین‌ساختی احتمالی (بررسی منشأ) این سازند تفسیر شود. این مهم می‌تواند به بخشی از سؤال‌های مطرح شده در جغرافیای دیرینه منطقه کرمان پاسخ دهد.

۲- روش مطالعه

برای مطالعه سنگ‌شناسی اولیه، ۱۲۰ نمونه از ماسه‌سنگ‌های سازند پادها در منطقه مورد مطالعه برداشت و ۹۱ برش نازک مطالعه شد. برای بررسی‌های دقیق‌تر برای جدایش کلسیت و دولومیت و همچنین شناسایی انواع فلدسپارها و جدایش آنها از دانه‌های کوارتز، این مقاطع به ترتیب توسط آلیزارین سرخ و فروسیانید پتاسیم به روش (Dickson, 1965) و کبالتی نترات سدیم به روش (Houghton, 1980) رنگ‌آمیزی شدند. همچنین برای تکمیل مطالعات دیاژنتیکی، تشخیص و شناسایی ساختار کانی‌های رسی درج‌ازا و ویژگی‌های شیمیایی آنها، ۶ نمونه ماسه‌سنگی توسط میکروسکوپ الکترونی (SEM) مدل XL30، ساخت شرکت Philips و مجهز به تجزیه‌گر EDX در دانشگاه تربیت مدرس بررسی شد. سپس، برای بررسی برخاستگاه ماسه‌سنگ‌های سازند پادها، ۳۰ نمونه مناسب به نمایندگی از کل ستون چینه‌شناسی، به روش (Gazzi, 1966) و (Zuffa, 1985) در (Dickinson, 1970) با شمارش تقریبی ۳۵۰ دانه در هر برش و در نظر گرفتن فرایندهای دیاژنزی مؤثر بر ترکیب، مورد شمارش قرار گرفت. متغیرهای شمارش شده در جدول ۱ و نتایج حاصل از این نقطه شماری در جدول ۲ ارائه شده است.

۳- یافته‌ها

با استفاده از داده‌های حاصل از نقطه‌شماری و طبقه‌بندی سنگ‌شناسی ابتدایی (Folk, 1980)، ماسه‌سنگ‌های سازند پادها بیشتر کوارتز آرنایت، ساب لیتارنایت و ساب آرکوز است، اگرچه تعداد کمی از نمونه‌ها نیز ترکیب لیتیک آرکوز دارند (شکل ۳).

کوارتز، فراوان‌ترین جزء تشکیل‌دهنده این ماسه‌سنگ است، میزان این دانه در برخی مقاطع به بیش از ۹۵ درصد نیز می‌رسد. این کوارتزها بیشتر خاموشی مستقیم تا موجی شدید (شکل ۴-۴ A و B) دارند و هم‌بعد و بی‌شکل‌اند. بنابر نظر (Folk, 1980)، این کوارتزها معمولاً از گرانت‌ها تأمین می‌شود، اگرچه می‌تواند از بسیاری از منابع دیگر نیز تأمین شوند. افزون بر این، کوارتزهای چندبلوری دگرپدیس (Stretched metamorphic)، (شکل ۴-۴ C) با مرزهای ناصاف و مضرسی میان بلورهای تشکیل‌دهنده، کوارتزهای دگرگونی با تبلور دوباره (Recrystallized metamorphic)، (شکل ۴-۴ D) و نیز کوارتزهای با رشد ثانویه، در برخی موارد با فرسایش و گردشدگی در سیمان رشد ثانویه حاکی از چرخه دوباره رسوبی نیز وجود دارد. از قطعات سنگی می‌توان به چرت، ماسه‌سنگ، سیلستون، شیل و قطعات کربناتی اشاره کرد. قطعات سنگی آتشفشانی به مقدار بسیار کم و قطعات سنگی دگرگونی به‌ندرت در این مقاطع مشاهده شده‌اند. فلدسپارها سومین جزء تشکیل‌دهنده ماسه‌سنگ‌های پادها هستند و در پاره‌ای از موارد میزان آنها به‌طوری افزایش یافته است که ترکیب تعدادی از ماسه‌سنگ‌ها در محدوده ساب آرکوز و لیتیک آرکوز قرار می‌گیرند (شکل ۳). فراوانی فلدسپارها به ترتیب شامل ارتوکلاز، میکروکلین و پلاژیوکلازها است. به‌نظر می‌رسد فراوانی نسبی فلدسپارها با کاهش اندازه دانه‌ها افزایش می‌یابد. از کانی‌های فرعی می‌توان به میکاها و کانی‌های سنگین

هیپیدوتاپیک (Hypidiotopic) و ایدوتاپیک (Idiotopic) هستند. از منشأهای فرضی تأمین کننده یون منیزیم برای تشکیل سیمان‌های دولومیتی در سازند پادها می‌توان به فشرده‌گی و انحلال فشاری در سازندهای دولومیتی مجاور (Greensmith, 1995) (دولومیت سیب‌زار) و تبدیل کانی‌های رسی از سازندهای کهن‌تر (سازند نیور) و شیل‌های میان‌لایه‌ای موجود در سازند پادها نام برد. از دیگر انواع دولومیت‌های دیده شده در سازند پادها می‌توان به دولومیت‌های زین اسبی (Saddle or baroque dolomite) اشاره کرد (شکل ۷- D). این دولومیت‌ها بنا بر نظر Tucker (2001)، درشت بلور هستند و سطوح بلوری انحنا دار، رخ منحنی و خاموشی موجی دارند. تشکیل این دولومیت‌ها را می‌توان به دیاژنز تدفینی مربوط دانست (Flügel, 2004). همچنین، این دولومیت‌ها در مرحله آخر دیاژنز، به وسیله سیال‌های شور و گرم (Yoo et al., 2000) و در دمای بالاتر از $50-60^{\circ}\text{C}$ تشکیل می‌شوند (Mazzullo, 1992).

– **سیمان فلدسپاری:** اگرچه در بسیاری از ماسه‌سنگ‌ها، فلدسپارها به کانی‌های رسی تبدیل و یا توسط کلسیت جانشین می‌شوند، اما در برخی موارد، فلدسپارها می‌توانند به شکل رشد ثانویه بر روی دانه‌های آواری فلدسپار رشد کنند. این حالت در فلدسپارهای پتاسیم‌دار فراوان‌تر است اما در آلپیت‌های آواری نیز یافت می‌شوند (Tucker, 2001). برای تشکیل فلدسپارهای درج‌از، آب‌های درون حفره‌ای قلیایی و غنی از سدیم یا پتاسیم، آلومینیوم و سیلیس مورد نیاز است، که این عناصر می‌توانند از آبکافت و انحلال دانه‌های با پایداری کم در درون رسوبات، حاصل شوند (Tucker, 2001). در سازند پادها، این نوع از سیمان‌ها کمترین فراوانی را دارند و می‌توانند از انحلال دانه‌های با پایداری کمتر حاصل شده باشند (شکل ۷- E).

۴-۴. جانشینی دانه‌ها توسط دولومیت

جانشینی دانه‌ها یکی دیگر از فرایندهای دیاژنتیکی فراوانی است که در سازند پادها دیده می‌شود. بر اساس نظر Hurst (1981)، این فرایند طی تدفین در مقیاس محلی اتفاق می‌افتد و بیشتر با شرایط دیاژنتیکی مزوژنز همخوانی دارد. این فرایند در دانه‌های مختلف با شدت متفاوتی رخ داده است؛ بیشترین میزان این جانشینی در چرت‌ها دیده می‌شود در حالی که در کوارتزهای با رشد ثانویه، به هیچ وجه دیده نشده است. این امر را می‌توان ناشی از حساسیت متفاوت سطوح دانه‌ای نسبت به انحلال دانست (Hurst, 1981). در سازند پادها جانشینی بیشتر بر روی دانه‌های چرت (شکل ۷- F)، کوارتز، کلسدونی و فلدسپارها دیده می‌شود. با توجه به این که فرایند یاد شده باعث از بین رفتن کامل دانه نشده و فرایند جانشینی به صورت کامل در دانه‌ها صورت نپذیرفته، شناسایی و تشخیص نوع دانه اولیه در این ماسه‌سنگ‌ها ممکن بوده، یعنی این فرایند بر روی ترکیب ماسه‌سنگ‌های سازند پادها مؤثر نبوده است.

۴-۵. دولومیتی شدن

همان‌گونه که در شکل ۸- A دیده می‌شود، دولومیتی شدن یکی دیگر از فرایندهای دیاژنتیکی در ماسه‌سنگ‌های سازند پادهاست. به عقیده (Flügel, 2004)، به جانشینی دیاژنتیکی کلسیت به جای دولومیت، بویژه تحت تأثیر آب‌های جوی و آب‌های منفذی با ترکیب شیمیایی متفاوت که بیشتر سبب ایجاد تخلخل ثانویه می‌شود، دولومیتی شدن گفته می‌شود. دولومیتی شدن می‌تواند طی دیاژنز اولیه و یا تأخیری رخ دهد (Tucker, 2001). بنا بر عقیده (Holail et al., 1988) و (Lee & Harwood, 1989)، این فرایند بیشتر از راه تماس با آب‌های جوی، حاصل می‌شود. این درحالی است که (Budai et al., 1984) بیان می‌کنند که دولومیتی شدن می‌تواند طی دیاژنز تأخیری (تلوژنز) حاصل شود. از آنجایی که فرایند دولومیتی شدن در دولومیت‌های پرکننده شکستگی‌ها نیز دیده می‌شود (شکل ۸- F) و یادآوری این نکته که شکستگی در مراحل نهایی دیاژنز اتفاق افتاده و سپس توسط دولومیت پر شده است، می‌توان بیان

سیمان وجود دارد (Einsle, 2000). Tucker (2001) یون‌های لازم برای تشکیل سیمان هماتی را حاصل از انحلال درون‌چینه‌ای سیلیکات‌های آواری و آبکافت کانی‌های رسی که آهن را جذب می‌کنند، می‌داند. این نوع از سیمان، یکی از انواع سیمان در ماسه‌سنگ‌های سازند پادها بویژه در بخش‌های بالایی سازند است. با توجه به مطالعات صورت گرفته و به دلیل نبود پوشش‌های هماتی در محل تماس میان دانه‌ها (Tucker, 2001)، منشأ این نوع پوشش‌های هماتی می‌تواند دیاژنتیکی باشد (شکل ۶- A).

– **سیمان حفره پرکن رسی:** این نوع سیمان‌ها با وجود اندازه کوچک، به دلیل اهمیت و نقش آنها در نفوذپذیری، جزء مهمی از تشکیل دهنده‌های ماسه‌سنگ‌ها به حساب می‌آیند. به عقیده (Tucker, 2001)، ته‌نشینی رس‌های حاشیه‌ای، معمولاً اولیه (تخریبی) یا از اولین حوادث دیاژنتیکی است و کمبود یا نبود رس‌های حاشیه‌ای در نزدیکی و محل تماس دانه‌ها، نشانی از منشأ دیاژنتیکی کانی‌های رسی است. رس‌ها غالباً پیش از رشد ثانویه کوارتز و سیمانی شدن کلسیتی تشکیل می‌شوند (Tucker, 2001). همان‌طور که در شکل ۶- B نشان داده شده است، سیمان‌های رسی سبز رنگ در بیشتر موارد در محل تماس میان دانه‌ها دیده نشده‌اند، که این خود گواهی بر منشأ دیاژنتیکی آنهاست. با توجه به مطالعات صورت گرفته توسط میکروسکوپ الکترونی (شکل‌های ۶- C و D) و تجزیه EDX، این سیمان‌ها از نوع کلریت و ایلیت (شکل‌های ۶- E و F) هستند که در مرحله مزوژنز تشکیل شده‌اند. کلریت‌های پوشاننده دانه‌ها از تبدیل کانی‌های رسی غنی از آهن (عمدتاً برترین) در ژرفاهای تدفین بیشتر از ۳ کیلومتر و در دمای بیشتر از $100-90^{\circ}\text{C}$ تشکیل می‌شوند (Ehrenberg, 1993; Aagard et al., 2000). اگرچه مطالعات میکروسکوپ الکترونی ماسه‌سنگ‌های سازند پادها نشان می‌دهد که سیمان‌های رسی بیشتر منشأ دیاژنتیکی دارند، اما در موارد ناچیزی، رس‌های تخریبی نیز در این ماسه‌سنگ‌ها دیده شده است.

– **سیمان سیلیسی:** سیمان‌های سیلیسی بیشتر به صورت رشد ثانویه (رو رشدی) بر روی دانه‌های تخریبی کوارتز تشکیل می‌شوند (Waugh, 1970). ترکیب ماسه‌سنگ (بدنه)، زمان اقامت در "پنجره تغییرپذیری سیلیس"، ترکیب سیال، میزان و گذرگاه جریان، از عوامل اصلی کنترل‌کننده میزان سیمان سیلیسی در ماسه‌سنگ‌هاست. بنابراین فرایند سیمانی شدن به شدت توسط نوع حوضه رسوبی که ماسه‌سنگ‌ها در آن تشکیل می‌شوند کنترل می‌شود (McBride, 1989). سیمان‌های سیلیسی طی دیاژنز تدفینی در دمایی بیش از 70°C تشکیل می‌شوند (Worden & Burley, 2003). صرف نظر از رشد ثانویه کوارتز، سیمان سیلیسی می‌تواند به شکل‌های میکروکوارتز، مگا کوارتز، کوارتز کلسدونی و سیلیس آپالی وجود داشته باشد (Tucker, 2001). در سازند پادها، سیمان سیلیسی به صورت رشد ثانویه (شکل ۶- G) در اطراف دانه‌های کوارتز دیده می‌شود که این سیمان‌ها پیوستگی نوری با ذرات کوارتز آواری دارند. در مرز میان دانه و سیمان، حضور اکسید آهن و پوشش‌های رسی، باعث جدایش دانه از سیمان می‌شوند. افزون بر این، مگا کوارتزها نیز که تحت عنوان کوارتزهای دروزی نامیده می‌شوند (Tucker, 2001)، به صورت سیمان‌های پرکننده حفرات در این سازند دیده می‌شوند (شکل ۶- H).

– **سیمان کربناتی:** با توجه به رنگ آمیزی تمامی ماسه‌سنگ‌های سازند پادها، سیمان‌های کربناتی موجود در این سازند از نوع دولومیتی است که گاه دولومیتی شده‌اند. این سیمان‌ها بیشتر در فضاهای خالی میان دانه‌ها و به صورت پرکننده شکستگی‌ها و رگه‌ها به شکل بلورهای مجزا، بلوکی (Blocky) و پویکیلوتوپیک (Poikilotropic) دیده می‌شوند (به ترتیب در شکل‌های ۷- B و C). بر اساس طبقه‌بندی (Frideman, 1965)، این دولومیت‌ها از نوع زنوتاپیک (Xenotopic)،

کرد که ددولومیتی شدن طی تلوزنز تحت تأثیر آب‌های سطحی رخ داده است.

۴-۶. انحلال

انحلال، شامل از بین رفتن کانی‌ها توسط آب‌های میان‌منفذی است (Worden & Burley, 2003). این فرایند، پدیده دیاژنزی مخربی است که موجب تخریب دانه‌ها می‌شود و تخلخل موجود در سنگ را افزایش می‌دهد. بخش‌های انحلال‌یافته می‌توانند توسط سیمان، میکرایت و رسوب داخلی پر شوند (Moore, 1989). انحلال جزئی یک دانه می‌تواند باعث تریب آنها را به میزان زیادی تغییر دهد به گونه‌ای که شناسایی آنها با مشکل مواجه شود. در حالی که انحلال کامل یک دانه باعث از بین رفتن کامل اطلاعات منشأ می‌شود (McBride, 1985). از این نوع واکنش‌ها می‌توان به انحلال فلدسپارها اشاره کرد. این فرایندها بیشتر طی دیاژنزی تدفینی روی می‌دهند (Morad et al., 2000; Worden & Morad, 2003). از فرایندهای انحلالی دیده شده در سازند پادها می‌توان به انحلال بخشی و جزئی برخی از دانه‌های فلدسپار اشاره کرد (شکل ۸-۸). با توجه به این مطلب که فرایند یاد شده سبب حذف و از بین رفتن کامل یک دانه در ماسه‌سنگ‌های مورد مطالعه نشده، در نتایج نهایی ترکیب ماسه‌سنگ‌های سازند پادها، طی نقطه شماری آنها مشکلی ایجاد نکرده است.

۴-۷. شکستگی‌ها و رگه‌های پر شده

شکستگی‌ها و رگه‌ها طی دیاژنزی تأخیری بویژه در مراحل پایانی دیاژنزی به سبب فعالیت‌های زمین‌ساختی شکل می‌گیرند. در سازند پادها، این شکستگی‌ها بیشتر به وسیله بلورهای سیلیسی، اندریت و دولومیتی پر و گاه ددولومیتی شده‌اند (شکل ۸-۸). در برخی موارد نیز، شکستگی‌ها به صورت پر نشده باقی مانده و سبب ایجاد تخلخل ثانویه (تخلخل حاصل از شکستگی) در این ماسه‌سنگ‌ها شده‌اند (شکل ۸-۸).

۵-۵. برخاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی

با استفاده از نتایج به‌دست آمده از تجزیه مُدال ماسه‌سنگ‌های سازند پادها و بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی و دیاژنزی آنها و با توجه به رخساره‌های سنگی (Petrofacies) ارائه شده توسط Dickinson (1988)، برخاستگاه زمین‌ساختی ماسه‌سنگ‌های سازند پادها در برش سمیرکوه بررسی شده است. با توجه به نقطه‌شماری نمونه‌ها، دو رخساره سنگی در این ماسه‌سنگ‌ها شناخته شده است:

۱- رخساره کوارتزی (Quarzose): بیشتر Qm همراه با مقاداری Qp و F (فلدسپارپیتاسیم‌دار فراوان‌تر از پلاژیو کلاز) دارد. این رخساره مرتبط با توده‌های کراتونی به‌شدت هوازده و کمربند چین‌خورده رورانده یا شامل چرخه دوباره توالی‌های رسوبی کوارتزی است.

۲- رخساره کوارتزی و قطعه سنگی (Quartzolitic): مخلوطی از Qp، Qm و Ls. گاه با کمی F و Lv است. این رخساره معرف چینه‌های رسوبی و رسوبی-دگرگونی بالا آمده کمربندهای چین‌خورده رورانده است.

با قرار دادن نتایج نقطه‌شماری بر روی مثلث‌های $Qt_{92} F_7 L_1$ و $Qm_{77} F_7 L_{16}$ (Dickinson, 1985) به گونه‌ای که QtFL بر بلوغ و رسیدگی رسوب و QmFL بر سنگ مادر تأکید ویژه‌ای دارد، برخاستگاه زمین‌ساختی سازند پادها را می‌توان به برخاستگاه زمین‌ساختی کراتونی و کوهزایی با چرخه دوباره نسبت داد (شکل ۹-۹). از طرف دیگر استفاده از مثلث برخاستگاهی $QpLvLsm$ ، با تأکید بر قطعات سنگی (Ingersoll & Suczek, 1979)، نشان‌دهنده جایگاه زمین‌ساختی حاشیه قاره‌ای کافتی (Rifted continental margin) برای سازند پادها است (شکل ۹-۹).

۶-۶. سنگ مادر (Parent rock)

با استفاده از فراوانی و نوع خاموشی موجی (Folk, 1980; Basu et al., 1975):

(Young, 1976)، فراوانی و نوع کوارتزهای چندبلورین (Basu et al., 1975) انواع میان‌بهارهای دانه‌های کوارتز (Folk, 1980)، اقسام مختلف خرده سنگ‌ها (Pettijohn et al., 1987) و انواع فلدسپارها (Pettijohn, 1975) و کانی‌های سنگین (Morton, 1985)، می‌توان سنگ مادر ماسه‌سنگ‌های سازند پادها را بررسی کرد؛ با استفاده از نمودارهای چهارتایی (Tortosa et al., 1991) و (Basu et al., 1975) که بر اساس ویژگی‌های دانه‌های کوارتز طراحی شده است، می‌توان نوع سنگ مادر ماسه‌سنگ‌ها را شناسایی کرد. وجود قطعات سنگی رسوبی همچون ماسه‌سنگ، سیلتستون، شیل، چرت و کوارتزهای با رشد ثانویه ساییده شده، از نشانه‌های یک سنگ مادر رسوبی به شمار می‌رود. افزون بر این، حضور فلدسپار قلیایی در این ماسه‌سنگ‌ها می‌تواند نشان‌دهنده سنگ‌های منبع نفوذی و دگرگونی باشد (برای مثال، Trevena & Nash, 1981). حضور کانی‌های سنگین مانند، بیوتیت، تورمالین، آپاتیت و زیرکن نشان‌دهنده یک سنگ مادر آذرین اسیدی برای این ماسه‌سنگ‌هاست. فراوانی بیشتر میکروکلین‌ها می‌تواند نشان‌دهنده وجود یک سنگ مادر گرانیتی و پگماتیته باشد. همچنین، حضور خرده‌سنگ‌های آتشفشانی در این ماسه‌سنگ‌ها نیز شاهدهی از وجود یک سنگ مادر آذرین است. از طرف دیگر، حضور کانی‌های فرعی همچون اپیدوت، کلریت و لوکاکسین و همچنین وجود کوارتزهای تک بلور یا خاموشی موجی شدید، کوارتزهای چند بلور (Qp) از نوع کوارتزهای چندبلور تبلور دوباره یافته (Recrystallized metamorphic quartz) و کوارتزهای چند بلور همراه با بلورهای کشیده (Stretched metamorphic quartz)، (Folk, 1980)، نشانه‌هایی از یک سنگ مادر دگرگونی برای ماسه‌سنگ‌های این سازند هستند. استفاده از نمودارهای (Tortosa et al., 1991) و (Basu et al., 1975) (شکل ۱۰-۱۰) نیز سنگ مادر دگرگونی درجه پایین و سنگ مادر آذرین را برای ماسه‌سنگ‌های سازند پادها پیشنهاد می‌کند. بنابراین، با توجه به مطالعات صورت گرفته بر روی ویژگی‌های سنگ‌نگاری سازند پادها، می‌توان بیان کرد که ماسه‌سنگ‌های این سازند از سنگ مادر (Parent rock) مخلوط (آذرین اسیدی+ دگرگونی) مشتق شده‌اند.

۷-۷. آب‌وهوا

با استفاده از نمودار (Mack, 1978)، که بر پایه دو نسبت از انواع دانه‌های کوارتز رسم شده است، می‌توان بیان کرد که تأثیر محیط رسوبی کم ژرفا در تعیین ترکیب ماسه‌سنگ‌های سازند پادها بیشتر از آب‌وهوا و چرخه دوباره رسوبی است (شکل ۱۱-۱۱). هر چند این نمودار نشان می‌دهد که افزایش میزان دانه‌های کوارتز به دلیل محیط رسوبی با انرژی بالاست اما اهمیت و نقش تأثیرات آب‌وهوا در ترکیب ماسه‌سنگ‌های سازند پادها را نمی‌توان نادیده گرفت. بنابراین، برای بررسی تأثیر آب‌وهوا، با انتقال داده‌های حاصل از نقطه‌شماری بر روی نمودارهای (Suttner et al., 1981) و (Suttner & Dutta, 1986)، که به ترتیب در شکل‌های ۱۱-۱۱ و B و C نشان داده شده است، می‌توان به شرایط آب‌وهوایی در زمان تشکیل سنگ‌های آواری پی برد. با توجه به این که بیشتر داده‌ها در نمودار سه تایی QFRF (شکل ۱۱-۱۱)، در محدوده سنگ‌های دگرگونی و آذرین با آب‌وهوای مرطوب واقع شده‌اند، می‌توان این چنین دریافت که سنگ مادر سازند پادها، سنگ‌های دگرگون شده و آذرین در شرایط آب‌وهوایی مرطوب هستند. افزون بر این، نمودار (Suttner & Dutta, 1986) (شکل ۱۱-۱۱) نیز به شرایط آب‌وهوایی مرطوب اشاره دارد. بنابراین، هر چند فراوانی انواع کوارتز بیشتر تحت کنترل محیط رسوبی بوده است اما تأثیر آب‌وهوای مرطوب را نمی‌توان نادیده انگاشت.

۸- بحث

۸-۱. ترتیب فرایندهای دیاژنی و تأثیر دیاژنز بر ترکیب ماسه‌سنگ‌های سازند پادها

فرایندهای دیاژنتیکی به‌طور پیوسته طی تشکیل سنگ‌های رسوبی وجود دارند. در این فرایند مستمر و پیوسته مرز مشخصی وجود ندارد، با این وجود می‌توان با توجه به شواهد سنگ‌نگاری، ترتیب این رخدادها را در قالب توالی دیاژنی برای ماسه‌سنگ‌های مورد مطالعه تفسیر کرد (جدول ۳). توالی‌های دیاژنتیکی بر اساس تقدم و تأخر فرایندها تهیه می‌شوند و شامل سه مرحله انورژن، مزوژن و تلوژن هستند. انورژن، به کلیه فرایندهایی که در سطح یا در نزدیکی سطح رسوبات و تدفین کم‌رُفا رخ می‌دهد، گفته می‌شود. در این مرحله شیمی آب‌های میان‌دانه‌ای توسط محیط رسوبی کنترل می‌شود. بیشترین ژرفای مربوط به مرحله انورژن در حدود ۲-۱ Km و درجه حرارتی در حدود 70°C - 30°C است (Morad et al., 2000). از فرایندهای مشاهده شده این مرحله در سازند پادها می‌توان به آشفته‌گی زیستی، فشردگی فیزیکی و تشکیل پوشش‌های هماتیته اشاره کرد. مرحله مزوژن، از زمانی که رسوبات دیگر تحت تأثیر محیط رسوبی نیستند تا اولین مرحله از دگرذیسی (Metamorphism) درجه پایین ادامه می‌یابد. این مرحله در دمایی بالاتر از 70°C درجه سانتی‌گراد و ژرفای تدفینی بیش از ۲ کیلومتر واقع می‌شود (Worden & Burley, 2003). از شواهد این مرحله در ماسه‌سنگ‌های سازند پادها می‌توان به فشردگی شیمیایی، شکل‌گیری کانی‌های رسی کلریت و ایلیت، تشکیل سیمان‌های سیلیسی، دولومیتی شدن، جانشینی دانه به‌وسیله رشد دولومیت‌ها و دولومیتی شدن اشاره کرد. تلوژن، به بالاآمدگی و در معرض قرار گرفتن سنگ‌ها در برابر آب‌های جوی که ارتباطی با محیط رسوبی ندارند، گفته می‌شود. این رویدادها به‌طور مستقیم توسط آب‌هوا کنترل می‌شوند (Worden & Burley, 2003). تشکیل شکستگی‌ها و رگه‌های پر شده با اندریت، سیلیس و کربنات، دولومیتی شدن دولومیت‌ها و دگرسانی سیمان‌های ائو و مزوژنتیکی را می‌توان به مرحله تلوژن نسبت داد.

به عقیده (McBride, 1985)، فرایندهای دیاژنتیکی که ترکیب ماسه‌سنگ‌ها را تغییر می‌دهند، باید در هنگام تفسیر منشأ در نظر گرفته شوند. او مهم‌ترین تأثیر این فرایندها را انحلال کامل دانه‌های فلدسپار، خرده‌سنگ‌ها و کانی‌های سنگین، تا تغییر شدید ترکیب اولیه ماسه‌سنگ‌ها توسط آب‌های جوی یا آب‌های نیمه سطحی می‌داند. از دیگر تأثیرات این فرایند می‌توان به جانشینی دانه‌های تخریبی به‌وسیله کربنات‌های درجا، رس‌ها، زئولیت‌ها و بسیاری از کانی‌های دیگر اشاره کرد (McBride, 1985). افزون بر این، در محیط‌هایی که کانی‌های فرومیزیم تخریبی، مگنتیت و روتیل تحت تأثیر اکسایش قرار می‌گیرند، رنگ‌دانه‌های طبقات سرخ ثانویه، هماتیت را تولید می‌کنند؛ مواد تشکیل‌دهنده آنها می‌توانند به منافذ کوچک در خرده‌سنگ‌ها وارد شوند و شناسایی آنها را به میزان زیادی با مشکل مواجه کنند. از دیگر مواردی که اهمیت کمتری دارد، از بین رفتن بافت‌های اولیه کربنات‌ها و دیگر خرده‌سنگ‌هایی است که تحت تأثیر تبلور دوباره یا تراکم شدید قرار گرفته‌اند (McBride, 1985). با توجه به مطالعات فرایندهای دیاژنتیکی در سازند پادها و شناسایی و حذف اثرات هر یک از فرایندهای مؤثر بر ترکیب این ماسه‌سنگ‌ها از قبیل تشکیل خمیره در اثر متلاشی شدن دانه‌های نرم طی فشردگی فیزیکی، انحلال جزئی برخی از دانه‌های فلدسپار، جانشینی دانه‌ها به وسیله رشد و گسترش سیمان دولومیتی سعی شد که تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی بر روی ترکیب ماسه‌سنگ‌های سازند پادها طی انجام نقطه‌شماری مقاطع مد نظر قرار گیرد.

۸-۲. برخاستگاه سازند پادها

شواهد و نشانه‌های به‌دست آمده از مطالعات سنگ‌نگاری و ویژگی‌های بافتی و

ساختاری ماسه‌سنگ‌های سازند پادها که در بررسی سنگ مادر (Parent Rock) و برخاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی شرح داده شده‌اند، گویای این مطلب است که این نهشته‌ها از سنگ‌های مادر مختلفی مشتق شده‌اند. افزون بر این، در بخش‌هایی از سازند، ارتباط غیرعادی میان اندازه دانه با میزان گردش‌گی دیده می‌شود، بدین معنی که ذرات دانه‌درشت، همگی گردشده و ذرات دانه‌ریزتر همگی زاویه دارند، این در حالی است که در ذرات دانه‌درشت، اثراتی از شکستگی و خردشدگی دیده نمی‌شود. به عقیده (Folk, 1980)، این حالت نشان‌دهنده برگشتگی بافتی است که خود می‌تواند به دلایل مختلفی همچون داشتن چند سنگ مادر و آمیختگی رسوبات دوباره انتقال یافته با مواد اولیه (مانند آمیختگی ماسه‌های گردشده با ذرات آواری گرانیتی تازه) تشکیل شده باشد. بنابراین، این یافته نیز خود تأییدکننده این مطلب است که ماسه‌سنگ‌های سازند پادها از سنگ‌های مادر مختلفی مشتق شدند.

مطالعات نشان می‌دهد که فراوانی نسبی فلدسپارها با کاهش اندازه دانه‌ها افزایش می‌یابد. بر اساس عقیده (Pettijohn, 1975)، فاصله حمل و نقل کوتاه که به‌دنبال آن یک دفن سریع روی می‌دهد، دلیل حفظ‌شدگی این فلدسپارها است. فراوانی بیشتر پلاژیوکلازها و حفظ‌شدگی بهتر آنها در این گونه از رسوبات، خود شواهدی بر دفن سریع این رسوبات است به‌گونه‌ای که در برابر هوازدگی شیمیایی محفوظ شده‌اند. همچنین حضور همزمان ماسه‌سنگ‌های ساب‌آرکوز و کوارتز آرنایت‌ها را می‌توان ناشی از اثر متقابل بالاآمدگی سریع ناحیه سنگ مادر و فرونشینی سریع حوضه که در ادامه آن یک دوره سکون، در درون یک چرخه پسروده-پیشرونده در یک رژیم زمین‌ساختی کافتی دانست (Ahmad & Bhat, 2006).

سازند پادها به سن دونین پسین (Ghavidel-syooki & Owens, 2007) و رفیقی اسکویی، (۱۳۷۱) در ایران مرکزی واقع شده است. در این زمان، ایران در حاشیه شمالی قاره گندوانا در نیم کره جنوبی و نزدیکی عرض جغرافیایی 30° جنوبی (Scotese & McKerrow, 1990; Stampfli et al., 2002) واقع شده و اقیانوس نیمه‌محصور شده پالتوتیتیس در شمال این قاره قرار داشته است. این مطلب توسط درویش زاده (۱۳۸۳) نیز تأیید می‌شود. به عقیده رفیقی اسکویی (۱۳۷۱)، در اواخر دونین برخی از گونه‌های شاخص اسپور از جمله *Retispora lepidophyta* انتشار جغرافیایی جهانی داشته‌اند. او وجود این اسپورها را در رسوبات دونین یک ناحیه، معرف قرار داشتن آن ناحیه در کمربند استوایی در زمان دونین می‌داند. افزون بر این، (Mahmudy Gharaie et al., 2004) عقیده دارند که فعالیت‌های بازالتی مرتبط با کافت‌های گسترده در امتداد خاور لورازبا و شمال گندوانا طی دونین میانی و پسین، در گرم‌شدن جهانی در محدوده مرز فراژن-فامنین (دونین پسین) نقش مهمی داشته است. مطالب بالا، نشان‌دهنده وجود شرایط آب‌وهوایی گرم و مرطوب در زمان دونین پسین است. این مطالب، تأییدکننده نتایج به‌دست آمده از مطالعه ماسه‌سنگ‌های سازند پادها در برش سمیرکوه در ایران مرکزی است. افزون بر این، با استناد بر مطالب بالا، تعیین جایگاه زمین‌ساختی حاشیه قاره‌ای کافتی برای سازند پادها در مقطع یادشده در بالا منطقی به نظر می‌رسد. همچنین، با توجه به مطالعات صحرایی سازند پادها در برش سمیرکوه، شواهدی از فعالیت‌های آتشفشانی در این منطقه دیده می‌شود. از نشانه‌های این فعالیت‌های آتشفشانی، می‌توان به تشکیل واحد سنگی آتشفشانی از نوع بازالت با ستبرایی در حدود ۴ متر در این سازند رسوبی اشاره کرد (شکل ۲). در تأیید این مطلب یادآوری این نکته ضروری به نظر می‌رسد که (Wendt et al., 2002) در ناحیه کرمان، فعالیت‌های آذرین در فامنین پیشین را گزارش کرده‌اند. هرچند این باور تنها بر پایه بازالتهایی با ستبرای ۱ متر در کربنات‌های دونین بالایی در برش کرشک است، شواهد قطعی‌تری از فعالیت‌های آتشفشانی، از

مؤثر بر ترکیب بوده است. با شناسایی این فرایندها و توجه به آنها، سعی شد طی نقطه‌شماری اثر این فرایندها بر ترکیب ماسه‌سنگ‌های سازند پادها، در نظر گرفته شود. - با توجه به تجزیه مُدال و سنگ‌نگاری، ماسه‌سنگ‌های سازند پادها، دو رخساره کوارتزی / قطعه‌سنگی با برخاستگاه زمین‌ساختی کراتون با کوهزایی چرخه دوباره و جایگاه زمین‌ساختی کافت حاشیه قاره‌ای دارند. وجود لایه بازالتی در این برش جایگاه زمین‌ساختی کافی را تأیید می‌کند.

- با توجه به شواهد سنگ‌شناسی، ماسه‌سنگ‌های سازند پادها از سنگ‌مادرهای گوناگون دگرگونی درجه پایین، آذرین و رسوبی مشتق شده‌اند.

- نمودارهای آب‌وهوایی استفاده شده در بررسی شرایط آب‌وهوایی در زمان تشکیل سازند پادها، نشان‌دهنده وجود شرایط آب‌وهوایی مرطوب در زمان تشکیل این نهشته‌ها است. شواهد سنی مرتبط با وجود لایه بازالتی در این سازند، این شرایط را تأیید می‌کند.

سپاسگزاری

بدین وسیله، از کلیه عزیزانی که ما را در به سرانجام رساندن این پروژه یاری رساندند، سپاسگزاریم. از جناب آقای دکتر خردمند برای معرفی برش مورد مطالعه و کمک‌های بی دریغشان، از خانم‌ها شجاعی، ترکمانی و شامیر و آقایان زارع و کامرانی مسئولین محترم آزمایشگاه‌های دانشگاه شهید بهشتی برای کمک‌هایشان و فراهم آوردن امکانات لازم کمال تشکر را داریم. از خانم مهندس نجمه اعتماد سعید هم به دلیل همکاری‌شان در کار صحرائی تشکر می‌نماییم. همچنین از داوران محترم که با نظرات خود در بهبود سطح علمی این مقاله ما را یاری کردند، سپاسگزاریم.

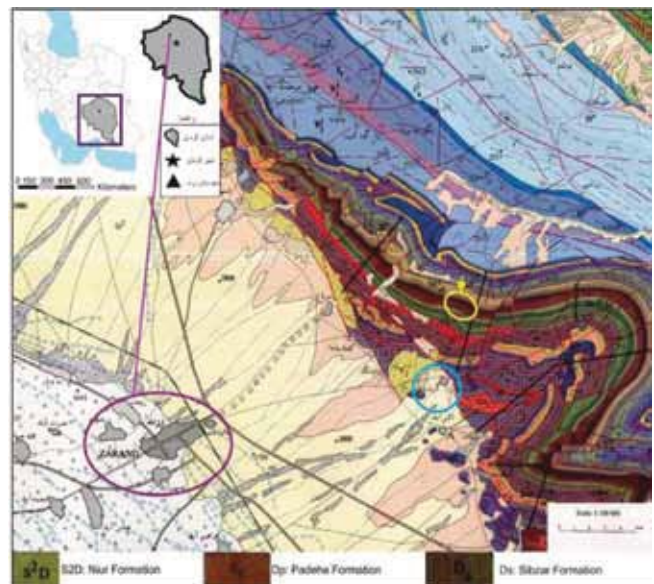
جدول ۱- متغیرهای شمارش شده در سازند پادها.

Q	Qm: monocrystalline quartz
	Qpq: polycrystalline quartz
	Cht: chert
	Qp: total polycrystalline quartzose grain (Qpq+Cht)
	Qt: total quartzose grain (Qm+Qp)
	Q: total monocrystalline and polycrystalline grain, used for Folk (1980) classification (Qm+Qpq)
F	P: plagioclase feldspar
	K: potassium feldspar
	F: total feldspar (K+P)
L	Lv: volcanic rock fragment
	Ls: sedimentary rock fragment
	Lsm: metasedimentary rock fragment
	Lc: carbonate rock fragment
	L: total unstable rock fragment (Ls+Lc+Lsm+Lv)
	Lt: total rock fragment (L+Qp)
RF: total unstable rock fragment and Chert, used for Folk (1980) classification	
Cem: cement	
M: matrix	
Acc: accessory mineral	

۳ تا ۴ افق آتشفشانی فامنین با ستبرایی از ۱ تا بیش از ده متر در درون سنگ‌آهک‌های کنودونت‌دار در نزدیکی برش دلمه، در نزدیکی اردکان در ایران مرکزی آشکار است (Hairapetian & Yazdi, 2003). این شواهد نشان می‌دهند که فعالیت‌های انفجاری درون‌صفحه‌ای (Intra-plate) در محدوده فرازین- فامنین در بخش‌های مختلف صفحه ایران می‌تواند صورت گرفته باشد (Mahmudy Gharai et al., 2004). با توجه به مطالب یادشده، شاید بتوان دلیل وجود سیمان هماتی و کانی‌های کدر فراوان در سازند پادها را مرتبط با فعالیت‌های آذرین در این منطقه دانست. این نکته هنگامی قوت می‌یابد که فراوانی سیمان‌های هماتی، کانی‌های کدر و قطعات سنگی آتشفشانی در سازند پادها، پس از این واحد سنگی آتشفشانی و در بخش‌های بالایی سازند افزایش می‌یابد.

۹- نتیجه‌گیری

- ماسه‌سنگ‌های سازند پادها در برش سمیرکوه با سن فرازین- فامنین تحت تأثیر فرایندهای مختلف دیاژنزی بوده‌اند. فرایندهای آشفته‌گی زیستی، فشردگی فیزیکی و تشکیل پوشش‌های هماتی پیرامون دانه‌های آواری در مرحله اوژنز، فشردگی شیمیایی، شکل‌گیری کانی‌های رسی کلریت و ایلیت، تشکیل سیمان سیلیسی، دولومیتی شدن، جانشینی دانه‌ها به وسیله رشد دولومیت‌ها و دولومیتی شدن در مرحله مزوژنز و تشکیل شکستگی‌ها و رگه‌های پرشده با اندریت، سیلیس و دولومیت که در برخی موارد دولومیتی شده‌اند، در مرحله تولوژنز در این ماسه‌سنگ‌ها مؤثر بوده است. - ایجاد ماتریکس، تغییر شکل دانه‌های نرم، انحلال جزئی برخی از دانه‌های فلدسپار، جانشینی دانه‌ها به وسیله رشد و گسترش سیمان دولومیتی، از فرایندهای دیاژنتیکی



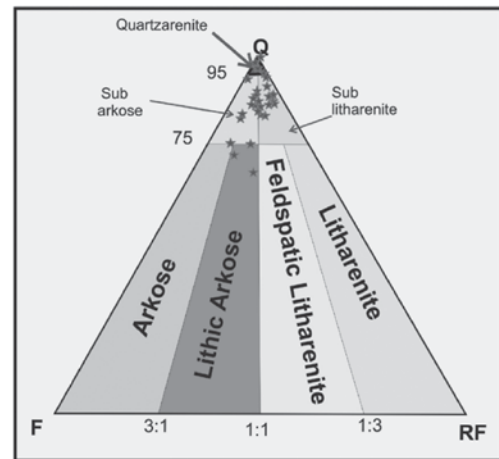
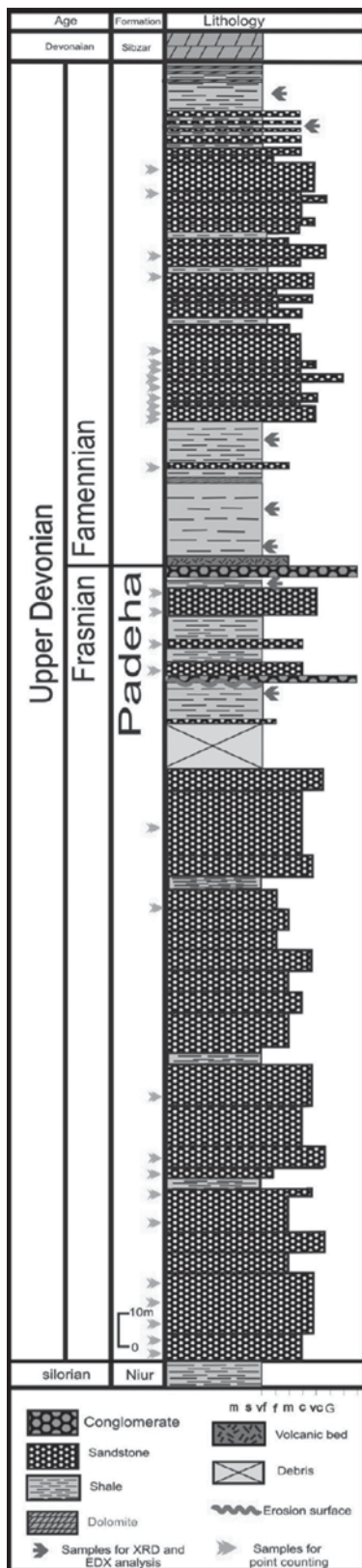
شکل ۱- نمایش برش مورد مطالعه در نقشه زمین‌شناسی. در این نقشه، برش مورد مطالعه به وسیله فلش زرد رنگ مشخص شده است، همچنین بیضی بنفش رنگ شهرستان زرنند و دایره آبی رنگ موقعیت روستای گزویه را نسبت به برش سمیرکوه نشان می‌دهند. (وحدتی دانشمند، ۱۳۷۴).

جدول ۲- داده‌های به‌دست آمده از نقطه شماری ۳۰ نمونه ماسه‌سنگی سازند پادها.

SAMPLE	Qm non	Qm un	Qp>3	Qp 2-3	K	P	Lsm	Lv	Ls	Lc	Cht	Acc
P.S. 1	55	144	13	24	5	0	0	0	0	0	0	10
P.S.2	97	122	5	25	0	0	0	0	0	0	1	9
P.S.3	29	177	3	11	5	0	0	2	0	0	1	5
P.S.4	88	138	5	19	0	0	0	0	0	0	0	15
P.S.5	51	235	14	20	5	0	0	2	9	9	10	5
P.S.8	28	123	0	9	26	0	0	0	0	2	6	9
P.S.10	81	148	2	5	8	0	0	8	7	10	1	3
P.S.12	23	155	6	14	15	1	0	0	0	3	14	16
P.S.13	110	121	4	12	16	0	0	0	0	0	1	3
P.S.16	17	143	11	19	16	0	0	2	2	7	11	3
P.S.26	46	122	3	8	3	2	0	0	0	0	12	4
P.S.28	47	196	18	17	26	0	0	6	0	0	13	20
P.S.33	35	184	16	12	14	1	0	0	0	0	12	3
P.S.34	46	207	19	15	28	0	0	1	8	0	20	6
P.S.36	37	148	5	8	19	0	0	0	0	0	17	2
P.S.37	65	241	17	10	5	0	0	0	0	0	16	2
P.S.56d	50	134	24	17	7	0	0	5	1	0	16	22
P.S.57d	90	203	18	9	23	0	0	5	1	0	11	6
P.S.61	66	151	21	9	9	0	0	1	0	0	28	4
P.S.62	39	139	6	3	10	0	0	1	0	0	19	11
P.S.63	41	165	22	21	9	1	0	0	0	0	22	5
P.S.65	47	173	8	25	19	0	0	0	0	0	18	8
P.S.65b	45	214	14	11	29	0	0	1	2	0	13	9
P.S.66	36	120	28	37	5	0	0	3	1	0	18	1
P.S.67	36	161	14	13	18	1	0	0	0	0	11	5
P.S.68	11	142	18	15	48	1	0	7	5	0	29	3
P.S.69	28	212	24	9	53	0	0	3	3	0	31	4
P.S.79a	53	140	20	5	52	3	0	2	2	0	11	20
P.S.91	53	160	14	19	35	1	0	2	0	0	10	37
P.S.93	36	143	8	4	53	0	1	0	3	0	16	10
SAMPLE	Cem	M	SUM	Qpq	Qm	Qp	Qt	F	L	Lt	Q	RF
P.S. 1	21	8	280	37	199	37	236	5	0	37	236	0
P.S.2	49	6	314	30	219	31	250	0	0	31	249	1
P.S.3	50	17	300	14	206	15	221	5	2	17	220	3
P.S.4	39	1	310	24	226	24	250	5	0	24	250	0
P.S.5	76	3	421	34	286	44	330	5	2	46	320	12
P.S.8	62	2	267	9	151	15	166	26	0	15	160	8
P.S.10	0	34	307	7	229	8	237	8	15	23	236	26
P.S.12	58	0	305	20	178	34	212	16	0	34	198	17
P.S.13	40	0	307	16	231	17	248	16	0	17	247	1
P.S.16	84	0	315	30	160	41	201	16	4	45	190	22
P.S.26	42	2	244	11	168	23	191	5	0	23	179	12
P.S.28	82	10	435	35	243	48	291	26	6	54	278	19
P.S.33	54	0	331	28	219	40	259	15	0	40	247	12
P.S.34	77	8	435	34	253	54	307	28	9	63	287	29
P.S.36	54	1	291	13	185	30	215	19	0	30	198	17
P.S.37	115	1	472	27	306	43	349	5	0	43	333	16
P.S.56d	123	0	399	41	184	57	241	7	6	63	225	22
P.S.57d	150	5	521	27	293	38	331	23	6	44	320	17
P.S.61	25	27	341	30	217	58	275	9	1	59	247	29
P.S.62	66	0	249	9	178	28	206	10	1	29	187	20
P.S.63	58	3	347	43	206	65	271	10	0	65	249	22
P.S.65	102	0	400	33	220	51	271	19	0	51	253	18
P.S.65b	92	2	432	25	259	38	297	29	3	41	284	16
P.S.66	47	2	298	65	156	83	239	5	4	87	221	22
P.S.67	44	4	307	27	197	38	235	19	0	38	224	11
P.S.68	66	3	348	33	153	62	215	49	12	74	186	41
P.S.69	17	7	391	33	240	64	304	53	6	70	273	37
P.S.79a	46	12	366	25	193	36	229	55	4	40	218	15
P.S.91	64	3	398	33	213	43	256	36	2	45	246	12
P.S.93	95	3	372	12	179	28	207	53	4	32	191	20

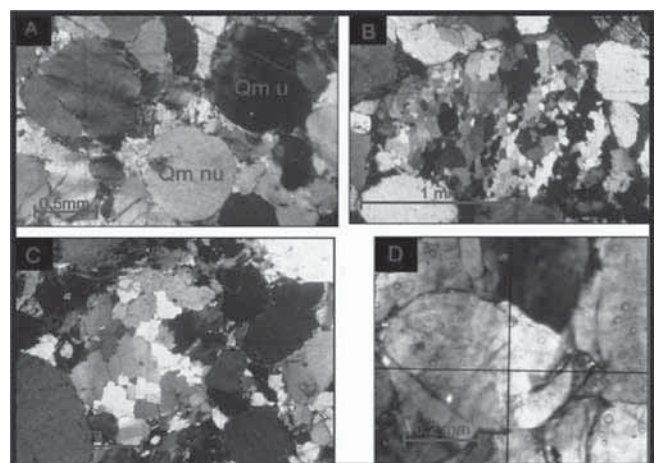
جدول ۳- توالی دیاژنتیکی ماسه‌سنگ‌های سازند پادها.

Time		Eogenesis	Mesogenesis	Telogenesis
Diagenesis Processes				
Bioturbation		_____	_____	_____
Compaction	Physical compaction	_____	-----	_____
	Chemical compaction	_____	_____	_____
Hematite cement		_____	-----	_____
Authigenetic clays		_____	-----	_____
Quartz cement		_____	_____	-----
Feldspat cement		_____	_____	_____
Dolomitization & dolomite cement		_____	-----	_____
Chemical corrosion by carbonate cement		_____	_____	_____
Dedolomitization		_____	_____	_____
Fracturing		_____	-----	_____
Anhydrite cement		_____	-----	_____

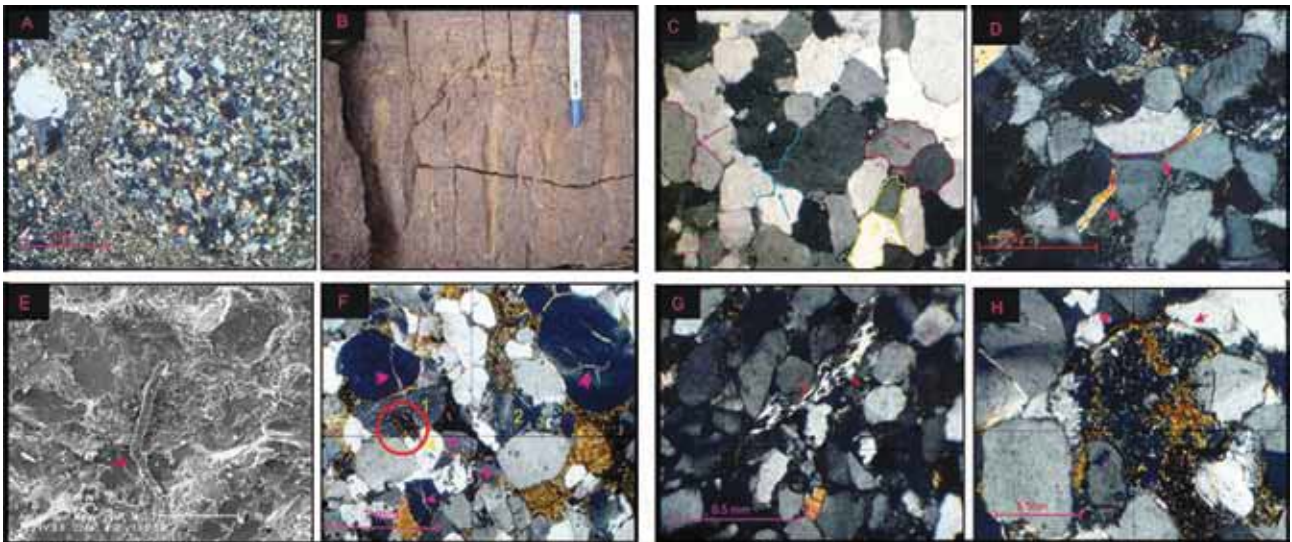


شکل ۳- داده‌های حاصل از نقطه‌شماری ماسه‌سنگ‌های سازند پادها بر روی نمودار سنگ‌شناسی (Folk, 1980).

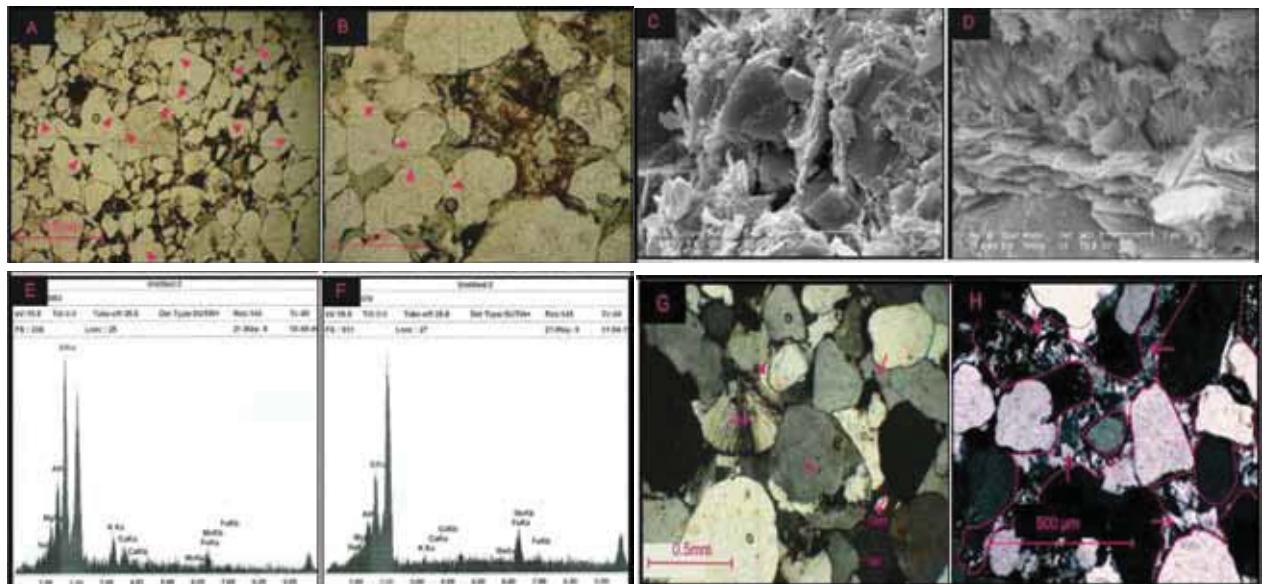
شکل ۲- ستون چینه‌شناسی سازند پادها در برش سمیرکوه با سن دونین بالایی (Ghavidel- syooki & Owen, 2007 و رفیقی اسکویی، ۱۳۷۱). فلش‌های سمت چپ ستون که با رنگ بنفش مشخص شده‌اند، معرف برش‌های شمارش شده و فلش‌های سمت راست با رنگ سبز معرف نمونه‌های ماسه‌سنگی مطالعه شده با میکروسکوپ الکترونی هستند. مرز فرازین-فامنین با توجه به مطالعات (Wendt et al., 2002) و (Hairapetian & Yazdi, 2003) است.



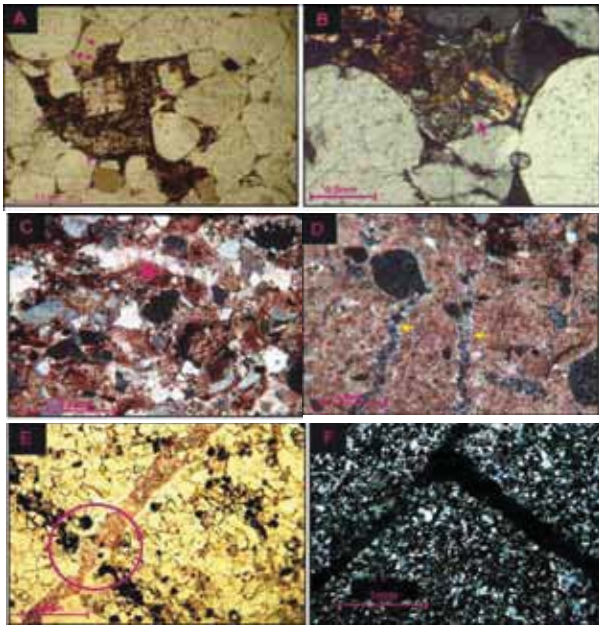
شکل ۴- (A) کوارتز با خاموشی موجی (Qm u) و کوارتز با خاموشی مستقیم (Qm nu); (B) کوارتزهای چندبلوری متامورفیک؛ (C) کوارتزهای دگرگونی با تبلور دوباره؛ (D) کوارتز با رشد ثانویه گردشده.



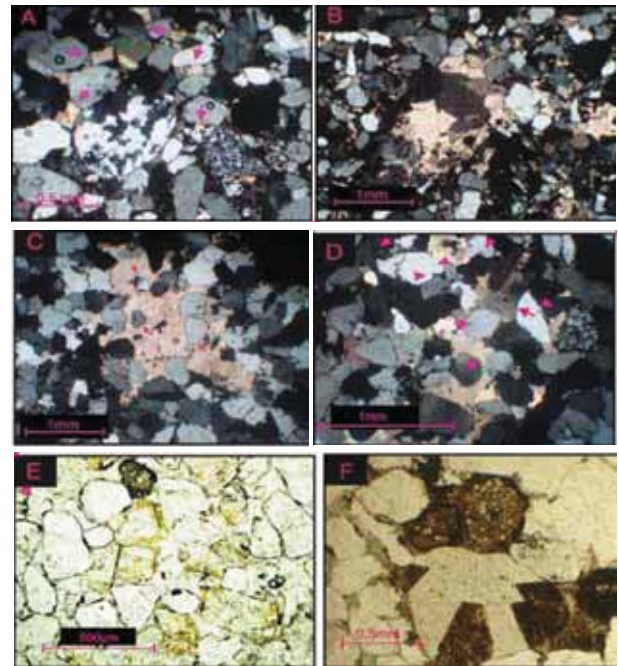
شکل ۵- A) آشفتهگی زیستی، پراکندگی ذرات دانه درشت‌تر در زمینه ریزدانه؛ B) فعالیت موجودات زنده (اسکولایتوس) به صورت حفاری؛ C) انواع تماس‌های میان‌دانه‌ای در دانه‌های کوارتز؛ در سمت چپ، انواع تماس‌های مضرسی میان دانه‌های کوارتز دیده می‌شود و در بخشی که بالاتر قرار گرفته و با فلش صورتی رنگ مشخص شده است، یک پیوست سه‌گانه نیز در محل تماس دانه‌های کوارتز تشکیل شده است. در سمت راست شکل، در بالا تماس کاو و کوژ و در پایین، تماس طولی میان دانه‌های کوارتز مشخص شده است؛ D) میکای خمیده در میکروسکوپ نوری (xpl و E) در میکروسکوپ الکترونی؛ F) شکستگی ریز در دانه کوارتز که بر اثر فشردگی ایجاد شده است (محل شکستگی‌ها با فلش مشخص شده است). ۱: چرت، ۲: کوارتز با خاموشی موجی، ۳: کوارتز چندبلورین (پلی کریستالین)، ۴: کوارتز با خاموشی مستقیم. دایره سرخ‌رنگ نشان‌دهنده جانیشینی دانه‌های ۱ و ۴ به وسیله دولومیت است؛ G) له‌شدگی دانه‌ها بر اثر فشردگی (تغییر شکل دانه توسط فلش مشخص شده است)؛ H) خمیره‌ای که بر اثر متلاشی شدن دانه‌های تخریبی به وجود می‌آید (فلش‌ها مرز دانه تخریبی متلاشی شده را که در برخی قسمت‌ها باقی مانده است را نشان می‌دهند).



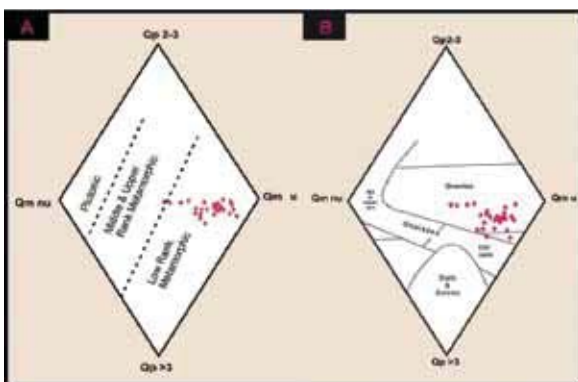
شکل ۶- A) پوشش‌های هماتی در اطراف دانه‌ها. توجه کنید که هماتی بیشتر در مکان‌هایی که دانه‌ها با یکدیگر در تماس هستند، وجود ندارد (ppl)؛ B) پوشش‌های رسی سبز رنگ در اطراف دانه‌های تخریبی و نبود آنها در محل تماس میان دانه‌ها (ppl)؛ C و D) تصویر میکروسکوپ الکترونی به ترتیب مربوط به ایلیت و کلریت (در هر دو تصویر محل تجزیه با ضربدر نشان داده شده است)؛ E) نتایج حاصل از تجزیه EDX نمونه ایلیت؛ F) نتایج حاصل از تجزیه EDX نمونه کلریت؛ G) رشد ثانویه در اطراف دانه‌های کوارتز که با فلش‌ها مشخص شده‌اند. حضور اکسید آهن و پوشش‌های رسی در مرز میان دانه‌های کوارتز و سیمان سیلیسی باعث تمایز و جدایش دانه از سیمان رشد ثانویه می‌شود. Chal: کلسدونی، Qm: کوارتز تک بلور با خاموشی مستقیم که با سیمان پیرامون خود پیوستگی نوری دارد، Qp: کوارتز چندبلورین با بیش از ۳ بلور. H) فلش‌ها نشان‌دهنده حضور مگا کوارتزها به صورت سیمان پرکننده حفرات در میان دانه‌های کوارتز هستند. توجه شود که اندازه آنها به سمت مرکز افزایش می‌یابد.



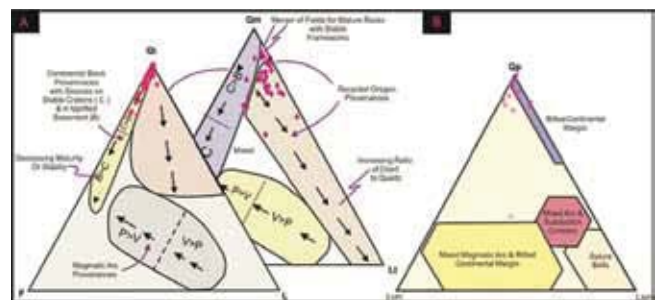
شکل ۸- A) ددولومیتی شدن. رمیوندر ددولومیتی که در مرکز سالم باقی مانده، و در حواشی (محل فلش‌ها)، ددولومیتی شده است. رنگ سرخ به علت رنگ‌آمیزی مقاطع است (ppl)؛ B) انحلال فلدسپار، شکستگی‌ها و رگه‌های پر شده با C) ددولومیت و D) با اندریت؛ E) رگه پر شده با ددولومیت که ددولومیتی شده است، افق سرشار از کانی کدر توسط رگه یاد شده قطع شده است که روند شکستگی را تقریباً عمود بر لایه‌بندی نشان می‌دهد؛ F) شکستگی و تشکیل تخلخل ثانویه.



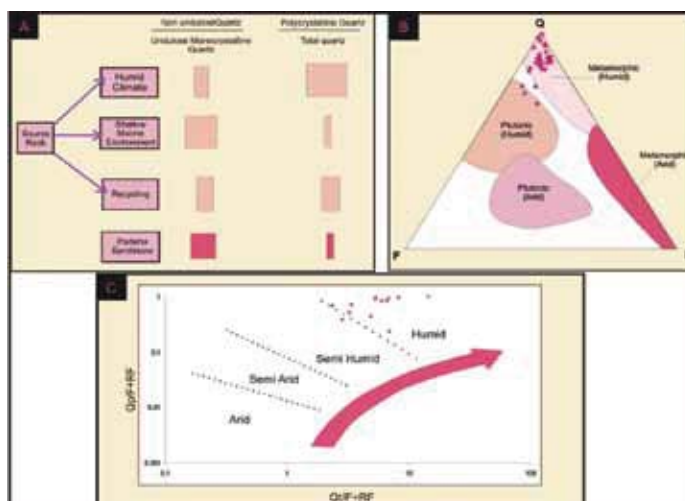
شکل ۹- A) سیمان ددولومیتی به صورت بلورهای مجزا؛ B) سیمان بلوکی به صورت حفره پرکن با خاموشی مستقیم؛ C) سیمان پویکیلو توپیک، D) ددولومیت زین‌اسبی با خاموشی موجی و رخ (کلیواژ) منحنی؛ E) رشد فلدسپار در جازا (اتوژن) در اطراف دانه‌های فلدسپار تخریبی، فلدسپارها به علت رنگ‌آمیزی مقاطع به رنگ زرد در آمده‌اند (ppl)؛ F) جان‌شینی دانه‌ها به وسیله رشد سیمان کرناتی.



شکل ۱۰- A) نمودار (Tortosa, 1991) در این نمودار، چرت در قطب $Qp > 3$ قرار می‌گیرد و سنگ‌مادر ماسه‌سنگ‌های سازند پادها از نوع آذرین تا دگرگونی درجه ضعیف است؛ B) نمودار (Basu et al., 1975). در این نمودار، سنگ‌مادر ماسه‌سنگ‌های سازند پادها از نوع دگرگونی درجه پایین مشخص شده است.



شکل ۹- A) در مثلث QtFL، با توجه به این که تمام دانه‌های کوارتز با هم در نظر گرفته می‌شوند، محل قرارگیری نقاط، به رسیدگی و بلوغ رسوبات اشاره می‌کند. این مثلث نشان می‌دهد که بیشتر ماسه‌سنگ‌های سازند پادها رسیدگی بالایی دارند. مثلث QmFL، نشان‌دهنده منشأ کراتون با کوهزایی چرخه دوباره برای ماسه‌سنگ‌های سازند پادها است (Dickinson, 1985)؛ B) مثلث Qp Lvm Lsm، نشان‌دهنده جایگاه زمین‌ساختی حاشیه قاره‌ای کافتی در سازند پادها است (اقتباس از Ingersoll & Suczek, 1979).



شکل ۱۱- A) نمودار (Mack (1978) نشان‌دهنده تأثیر بیشتر محیط دریایی کم‌ژرفا، نسبت به شرایط آب‌وهوایی و چرخه دوباره رسوبی، در ترکیب ماسه‌سنگ‌های سازند پادها است؛ B) نمودارهای (Sutner et al. (1981) و Suttner & Dutta (1986) که نشان‌دهنده منشأ دگرگونی با آب‌وهوای مرطوب است.

کتابکاری

- آقاناتی، س.ع.، ۱۳۸۵- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شماره ۱۱، ۵۸۶ صفحه.
- درویش زاده، ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، موسسه انتشارات امیرکبیر، ۴۲۱ صفحه.
- رفیعی اسکویی، ن.، ۱۳۷۱- پالینواستراتیگرافی و پالینوبیوژئوگرافی سازند پادها در مقطع تیپ واقع در ازبک کوه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۴۵ صفحه.
- روزگار، ر.، ۱۳۸۷- پالینواستراتیگرافی سازندهای پادها و بهرام در منطقه گریک واقع در شرق زرنند، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۸۸ صفحه.
- وحدتی دانشمند، ف.، ۱۳۷۴- نقشه زمین‌شناسی زرنند، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور.

References

- Aagard, P., Jahren, J., Harstad, A. O., Nilsen, O. & Ramm, M., 2000- Formation of grain-coating chlorite in sandstones; laboratory synthesized vs. natural occurrences. *Clay Minerals*, 35: 261-269.
- Ahmad, A. H. M. & Bhat, G. M., 2006- Petrofacies, provenance and diagenesis of the dhosa sandstone member (Carfi Formation) at Ler, Kachchh sub-basin, Western India. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27: 857-872.
- Alavi-naini, M. & Amidi, S. M., 1968- Geology of western parts of Takab Quadrangle. *Geol. Survey Iran- Note No.*, 49: 98 p.
- Budai, J. M., Lohmann, K. C. & Owen, R. M., 1984- Burial dedolomite in the Mississippian Madison Limestone. Wyoming and Utah Thrust Belt. *J. Sedim. Petrol.*, 54: 276-288.
- Basu, A., Young, S., Suttner, L., James, W. & Mack, G. H., 1975- Re-evaluation of the use of undulatory extinction and crystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 45: 873-882.
- Burley, S. D., Kantorowicz, J. D. & Waugh, B., 1985- Clastic diagenesis. In: *Sedimentology: Recent and Applied Aspects* (Eds P. Brenchley and B.P.B. Williams). *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, No., 18: 189-226
- Dickson, J. A. D., 1965- A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature*, 205: p. 587.
- Dickinson, W. R., 1970- Interpreting detrital modes of greywacke and arkose: *Jour. Sed. Petrology*, 40: 695-707.
- Dickinson, W. R., 1985- Interpreting provenance relation from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G.G. (Ed.), *Provenance of Arenites* Reidel, Dordrecht., 333-363.
- Dickinson, W. R., 1988- Provenance and sediment dispersal in relation to paleotectonics and paleogeography of sedimentary basins. In: Kleinspehn, K. L., Paola, C. (Eds.), *New Perspective in Basin Analysis*. Springer, New York., 3-25.
- Ehrenberg, S. N. , 1993- Preservation of anomalously High porosity in deeply buried sandstones by grain coating chlorite: examples from the Norwegian continental shelf. *Ameriacn Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 77: 1260-1286.
- Einsle, G., 2000- *Sedimentary Basin: Evolution, Facies and Sediment Budget* (2nd ed), Springer Verlag., 292 p.
- Flugel, E., 2004- *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application* (2nd ed), Springer-Verlag, Berlin., 976 p.
- Folk, R. L., 1980- *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing, Austin, TX, 184p.
- Friedman, G. M., 1965- Terminology of recrystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary petrology*, 35: 643-655.

- Ghavidel-syooki, M. & Owens, B., 2007- Palynostratigraphy and Paleogeography of the Padeha, Khoshyeilagh and Mobarak Formations in the eastern Alborz. *Revue de Micropaleontology.*, 50(1): 129-144.
- Greensmith, J. T., 1995- *Petrology of Sedimentary Rocks*. London., 241 p.
- Hairapetian, V. & Yazdi, M., 2003- Late Devonian conodonts from Dalmeh section, Northeastern Ardekan, Central Iran. *Cour. Forchungsinst. Senckenberg.*, 245: 209-225.
- Holail, H., Lohmann, K. C. & Sanderson, I., 1988- Dolomitization and dedolomitization of Upper Cretaceous carbonates. Bahariya Oasis. Egypt. In: *Sedimentology and Geochemistry of Dolostones* (Ed. By V. Shukla and P.A. Baker), 191-207. *Soc. Econ. Palcont. Miner. Spec. Publ.* 43.
- Houghton, H. F., 1980- Refined technique for staining plagioclase and alkali feldspar in thin section: *Journal of Sedimentary Petrology.*, 50: 629-631.
- Hurst, A. R., 1981- A scale of dissolution for quartz and its implication for diagenetic processes in sandstone. *Sedimentology.*, 28: 451-459.
- Ingersoll, R. V. & Suczek, C. A., 1979- Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans. DSDP sites 211 and 218. *Journal of Sedimentary Petrology.*, 49 : 1217-1228.
- Lee, M. R. & Harwood, G. M., 1989- Dolomite calcitization and cement zonation related to uplift of the Raisby Formation (Zechstein carbonate), northeast England. *Sedim. Geol.*, 65: 285-305.
- Mack, G. H., 1978- The survivability of labile light- mineral grain in fluvial, aeolian and littoral marine environments: The permian Cutler and Cadar Mesa Formation, Moab, Utah, *Sedimentology.*, 25: 587-604.
- Mahmudy Gharai, M. H., Matsumoto, R., Kakuwa, Y. & Milroy, P. G., 2004- Late Devonian facies variety in Iran: volcanism as a possible trigger of the environmental perturbation near the Frasnian-Famennian boundary. *Geological Quarterly.*, 48(4): 323-332.
- Mazzullo, S. J., 1992- Geochemical and neomorphism alteration of dolomite: a review: *Carbo and Evapo.*, 7: 21-37.
- McBride, E. F., 1985- Diagenetic processes that affect provenance determinations in sandstone, In G.G. Zuffa (ed), *Provenance of arenite*, Reidel, publ., 115-138.
- McBride, E. F., 1989- Quartz cement in sandstones: a review. *Earth Science Reviews.*, 26: 69-112.
- Moore, C. H., 1989- *Carbonate Diagenesis and Porosity*. Elsevier, Amesterdam. 338p.
- Morad, S., Ketzer, J. M. & Ros, L. F., 2000- Spatial and temporal distribution of diagenetic alteration in siliciclastic rocks: Implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology.*, 47: 95-120.
- Morton, A. C., 1985- Heavy minerals in provenance studies. In: Zuffa, G.G. (Ed.), *Provenance of Arenite*. Reidel, Dordrecht, the Netherlands., 405 p.
- Pettijohn, F. J., 1975- *Sedimentary Rocks*. Harper and Row, New York., 628 p.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. & Siever, R., 1987- *Sand and Sandstone* (2nd ed). Berlin, Springer-Verlag., 553 p.
- Ruttner, A., Nabavi, M. H. & Hajian, J., 1968- Geology of the Shirgesht area (Tabas area, East Iran). *G.S. of Iran*. No.4: 133p.
- Scotese, C. R. & McKerrow, W. S., 1990- Revised world maps and introduction . In: *Paleozoic Paleogeography and Biogeography* (Eds. W.S. McKerreow and C.R. Scotese). *Geol. Soc. Lond. Mem.*, 51: 1-21
- Stampfli, G., Borel G., Cavazza, W., Moshar J. & Ziegler, P. A., 2002- *The Paleotectonic Atlas of the Perti Tethyan Domain*. *Europ. Geophys. Soc. (CD. Rom)*.
- Suttner, L. J., Basu, A. & Mack, G. H., 1981- Climate and the origin of quartz arenites. *Journal of Sedimentary Petrology.*, 51: 1235-1246.
- Suttner, L. J. & Dutta, P. K., 1986- Alluvial sandstone composition and paleoclimate, I. Framework mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology.*, 56: 329-345.
- Thompson, A., 1959- Pressure solution and porosity. In: (Ireland, H.A., ed) *Silica in Sediments*(Ed. H.A. Ireland). *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., Tulsa, OK.*, 7: 92-110.
- Tortosa, A., Palomares, M. & Arribas, J., 1991- Quartz grain types in Holocene deposits from the Spanish Central System: some problems in provenance analysis. In: Morton, A.C., Todd, S.P., Haughton, P.D.W. (Eds.), *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. *Special Publication-Geological Society.*, 57: 47- 54.
- Trevena, A. S. & Nash, W. P., 1981- An electron microprobe study of detrital feldspar, *Journal of Sedimentary Petrology.*, 51: 137-150.
- Tucker, M. E., 2001- *Sedimentary Petrology: an introduction to the origion of sedimentary rocks*(3rd ed): Blackwell, Scientific Publication, London, 260 p.
- Waugh, B., 1970- Formation of quartz overgrowths in the Penrith sandstone (Lower Permian) of northwest England as revealed by scanning electronmicroscopy. *Sedimentology.* 14, 309-320.
- Weltje, G. J. & Von Eynatten, H., 2004- Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. *Sedimentary Geology.*, 171: 1-11.
- Wendt, J., Kaufmann, B., Belkaz, F. & Bavandpur, A., 2002- Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran. Part I. Southeastern Iran. *Acta Geo. Pol.*, 52(2): 129-168.
- Worden, R. H. & Burley, S., 2003- Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone: In Burley, S., Worden, R., (Eds.), *Sandstone diagenesis: Recent and ancient*. Reprint series of International Association of Sedimentologists., No., 4, Blackwell Publishing Ltd. 649 p
- Worden, R. H. & Morad, S., 2003- Clay minerals in sandstones: controls on formation, distribution and evolution: In Worden, R.H., Morad, S., (Eds.), *Clay mineral cements in sandstones*. Blackwell, Oxford, 509 p.
- Yoo, C. M., Greeg, J. M. & Shelton, K. L., 2000- Dolomitization and dolomite neomorphism: Trenton and Black River Limestones (Middle Ordovician) Northen Indiana, U.S.A: *J. Sed .*,70 : 265-274.
- Young, S. W., 1976- Petrographic textures of detrital polycrystalline quartz as an aid to interpreting crystalline source rocks. *Journal of Sedimentary Petrology.*, 46: 595-603.
- Zuffa, G. G. (Ed.), 1985- *Provenance of Arenites* . Reidel, Dordrecht., 405p.

Evaluating the Origin of Magnetite and Sulfide Phases from Gol-Gohar Iron Ore Deposit (Sirjan): Constrains from O and S Isotope Data

Y. Bayati Rad¹, H. Mirnejad^{1*} & J. Ghalamghash²

¹ College of Science, Faculty of Geology, University of Tehran, Tehran, Iran.

² Geological Survey and Mine Explorations of Iran, Tehran, Iran.

Received: 2009 December 28

Accepted: 2010 May 30

Abstract

Gol-Gohar iron mine in Sirjan with general tonnage of 1135 million tons, is one of the most important iron sources in Iran. The main ore minerals in this ore deposit consist of magnetite and subordinate hematite. $\delta^{18}\text{O}$ of magnetite ranges from 3.8‰ to 4.8‰, while the calculated $\delta^{18}\text{O}$ of the fluids that are in isotopic equilibrium with magnetite, varies between 10‰ and 11.3‰. Such isotopic attributes indicates that magnetite originated from magmatic fluids that were also equilibrated with sources enriched in ^{18}O . This theory completely corresponds with the brecciated environment of Gol-Gohar ore deposit and the presence of metamorphosed sedimentary and igneous rocks with high $\delta^{18}\text{O}$ amounts. Magnetite in Gol-Gohar iron, particularly in lower levels, is associated with sulfide phases, so that the amount of sulfur increases with depth. The main sulfide phase in Gol-Gohar ore is pyrite that occupies the spaces between the magnetite grains and occurs as narrow veinlets. The $\delta^{34}\text{S}$ values of pyrite (23.46‰-25‰) are similar to those of seawater sulfate (~30‰) and evaporative sulfates (10-30‰) and thus suggest pyrite originated likely from such sources. Texture and petrographic studies also show that sulfides were deposited after the formation of magnetite ore in Gol-Gohar.

Key words: Magnetite, Sulfide, Oxygen Isotope, Sulfur Isotope, Gol-Gohar, Sirjan, Magmatic source, Sea water and evaporative sulfates.

For Persian Version see pages 139 to 146

* Corresponding author: H. mirnejad; E- mail: mirnejad@khayam.ut.ac.ir

Tectonic Provenance of Padeha Formation Sandstones in Samirkooh Section, Central Iran: with Reference to Influence of Diagenetic Processes on Sandstones Composition

M. Hosseini-Barzi^{1*} & M. Saeedi¹

¹ Faculty of Earth sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

Received: 2009 April 29

Accepted: 2009 December 09

Abstract

The sandstones of Padeha Formation with 390m thickness in section of Samirkooh in Kerman, Zarand have been studied to illuminate their provenance, tectonic provenance, diagenesis by omitting the effect of diagenetic process on sandstone composition. In this direction, petrography of 91 thin sections, modal analysis of 30 appropriate samples, and use of SEM and EDX analyses of 6 sandstone samples were accomplished. We can point to diagenetic processes including mechanical compaction, coating hematite around the detrital grains (eogenetic stage) and growing up authigenic chlorite and illite, chemical compaction, quartz cementation, dolomite cementation, dedolomitization, albitization of feldspar and corrosion of grains by dolomite cement (mesogenetic stage) and fracturing as well as filling them by calcite, quartz and anhydrite cement (telogenetic stage). We studied tectonic provenance of these sandstones using $Qt_{92}F_7L_1$, $Qm_{77}F_7Lt_{16}$, $Qp_{92}Lvm_4Lsm_4$, after recognition of diagenetic process and omitting their effect on the results of modal analysis. These results show quartzolitic facies with cratonic, recycled orogen and rifted continental margin tectonic provenance. Using diamond diagram drawn based on particular quartz grains and also petrographic evidences in these sandstone, we can say that these sandstone derived from multi provenance. The $\log Qt/F+RF$ vs. $Qt/F+RF$ climate diagram and QRRF triangle indicate humid climate during deposition of the Padeha Formation.

Key words: Diagenesis, Tectonic provenance, Parent rock, Climate, Padeha Formation.

For Persian Version see pages 147 to 158

*Corresponding author: M. Hosseini-Barzi; E-mail: hosseini@khayam.ut.ac.ir