

تحلیل ریزرخساره‌ها و پتروفاسیس‌ها، ویژگی‌های دیاژنتیکی و شرایط محیطی سازند فراقان در بخش مرکزی خلیج فارس

جواد امرائی^۱، پیمان رضائی^(۱*)، عبدالحسین امینی^۲، سید محمد زمانزاده^۴ و وحید توکلی^۵

۱. دانشجوی دکترای گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه هرمزگان
۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه هرمزگان
۳. استاد دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران
۴. دانشیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران
۵. دانشیار دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

تاریخ دریافت: ۹۷/۰۵/۱۶

تاریخ پذیرش: ۹۷/۰۸/۳۰

چکیده

حضور سازند آواری فراقان (پرمین پیشین، ساکمارین) در رخنمون‌های متعدد در زاگرس و برخی چاه‌های حفاری شده در خلیج فارس از وجود یک سیستم آواری گسترده در شمال شرقی ورقه عربی حکایت دارد. مرز زیرین این سازند با سازند ماسه‌سنگی زاکین (دونین) ناپیوسته و مرز بالایی آن با سازند دالان (پرمین) به صورت تدریجی است. در این مطالعه سازند فراقان در یکی از چاه‌های بخش مرکزی خلیج فارس و بر اساس مقاطع نازک تهیه شده از خرده‌حفاری مورد بررسی قرار گرفته است. سازند فراقان در منطقه مورد بررسی، شامل پتروفاسیس‌های کوارتزآرنایت، سیلستون ماسه‌ای و رس‌سنگ ماسه‌ای و ریزرخساره‌های گل‌سنگ آهکی، وکستون بایوکلستی و پکستون بایوکلستی است. بر اساس مشخصات رسوب‌شناسی یک محیط ساحل خطی شامل زیرمحیط‌های دشت سیلابی، ساحلی و دور از ساحل برای این سازند تعیین شده است. عوارض اصلی دیاژنتیکی در این سازند شامل فشردگی، انحلال، سیمانی شدن، نوشکلی، سرپسیتی شدن و دولومیتی شدن است. ناهمگنی در ترکیب سنگ‌شناسی و تنوع شرایط محیطی و عوارض دیاژنتیکی شرایط مساعدی برای مطالعه ذخیره هیدروکربور در این سازند ایجاد کرده است.

واژه‌های کلیدی: پالئوژئیک، تحلیل رخساره‌ای، سازند فراقان، شرایط محیطی، خلیج فارس.

مقدمه

نهمین دهه‌های آواری پالئوزویک زاگرس نخستین بار در فراقان (Mollazal, 1965; Nicol and Kheradpir, 1972; Szabo, 1977) و کوه گهکم (Szabo, 1977) مورد بررسی قرار گرفتند و کمیته ملی چینه‌شناسی ایران نام فراقان را برای این نهمین دهه انتخاب کرد. بررسی‌های پالینولوژی،

سن پرمین زیرین (ساکمارین) را برای این سازند مشخص کرده است (Ghavidel Syooki, 1986, 1988, 1990, 1997a, 1999, 2003). این سازند در بخش‌های مختلفی از ایران نظیر اشترانکوه، زردکوه، چالیشه، کوه دینار، کوه گهکم، کوه سورمه، کوه فراقان و کوه سیاه دارای رخنمون است و علاوه بر این، سازند فراقان در حفاری‌های صورت

* نویسنده مرتبط: P.rezaee@hormozgan.ac.ir

این سازند در عربستان با استفاده از لاگ‌های چاه‌پیمایی (AI-Dajani et al., 2000)، مطالعه عوامل کنترل‌کننده تبدیل اسمکتیت به ایلیت و نقش آن در کیفیت مخزنی ماسه‌سنگ عنیزه در میدان نعیم (Al-Ramazan, 2014) و استفاده از روش‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی برای پیش‌بینی منشاء آب سازندی مخزن عنیزه (Birkle et al., 2013) انجام شده است. در این مطالعه داده‌های مربوط به سازند فراقان برای اولین بار در بخش مرکزی خلیج فارس (شکل ۱) مورد بررسی قرار گرفته است که از این جنبه دارای اهمیت فراوانی می‌باشد. مطالعه حاضر بر مشخصات سنگ‌شناسی، نوع رخساره‌ها، دیاژنوز شرایط محیطی این سازند متمرکز است. از سوی دیگر جایگاه چینه‌شناسی سازند فراقان (شکل ۲) در زیر سازندهای کنگان و دالان، به‌عنوان سنگ مخزن بزرگ‌ترین ذخیره‌گازی خاورمیانه و در بالای سازندهای شیلی سیاهو و سرچاهان به‌عنوان سنگ منشا هیدروکربورهای مخازن کنگان و دالان (Kamali and Rezaee, 2003)، اهمیت انجام این بررسی را دوچندان می‌کند. هدف اصلی این مطالعه شناسایی رخساره‌ها، بازسازی شرایط محیطی و بررسی عوامل دیاژنتیک موثر بر این سازند می‌باشد که برای ارزیابی استعداد مخزنی کاربرد دارد.

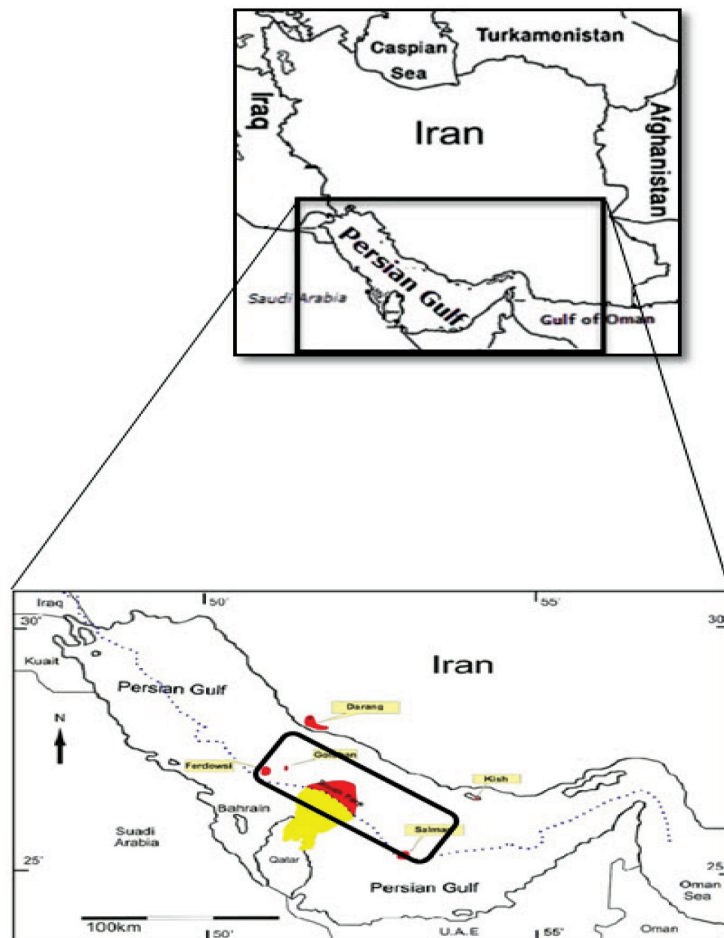
موقعیت زمین‌شناسی

پالئوژئوتیک پایانی دوره‌ای از آرایش مجدد در صفحات زمین‌ساختی بود (شکل ۳) کوهزایی هرسینین منجر به یکپارچگی گندوانا و اورازیا به‌صورت ابرقاره پانگه آ شد. صفحات آدریا و آپولیا که جدا بودند به‌صورت یک قاره کوچک به هم پیوستند که در نقشه‌های پرمین زیرین و بعد از آن به‌عنوان آدریا خوانده می‌شود. بازشدگی اقیانوس نئوتتیس در امتداد حاشیه شرقی گندوانا از عربستان تا استرالیا (ایران، افغانستان مرکزی، قره‌قوروم، کیانگ‌تانگ) پهنه‌های سیمیرین را به وجود آورد. این پهنه‌ها از سمت دیرینه عرض‌های جنوبی در گندوانا در عرض اقیانوس تتیس به سمت شمال در زمان پرمین زیرین و سپس به دیرینه عرض‌های نزدیک خط استوا تا زمان تقریباً پرمین میانی تا تریاس زیرین مهاجرت کردند (برای مثال مراجعه شود به Sengor, 1979; Dercourt et al., 1993; Besse et al.,

گرفته در میادین سلمان، گلشن و پارس جنوبی و چاه‌های کبیرکوه یک، کوه سیاه یک و دارنگ یک شناسایی شده است (قوبدل سیوکی، ۱۳۷۷). با توجه به استخراج گاز و نفت سبک در سازندهای معادل فراقان در کشورهای حاشیه جنوبی خلیج فارس و اثبات وجود هیدروکربور در سازند فراقان در میادین سلمان، گلشن و کیش (گزارش‌های داخلی شرکت نفت و گاز پارس) این سازند در مرکز توجه کارهای اکتشافی در میادین واقع در خلیج فارس قرار گرفته است.

بررسی رخساره‌ای، بازسازی شرایط محیطی و شناسایی پدیده‌های دیاژنزی نقش اساسی در مطالعات اکتشافی دارند به‌گونه‌ای که مطالعه دیاژنوز در سنگ‌های رسوبی، مبنای سرشت نمایی مخازن نفت و گاز است که به‌نوبه خود برای ایجاد شبیه‌سازی پیشگویی جریان سیال در مخزن ضروری است. (Curtis, 1983) دیاژنوز و نوع رخساره‌های رسوبی از مهم‌ترین فاکتورهای کنترل‌کننده تولید هیدروکربن در بسیاری از مخازن است (Taghavi et al., 2006; Lucia, 2007; Ahr, W. M., 2008; Moore et al., 2013) و کیفیت مخزنی در واقع محصول واکنش بین ویژگی‌های رسوبی و فرآیندهای دیاژنتیکی است (Ronchi et al., 2010). این عوامل شامل ترکیب و منشا ذرات چارچوب، آب و هوای دیرینه و محیط رسوبی است (McKay et al., 1995). مطالعات صورت گرفته نشان داده است که فرآیندهای دیاژنزی در سازند فراقان نقش کنترل‌کننده بر کیفیت مخزنی آن داشته است، (Zamanzadeh et al., 2011).

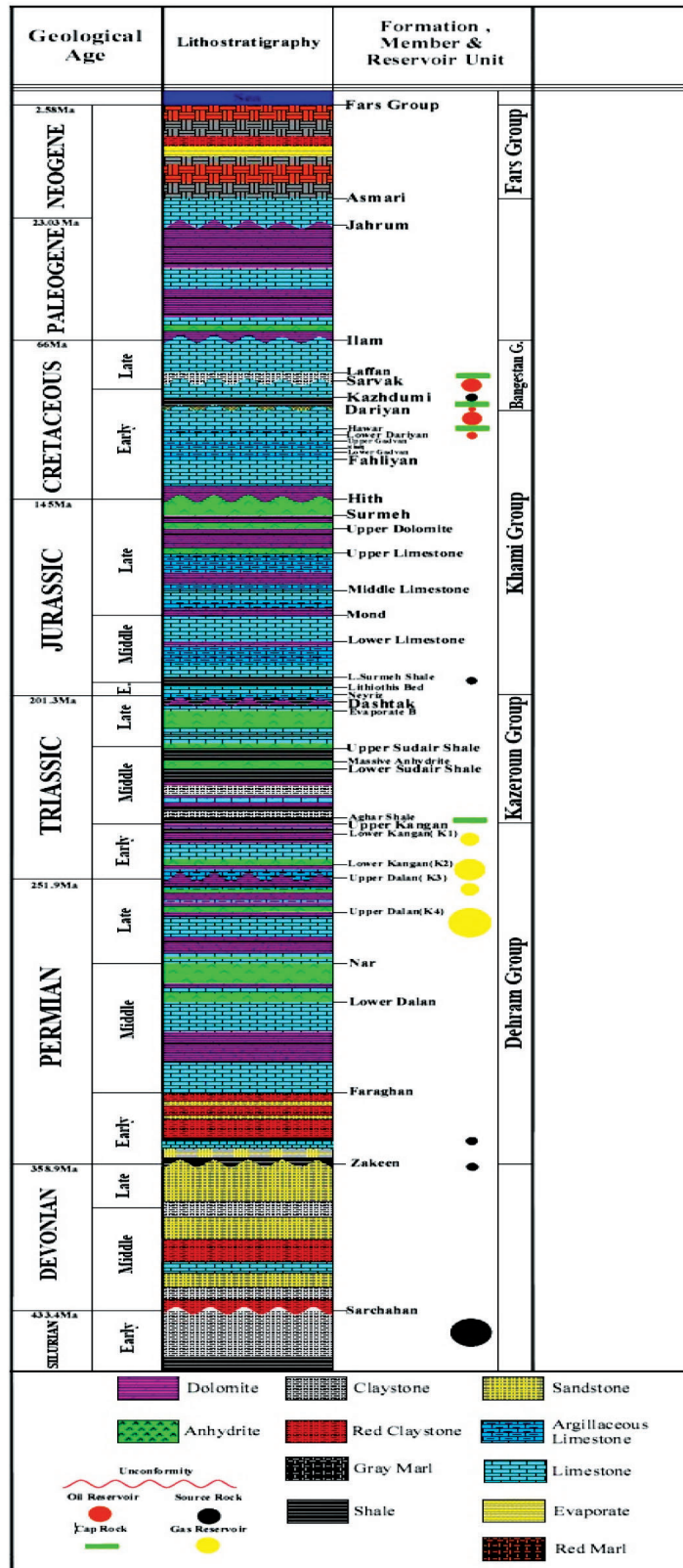
علیرغم مطالعات متعدد بر روی رخنمون‌های سازند فراقان، زمانزاده (۱۳۸۷)، زلیخایی (۱۳۹۳) و (Ghavidel, Syooki, 1986, 1988, 1997a, 1997b, 1999, 2003) مطالعات اندکی بر روی مشخصات سنگ‌شناسی و بازسازی شرایط ته‌نشینی آن در برش‌های زیرسطحی صورت گرفته است (برای مثال مهدی‌نیا و موسوی حرمی، ۱۳۸۸، برخی گزارشات داخلی شرکت نفت و گاز پارس). در کشورهای جنوب خلیج فارس مطالعات مختلفی در خصوص کیفیت مخزنی و فرآیندهای دیاژنزی سازند عنیزه (معادل سازند فراقان در جنوب خلیج فارس) (Macdonald et al., 2010)، شناسایی و تشخیص نهشته‌های بادی از رودخانه‌ای



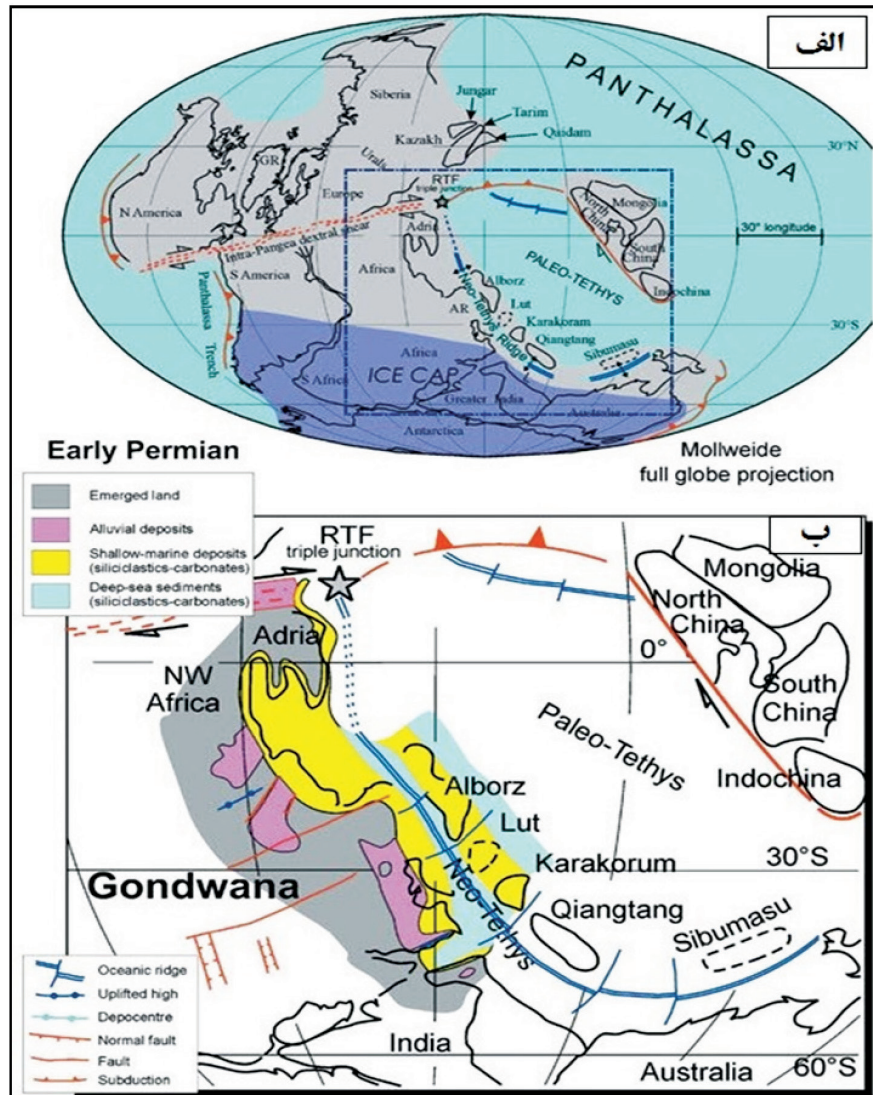
شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه (گزارش داخلی شرکت نفت و گاز پارس ۱۳۹۶)

پرمین نشانگر سه‌چرخه بزرگ رسوبی هستند که هر چرخه با رخساره‌های آواری پیشرونده آغاز و با افزایش ژرفا، ردیف‌های کربناتی آهکی-دولومیتی تشکیل و در نهایت با نهشته‌های آواری پسرونده پایان می‌گیرد (آقا نباتی، ۱۳۸۷).
در گذشته این سازند را به پرموکربونifer یا دونین نسبت می‌دادند اما مطالعه پالینومورف‌ها نشان داد این نهشته‌ها معرف ساکمارین (پرمین پیشین) هستند (Ghavidel, 1988). ترکیب سنگ‌شناسی سازند فراقان در چاه مورد مطالعه بیشتر شامل ماسه‌سنگ، سیلتستون و رس‌سنگ است (شکل ۳) که در بالا و پایین مقداری کربنات نیز دارد. سازند فراقان با یک ناپیوستگی فرسایشی بر روی نهشته‌های به سن دونین (سازند زاکین) قرار دارد و مرز بالایی سازند فراقان با نهشته‌های کربناته سازند دالان تدریجی است (قویدل سیوکی، ۱۳۶۹).

در (Mutttoni et al., 2009a; Metcalfe, 2002; 1998). در زمان پرمین بازشدگی نفوتتیس به‌طور بخشی، هم‌زمان با یک حرکت راستگرد لورازیا نسبت به گندوانا است صورت گرفته است (Mutttoni et al., 2004, 2003). در زمان کربنیفر پسین و پرمین پیشین، با آرام گرفتن رخداد زمین‌ساختی هرسی‌نین و حرکت‌های رو به پایین زمین، شرایط لازم برای پیشروی گسترده دریا فراهم آمده به‌گونه‌ای که بسیاری از فرابوم‌های قدیمی از جمله زاگرس با دریای کم‌ژرفا و پیشرونده پرمین پوشیده شدند به‌گونه‌ای که با پیشروی دریا بر روی صفحه عربی، ابتدا سازند کم‌عمق و آواری فراقان نه‌نشین شده و با ادامه پیشروی و افزایش عمق آب، رمپ کربناته بر روی صفحه عربی تشکیل و سازندهای دالان و کنگان ایجاد شده است. بنابراین، سنگ‌های پرمین را می‌توان روی رسوبات قدیمی‌تر مشاهده کرد. نهشته‌های



شکل ۲. ستون چینه‌شناسی بخش مرکزی خلیج فارس (گزارش داخلی شرکت نفت و گاز پارس، ۱۳۹۶)



شکل ۳. الف) نقشه جغرافیای دیرینه در پرمین زیرین، ب) محیط‌های رسوب‌گذاری اصلی در حاشیه جنوبی پالتوتتیس طی زمان پرمین زیرین (حدود ۲۹۰ میلیون سال قبل) با اندکی تغییر از (Cocks and Torsvik, 2002)

روش مطالعه

بر اساس تغییرات لیتولوژی قابل تشخیص در نمونه دستی تعداد ۸۵ مقطع نازک از افق‌های ماسه‌سنگی و کربناته تهیه گردید که با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان استاندارد (مدل Nikon Eclipse LV100POL) مورد مطالعه قرار گرفتند. برای شناسایی مشخصات بافتی و کانی‌شناختی سیلتستون‌ها، تعداد ۱۷ مقطع نازک از این بخش‌ها نیز تهیه و مورد بررسی قرار گرفته است. جهت تعیین درصد فراوانی اجزای تشکیل‌دهنده سنگ، از جداول مقایسه‌ای استاندارد (Baccelle and Bosellini, 1965) و برای

در این پژوهش، سازند فراقان در بخش مرکزی خلیج فارس با استفاده از داده‌های خرده حفاری مورد مطالعه قرار گرفته است. در ابتدا خرده‌های حفاری به‌طور کامل شستشو و بخش‌های غیرسازندی نظیر خرده‌های فلزات و ذرات گل حفاری جدا گردید سپس مشخصات ماکروسکوپی نمونه‌ها مانند لیتولوژی عوارض سطحی و رنگ توسط بینوکولار (مدل MEIJI-EMZ) مورد مطالعه قرار گرفته و ستون سنگ‌شناسی آن رسم شده است (شکل ۴-الف).

ذرات در این پتروفاسیس، از ریز تا خیلی درشت تغییر می‌کند و انواع درشت، گردش‌دگی خوبی دارند، این پتروفاسیس دارای جورشدگی متوسط تا خوب است (شکل ۴-ب). در حاشیه برخی دانه‌ها بقایایی از پوشش نازک رسی (سرسیت) قابل مشاهده است (شکل ۴-پ). در حاشیه برخی دیگر از دانه‌های کوارتز، لکه‌هایی از سیمان سیلیسی هم‌محور وجود دارد (شکل ۴-ت). لیکن گستردگی این سیمان در حدی نبوده است که باعث اتصال ذرات به یکدیگر شود.

مطالعات پرتو ایکس بر روی نمونه‌هایی از این رخساره وجود کلسیت و سیدریت به همراه کوارتز را نشان می‌دهد (شکل ۴-ث). بر این اساس به نظر می‌رسد که سیمان اصلی این رخساره کربناته (کلسیت و سیدریت) بوده است که دچار انحلال و نهایتاً از دست رفتن انسجام ماسه‌سنگ شده است. این نتیجه با مشاهده سیمان سیدریتی و کلسیتی در نمونه‌های تهیه شده از رخنمون‌های این سازند (Zamanzadeh et al., 2009) تایید می‌شود.

به دلیل ماهیت سست و ناپیوسته بیشتر ذرات این پتروفاسیس، فرآیندهای دیاژنتی به‌طور کامل قابل مطالعه نبود. با این وجود آثار محدودی از فشردگی، سیمانی شدن و سرسیتی شدن در آن‌ها قابل مشاهده است. در ذرات سست و جدا از هم به راحتی نمی‌توان در خصوص فشردگی ذرات اظهار نظر کرد (شکل ۴-ب). ولی در برخی از ذرات، حاشیه‌های تورفتگی (مرز مقعر) قابل مشاهده است که می‌تواند ناشی از انحلال فشاری ذراتی باشد که در تماس با هم بوده‌اند (شکل ۴-ب، پ). در ماسه‌های ریز و متوسط، دانه‌ها نیمه گرد بوده و حاشیه‌های ناهموار آنها ممکن است نشانگر شکل ابتدایی آنها در هنگام ته‌نشینی یا تغییر شکل در انحلال فشاری طی تدفین باشد. با توجه به وجود حاشیه‌های رسی سرسیتی شده، این امکان وجود دارد که ذرات ماسه در خمیره رسی شناور بوده‌اند و به همین دلیل اثرات انحلال فشاری را نشان نمی‌دهند. در این پتروفاسیس، سیلیس در مواردی محدود، به صورت سیمان هم‌محور روی دانه‌های کوارتز دیده می‌شود. میزان سیمان‌شدگی در حدی نیست که باعث سنگ‌شدگی کامل رسوبات میزبان شود (شکل ۴-ت). کانی‌های رسی به صورت پوششی در اطراف

نام‌گذاری پتروفاسیس‌های آواری از طبقه‌بندی پتی جان و همکاران (Pettijohn et al., 1975) و به ندرت فولک (Folk, 1974) و برای نام‌گذاری ریزرخساره‌های کربناته از روش دانهام (Dunham, 1962) استفاده شده است. برای بررسی ترکیب کانی‌شناختی رخساره‌های دانه‌ریز و نوع کانی‌های رسی موجود در آنها نمایندگانی از این رخساره‌ها (۱۰ نمونه) مورد آنالیز پراش پرتو ایکس (XRD) با دستگاه فیلیپس مدل Philips (PW1800) توسط شرکت کانساران بینالود قرار گرفته است و نگارها توسط نرم‌افزار Expert تفسیر شده است. برای مطالعه مشخصات بافتی، ریخت‌شناسی و روابط فضایی بین بلورهای کربنات و شناسایی کانی رسی نمایندگانی از رخساره‌های موجود (۱۲ نمونه) با میکروسکوپ الکترونی روبشی (مدل VEGA\TESCAN-LMU) مورد بررسی قرار گرفته‌اند. بازسازی شرایط محیطی رخساره‌ها با تکیه بر مشخصات سنگ‌شناسی و تلفیق نتایج حاصل از روش‌های مذکور عملی شده است.

بحث

بیشتر ماسه‌سنگ‌های توالی مورد مطالعه به دلیل نداشتن سیمان یا سیمان کم، سست بوده و به صورت ماسه‌های منفصل به دست آمده‌اند. مقاطع نازک تهیه شده از این ماسه‌سنگ‌ها با روش اشباع‌سازی صورت گرفته است (Lewis and McConchie 1994). در رخساره‌های آواری دانه‌ریز و کربناته به دلیل گسترش سیمان امکان بررسی فابریک نیز میسر شده است. به دلیل ماهیت متفاوت رخساره‌ها، نمونه‌های مورد مطالعه در سه بخش آواری‌های دانه متوسط (ماسه‌سنگ‌ها)، آواری‌های دانه‌ریز و کربنات‌ها مورد بررسی قرار می‌گیرند.

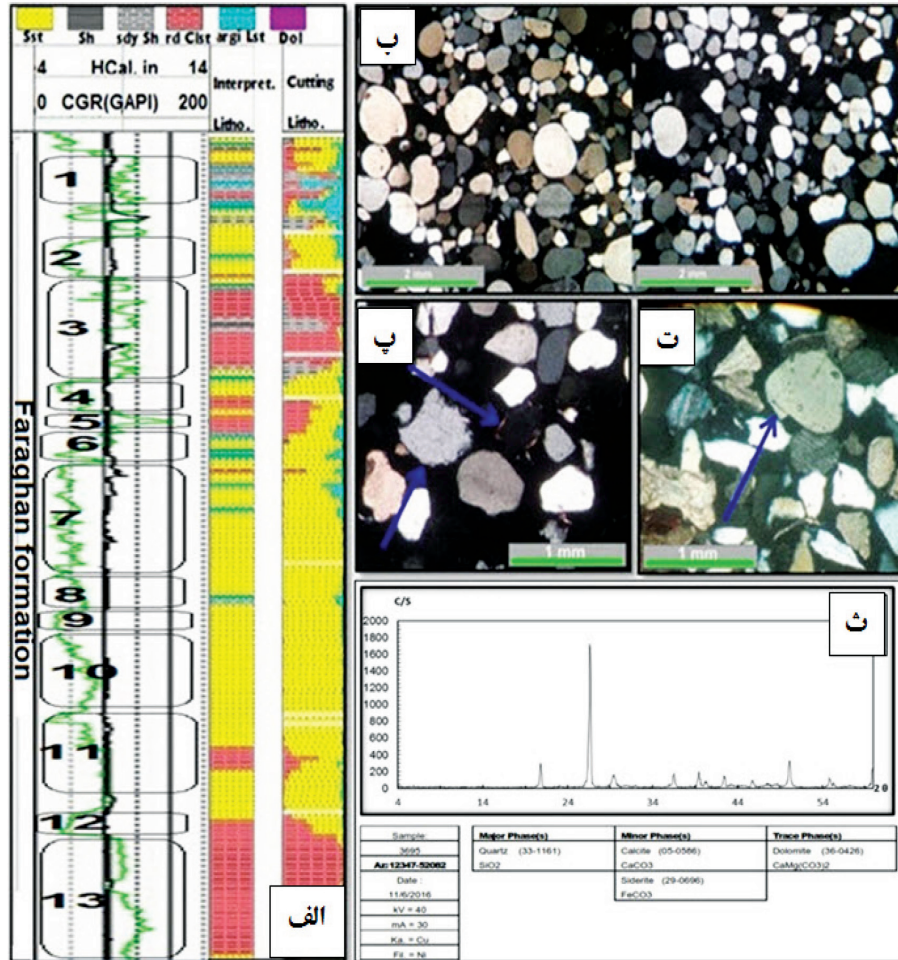
رخساره‌ها

در مطالعات میکروسکوپ پلاریزان تعداد سه پتروفاسیس F1، F2 و F3 و سه ریزرخساره کربناته F4، F5 و F6 به شرح زیر شناسایی شد.

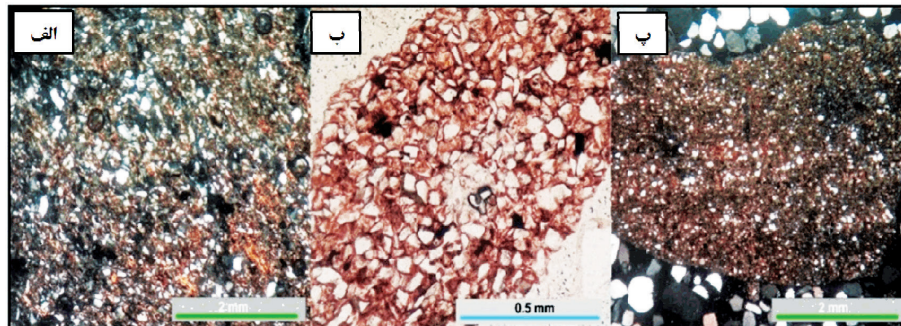
پتروفاسیس (F1)، کوارتز آرنایت

در مطالعات میکروسکوپی با توجه به فراوانی ذرات کوارتز می‌توان آن را در خانواده کوارتز آرنایت رده‌بندی کرد. اندازه

برخی دانه‌های آواری حضور دارند که طی تدفین تغییر یافته و سرپسیتی شده‌اند. این کانی‌ها به صورت خمیره اولیه در بین ذرات کوارتز ته‌نشین شده و در نهایت به صورت پوششی پدیده انحلال باشد (شکل‌های ۴-ب، پ و ت).



شکل ۴. الف) ستون سنگ‌شناسی سازند فراقان در چاه مورد مطالعه، (ب) تصویر میکروسکوپی کوارتز آرنایت، اندازه ذرات از ریز تا درشت متغیر است و دانه‌درشت‌ها گردشگی خوبی دارند (نور پلاریزه)، (پ) تصویر میکروسکوپی کوارتز آرنایت که پوشش نازک کانی‌های رسی تغییر یافته در اطراف برخی دانه‌ها را نشان می‌دهد (نور پلاریزه)، (ت) تصویر میکروسکوپی سیمان سیلیسی هم‌محور در قسمت زیرین ذره کوارتز (نور پلاریزه)، (ث) نمونه‌ای از آنالیز پراش پرتو ایکس در پتروفاسیس کوارتز آرنایت که دارای کوارتز به همراه سیمان‌های کلسیت و سیدریت است



شکل ۵. تصویر میکروسکوپی از پتروفاسیس سیلتستون ماسه‌ای با برتری ذرات کوارتز که فضای بین آنها را کانی‌های رسی پر کرده است (الف و پ در نور پلاریزه)

پتروفاسیس (F2)، سیلتستون ماسه‌ای

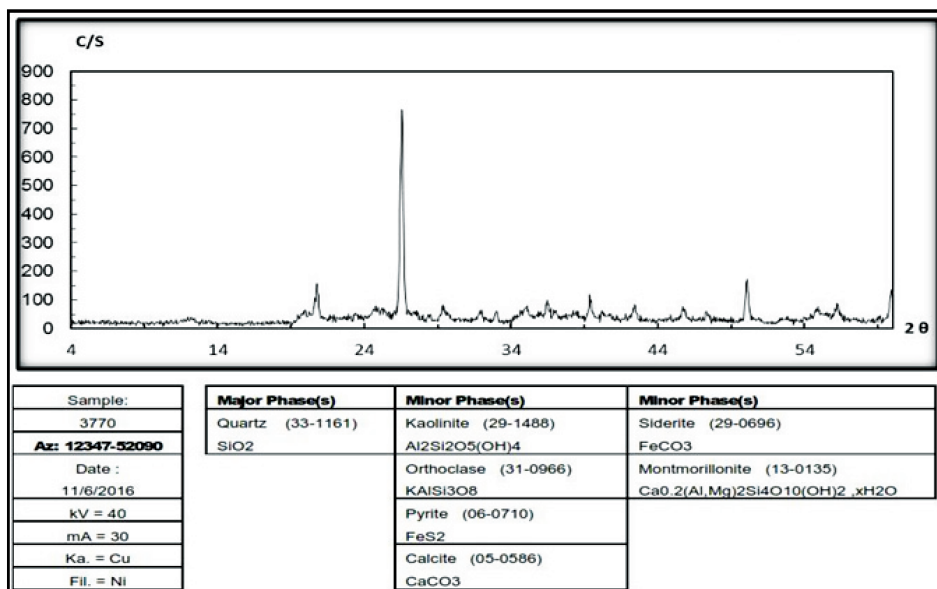
این پتروفاسیس به صورت سیلتستون است که دارای ذرات پراکنده ماسه است و از لحاظ ترکیب شامل کوارتز و اندکی فلدسپار و رس می‌باشد. دانه‌های سازنده چارچوب در این پتروفاسیس زاویه‌دار هستند که دچار تراکم شده‌اند و فضای اندک بین آن‌ها به وسیله رس‌ها پر شده است (شکل ۵). زمینه در این پتروفاسیس به دو صورت حاوی اکسید آهن قرمز رنگ (شکل ۵-ب) و فاقد اکسید آهن که تیره رنگ است دیده می‌شود (شکل ۵-الف و پ). آنالیزهای پراش پرتو ایکس نشان می‌دهد که از نظر ترکیب کانی‌شناسی این رخساره از کانی کوارتز و اندکی فلدسپار، کلسیت و سیدریت تشکیل شده است. کانی‌های رسی در این پتروفاسیس بیشتر از نوع کائولینیت با مقادیر کمتری مونتموریلونیت است (شکل ۶). در این پتروفاسیس در مواردی که میزان خمیره در آن کم است دانه‌ها درهم‌فرورفته و فشردگی را نشان می‌دهند (شکل ۴-پ). همچنین به دلیل ریزدانه بودن و حضور دانه‌ها

همین مقدار کم سیمان می‌تواند از انحلال دانه‌های کوارتز در اثر انحلال فشاری (شکل ۴-ت) تأمین شده باشد (Worden and Morad, 2000). علاوه بر سیمان سیلیسی، سیمان اکسید آهن نیز در سیلتستون ماسه‌ای حضور دارد (شکل ۵) که باعث رنگ قرمز تا قهوه‌ای آنها شده است، این سیمان معرف محیط اکسیدان سطحی یا نزدیک سطح می‌باشد. از دیگر سیمان‌ها که در این پتروفاسیس به صورت اندک وجود دارد سیمان کربنات (کلسیت و سیدریت) است (شکل ۶)، گسترش اینها محدود به شکاف‌های میکروسکوپی حاشیه قطعات سیلتستون می‌شود. با توجه به میزان بالای رس در اینها و آغشتگی به اکسید آهن، می‌توان گفت در اثر فرآیند از دست دادن آب، این شکاف‌های میکروسکوپی در سطح آنها گسترش یافته است که بعداً در طی دیاژنز اولیه و دفنی با سیمان کربناته پر شده است (شکل ۴-ث).

پتروفاسیس (F3)، رس سنگ ماسه‌ای

این پتروفاسیس به صورت رس سنگ است که شامل مجموعه‌ای از کانی‌های رسی است و دارای کربنات، کوارتز و فلدسپار در اندازه رس می‌باشد. کانی‌های رسی آن معمولاً طی دیاژنز به انواع پایدارتر همچون ایلیت و سپس کلریت و سریسیت تبدیل شده‌اند (Worden and Burley, 2003). این پتروفاسیس به دلیل تفاوت محتوی اکسید آهن،

همچنین به دلیل ریزدانه بودن و حضور فراوان کانی‌های رسی، نفوذپذیری خیلی کمی دارد که سیالات سیمان ساز نتوانسته به خوبی در لایه‌های ماسه‌سنگی بین آن‌ها جریان داشته باشد. سیلیس مورد نیاز برای



شکل ۶. آنالیز پراش پرتو ایکس مربوط به پتروفاسیس سیلتستون ماسه‌ای که نشان‌دهنده حضور کانی کائولینیت به صورت جزئی است

شرایط مناسب زمانی و دمایی در اعماق، باعث تشکیل دولومیت تدفینی با سطوح بلوری خودشکل به صورت ثانویه شده است.

ریزخساره (F4)، گلسنگ آهکی

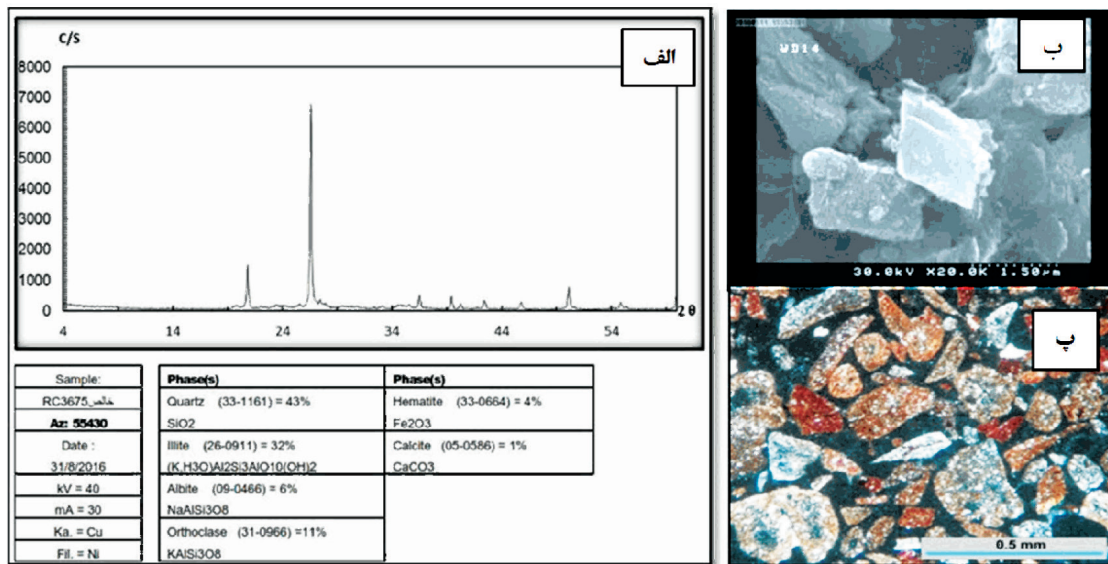
ریزخساره گلسنگ آهکی به صورت فرعی در نمونه‌های مورد مطالعه وجود دارد که طی تدفین تبلور مجدد یافته و درشت بلورتر شده است. گاه این گلسنگ‌ها طی تبلور مجدد به دولومیت ریزبلور تبدیل شده‌اند. با توجه به این‌که کربنات‌ها با لایه‌های آواری ریزدانه موجود در این توالی‌ها به صورت بین لایه‌ای هستند، طی تبدیل کانی‌های رسی به ایلیت، منیزیم (Mg) حاصل از این تغییرات می‌توانسته سهم مهمی در تامین منیزیم مورد نیاز برای دولومیتی شدن گل‌های کربناته ایفا کند (Moor, 1989). بخش عمده ریزخساره‌های کربناته را گلسنگ آهکی تشکیل داده است (شکل ۸).

از لحاظ دیاژنزی، در این ریزخساره دولومیتی‌شدن ثانویه (شکل‌های ۸ و ۱۱) رخ داده است و سیمان کربناته، عموماً به صورت دولومیت درشت‌بلور به صورت پرکننده فضاهای باقی‌مانده بین‌دانه‌ای وجود دارد. این ویژگی در محیط‌های دفنی عمیق روی می‌دهد (Mattes and

رنگ‌های متفاوتی دارد. در مواردی که سنگ اکسید آهن سه‌ظرفیتی باشد رنگ آن قرمز تا قهوه‌ای و با وجود آهن دو ظرفیتی دارای رنگ خاکستری است (شکل ۷-پ). در این پتروفاسیس، سیمان اکسید آهن نیز حضور دارد (شکل ۴). ذرات در اندازه ماسه و سیلت به صورت پراکنده در رس دیده می‌شوند. بر اساس نتایج حاصل از آنالیزهای پراش پرتو ایکس، کانی رسی ایلیت در آن غالب است (شکل ۷-الف). همچنین بلورهای دولومیت در این پتروفاسیس دیده می‌شود (شکل ۷-ب).

به دلیل حضور فراوان کانی‌های رسی، نفوذپذیری کمی دارند و سیالات سیمان ساز نتوانسته به خوبی جریان داشته باشد. سیلیس لازم برای همین سیمان اندک، می‌تواند حاصل انحلال دانه‌های کوارتز در اثر انحلال فشاری (شکل ۴-ت) باشد (Worden and Morad, 2000).

دولومیتی‌شدن در پتروفاسیس رس سنگ ماسه‌ای (شکل ۷) دیده شد. در برخی اعماق به صورت دولومیت بلوری و خودشکل ثانویه دیده می‌شود که این موضوع، با توجه به فراوانی رس‌ها در سازند فراقان، تغییر رس‌ها (تبدیل اسمکتیت به ایلیت) در طی تدفین که با آزادسازی منیزیم (Friedman, 1965) و دولومیتی‌شدن قابل توجیه است.



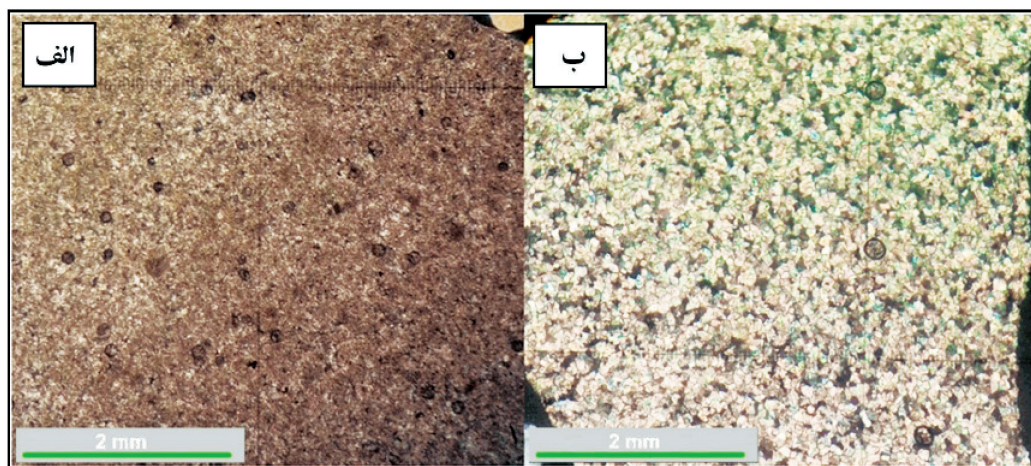
شکل ۷. الف) آنالیز پراش پرتو ایکس از پتروفاسیس رس سنگ ماسه‌ای که نشان‌دهنده غلبه کانی ایلیت می‌باشد، ب) تصویر میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) از پتروفاسیس رس سنگ ماسه‌ای که حضور بلورهای خودشکل دولومیت در آن را نشان می‌دهد، پ) تصویر میکروسکوپ الکترونی روبشی از پتروفاسیس رس سنگ ماسه‌ای که حاوی کانی‌های رسی با رنگ اکسید آهن تزریق شده در بین ذرات است (نور پلاریزه)

براکیوپودها و جلبک‌ها می‌باشد. پوسته دوکفه‌ای‌ها عموماً انحلال یافته و فضای باقی‌مانده بعدها به‌وسیله سیمان کربناته پر شده است. بنابراین ساختار پوسته آنها به کلی تخریب شده ولی در خرده‌های مربوط به جلبک‌ها، ساختمان حفظ شده است (شکل ۹). در ریزرخساره‌های کربناته با توجه به تغییر نکردن شکل بایوکلست‌ها می‌توان گفت فشردگی قابل توجه نمی‌باشد (شکل ۹). دیگر پدیده دیاژنتزی، نوشکلی است که به‌صورت تغییر اندازه بلورها بدون تغییر در ترکیب است که در ریزرخساره وکستون بایوکلستی (شکل ۹) قابل مشاهده است.

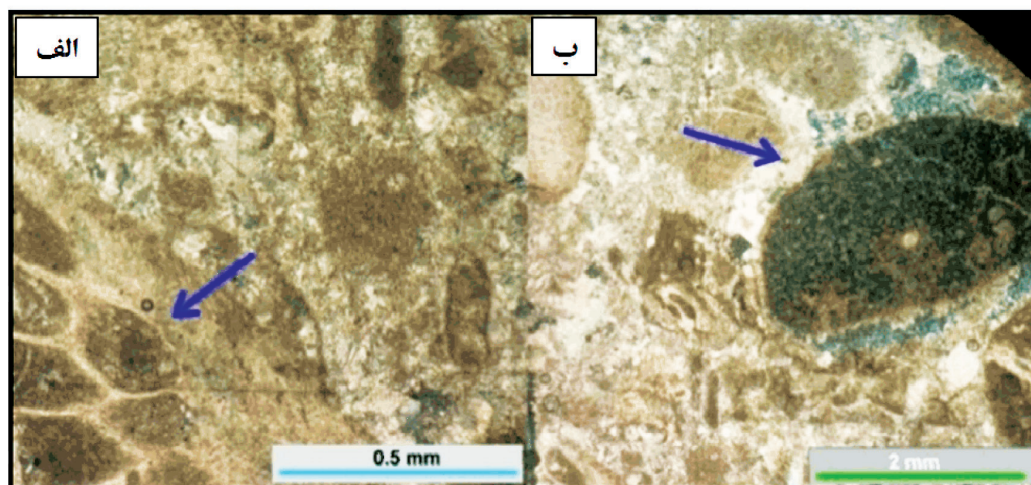
(Mountjoy, 1980; McHargue and Price, 1982). دیگر پدیده دیاژنتزی که در این ریزرخساره قابل مشاهده است، نوشکلی است، این فرآیند به‌صورت افزایشی یا کاهششی است (Flügel, 2010). نوشکلی، به‌صورت تغییر اندازه بلورها بدون تغییر در ترکیب است که در این ریزرخساره (شکل ۸) رخ داده است و گل کربناته اولیه زمینه طی دیاژنتز به بلورهای درشت‌تر و روشن‌تر تبلور یافته است.

ریزرخساره (F5)، وکستون بایوکلستی

در این ریزرخساره فرعی، بایوکلست‌ها در زمینه گل آهکی به‌صورت شناور دیده می‌شوند (شکل ۹). این بایوکلست‌ها شامل قالب صدف‌های شکسته شده دوکفه‌ای‌ها، پوسته



شکل ۸. الف) تصویر میکروسکوپی دولومیت ریزبلور در ریزرخساره گل‌سنگ آهکی و ب) آثار تبلور مجدد در آن (نور پلاریزه)

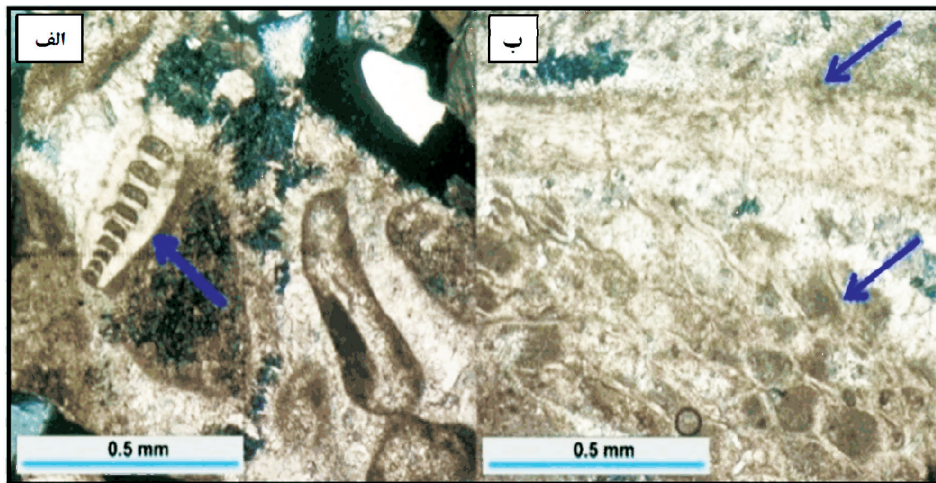


شکل ۹. تصویر میکروسکوپی از الف) ریزرخساره وکستون بایوکلستی که قطعه جلبکی و ب) قالب داخلی دوکفه‌ای را نشان می‌دهد (نور پلاریزه)

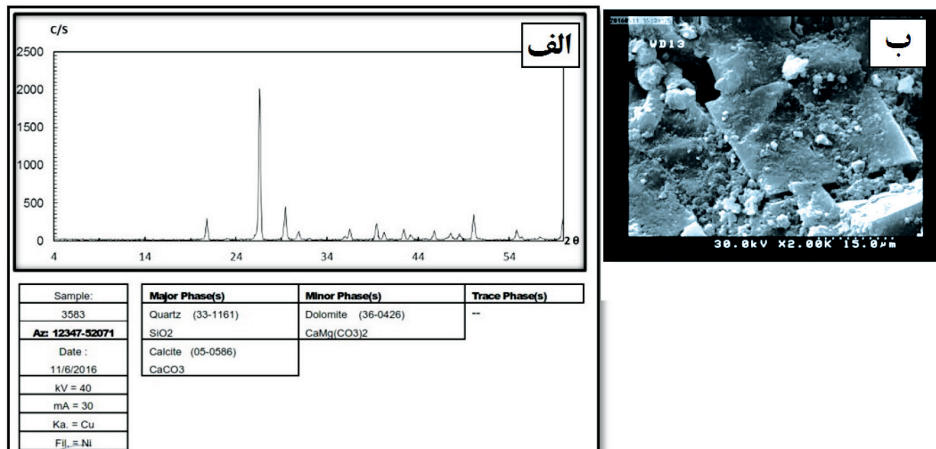
ریزرخساره (F6)، پکستون بایوکلستی

این ریزرخساره نیز به صورت فرعی وجود دارد و شامل بایوکلست‌های صدف دوکفه‌ای، پوسته برآکیوپود، فرامینیفرها و جلبک‌ها در زمینه گل کربناته است و چارچوب اصلی سنگ را بایوکلست‌ها می‌سازند و گل آهکی به عنوان زمینه حضور دارد (شکل ۱۰). نتایج حاصل از آنالیز پراش پرتو ایکس بر روی نمونه‌هایی از این سنگ‌های کربناته حاکی از حضور کلسیت به مقدار بالا و دولومیت به میزان کمتر می‌باشد (شکل ۱۱). در این ریزرخساره با توجه به تغییر نکردن شکل بایوکلست‌ها می‌توان گفت فشردگی قابل توجه نمی‌باشد (شکل ۱۰). در برخی قطعات و زمینه سنگ‌های

کربناته آثار انحلال قابل مشاهده است که بیشتر آنها توسط کلسیت یا دولومیت ثانویه پر شده‌اند. عدم گستردگی انحلال می‌تواند ناشی از جریان کم سیالات حلال به دلیل حضور ذرات فراوان رسی در زمینه کربنات‌ها باشد (شکل ۱۰). پدیده دیانزنی دیگری که در این سنگ‌ها رخ داده است نوشکلی است (شکل ۱۰). همچنین، قطعات (برآکیوپود) طی تدفین به دلیل ترکیب ناپایدار آراگونیتی انحلال یافته و به کلسیت کم منیزیم (LMC) پایدارتر تبدیل شده است در این حالت قالب آنها باقی می‌ماند که بیشتر با سیمان پر می‌شود (شکل ۱۰-ب).



شکل ۱۰. تصویر میکروسکوپی از الف) ریزرخساره پکستون بایوکلستی که دارای پوسته فرامینیفر و ب) جلبک بزرگ (پیکان پایین) است. پوسته برآکیوپود (پیکان بالا) با کلسیت پایدار (LMC) جانشین شده است (نور پلاریزه)



شکل ۱۱. الف) آنالیز پراش پرتو ایکس نمونه‌ای از ریزرخساره گل‌سنگ کربناته که نشان‌دهنده حضور کوارتز به همراه کلسیت و دولومیت در آن می‌باشد. ب) تصویر میکروسکوپ الکترونی روبشی از بلور دولومیت خودشکل در ریزرخساره گل‌سنگ کربناته

دیاژنز

همان‌گونه که در توصیف رخساره‌ها آمده است مهم‌ترین پدیده‌های دیاژنزی در سازند فراقان در چاه مورد مطالعه شامل فشردگی، سیمانی‌شدن، سرسیتی‌شدن، انحلال، تبلور مجدد، دولومیتی‌شدن و نوشکلی است. طبق مشاهدات و تفسیر پدیده‌های دیاژنزی می‌توان توالی پاراژنزی را در این سازند تحت عناوین فرآیندهای ائوزنزی، مزوزنزی و تلوزنزی به شرح زیر تبیین کرد. در ابتدا به‌منظور درک صحیح از فرآیندها و محصولات دیاژنزی نیاز است که ترتیب و عمق رخداد آنها شناسایی شود.

فرآیند فشردگی از زمان تنه‌نشین شدن رسوب شروع و با افزایش عمق تدفین بر مقدار آن افزوده شده‌است. در ماسه‌سنگ‌ها در اندک مواردی که سیمان وجود دارد و ذرات با هم در تماس بوده‌اند، فشردگی قابل مشاهده است. انحلال در رخساره‌های کوارتزآرنایت، وکستون بایوکلستی و پکستون بایوکلستی (شکل‌های ۴، ۹ و ۱۰) دیده می‌شود. انحلال بستگی به میزان جریان آب و شیمی آن دارد، این فرآیند بعد از تنه‌نشینی رسوبات شروع و تا مرحله تلوزنزی نیز ادامه دارد. که در بخش‌های کربناته به دلیل انحلال بیشتر، به سهولت قابل شناسایی است.

سیمان اکسید آهن موجود در برخی سیلتستون‌های ماسه‌ای مربوط به مرحله تنه‌نشین شدن رسوب می‌باشد (ائوزنزی) و در واقع نشانگر محیط رسوبی اکسیدان می‌باشد زیرا اگر این فرآیند مرتبط با مرحله تلوزنزی و بالا آمدن بعد از تدفین باشد باید در همه شیل‌ها قابل مشاهده باشد (شکل‌های ۵ و ۶).

در ریزرخساره‌های آهکی، قطعات فسیلی ناپایدار طی تدفین تغییر یافته و با دولومیت یا کربنات پایدار (LMC) جانشین شده‌است (شکل‌های ۹ و ۱۰). در مواردی نیز پوسته دوکفه‌ای‌ها، که پایداری کمتری نسبت به براکیوپودها دارند طی ائوزنزی به کلی حل شده و فضای خالی توسط سیمان کربناته پر شده‌است. با توجه به اینکه فضای خالی تا زمان پر شدن متحمل فشردگی نشده، می‌توان گفت که هم انحلال و هم پرشدگی طی ائوزنزی رخ داده‌است. گل‌های آهکی طی مزوزنزی تبلور مجدد یافته و درشت بلورتر (نوشکل) شده‌اند یا به میکرو دولومیت (جانشینی) تبدیل شده‌اند.

کانی‌های رسی طی ائوزنزی با افزایش عمق تدفین تبلور بیشتری پیدا کرده‌اند و به کانی‌های رسی با نظم بیشتر چون ایلیت و اسمکتیت و سپس کلریت و در نهایت سرپسیت تبدیل می‌شوند (Worden and Burley, 2003). این تبدیل کانی‌های رسی طی دیاژنز (مرحله مزوزنزی) به عنوان یکی از منشأهای تامین سیلیس برای سیمان سیلیسی (Worden and Morad, 2000) و منیزیم برای دولومیتی‌شدن در نظر گرفته شده‌است (Friedman, 1965).

تکه‌هایی از سیمان سیلیسی هم‌محور بر روی برخی دانه‌های کوارتز مشاهده شده‌است (شکل ۴-ت). سیمان سیلیسی عموماً در اعماق تدفین زیاد (< ۲/۵ کیلومتر) و طی مرحله مزوزنزی شکل می‌گیرد (Worden and Morad, 2000). بر اساس توضیحات و تفسیرهای فوق، توالی پاراژنزی برای پتروفاسیس‌های آواری (شکل ۱۲) و ریزرخساره‌های کربناته (شکل ۱۳) سازند فراقان ارائه شده‌است.

مجموعه‌های رخساره‌ای و محیط رسوبی

با توجه به اینکه در این مطالعه از خرده‌های حفاری و مقاطع نازک تهیه شده از آنها استفاده شده‌است محدودیت‌هایی جهت تعیین محیط رسوبی مانند نبود مغزه و عدم مشاهده ساخت‌های رسوبی وجود دارد با این حال، تعیین محیط رسوبی با اطلاعات خرده حفاری و لاگ‌گاما انجام شده‌است.

مجموعه رخساره‌ای مربوط به زیر محیط دشت سیلابی (Flood plain)

این مجموعه رخساره‌ای از رس سنگ قرمز و مقداری ماسه‌سنگ تشکیل شده‌است که ریز بودن اغلب ذرات و رنگ قرمز نشان دهنده محیطی کم انرژی، اکسیدان می‌باشد (Tucker, 2001) که در مواقع سیلابی و طوفان، ماسه از دریا به این محیط دشت سیلابی وارد شده‌است. با توجه به همراهی این رخساره با مقداری ماسه‌سنگ که از پتروفاسیس کوارتز آرنایت است، این مجموعه رخساره‌ای در شکل ۴ می‌تواند شامل بخش‌های ۳، ۵، ۱۱ و ۱۳ در لاگ گاما سازند فراقان باشد. مجموعه رخساره‌ای فوق می‌تواند در زیر محیط دشت سیلابی در نواحی که رودخانه‌های فصلی یا دائمی جریان داشته‌اند، رسوب‌گذاری کند.

تلوزنز (Telogenesis)	مزوزنز (Mesogenesis)	ائوزنز (Eogenesis)	محصولات دیاژنز
	-----	-----	فشرده‌گی
-----	-----	-----	انحلال
	-----		دولومیتی شدن
	-----		سیمان سیلیسی
		-----	سیمان اکسید آهن
	-----		سریستی شدن

شکل ۱۲. توالی پاراژنزی فرآیندهای اصلی دیاژنزی پتروفاسیس‌های آواری سازند فراقان در بخش مرکزی خلیج فارس

تلوزنز (Telogenesis)	مزوزنز (Mesogenesis)	ائوزنز (Eogenesis)	محصولات دیاژنز
-----	-----	-----	انحلال
	-----		دولومیتی شدن
		-----	جانثینی
	-----		نوشکلی
	-----		سیمان دولومیتی
	-----		سیمان کلسیتی

شکل ۱۳. توالی پاراژنزی فرآیندهای اصلی دیاژنزی ریزرخساره‌های کربناته سازند فراقان در بخش مرکزی خلیج فارس

مجموعه رخساره‌ای مربوط به زیر محیط ساحلی (Shoreface)

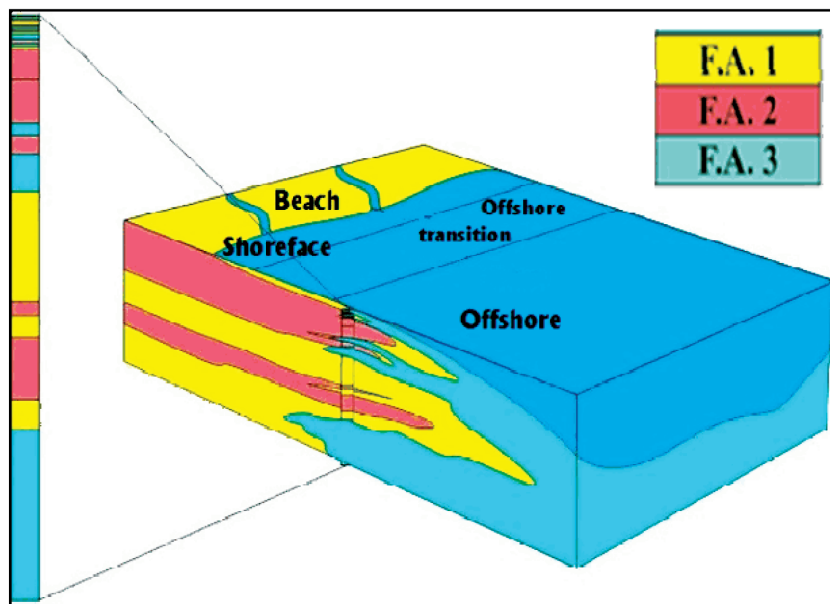
است. این مجموعه رخساره‌ای در شکل ۴ می‌تواند شامل بخش‌های ۲، ۴، ۷، و ۱۲ در لاگ گاما سازند فراقان باشد. همچنین حضور مقادیر ناچیز از ذرات آواری دانه‌ریز دارای ماسه‌سنگ که بیانگر انرژی بالای محیط است زیر محیط ساحلی پیشنهاد شد.

این مجموعه رخساره‌ای شامل سیلتستون ماسه‌ای و ماسه‌سنگ کوارتز آرنایت است. با توجه به حضور و غلبه پتروفاسیس کوارتز آرنایت با بلوغ بافتی و کانی‌شناسی بالا که بیانگر انرژی بالای محیط رسوب‌گذاری این رخساره

مجموعه رخساره‌ای مربوط به زیر محیط دور از ساحل (Offshore)

شایان ذکر است که در برخی بخش‌های لاگ گاما در سازند فراقان می‌توان تبدیل تدریجی دشت سیلابی به ساحلی (بخش ۶) و دور از ساحل به ساحل (بخش ۱۰) را مشاهده کرد. با توجه به مجموع شواهد رخساره‌ای، همراهی رخساره‌ها، وجود قطعات فسیلی دریایی مانند براکیوپود و دوکفه‌ای و پدیده‌های دیاژنتزی، محیط رسوبی ساحل خطی (Linear shoreface) شامل زیرمحیط‌های (دشت سیلابی، ساحلی و دور از ساحل) برای سازند فراقان پیشنهاد می‌شود (شکل ۱۴). این محیط ساحلی خطی در انتهای پرمین پسین به دلیل بالآمدن آب دریا به یک رمپ کربناته کم عمق تبدیل شد که ته‌نشست‌های ستبر کربناته سازند دالان بر روی آن تشکیل شده است (Insalaco et al., Zeigler, 2001, Sharland, 2001) (2006، امیربهدار و همکاران، ۱۳۹۲).

این مجموعه رخساره‌ای از گل‌سنگ کربنات، رس‌سنگ، سیلتستون و ماسه‌سنگ تشکیل شده است. گل‌سنگ کربناته نشان‌دهنده محیطی عمیق و دورتر از ساحل یا دارای گردش جریان پایین می‌باشد طوری که ورود آواری‌های دانه درشت به حداقل رسیده است. بخش‌های کربناته دارای قطعات فسیل‌های دریایی مانند براکیوپود و جلبک‌ها است. با توجه به بررسی‌های صورت گرفته درخصوص قطعات فسیلی، حضور ذرات رس تیره و مقادیر اندک ماسه، این نهشته‌ها عمیق‌ترین رخساره‌های سازند فراقان هستند که می‌تواند در محدوده دور از ساحل رسوب‌گذاری کرده باشد. این مجموعه رخساره‌ای در شکل ۴ می‌تواند شامل بخش‌های ۱، ۸ و ۱۰ در لاگ گاما سازند فراقان باشد.



شکل ۱۴. الگوی پیشنهادی برای سازند فراقان در بخش مرکزی خلیج فارس (F.A.1 رخساره ساحلی، F.A.2 رخساره دشت سیلابی و F.A.3 رخساره دور از ساحل)

نتیجه‌گیری

ریزرخساره‌های کربناته در بخش پایین سازند فراقان شناسایی شد. فرآیندهای دیاژنتزی بیانگر حضور سازند فراقان در دو مرحله ائوزنز، و مزوزنز می‌باشد ولی علائمی از مرحله تلوزنز مشاهده نشد. در پتروفاسیس‌های کوارتز آرنایتی غالباً

سازند فراقان شامل پتروفاسیس‌های کوارتز آرنایت، سیلتستون ماسه‌ای، رس‌سنگ ماسه‌ای و ریزرخساره‌های گل‌سنگ آهکی، وکستون بایوکلستی و پکستون بایوکلستی است که برای اولین بار در بخش مرکزی خلیج فارس

پالئوزوئیک بالایی در حوضه زاگرس و معرفی سازند زاکین در کوه فراقون، فصلنامه علمی علوم زمین، سال هفتم، ۷۳-۵۴.

- گزارش داخلی شرکت نفت و گاز پارس (منتشر نشده)، ۱۳۹۶. ۳۵۵.

- مهدی‌نیا، م.، و موسوی حرمی س.ر.، ۱۳۸۸. پتروگرافی و تفسیر محیط رسوب‌گذاری نهشته‌های پرمین پیشین (سازند فراقان) در میدان گلشن در خلیج فارس. رسوب و سنگ رسوبی، ۲، ۶، ۱۱-۱.

- Ahr, W. M., 2008. Geology of carbonate reservoir, John Wiley and Sons, Chichester, 296.

- Al-Dajani, A.F., Burns, D. and Toksoz, N.M., 2000. Aeolian and Fluvial depositional systems discrimination in wireline logs: Unayzah Formation, central Saudi Arabia, GeoFrontier, 3, 25-43.

- Al-Ramadan, K., 2014. Illitization of Smectite in Sandstones: The Permian Unayzah Reservoir, Saudi Arabia, Arabian Journal for Science and Engineering, 39, 407-412

- Baccelle, L. and Bosellini, A., 1965. Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocce sedimentary. Annali dell'Universita di Ferrara Nuova serial, Sezione IX, Scienze geologiche e paleontologiche 4, 117-53.

- Besse, J., Torcq, F., Gallet, Y., Ricou, L. E., Krystyn, L. and Saidi, A., 1998. Late Permian to Late Triassic palaeomagnetic data from Iran: Constrains on the migration of the Iranian block through the Tethyan Ocean and initial destruction of Pangea: Geophysical Journal International, 135, 77-92.

- Birkle, P., Jenden, P.D. and Al-Dubaisi, J.M., 2013. Origin of formation water from the Unayzah and Khuff petroleum reservoirs, Saudi Arabia, Procedia Earth and Planetary Science 7, 77-80.

ناپوسته، فقط آثاری از فشردگی، سیمانی‌شدن سیلیسی و اکسید آهن و سریسیتی‌شدن قابل مشاهده است ولی در سایر رخساره‌های فرآیندهای دیاژنزی جانشینی، نوشکلی، انحلال و دولومیتی‌شدن رخ داده است. با توجه به تشکیل سیمان‌های رسی (کلریتی و سریسیتی) می‌توان بیشترین تدفین این سنگ‌ها را تا عمق‌های بیشتر از سه کیلومتر تخمین زد.

مجموع شواهد بیانگر ته‌نشینی این سازند در محیط ساحل خطی با زیرمحیط‌های دشت سیلابی، کم‌عمق ساحلی و عمیق‌تر دور از ساحل می‌باشد.

سپاسگزاری

نویسندگان مقاله از واحد پژوهش و توسعه شرکت نفت و گاز پارس به خاطر فراهم آوردن امکانات این مطالعه و همچنین دانشگاه هرمزگان به خاطر همکاری علمی و راهنمایی‌های مفید کمال قدردانی را دارند.

منابع

- آقا نباتی، س.ع.، ۱۳۸۷. فرهنگ چینه‌شناسی ایران، جلد دوم (دونین-پرمین)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی، ۱۲۹۷-۶۶۰.

- امیربهدار، ل.، رحیم‌پور بناب، ح.، و آربین، م.، ۱۳۹۲. بررسی تغییرات سطح نسبی آب دریا بر اساس تحولات رخساره‌ای پرمین پایانی، مثالی از عضو دالان بالایی در میدان پارس جنوبی، علوم زمین، ۹۵، ۲۷۴-۲۶۳.

- زلیخایی، ی.، ۱۳۹۳. مقایسه خاستگاه سازندهای زاکین و فراقان در پسرکرانه بندرعباس به منظور استفاده از نتایج در تجزیه و تحلیل شرایط محیطی آنها. پایان‌نامه کارشناسی ارشد.

- زمان‌زاده، س.م.، ۱۳۸۷. مشخصات سنگ‌شناسی، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازندهای زاکین و فراقان در مقطع تیپ، شمال بندرعباس. رساله دکتری.

- قویدل سیوکی، م.، ۱۳۶۹. مطالعه اکریتارک‌ها و کیتونوزوآهای سازندهای میلا، ایلبک، زردکوه و فراقان در ناحیه زردکوه و انطباق آنها با سکانس پالئوزوئیک ناحیه چالیشه و دارنگ، مجموعه مقالات سمپوزیوم دیاپیریسم با نگرشی ویژه به ایران (جلد اول)، ۲۱۸-۱۴۱.

- قویدل سیوکی، م.، ۱۳۷۷. بررسی رسوب‌های

- Cocks, L. M. R. and Torsvik, T. K., 2002. Earth geography from 500 to 400 million years ago: A faunal and palaeomagnetic review: Journal of the Geological Society, 159, 631-644.
- Curtis, C.D., 1983. Geochemistry of porosity enhancement and reduction on clastic sediments. In: Petroleum Geochemistry and Exploration of Europe (Ed. J. Brooks). Special Publication of Geological Society of London, 12, 113-125.
- Dercourt, J., Ricou, L. E. and Vrielynck, B., 1993. Atlas Tethys palaeoenvironmental maps: Paris, Gauthier-Villars, 307.
- Dunham, R. J., 1962. Classification of carbonate rock according to depositional texture, AAPG Memoir 1, 108-121.
- Flugel, E., 2010. Microfacies of Carbonate rocks, Analysis, Interpretation and Application, Second Edition, Springer-Verlog, Berlin, 1006.
- Folk, R. L., 1974. Petrology of sedimentary rocks: Hemphill Publishing Co., Austin, Texas, 182.
- Friedman, G. M., 1965. Terminology of crystallization texture and fabrics in sedimentary rocks, Journal of Sedimentary Petrology, 35, 643-655.
- Ghavidel Syooki, M., 1986. Palynological Study and Age Determination of Faraghan Formation in Kuh-e Gahkum Region at Southeast of Iran: Journal of Science, Iran, 1-2, 11-28.
- Ghavidel Syooki, M., 1988. Palynological study and age determination of Faraghan Formation in Kuh-e-Gahkum region at southeast of Iran, Journal of Science, Iran, 15, 1 and 2, 11-28.
- Ghavidel Syooki, M., 1990. The encountered acritarchs and chitinozoan from Mila, Illebeik, Zardkuh formations in Tang-e-Illebeik at Zard-kuh region and their correlation with Paleozoic sequence in Chali-Sheh area in Zagros Basin of Iran. Symposium on Diapirism with Special Reference to Iran, Geological Survey of Iran 1, 141-218.
- Ghavidel Syooki, M., 1997. Palynostratigraphy and paleogeography of Early Permian strata in the Zagros Basin, Southeast-southwest Iran. Journal Science Islamic Republic Iran 8, 243-261.
- Ghavidel Syooki, M., 1999. Investigation on the Upper Paleozoic Strata in Tang-e-Zakeen and Introducing Zakeen Formation, Kuh-e-Faraghan Zagros Basin, Southern Iran: Geological Survey of Iran, Geoscience Quarterly Journal, 29-30, 54-73.
- Ghavidel Syooki, M., 2003. Palynostratigraphy of Devonian sediments in the Zagros Basin, southern Iran. Review of Palaeobotany and Palynology. 127, 241-268.
- Insalaco E., Virgone A., Courme B., Gaillet J., Kamali M., Moallemi A., Lotfpout M. and Monibi S., 2006. "Upper Dalan Member and Kangan Formation between the Zagros Mountains and offshore Fars," Iran: Depositional system, biostratigraphy and stratigraphic architecture. GeoArabia, 11, 75-176.
- Kamali, M. R. and Rezaee, M. R., 2003. Burial history reconstruction, and thermal modeling at Kuh-e Mond, SW Iran, Journal of Petroleum Geology, 26, 4, 415-46.
- Lewis D. W. and McConchie, D., 1994. Practical Sedimentology. 2nd Ed., IX+ NewYork, London, Champton and Hall, 123.
- Lucia, F. J., 2007. Carbonate reservoir characterization, Second edition, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 236.
- MacDonald, R., Hardman, D., Sprague, R., Meridji, Y., Mudjiono, W., Galford, J., Ro-

- urke, M., Dix, M. and Kelton, M., 2010. Using elemental geochemistry to improve sandstone reservoir characterization: a case study from the Unayzah interval of Saudi Arabia, SPWLA 51st Annual Logging Symposium, 19-23, 2010.
- Mattes, B.W. and Montjoy, E.W., 1980. Burial Dolomitization of Upper Devonian Mittle buildup, Jasper National Park, Alberta, in: Zenger, D.H., Dunham, J.B. and Ethington, R.L eds., Concepts and Models of Dolomitization. SEPM Special. Publication, 28, 250-297.
 - McHargue, T.R. and Price, R.C., 1982. Dolomite from Clay in Argillaceous or Shale Associated Marine Carbonates: Journal of Sedimentary Petrology, 52, 873-880.
 - Mckay, J.L., Longstaffe, F.J. and Plint, A.G., 1995. Early Diagenesis and Its Relationship to Depositional Environment and Relative Sea-Level Fluctuations (Upper Cretaceous Marshy-bank Formation, Alberta and British Columbia): Sedimentology, 42, 161-190.
 - Metcalfe, I., 2002. Tectonic history of the SE Asian-Australian region: Advances in Geology, 34, 29-48.
 - Mollazal, Y., 1965. The geology of the Kuh-e Neyse and adjoining area. Report, 1098.
 - Moor, C. H., 1989. Carbonate diagenesis and porosity. Elsevier, Development in Sedimentology 46, 338.
 - Moore, C. H. and Wade, W. J., 2013. Carbonate reservoir: porosity, evolution and diagenesis in a sequences stratigraphic framework: Second edition, Elsevier, 369.
 - Muttoni, G., Kent, D. V., Garzanti, E., Brack, P., Abrahamsen, N. and Gaetani, M., 2003. Early Permian Pangea 'B' to Late Permian Pangea 'A': Earth and Planetary Science Letters, 215, 379-394.
 - Muttoni, G., Kent, D. V., Garzanti, E., Brack, P., Abrahamsen, N. and Gaetani, M., 2004. Erratum to "Early Permian Pangea 'B' to Late Permian Pangea 'A'": Earth and Planetary Science Letters, 218, 539-540.
 - Muttoni, G., Mattei, M., Balini, M., Zanchi, A., Gaetani, M. and Berra, F., 2009a. The drift history of Iran from the Ordovician to the Triassic, in M.-F. Brunet, M. Wilmsen, and J. W. Granath, eds., South Caspian to Central Iran Basins: GSL Special Publications 312, 7-29.
 - Nicol, G.A. and Kheradpir, A., 1972. Interoffice Memo. (Unpub).
 - Pettijohn, F. J. Seever, R. and Potter, P. E., 1975. Sand and Sandstone, 2nd ed., Springer Verlag-New Yourk, 328.
 - Ronchi, P., Ortenzi, A., Borromeo, O., Claps, M., Zempolich, W. G., 2010. Depositional setting and diagenetic processes and their impact on the reservoir quality in the late Viséan-Bashkirian Kashagan carbonate platform (Pre-Caspian Basin, Kazakhstan). American Association of Petroleum Geologist, 94, 9, 1313-1348.
 - Sengör, A. M. C., 1979. Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications: Nature, 279, 590-593.
 - Sharland, P. R., Archer, R., Casey, D. M., Davies, R.B., Hall, S.H., Heward, A.P., Horbury, A.D. and M. D. Simmons, 2001. Arabian Plate sequence stratigraphy. GeoArabia Special Publication 2, GulfPetroLink, Bahrain, 371, with 3 charts.
 - Szabo, F., 1977. Permian Triassic stratigraphy, Zagros Basin, southwest Iran, Report 1261.
 - Szabo, F., Rask and Khosravi, S., 1977. Permian and Triassic Stratigraphy, Zagros Basin

(Unpublished report).

- Taghavi, A. A., Mark, A. and Emadi, M. A., 2006. Sequence Stratigraphically controlled diagenesis govern reservoir quality in the carbonate Dehloran Field, Southwest, Iran, *Petroleum Geoscience*, 12, 115-126.
- Tucker, M.E., 2001. *Sedimentary petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. Blackwell Scientific Publications, 260.
- Worden, R.H. and Morad, S., 2000. Quartz cementation in oil field sandstones: a review of the key controversies. In: Worden, R.H. and Morad, S, (Eds), *Quartz Cementation in Sandstones*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 29, 1-20.
- Zamanzadeh, S. M., Mirzaei, S., Sardar Abadi, M. and Poosti, M., 2011. Diagenetic factors controlling reservoir quality in the Faraghan Fm. *Energy Exploration and Exploitation*, 29, 109-128.
- Zamanzadeh, S. M., Amini A. H. and Rahimpour Bonab, H., 2009. Eogenetic dolomite cementation in Lower Permian reservoir sandstones, southern Zagros, Iran, *Geology Journal*, 44, 501-525.
- Zeigler, M. A., 2001. Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian plate and its hydrocarbon occurrence. *Geo-Arabia*, 6, 3, 445-504.