

مطالعه خصوصیات مخزنی سازند سروک و تعیین مرز آن با سازند ایلام به طریق ژئوشیمیایی در تاقدیس چناره، جنوب لرستان

الهام اسدی مهماندوستی*^۱، احمد اسدی^۲

۱- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی
۲- دانشجوی کارشناسی‌ارشد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی

پذیرش مقاله: ۱۳۹۵/۱/۱۸
تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۵/۹/۲۱

چکیده

سازند سروک به سن آلبین تا سنومانین به عنوان یکی از مهم‌ترین سنگ مخزن‌های کربناته ایران می‌باشد که در حوضه رسوبی زاگرس تا حوضه خلیج فارس دارای گسترش زیادی است. در این تحقیق یک رخنمون سطحی از سازند سروک به ضخامت ۴۷۷ متر در تاقدیس چناره واقع در جنوب لرستان مورد مطالعه قرار گرفت. سنگ‌شناسی سازند سروک در منطقه مورد مطالعه از سنگ آهک توده‌ای، متوسط تا نازک لایه می‌باشد. مرز بالایی آن با سازند ایلام به دلیل تشابه سنگ‌شناسی مشکل است اما با استفاده از داده‌های مربوط به ایزوتوپ کربن ۱۳ و عناصر اصلی و فرعی مرز بین این دو سازند به طور دقیق مشخص گردید. همچنین شواهد ژئوشیمیایی نشان دادند که مرز بین رخداد سنومانین-تورونین در منطقه مورد مطالعه با داده‌های جهانی تطابق دارد. مطالعات رسوب‌شناسی و بررسی رخساره‌های ۱۶۶ مقطع نازک از سازند سروک در تاقدیس چناره منجر به تشخیص ۱۲ ریزرخساره شد که در چهار کمربند رخساره‌ای جزرومد، لاگون، سد و دریای باز نهشته شده‌اند. با توجه به ریزرخساره‌های شناخته شده و مقایسه آن‌ها با ریزرخساره‌های استاندارد، عدم حضور ساختارهای ریفی و رخساره‌های ریزشی و لغزشی، محیط رسوبی این سازند کربناته رمپ تشخیص داده شده است. فرآیندهای دیاژنزی که سازند سروک را در تاقدیس چناره تحت‌تاثیر قرار داده‌اند شامل: سیمانی شدن، دولومیتی شدن، انحلال، تراکم، نئوموفیسم، میکریتی شدن، سیلیسی شدن و آهن‌دار شدن است. همچنین مطالعه با میکروسکوپ کاتدولومینسانس نشان داد که سیمان‌های سازند سروک در برش مورد مطالعه در سه محیط دیاژنتیکی جوی، دریایی و تدفینی تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: ایزوتوپ کربن، تاقدیس چناره، دیاژنز، ریزرخساره، سازند سروک، کاتدولومینسانس.

مقدمه

سازند سروک در ایران دارای بیش از ۲۰ درصد نفت خام درجا می‌باشد که دومین مخزن بعد از سازند آسماری در حوضه زاگرس را تشکیل می‌دهد. افزون بر این، سازند سروک سفره‌های آب زیرزمینی و چشمه‌های زیادی را در حوضه زاگرس در خود جای داده است (رئیزی و کرمی، ۱۹۹۷؛ احمدی‌پور، ۲۰۰۲). تاکنون مطالعات زیادی بر روی ویژگی‌های رسوب‌شناسی نظیر مطالعه ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و چین‌شناسی سکانسی سازند سروک صورت گرفته است (نظیر: فرزدی، ۱۳۷۱؛ کیوانی، ۱۳۷۲؛ لاسمی و جلیلیان، ۱۳۷۶؛ قلاوند، ۱۳۸۸؛ غبیشاوی و همکاران، ۲۰۱۰؛ رحیم‌پور بناب و

محدوده مورد مطالعه

تاق‌دیس چناره با طول ۳۵ کیلومتر و پهنای ۸ کیلومتر در ۵۰ کیلومتری شمال اندیمشک، در کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس واقع شده است. تاق‌دیس چناره در عرض‌های جغرافیایی $32^{\circ} 45'$ و $33^{\circ} 00'$ غربی و طول‌های جغرافیایی $48^{\circ} 15'$ و $48^{\circ} 00'$ شمالی در زون لرستان قرار گرفته است. دسترسی به برش مورد مطالعه از طریق جاده اندیمشک به خرم‌آباد و پس عبور از تونل‌های ۴ و ۵ در ۵۵ کیلومتری جاده اندیمشک-خرم‌آباد امکان‌پذیر است (شکل ۱). جوان‌ترین واحدهای سنگ‌شناسی تاق‌دیس چناره پس از نهشته‌های کواترنری، ماسه‌سنگ و سیلتستون سازند آغاجاری به سن میوسن-پلیوسن می‌باشد که رخنمون‌های کوچکی از آن محدود به بخش جنوب‌شرق یال شمالی است. رخنمون بسیار کوچکی از بخش لهری نیز در جنوب روستای رزه قابل مشاهده است. گسترش سازند گچساران (شامل تناوبی از ژیبس، نمک و سیلتستون به سن میوسن)، نیز بیشتر در یال شمالی دیده می‌شود و فقط رخنمون

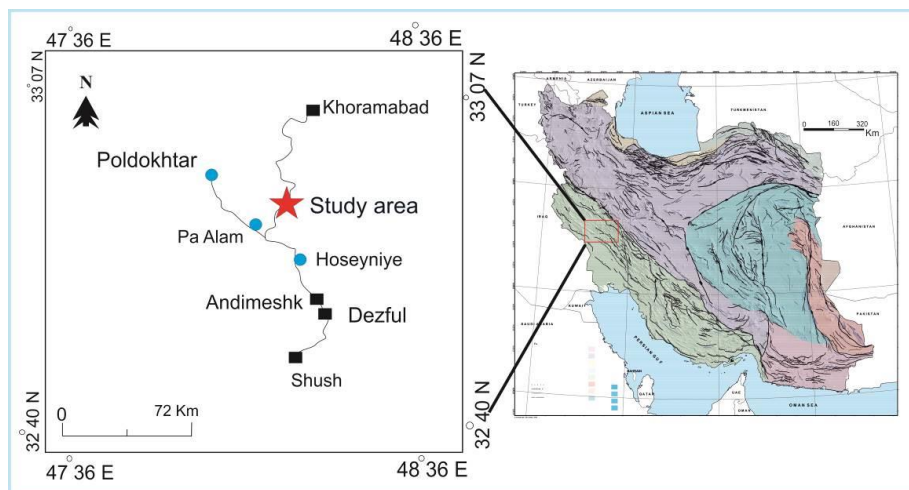
همکاران، ۲۰۱۲؛ اسدی مهماندوستی و همکاران، ۲۰۱۳؛ رحیم‌پور بناب و همکاران، ۲۰۱۳؛ محرابی و رحیم‌پور بناب، ۲۰۱۴). اما بررسی و مطالعه ویژگی‌های مخزنی این سازند در حوضه زاگرس و مرز آن با سازندهای ایلام و سورگاه قابل بحث و بررسی است. بر این اساس یک رخنمون سطحی از سازند سروک در تاق‌دیس چناره واقع در جنوب لرستان انتخاب شد تا با بررسی دقیق ویژگی‌های سنگ‌شناسی، مطالعه ریزرخساره‌ها، شناسایی محیط رسوبی، بررسی خصوصیات دیاژنتیکی و تعیین مرز سازند سروک با سازند ایلام بتوان تصویر دقیق از وضعیت رسوب‌شناسی دیرینه حوضه مورد مطالعه در زمان تشکیل سازند مخزنی سروک در تاق‌دیس چناره را مشخص نمود.

های بسیار کوچکی از این سازند در یال جنوبی مشاهده می‌شود. اصلی‌ترین و گسترده‌ترین رخنمون در این تاق‌دیس، سازند آسماری می‌باشد که شامل نهشته‌های آهکی به سن الیگوسن-میوسن است. در یال شمالی سازند پابده شامل رسوبات رسی به سن پالئوسن تا الیگوسن است که به طرف یال جنوبی به سازندهای امیران شامل سیلتستون و ماسه‌سنگ سبز به سن کرتاسه تا پالئوسن، تله زنگ شامل سنگ آهک‌های خاکستری تا قهوه‌ای رنگ با سن پالئوسن تا ائوسن میانی، کشکان شامل رسوبات آواری قرمز رنگ به سن پالئوسن، شهبازان شامل دولومیت و سنگ آهک‌های دولومیتی با رنگ سفید به سن ائوسن میانی تا ائوسن پسین، به صورت جانبی تبدیل می‌شود. تغییرات جانبی این رخساره‌ها در این منطقه به عملکرد گسل راندگی مدفون بالارود نسبت داده می‌شود (پتینسون و تیکین، ۱۹۷۱). سازند گورپی شامل مارن و شیل‌های خاکستری مایل به آبی به سن کامپانین تا پالئوسن است. سازندهای سروک و ایلام در لولای تاق‌دیس چناره

تاق‌دیس‌های موجود در منطقه لرستان دارای روند شمال‌غرب- جنوب‌شرق می‌باشد. به نظر حاج‌علی‌بیگی و همکاران (۱۳۸۷) بیشتر شکستگی‌های موجود در تاق‌دیس چناره تحت‌تاثیر عواملی نظیر تنش ناشی از گسل مدفون بالارود و تنش‌های حاصل از چین‌خوردگی به وجود آمده‌اند.

رخنمون دارند که مرز بالایی سازندهای سروک و ایلام با نهشته‌های گورپی در آن تاق‌دیس پیوسته است.

تاق‌دیس چناره از لحاظ تقسیم‌بندی تکتونیکی (علوی، ۲۰۰۴) در جنوب پهنه لرستان و در شمال فروبار دزفول و در کمربند چین‌خورده - رانده زاگرس قرار دارد. این تاق‌دیس همانند دیگر



شکل ۱: راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه واقع در تاق‌دیس چناره که با علامت ستاره مشخص شده است (اقتباس از اطلس راه‌های ایران ۱۳۸۰).

مواد و روش‌ها

دیاژنزی و تعیین محیط دیاژنتیکی سیمان‌ها تعدادی از مقاطع نازک میکروسکوپی به وسیله میکروسکوپ کاتدولومینسانس در پژوهشگاه صنعت نفت عکس‌برداری شد. برای مطالعه و نام‌گذاری سنگ آهک‌ها از طبقه‌بندی دانهام (دانهام، ۱۹۶۲) و امبری و کلوان (امبری و کلوان، ۱۹۷۱) و برای تعیین ریزرخساره‌ها از مدل رسوبی فلوگل (فلوگل، ۲۰۱۰) و به منظور تعیین محیط رسوبی از مدل بورچت و رایت (بورچت و رایت، ۱۹۹۲) استفاده شد. همچنین به منظور تعیین مرز دقیق سازندهای سروک و ایلام در تاق‌دیس چناره ۱۵ نمونه از سازند سروک و ۱۰ نمونه از سازند ایلام (در مجموع ۲۵ نمونه) جهت انجام آزمایش‌های ژئوشیمیایی انتخاب شدند. نمونه‌های انتخاب شده

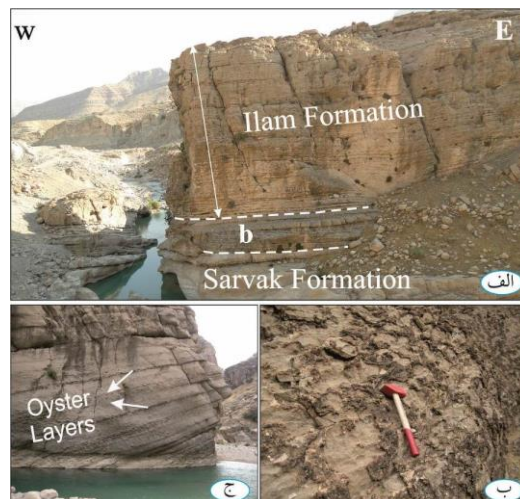
برای انجام این تحقیق بعد از جمع‌آوری اطلاعات و داده‌های اولیه، منطقه مورد نظر انتخاب و بازدید صحرائی جهت آشنایی با زمین‌شناسی کلی منطقه، تعیین مرز بالا و پایین سازندها، انتخاب بهترین و کامل‌ترین توالی چینه‌شناسی از سازند سروک و نمونه‌برداری از آن به عمل آمد. سپس از ۱۶۶ نمونه سنگ برداشت شده از سازند سروک مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه شد. رنگ آمیزی بخشی از مقاطع نازک میکروسکوپی توسط محلول آلیزارین قرمز (Red-s) و فروسیانید پتاسیم به روش دیکسون (دیکسون، ۱۹۶۵) به منظور تشخیص کانی کلسیت از دولومیت، صورت گرفت. همچنین به منظور مطالعه تغییرات بافتی، فرآیندهای

توسط مته دندانپزشکی حداً امکان از زمینه میکرایتی پودر شده و سپس جهت انجام آزمایش‌های ژئوشیمیایی به آزمایشگاه ژئوشیمیایی در دانشگاه ایالتی کالیفرنیا در فلورتون آمریکا (California State University, Fullerton) فرستاده شد. آزمایش‌های انجام شده بر روی نمونه‌ها شامل تعیین عناصر اصلی و فرعی با استفاده از دستگاه (Inductively Coupled Plasma) و تعیین ایزوتوپ کربن ۱۳ می‌باشد.

بحث و نتایج

چینه‌شناسی سازند سروک در برش مورد مطالعه مرز زیرین سازند سروک با سازند کژدمی در تاقدیس چناره دیده نمی‌شود، در نتیجه قدیمی‌ترین سازند در این تاقدیس سازند سروک می‌باشد. بخش بالایی سازند سروک در برش مورد مطالعه به صورت سنگ آهک‌های توده‌ای و صخره‌ساز است. همچنین بخش ابتدایی سازند ایلام نیز در این برش بیشتر از سنگ آهک‌های ضخیم تا نازک‌لایه با لایه‌بندی منظم و رنگ روشن و با میان

لایه‌هایی از سنگ آهک‌های رسی و شیل تشکیل شده است (شکل ۲ الف). در مرز بین سازندهای سروک و ایلام واحدی از سنگ آهک تا سنگ آهک‌های رسی مشکوک به سازند سورگه و یا لافان دیده می‌شود. ابتدا تصور بر این بود که این بخش احتمالاً سازند سورگه باشد اما با توجه این که واحد مورد نظر بسیار محدود بوده و رخنمون و گسترش کمی دارد و همچنین نبود ویژگی‌های سازند سورگه مانند نوع ترکیب سنگ‌شناسی، رخساره‌ای و فقدان فسیل‌های پلانکتونیک، مشخص شد که سازند سورگه در این برش رخنمون ندارد و در واقع بخش مورد نظر جزئی از سازند سروک است (شکل ۲ الف قسمت b). سازند سروک در برش مورد مطالعه شامل ۴۷۷ متر سنگ آهک توده‌ای، متوسط تا نازک لایه چرتی (شکل ۲ ب) و اویستردار می‌باشد (شکل ۲ ج). که مرز آن با سازند ایلام به صورت ناپیوسته است (شکل ۵). شیب لایه‌ها از یال به طرف هسته تاقدیس بیشتر می‌شود، به طوری که در هسته چین، شیب لایه‌های سازند سروک تقریباً ۹۰ درجه است.



شکل ۲: الف) نمای از مرز بین سازندهای سروک و ایلام و واحد سنگی مشکوک به سازند سورگه (b)، ب) سنگ آهک‌های چرت‌دار سازند سروک و ج) افق‌های اویستردار سازند سروک در برش چینه‌شناسی تاقدیس چناره.

ریزرخساره 2-MT: مادستون تا مادستون دولومیتی
شده (Mudstone to Dolomitised
Mudestone)

در این رخساره بیشتر حجم رسوبات از میکریت و دولومیکرایت به همراه کمتر از ۵٪ آلومک اسکلتی تشکیل شده است که فاقد ساختار لامیناسیونی است (شکل ۳ ب). در برخی بخش‌ها دولومیتی شدن اولیه باعث می‌شود تا نام سنگ به دولومادستون تغییر یابد. از آلومک‌های زیستی این ریزرخساره می‌توان به فرامینیفرهای پورسلانوز نظیر *Shlumbergeri Dicyclina* اشاره کرد که بر اثر انتقال از محیط‌های زیر جزرومدی در این بخش دیده می‌شوند. استیلولیتی شدن، آغشتگی به اکسید آهن و دولومیتی شدن از فرآیندهای دیاژنتیکی مشاهده شده در این ریزرخساره هستند. تفسیر: عدم وجود آشفستگی زیستی و همچنین وجود فونای محدود به لاگون بیانگر تشکیل این ریزرخساره در پهنه جزرومد است. علاوه بر این وجود دولومیکرایت‌ها می‌تواند نشان دهنده همزمانی با رسوب‌گذاری در مراحل اولیه دیاژنز باشد. آدابی (۲۰۰۹) دولومیکرایت‌ها را به زیرمحیط جزرومدی نسبت می‌دهد که در اثر جانشینی آراگونیت یا کلسیت با منیزیم بالا تشکیل شده‌اند. با توجه به ویژگی‌های ذکر شده این رخساره را می‌توان معادل با ریزرخساره پیشنهادی RMF 19 معرفی شده توسط فلوگل (فلوگل، ۲۰۱۰) دانست که به زیرمحیط جزرومد از رمپ داخلی نسبت داده شده است.

ب) کمربند رخساره‌ای لاگون

ریزرخساره 3-MT: وکستون حاوی فرامینیفرهای بنتیک (*Benthic Foraminifera Wackestone*) فرامینیفرهای پورسلانوز به خصوص میلیولیدها از اجزای اصلی این ریزرخساره می‌باشند (شکل ۳ ج) که در زمینه میکرایتی پراکنده شده‌اند. فرامینیفرهای بنتیک دیگری که به همراه میلیولیدها در این

بررسی ریزرخساره‌ها: مطالعه و بررسی میکروسکوپی سنگ‌های کربناته سازند سروک در برش چینه‌شناسی تاقدیس چناره منجر به شناسایی ۱۲ ریزرخساره شد که در ۴ کمربند رخساره‌ای شامل پهنه جزرومدی، لاگون، سد و دریای باز به شرح زیر رسوب‌گذاری کرده‌اند:

الف) ریزرخساره‌های پهنه جزرومدی

ریزرخساره 1-MT: بایندستون با فابریک فنسترال
(Fenestral Bindstone)

ویژگی اصلی این ریزرخساره تناوب لامینه‌های آهکی با فابریک فنسترالی است. حفرات چشم پرنده‌ای ثانویه بوده و ارتباطی با فابریک اولیه سنگ کربناته (non-fabric selective cavities) ندارند (فلوگل، ۲۰۱۰). این حفرات به صورت لامینه‌ای و دارای جهت یافتگی می‌باشند و توسط سیمان کلسیتی پر شده‌اند (شکل ۳ الف). عوامل زیادی از جمله خشک شدن، تغییر شکل در رسوبات نرم، خروج حباب گاز، قالب‌های تبخیری، حفاری به وسیله سیانوباکتری‌ها و آبیگری لجن‌های کربنات‌ها در تشکیل این نوع فابریک دخالت دارند (فلوگل، ۲۰۱۰). درصد آلومک (فرامینیفرهای بنتیک، دوکفه‌ای‌ها و خرده‌های زیستی) موجود در این رخساره بسیار کم می‌باشد. فرآیندهای دیاژنتیکی نظیر استیلولیتی شدن و آغشتگی به اکسید آهن در این ریزرخساره قابل مشاهده است.

تفسیر: وجود ساخت چشم پرنده‌ای، ساختار لامینه‌ای، کمبود آثار زیستی و آغشتگی به اکسید آهن می‌تواند نشان‌دهنده خروج از آب باشد. با توجه به خصوصیات ذکر شده می‌توان این ریزرخساره را با ریزرخساره پیشنهادی RMF 23 فلوگل (فلوگل، ۲۰۱۰) مقایسه کرد که متعلق کمربند رخساره‌ای محیط جزرومد (Peritidal) از محیط رمپ داخلی می‌باشند.

رخساره مشاهده شده است می‌توان به میکرایتی شدن، استیلولیتی شدن و شکستگی اشاره کرد.

تفسیر: ویلسون (۱۹۷۵) حضور فراوان پلوئیدها را به لاگون نسبت داده است هر چند پلوئیدها می‌توانند در محیط‌های مختلف جزرومد، لاگون و آب‌های عمیق یافت شوند (تاگر و رایت، ۱۹۹۰؛ فلوگل، ۲۰۱۰). حضور پلوئید در کنار فرامینیفراهای بنتیک در زمینه گلی تا سیمانی می‌تواند بیانگر تشکیل این ریزرخساره در لاگون باشد. این ریزرخسار معادل ریزرخساره پیشنهادی RMF 20 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد که به محیط لاگون از رمپ داخلی نسبت داده شده است.

ریزرخساره 5-MT: وکستون تا پکستون حاوی اویستر و فرامینیفراهای بنتیک (Benthic Foraminifera Oyster Wackestone to Packstone)

در این ریزرخساره اویستر از خانواده دوکفه‌ای‌ها به عنوان یک آلوکم اسکلتی اصلی دیده می‌شود. در برخی از نمونه‌ها فرامینیفراهای بنتیک و پلوئیدها در لابه‌لای اویسترها به دام افتاده‌اند (شکل ۳ ه). فرآیندهای دیاژنتیکی مانند سیلیسی شدن، دولومیتی شدن و شکستگی نیز در این رخساره به وفور قابل مشاهده هستند.

تفسیر: قطعات اویستر از خانواده دوکفه‌ای‌ها می‌توانند در بخش‌های کم‌عمق و پرنرژی سد قرار گیرند و در اثر امواج آب دریا خردشده و به محیط‌های دیگر انتقال یابند (کارانت و همکاران، ۲۰۰۰). فلوگل (۲۰۱۰) حضور اویسترها را به محیط رمپ داخلی نسبت داده است. همچنین وجود فرامینیفراهای بنتیک نظیر میلیولید یک لاگون محدود شده، کم‌انرژی با گردش آب محدود و یا محیطی پشت ریف که مواد مغذی زیادی دارد را مشخص می‌کند (ریسیس و هاتینگر، ۱۹۸۴). براساس موارد ذکر شده می‌توان استنباط کرد که این ریزرخساره متعلق کمربند رخساره‌ای لاگون به

ریزرخساره قابل مشاهده هستند شامل مواردی نظیر:

Nezzazata sp, *sircolcoulina certacea*, *Textularia* Sp. *Pseudolituonella richeli*. *Penerpplis turonicus*. *Cisalveolina lenneri*. *Dicyclina Shlumbergeri* *Cisalveolina fallax* می‌باشند. همچنین آلوکم‌های مانند خرده‌های جلبک قرمز و پلوئید نیز به مقدار کمتر در کنار فرامینیفراهای بنتیک دیده می‌شوند. مشابه این ریزرخساره در تاقدیس میش در منطقه گچساران (اسدی مهماندوستی، ۲۰۱۳)، تاقدیس بنگستان (غبیشاوی و همکاران، ۲۰۱۰) و میدان نفتی آب تیمور (رحیم‌پور بناب و همکاران، ۲۰۱۲) برای سازند سروک معرفی شده است.

تفسیر: میلیولیدها در محیط کم‌عمق، با گردش آب محدود و نیمه شور تا شوری بالا دیده می‌شوند (فلوگل، ۲۰۱۰). همچنین گیل (گیل، ۲۰۰۰) مجموعه میلیولیدها را به محیط لاگون نسبت داده است. با توجه به ویژگی‌های بیان شده می‌توان نتیجه گرفت که رسوب‌گذاری این رخساره در محیط لاگون صورت گرفته است (آدابی و همکاران، ۲۰۱۵). این ریزرخساره معادل ریزرخساره پیشنهادی RMF 20 معرفی شده توسط فلوگل (فلوگل، ۲۰۱۰) می‌باشد که به محیط لاگون از رمپ داخلی تعلق دارد.

ریزرخساره 4-MT: پکستون حاوی پلوئید و فرامینیفراهای بنتیک (Benthic Foraminifera peloidal Packstone)

ویژگی اصلی این رخساره فراوانی پلوئید و فرامینیفراهای بنتیک نظیر

Nezzazata sp, *sircolcoulina certacea*, *Textularia* Sp

می‌باشد که در زمینه میکرایتی تا اسپارایتی نهشته شده‌اند. همچنین آلوکم‌های دیگری نظیر خرده‌های رودیست، خرده‌های خارپوست و دوکفه‌ای‌ها نیز در این رخساره شناسایی شده‌اند (شکل ۳ د). از فرآیندهای دیاژنتیکی که در این

مشاهده هستند (شکل ۴ الف). آلوکم‌های موجود در این ریزرخساره دارای گردشگی خوب و جورشدگی متوسط می‌باشند. اکثر دانه‌ها با پوشش میکرایتی پوشیده شده‌اند که حتی در برخی نمونه‌ها کورتوئید تشکیل داده‌اند. لازم به ذکر است مشابه این ریزرخساره در سازند سروک توسط وزیری مقدم و صفری (۱۳۸۲) در ناحیه سمیرم گزارش شده است.

تفسیر: میزان گردشگی خوب، نبود زمینه میکرایت و بافت گرینستونی نشان دهنده رسوب‌گذاری این ریزرخساره در محیط پرانرژی و کم‌عمق را دارد. همچنین وجود اکستراکلاست‌ها نشان دهنده جابه‌جایی این آلوکم‌ها و انرژی بالای محیط است (بورچت و رایت، ۱۹۹۲). این ریزرخساره مشابه ریزرخساره پیشنهادی RMF 27 معرفی شده توسط فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد و براساس ویژگی‌های بیان شده به محیط سد به طرف رمپ میانی تعلق دارد. ریزرخساره MT-8: گرینستون حاوی خارپوست و پلوئید (Echinoid / Peloidal Grainstone)

در این ریزرخساره پلوئیدها در کنار قطعات خارپوست مهم‌ترین آلوکم‌های تشکیل دهنده می‌باشد. خرده‌های رودیست نیز به مقدار کمتر در این ریزرخساره قابل مشاهده هستند. آلوکم‌ها در این ریزرخساره در یک بافت دانه پشتیبان و با زمینه سیمانی قرار گرفته‌اند (شکل ۴ ب). آلوکم‌های موجود در این ریزرخساره دارای جورشدگی و گردشگی خوب می‌باشند. مشابه این ریزرخساره در تاقدیس کمستان (قلاوند، ۱۳۸۸) معرفی شده است.

تفسیر: به دلایل وجود فابریک گرینستونی، جورشدگی و گرد شدگی خوب، نبود گل و سیمانی شدن فضای بین دانه‌ها می‌توان نتیجه گرفت که شرایط تشکیل این رخساره در محیط پر انرژی و بالای سطح اثر امواج (FWWB) بوده است. همچنین به دلیل وجود اجزاء فسیلی دریای باز

طرف سد می‌باشد. این ریزرخساره را می‌توان معادل با RMF 15 فلوگل (فلوگل، ۲۰۱۰)، در نظر گرفت که به محیط رمپ داخلی تعلق دارد.

ج) کمربند رخساره‌ای سد

ریزرخساره MT-6: پکستون حاوی اکینوئید و فرامینیفرهای بنتیک (Benthic Foraminifera/Echinoid Packstone)

آلوکم‌های اصلی در این ریزرخساره اجزاء زیستی نظیر فرامینیفرهای بنتیک (با پوسته آگلوتینه)، خرده‌های اکینوئید و رودیست در کنار آلوکم غیراسکلتی پلوئید در یک بافت دانه پشتیبان هستند (شکل ۳ و). تراکم مکانیکی، استیلولیتی شدن و رگچه‌های انحلالی از جمله فرآیندهای دیاژنتیکی موجود در این ریزرخساره می‌باشند. زمینه این ریزرخساره میکرایت همراه با سیمان بوده که در برخی نقاط از ضخامت سازند سروک به صورت ثانویه بلورهای دولومیت قابل تشخیص است که این بلورهای درشت و به صورت نیمه شکل‌دار می‌باشند (سیبلی و گرگ، ۱۹۸۷).

تفسیر: حضور خرده‌های رودیست و اکینوئید در کنار فرامینیفرهای بنتیک در یک بافت دانه پشتیبان با زمینه میکرایتی و سیمانی می‌تواند بیانگر ته‌نشست این ریزرخساره در محیط سدی به طرف لاگون باشد. این ریزرخساره مشابه RMF 26 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد که به رمپ میانی تعلق دارد.

ریزرخساره MT-7: گرینستون حاوی خرده‌های

رودیست، خارپوست و پلوئید

(Peloidal/Echinoid/Rudist/Grainstone)

خرده‌های رودیستی از اجزاء اصلی این ریزرخساره می‌باشد. از دیگر آلوکم‌های اسکلتی مشاهده شده در این ریزرخساره می‌توان به فرامینیفرهای بنتیک و خارپوست اشاره کرد. همچنین پلوئیدها به عنوان مهم‌ترین آلوکم غیر اسکلتی در کنار کورتوئید و اکستراکلاست در زمینه سیمانی در این رخساره قابل

توجه به تغییرات عمودی ریزرخساره‌ها در شکل ۵ می‌توان مشاهده کرد که این ریزرخساره تنها در ۲۴ متر بخش میانی سازند سروک گسترش دارد (شکل ۵).

تفسیر: وجود آلوکم‌های پلانکتون وابسته به دریایی ژرف و میکرایت فراوان نشانگر ته‌نشست این گروه از رخساره‌ها در دریای ژرف می‌باشد (ویلسون، ۱۹۷۵؛ برناس و همکاران، ۲۰۰۲؛ آدابی و همکاران، ۲۰۱۰؛ آدابی و همکاران، ۲۰۱۵). این ریزرخساره معادل RMF 5 فلوگل (۲۰۱۰) دانست که به زیر محیط رمپ خارجی تعلق دارد.

ریزرخساره MT- 11: وکستون تا پکستون حاوی

خرده‌های فرامینیفرهای پلانکتونی (Planktonic Foraminifera Wackestone to Packstone)

این رخساره دارای بافت وکستونی تا پکستونی می‌باشد که عمدتاً از آلوکم‌های اسکلتی نظیر فرامینیفرهای شناور و الیگوسترژنید تشکیل شده است. از دیگر آلوکم‌های این ریزرخساره می‌توان به خرده‌های خارپوست، پلوئید و خرده‌های دوکفه‌ای به مقدار بسیار کم اشاره کرد (شکل ۴ ه). مشابه این ریزرخساره در تاق‌دیس بنگستان برای سازند سروک (غبیشاوی و همکاران، ۲۰۱۰) معرفی شده است. بیشترین گسترش این ریزرخساره در بخش میانی سازند سروک می‌باشد (شکل ۵).

تفسیر: فراوانی فرامینیفرهای پلانکتون و الیگوسترژنیدها و خرده‌های خارپوست در زمینه میکرایت غالب نشان دهنده شرایط کم‌انرژی، عمیق، زیر سطح اثر امواج طوفان (SWB) و محیط دریای باز با شوری معمولی و دمای ۲۰ تا ۲۵ درجه سانتیگراد (بارون، ۱۹۸۳) می‌باشد. این ریزرخساره معادل RMF 3 معرفی شده توسط فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد که به زیر محیط رمپ خارجی تعلق دارد.

نظیرخرده‌های خارپوست (هکل، ۱۹۷۲) این رخساره می‌تواند متعلق به محیط سد به طرف دریای باز در نظر گرفت. این ریزرخساره با ریزرخساره استاندارد RMF26 فلوگل (۲۰۱۰) هم‌خوانی دارد که به رمپ میانی تعلق دارد.

د) کمربند رخساره‌ای دریای باز

ریزرخساره MT- 9: پکستون حاوی الیگوسترژنید و خرده‌های خارپوست

(Echinoid/Oligostiginid/Packstone)

آلوکم غالب این ریزرخساره الیگوسترژنید و روزن‌داران شناور و قطعات خارپوست می‌باشد که در زمینه‌ای از میکرایت نهشته شده‌اند. فرامینیفرهای بنتیک به مقدار کم در کنار الیگوسترژنیدها مشاهده می‌شوند (شکل ۴ ج). فرآیندهایی مانند شکستگی، استیلولیتی شدن و فسفاتی شدن نیز در این رخساره قابل مشاهده است. مشابه این ریزرخساره توسط تیموریان (۱۳۸۳) برای سازند سروک در ناحیه خوزستان معرفی شده است.

تفسیر: با توجه به حضور خرده‌های خارپوست، روزن‌داران شناور و الیگوسترژنیدها و همچنین بافت پکستونی می‌توان محیط ته‌نشست این ریز رخساره را محیطی نسبتاً کم‌انرژی در دریای باز زیر سطح اساس امواج دریا (FWWB) دانست (ویلسون، ۱۹۷۵؛ گیل، ۲۰۰۰؛ فلوگل، ۲۰۱۰). این ریز رخساره را می‌توان معادل RMF 7 فلوگل (۲۰۱۰) و به زیر محیط رمپ میانی نسبت داد.

ریزرخساره MT-10: مادستون حاوی فرامینیفرهای پلانکتونیک (Planktonic Foraminifera)

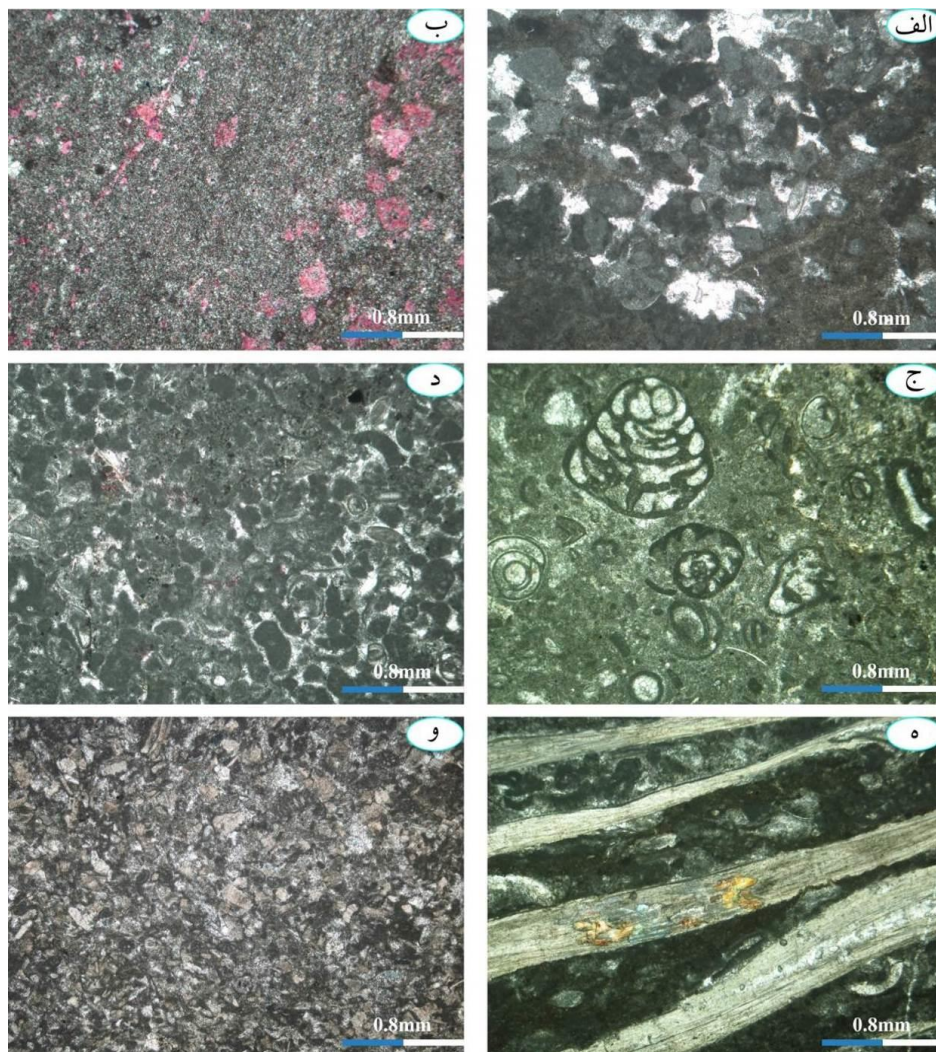
(Mudstone)

این ریزرخساره عمدتاً از گل آهکی تشکیل شده است. فرامینیفرهای پلانکتونیک با فراوانی کمتر از ۵ درصد در این ریزرخساره قابل تشخیص است (شکل ۴ د). از فرآیندهای دیاژنتیکی موجود در این ریزرخساره می‌توان به پیریتی شدن اشاره کرد. با

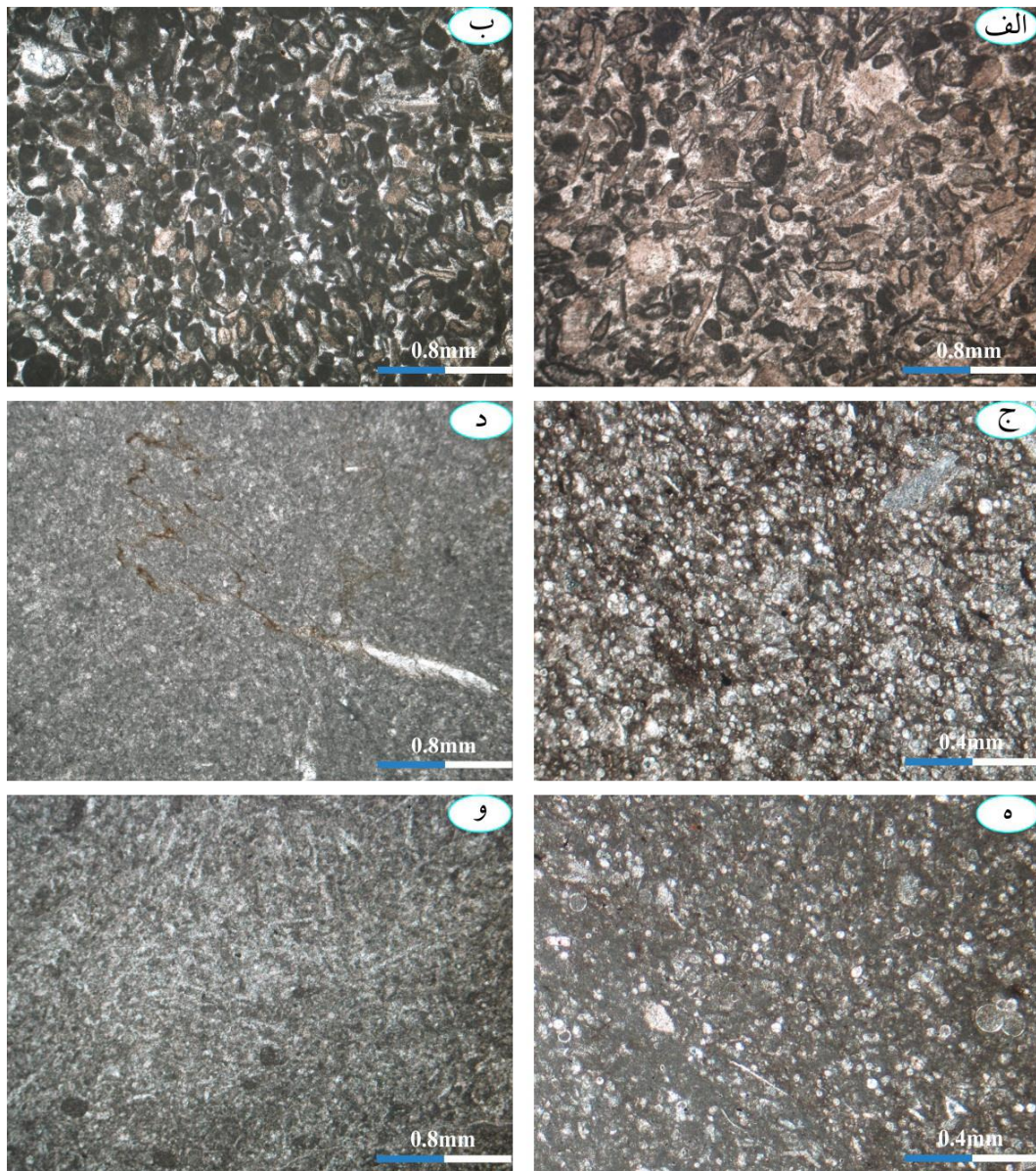
تفسیر: محتوی فونایی (وجود اسپیکول اسفنج که نشان دهنده محیط عمیق می‌باشند) و وجود گل فراوان نشان‌گر رسوب‌گذاری این ریزرخساره در محیط عمیق‌تر (ویلسون، ۱۹۷۵؛ فلوگل، ۲۰۱۰) و زیر سطح اثر امواج طوفان (SWB) است. این ریزرخساره را می‌توان معادل RMF 1 فلوگل (۲۰۱۰) در نظر داشت که به زیر محیط رمپ خارجی و بخش‌های عمیق حوضه تعلق دارد.

ریزرخساره MT-12: وکستون حاوی اسپیکول اسفنج (Sponges Spicule Wackestone)

اجزاء اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره شامل خرده‌های سوزن اسفنج (مونواکسون)، و به مقدار کمتر الیگوستیژنیدها و روزن‌داران شناور در کنار کلسی‌سفر است. (شکل ۴ و). مشابه این ریزرخساره برای سازند سروک در تاقدیس میش در منطقه گچساران (اسدی و مهماندوستی و همکاران، ۲۰۱۳)، تاقدیس بنگستان (غبیشاوی و همکاران، ۲۰۱۰) و تاقدیس منگشت (قلاوند، ۱۳۸۸) معرفی شده است.



شکل ۳: ریزرخساره‌های سازند سروک: الف) بایندستون با فابریک فنسترال، ب) مادستون تا دولومادستون، ج) وکستون حاوی فرامینیفرهای بنتیک، د) پکستون حاوی پلوئید و فرامینیفرهای بنتیک، ه) وکستون تا پکستون حاوی اویستر و فرامینیفرهای بنتیک، و) پکستون حاوی اکینوئید و فرامینیفرهای بنتیک.



شکل ۴: ریزرخساره‌های سازند سروک: الف) گرینستون حاوی خرده‌های رودیست، خارپوست و پلوئید، ب) گرینستون حاوی خارپوست و پلوئید، ج) پکستون حاوی الیگوستژنید و خرده‌های خارپوست، د) مادستون حاوی فرامینیفرهای پلانکتون، ه) وکستون تا پکستون حاوی خرده‌های فرامینیفرهای پلانکتونی، ی) وکستون حاوی اسپیکول اسفنج.

Sarvak Formation (477 m)
Late Cretaceous

U n e x p o s e d

Legend

- Massive Limestone
- Medium Bedded Limestone
- Thin Bedded Limestone
- Shale
- Biocasts Fragment
- Chert Nodules
- Unconformity

MT-1: Fenestral Bindstone **MT-4: Benthic Foraminifera /peloidal Packstone** **MT-7: Peloidal/Echinoid/Rudist/Graistone** **MT-10: Planktonic Foraminifera Mudstone**

MT-2: Mudstone to Dolomudstone **MT-5: Benthic Foraminifera Oyster/Wackestone to Packstone** **MT-8: Echinoderm / Peloidal/ grainstone** **MT-11: Planktonic Foraminifera Wackestone to Packstone**

MT-3: Benthic Foraminifera Wackestone **MT-6: Benthic Foraminifera/Echinoid/Packstone** **MT-9: Echinoid/Oligostignid/Packstone** **MT-12: Sponge Spicule/Wackestone**

شکل ۵: ستون سنگ‌شناسی و ریزرخساره‌های سازند سروک در برش چینه‌شناسی مورد مطالعه.

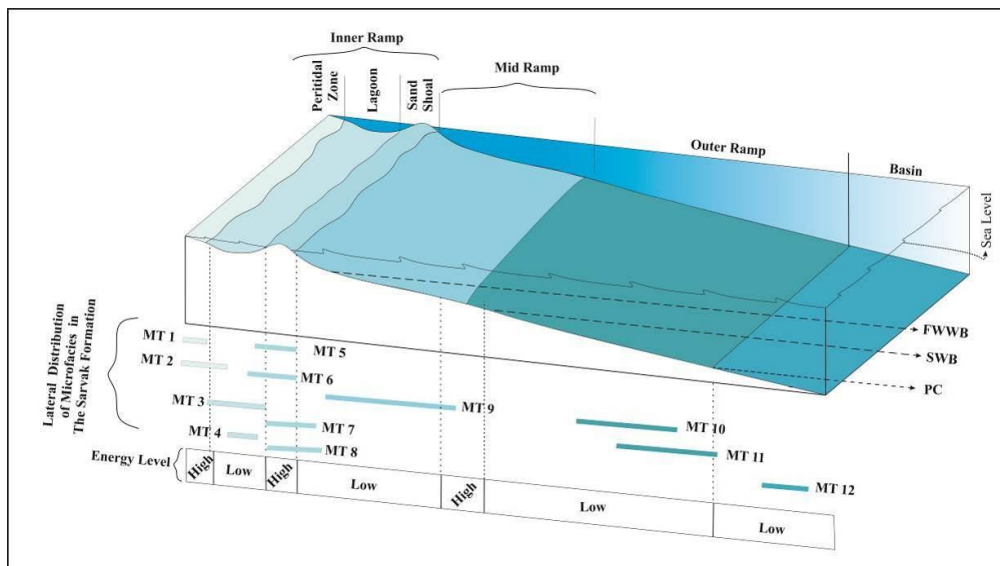
حد گل، سیلت و به مقدار کمتر ماسه و عدم وجود اندازه دانه‌های در اندازه گراول و عوامل چارچوب ساز ۲) عدم وجود رسوبات ریفی ۳) عدم وجود قطعات و خرده‌های زیستی مناطق کم‌عمق در مناطق عمیق در رخساره‌ها ۴) عدم وجود آلوکمهایی مانند پیژوئید و کورتوئید ۵) تغییرات تدریجی ریزرخساره‌ها (شکل ۶) (تاکر و رایت، ۱۹۹۰؛ فلوگل، ۲۰۱۰)، محیط رسوبی سازند سروک در برش چینه‌شناسی تافدیس چناره را از نوع رمپ هم‌شیب (Homoclinal) در نظر گرفت.

محیط رسوبی

به عقیده پومار (۲۰۰۱) اختلاف بین پلتفرم حاشیه‌دار، پلتفرم بدون حاشیه، رمپ هموکلینال و رمپ شیب‌دار عواملی مانند الف) نوع رسوبات (به خصوص اندازه دانه‌ها) تولید شده ب) واریزه یا رسوبات لغزشی تولید شده ج) انرژی هیدرودینامیک می‌باشد. با مقایسه داده‌های ریزرخساره‌های تشخیص داده شده در برش مورد مطالعه با مدل ارائه شده توسط پومار (۲۰۰۱) می‌توان به چهار دلیل: ۱) وجود اندازه دانه‌های در

زیرمحیط گفته شده ته‌نشین شده است (شکل ۶).
بیشترین شرایط رسوب‌گذاری در رمپ خارجی در
این منطقه صورت گرفته است.

بورچت و رایت (بورچت و رایت، ۱۹۹۲) رمپ
کربناته را به قسمت‌های رمپ داخلی، رمپ میانی،
رمپ خارجی و حوضه تقسیم کرده‌اند که سازند
سروک در تاقدیس چناره در زمان تشکیل در چهار



شکل ۶: مدل رسوبی پیشنهادی برای سازند سروک در تاقدیس چناره (بورچت و رایت، ۱۹۹۲). بر این اساس نهشته‌های
سازند سروک در تاقدیس چناره در زیرمحیط‌های رمپ داخلی، رمپ میانی، رمپ خارجی و حوضه رسوب‌گذاری شده‌اند.

دیاژنز، ضخامت، سیمان هم‌بعد، سیمان رگه‌ای، سیمان
سین‌تکسیال و سیمان بلوکی مشاهده شده است.
سیمان فیبری هم ضخامت (Fibrous Cement)
این سیمان به صورت سیمان فیبری حاشیه‌ای و با
ضخامت یکسان در اطراف دانه‌های اسکلتی و غیر
اسکلتی نهشته‌های کربناته سازند سروک در برش
مورد مطالعه رشد کرده است. اندازه ضخامت آن از
محدوده‌ای بین میکرون تا چند میلیمتر در تغییر
است (شکل ۷ الف). این سیمان در محیط فریاتیک
دریایی معمول می‌باشد (فلوگل، ۲۰۱۰). از آنجایی
که این سیمان به صورت اولیه تشکیل می‌شود، در
میزان تخلخل مفید سازند سروک در برش مورد
مطالعه تاثیر زیادی ندارد.

دیاژنز

انواع فرآیندهای دیاژنتیکی که در نهشته‌های
کربناته سازند سروک در برش چینه‌شناسی مورد
مطالعه دیده شده است به شرح زیر است:

سیمانی شدن (Cementation)

سیمانی شدن یکی از مهم‌ترین فرآیندهای
دیاژنتیکی است که اساساً در جایی که مقدار زیادی
از سیال درون حفره‌ای نسبت به فاز سیمان به حد
فوق اشباع برسد، صورت می‌گیرد. کانی‌شناسی
سیمان‌ها به شیمی آب، فشار CO_2 ، نسبت Mg/Ca
و نرخ تامین کربنات بستگی دارد (فلوگل، ۲۰۱۰).
در طبقات آهکی نهشته‌های کرتاسه سازند سروک
چند فابریک از انواع سیمان‌ها مانند سیمان دروزی،
سیمان پوئی‌کیلوئوپیک، سیمان فیبری هم

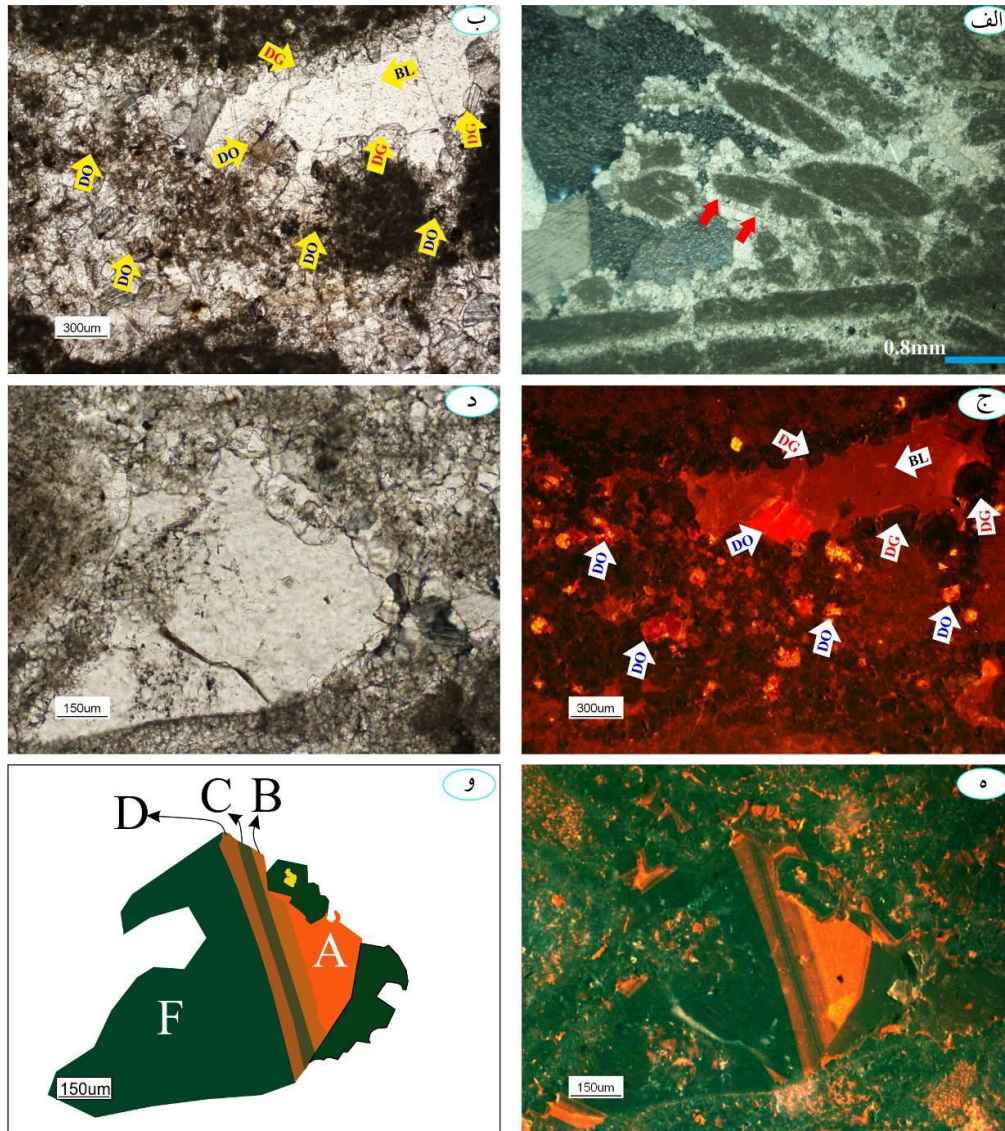
تدفینی نیز تشکیل می‌شوند (فلوگل، ۲۰۱۰). مطالعات صورت گرفته بر روی این نوع سیمان به وسیله میکروسکوپ کاتدولومینسانس نشان دهنده زون‌بندی آن در مقاطع کربناته سازند سروک می‌باشد (شکل ۷ د، ه، و). براساس نظر ریشتر (ریشتر و همکاران، ۲۰۰۳) دو نوع زون‌بندی متحدالمرکز (concentric zoning) و زون‌بندی بخشی (sectoral zoning) در کلسیت مشاهده می‌شود. علت این زون‌بندی در کلسیت، انعکاسی از تغییر در شرایط رشد بلور یا تغییر در مکانیسم رشد بلور است. از بازدارنده‌ها و فعال کننده‌های مهم که باعث تغییر رنگ در لومینسانس کلسیت می‌گردد، Fe^{2+} و Mn^{2+} می‌باشد (ریشتر و همکاران، ۲۰۰۳). مطالعات پتروگرافی و میکروسکوپ کاتدولومینسانس نشان می‌دهد که این سیمان در محیط‌های جوی (A)، تدفینی (F) و محیط حد واسط بوده که تغییر رنگ لومینسانس در آن به صورت تدریجی می‌باشد (D, C, B). سیمان بلوکی عمدتاً به واسطه تشکیل در مراحل اولیه دیاژنز در فضای خالی، موجب کاهش کیفیت مخزنی سازند سروک در برش چناره شده است (شکل ۷ و).

سیمان دندان سگی (Dog tooth Cement)

سیمان دندان سگی به صورت بلورهای اسکالنوهدرال تا رومبوهدرال که به صورت نرمال و یا غیرنرمال در روی بستری مانند سطح دانه و یا در روی سیمان اولیه، تشکیل می‌شود. اندازه طول کریستال‌ها در این سیمان از چند ده تا چند صد میکرومتر در تغییر است. سیمان دندان سگی اغلب در محیط دیاژنتیکی جوی و تدفینی کم‌عمق یافت می‌شود. اما این سیمان می‌تواند در محیط فریاتیکی دریایی و هیدروترمال نیز یافت شود (فلوگل، ۲۰۱۰). مطالعه با میکروسکوپ کاتدولومینسانس مشخص کرد که این سیمان در نهشته‌های سازند سروک در برش مورد مطالعه دارای خاصیت لومینسانس تیره (Dull) بوده که نشان دهنده تشکیل آن در محیط دریایی است (شکل ۷ ب و ج).

سیمان بلوکی (Blocky Cement)

این سیمان به صورت بلورهای درشت با حاشیه‌های نسبتاً مشخص عمدتاً فضای بین دانه‌ها و گاه درزه و شکاف‌ها را پر کرده است. سیمان‌های بلوکی علاوه بر محیط‌های جوی در محیط‌های



شکل ۷: الف) سیمان هم ضخامت، ب) تصویر سیمان دندان سگی (DG)، سیمان بلوکی (BL) و دولومیت (DO) در نور طبیعی، ج) تصاویر ب در میکروسکوپ کاتدولومینسانس که سیمان دندان سگی به دلیل داشتن لومینسانس تیره نشان دهنده تشکیل در محیط دریایی است. همچنین سیمان بلوکی نیز به دلیل داشتن خاصیت لومینسانس نارنجی، در محیط جوی تشکیل شده است. د) سیمان بلوکی در نور طبیعی، ه) تصویر د در میکروسکوپ کاتدولومینسانس، در این تصویر سیمان بلوکی دارای زون بندی بخشی است. این امر می تواند نشان دهنده تغییر در شرایط محیط دیاژنتیکی باشد. و) مراحل مختلف تشکیل سیمان بلوکی در محیط جوی (A)، محیط حدواسط (D, C, B) و تدفینی (F).

می یابد (شکل ۸ الف). سیمان دروزی می تواند در محیط های دیاژنتیکی جوی و نیز تدفینی یافت - شود (فلوگل، ۲۰۱۰). در مقاطع مورد مطالعه در سازند سروک، سیمان دروزی فضای خالی حفرات و یا درون آلوکم های اسکلتی را پر کرده است.

سیمان دروزی (Drusy Cement)

سیمان دروزی در نهشته های کربناته سازند سروک به صورت کریستال های شکل دار تا نیمه شکل دار بوده که معمولاً بزرگتر از ۱۰ میکرون است. در این نوع سیمان اندازه بلورها به طرف مرکز حفره افزایش

لومینسانس تاریک (Dark) را به دلیل وجود منگنز بالا نشان می‌دهد که بیانگر ته‌نشست این سیمان در مرحله دفن کم‌عمق است (شکل ۸ ج و د).

سیمان پوئی کیلوتوپیک (**Poikilotopic Cement**) سیمان پوئی کیلوتوپیک در رخساره‌های گریستونی تا پکستونی مقاطع مورد مطالعه دیده می‌شود که به صورت بلورهای بزرگ آلوکوم‌ها را در بر گرفته است. این سیمان معمولاً در طی دیاژنز تدفینی تخلخل اولیه باقی مانده را پر می‌کند (فلوگل، ۲۰۱۰) در نتیجه موجب کاهش تخلخل مفید و در نهایت کاهش کیفیت مخزنی سازند سروک در برش مورد مطالعه شده است (شکل ۸ ه).

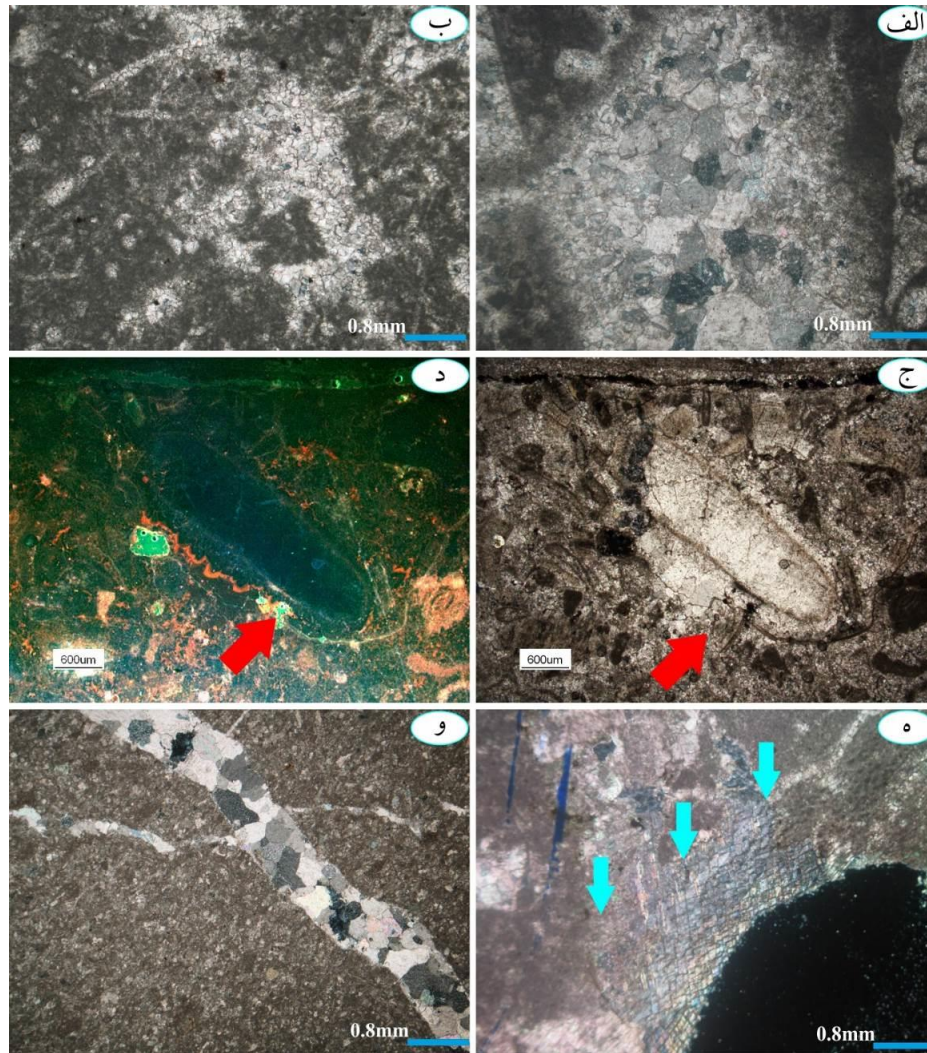
سیمان رگه پرکن (**Vein Filling Cement**) در برش مورد مطالعه انواع متفاوتی از شکستگی در اندازه‌های متفاوت وجود دارد که به وسیله سیمان دروزی و بلوکی پر شده است (شکل ۸ و). نتایج حاصل از میکروسکوپ کاتدولومینسانس نشان داد که سیمان‌های پرکننده شکستگی‌ها دارای لومینسانس نارنجی می‌باشند که بیانگر تشکیل این سیمان در محیط جوی است (شکل ۹ ن، و)

سیمان هم‌بعد (**Equant Cement**)

ویژگی اصلی این نوع سیمان دارا بودن بلورهای هم‌بعد کلسیت است (فلوگل، ۲۰۱۰). سیمان هم‌بعد در نمونه‌های سازند سروک به صورت پرکننده حفرات در بین آلوکوم‌ها و در زمینه مشاهده می‌شود. این سیمان می‌تواند در محیط‌های جوی و یا تدفینی تشکیل شود (فلوگل، ۲۰۱۰). به این دلیل این سیمان در برش مورد مطالعه تاثیر منفی بروی تخلخل و تراوایی سازند سروک داشته و در نتیجه باعث کاهش کیفیت مخزنی شده است (شکل ۸ ب).

سیمان سین تکسیال (**Syntaxial Cement**)

این سیمان بروی قطعات خارپوست و هم‌جهت با محور بلوری آن تشکیل می‌شود. گاهی بلورهای بزرگی شکل گرفته و قطعات اطراف آن را نیز در بر می‌گیرد. اندازه بزرگ سیمان سین تکسیال ممکن است نشان دهنده رشد آرام آن باشد (لانگمن، ۱۹۸۰). این سیمان در نمونه‌های مورد مطالعه به مقدار فراوان در رخساره‌هایی که خارپوست‌ها وجود دارند، تشکیل شده است. نتایج حاصل از میکروسکوپ کاتدولومینسانس، خاصیت



شکل ۸: تصاویر برگزیده از انواع سیمان‌های مشاهده شده در سازند سروک؛ الف) سیمان دروزی، ب) سیمان هم‌بعد، ج) تصویر نور معمولی سیمان سین‌تکسیال به دور خارپوست، د) تصویر الف در میکروسکوپ کاتدولومینسانس، سیمان سین‌تکسیال دارای خاصیت لومینسانس تاریک (Dark) است که نشان دهنده تشکیل در محیط تدفینی می‌باشد، ه) سیمان پوئی‌کیلوتوپیک، و) سیمان رگه پرکن.

دولومیکرایت (Dolomicrite)

این نوع دولومیت که تحت عنوان دولومیت نوع اول مشخص شده است از بلورهای بی‌شکل تشکیل گردیده است. اندازه بلورهای دولومیت بین ۵ تا ۱۶ میکرون در تغییر می‌باشد. دولومیکرایت‌ها معمولاً متراکم و رنگ خاکستری تیره دارند. این نوع بافت معادل بافت Xenotopic-A (گرگ و سیبلی، ۱۹۸۴) می‌باشد. به طور کلی اندازه بلورهای

دولومیتی شدن (Dolomitization)

در کل ضخامت سازند سروک فرآیند دولومیتی شدن با بافت‌های مختلف رخ داده است که این امر حاکی از تشکیل دولومیت‌ها در شرایط متفاوت است. براساس مطالعات انجام شده دولومیکرایت، دولومیکرواسپارایت، دولواسپارایت، دولومیت زین‌اسبی و دولومیت انتخابی در نمونه‌های مورد مطالعه سازند سروک در تاق‌دیس چناره شناسایی شده‌اند.

در تغییر است. دولومیت نوع سوم باعث تخریب بافت‌های رسوبی اولیه می‌شود و در نتیجه شناسایی بافت‌های اولیه رسوبی مانند آثار جلبکی، پلوئید و ... بسیار مشکل است. این نوع دولومیت معمولاً از جانشینی سنگ‌های آهکی قبلی و یا از تبلور مجدد دولومیت‌های تشکیل شده اولیه در زیر دمای بحرانی یعنی کمتر از ۶۰ درجه سانتی‌گراد حاصل شده است (گرگ و شلتون، ۱۹۹۰؛ مازولا، ۱۹۹۲؛ آدابی، ۲۰۰۹). این نوع دولومیت با استفاده از میکروسکوپ کاتدولومینسانس به خوبی از میکرواسپارایت در نهشته‌های کربناته سازند سروک تفکیک می‌شود (شکل ۹ ج و د). نتایج حاصل از کاتدولومینسانس نشانگر زون‌بندی این نوع دولومیت‌ها در مقاطع مورد بررسی است. به نظر ریچتر (ریچتر و همکاران، ۲۰۰۳) این زون‌بندی در دولومیت‌ها به واسطه تغییرات در تمرکز Fe^{2+} و Mn^{2+} می‌باشد که به صورت تغییر متفاوت در لومینسانس دولومیت‌ها دیده می‌شود.

دولومیت انتخابی (Selective dolomite)

این دولومیت‌ها ریزبلور، نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل بوده و به صورت انتخاب کننده فابریک و تقلیدی تنها جانشین آلوکم‌ها شده‌اند. آلوکم‌های با ترکیب کلسیت پرمینزیم و یا آراگونیت تمایل بیشتری دارند که توسط دولومیت جایگزین شوند (فولک، ۱۹۷۴). طی این جانشینی تخلخل بین دانه‌های اولیه حفظ می‌شود. این نوع دولومیت را با گسترش نسبتاً زیاد در رخساره‌های مربوط به لاگون در برش مورد مطالعه می‌توان مشاهده نمود (شکل ۹ ه و و).

دولومیت زین اسبی (Saddle dolomite)

دولومیت زین اسبی دانه درشت و دارای اندازه بلورهای بین ۰/۱ تا ۱ میلی‌متر است. این نوع دولومیت‌ها دارای خاموشی موجی بوده، کلیواژ خمیده داشته و معمولاً در محیط دارای شوری بالا و دمای بالا تشکیل و طی دفن عمیق رشد می‌کنند. در برش مورد مطالعه در نهشته‌های سازند سروک

دولومیت می‌تواند برای تشخیص دولومیت‌های دیاژنتیکی اولیه از ثانویه مورد استفاده قرار گیرد (آمور و فریمن، ۱۹۹۲؛ مازولا، ۱۹۹۲). با استفاده از فابریک و اندازه کریستالی بسیار ریز و حفظ شدگی بافت‌های رسوبی اولیه می‌توان نتیجه گرفت که دولومیکرایت‌ها تحت شرایط درجه حرارت کم و نزدیک سطح تشکیل می‌شوند (گرگ و شلتون، ۱۹۹۰). اصولاً این دولومیت‌ها همزمان با رسوب-گذاری و در مراحل اولیه دیاژنز و در اثر جانشینی آراگونیت یا کلسیت با منیزیم بالا در زیرمحیط جزرومدی تشکیل می‌شود (آدابی و اسدی مهماندوستی، ۲۰۰۸؛ آدابی، ۲۰۰۹). در برش مورد مطالعه نیز این نوع دولومیت به همراه رخساره‌های مربوط به محیط جزرومد دیده می‌شود (شکل ۹ الف).

دولومیکرواسپارایت (Dolomicrosparite)

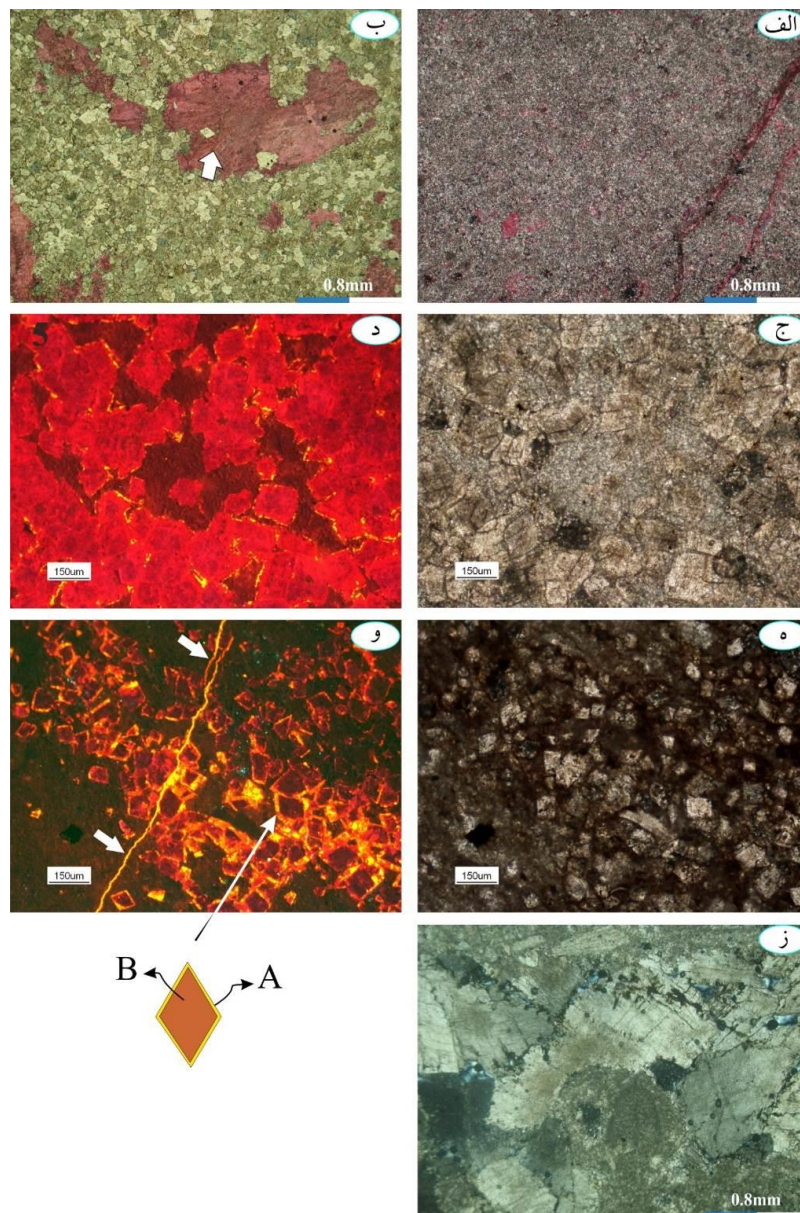
دولومیت‌های نوع دوم با اندازه بین ۱۰ تا ۲۲۰ میکرون عمدتاً از بلورهای متراکم و هم‌اندازه نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل تشکیل شده است و دارای مرزهای بین‌بلوری مسطح می‌باشند که در بین ماتریکس گل آهکی شناورند. این نوع دولومیت‌ها معمولاً از جانشینی سنگ‌های آهکی و یا از تبلور مجدد دولومیکرایت‌ها به وجود می‌آیند (آدابی، ۱۹۹۶)، این فرایند ممکن است به صورت ناقص یا کامل انجام گیرد و موجب کاهش تخلخل گردد. در سازند سروک در برش مورد مطالعه این نوع دولومیت فراوان‌ترین نوع دولومیت در کل ضخامت سازند سروک می‌باشد (شکل ۹ ب) که در آنها بخش‌های میکرایتی اولیه به صورت پراکنده قابل تشخیص است.

دولواسپارایت (Dolosparite)

این نوع دولومیت‌ها معمولاً به صورت دولومیت‌های هم‌اندازه، متراکم و دارای مرزهای مسطح نیمه شکل‌دار (گرگ و سیبلی، ۱۹۸۴) می‌باشد. اندازه بلورها ۷۰ تا ۲۶۰ میکرون (میانگین ۲۲۰ میکرون)

داشتن رنگ کرمی، خاموشی موجی، رخ خمیده و اندازه بزرگ قابل تشخیص هستند (شکل ۹ ز).

این نوع دولومیت معمولاً به صورت پرکننده فضای خالی دیده می‌شود که بلورهای آن به واسطه

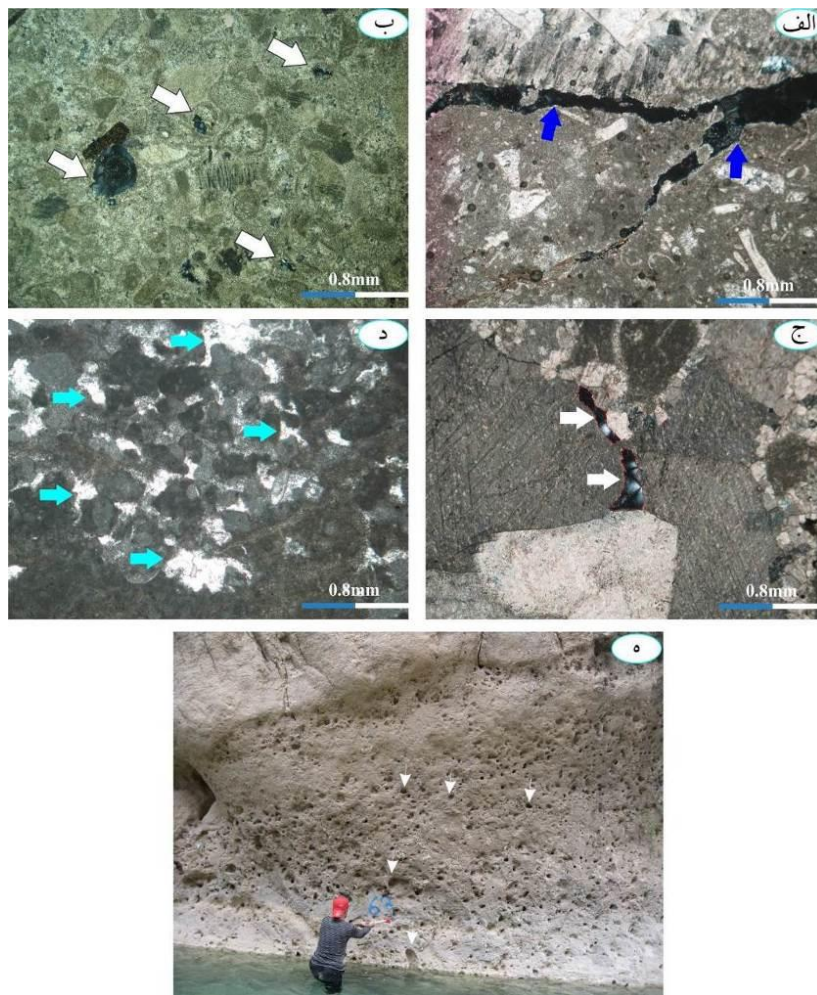


شکل ۹: انواع دولومیت‌های شناسایی شده در سازند سروک: الف) دولومیکرایت، ب) دولومیکرواسپارایت در نور طبیعی که قسمت بدون رنگ دولومیت و قسمت رنگی میکرایت (علامت فلش) می‌باشد (مقطع رنگ آمیزی شده است)، ج) دولواسپارایت در نور طبیعی، د) تصویر ج با میکروسکوپ کاتدولومینسانس که به خوبی دولومیت از اسپارایت جدا شده است، ه) دولومیت انتخابی در نور طبیعی، و) تصویر ن در میکروسکوپ کاتدولومینسانس (در این شکل سیمان پرکننده شکستگی به صورت رنگ نارنجی بوده و نشان دهنده تشکیل آن در محیط جوی است (فلش سفید))، ز) دولومیت زین اسبی با خاموشی موجی.

انحلال

انحلال و پرشدگی حفره‌ها یک فرآیند دیاژنزی دو مرحله‌ای است که شامل انحلال یک کانی و ایجاد حفره و سپس پرشدن حفره توسط نهشته‌های تاخیری از کانی دیگر است (شول و آلمر شول، ۲۰۰۶). انحلال مهم‌ترین فرآیند دیاژنتیکی است که باعث افزایش تخلخل و تراوایی شده و در نتیجه باعث افزایش کیفیت مخزنی می‌شود. بیشترین فرآیند تخلخل در نهشته‌های سازند سروک در برش مورد مطالعه واقع در تاقدیس چناره از نوع کانالی (شکل ۱۰ الف) بوده و در کل ضخامت سازند

سروک دیده می‌شود. در رخساره‌های مربوط به محیط سدی به دلیل آب شویی شدید به واسطه دیاژنز جوی تخلخل حفره‌ای (شکل ۱۰ ب) گسترش دارد. همچنین در مقاطعی که بیشترین نرخ سیمانی شدن را دارا هستند تخلخل بین بلوری (شکل ۱۰ ج) مشاهده می‌شود. تخلخل فنسترالی (شکل ۱۰ د) در رخساره‌های مربوط به محیط جزرومد دیده می‌شوند که بیشترین گسترش این ریزرخساره در بخش بالایی سازند سروک می‌باشد. در بخش میانی از ضخامت سازند سروک تخلخل انحلالی (شکل ۱۰ ه) در صحرا دیده می‌شود.



شکل ۱۰: انواع تخلخل‌ها موجود در سازند سروک، الف) تخلخل کانالی، ب) تخلخل حفره‌ای، ج) تخلخل بین بلوری، د) تخلخل فنسترالی، ه) تخلخل انحلالی در صحرا که با جهت پیکان نشان داده شده است.

(low amplitude)، صاف (Smooth) و ستونی (Columnar) در سازند سروک در برش مورد مطالعه مشاهده می‌گردد (شکل ۱۱ ب). رگچه‌های انحلالی در سازند سروک گسترش کم‌تری نسبت به استیلولیت‌ها دارند که معمولاً در امتداد این رگچه‌ها دولومیتی شدن و پرشدگی به وسیله آهن رخ داده است.

نئومورفیسم (Neomorphism)

نئومورفیسم شامل همه تبدیل‌ها و تحولات دیاژنزی بین یک کانی و خودش یا یکی از پلی‌مورف‌های آن کانی می‌باشد. بلورهای جدید ایجاد شده در طی این فرایند ممکن است بزرگتر و یا کوچکتر از بلور قبلی باشند. در طی نئومورفیسم علاوه بر اندازه بلورها، شکل بلورها نیز نسبت به کانی قبلی تغییر می‌کند، به طوری که در مواردی حتی این تغییرات می‌تواند سبب ایجاد یک کانی جدید شود (شول و آلمر شول، ۲۰۰۶). تغییر اندازه کانی‌ها در اثر نئومورفیسم ممکن است به صورت افزایش یا کاهش در اندازه دانه‌ها باشد (تاگر، ۱۹۸۸). فرآیند نئومورفیسم در بسیاری از مقاطع سازند سروک در برش مورد مطالعه نازک قابل مشاهده است که طی این پدیده میکرایت (با قطر کوچکتر از ۴ میکرون) به میکروسپار (با قطر ۱۵-۵ میکرون) و اسپار دروغین (با قطر ۵۰-۱۵ میکرون) تبدیل شده است (شکل ۱۱ ج).

میکریتی شدن (Micritization)

میکریتی شدن فرآیندی است که به موجب آن بیوکلاست‌ها زمانی که در کف دریا قرار می‌گیرند، توسط جلبک‌های اندولیتیک، قارچ‌ها و باکتری‌های تخریبی ایجاد می‌شوند (تاگر و بترست، ۱۹۹۰). میکریتی شدن از پدیده‌های مرتبط با دیاژنز دریایی است و تأثیری بروی کیفیت مخزنی ندارد. در نمونه‌های مورد مطالعه این فرآیند بیشتر در رخساره‌های مرتبط با محیط لاگون بروی آلوکم‌های مانند فرامینیفرهای بنتیک به صورت

تراکم مکانیکی (Mechanical Compaction)

این فرآیند در اثر فشار رسوبات بالایی در طی مراحل تدفین رسوب رخ می‌دهد و فابریک‌های گوناگونی نظیر تغییر شکل پلاستیک، خردشدن، شکستگی و نزدیک شدن دانه‌ها و تداخل آنها در یکدیگر را موجب می‌شود (تاگر و رایت، ۱۹۹۰). در برخی از نمونه‌های سازند سروک در برش مورد نظر قبل از سیمانی شدن این فرآیند رخ داده است و با توجه به میزان فشردگی باعث ایجاد تماس نقطه‌ای، خطی و محدب-مقعر در دانه‌ها شده است (شکل ۱۱ الف). این فرآیند در سازند سروک به وفور قابل مشاهده است.

تراکم شیمیایی (Chemical Compaction)

یکی از فرآیندهای مهم که سازند سروک را در برش مورد نظر تحت تأثیر قرار داده است، فشردگی شیمیایی می‌باشد. فرآیند تراکم شیمیایی به واسطه فشار رسوبات بالایی و استرس‌های تکتونیکی ایجاد می‌گردد (بترست، ۱۹۸۷). فشردگی شیمیایی و انحلال فشاری باعث تشکیل فابریک‌های مانند استیلولیت و رگچه‌های انحلالی در این رسوبات شده است.

استیلولیت‌ها سطح پیوستگی خشن، هموار و مضرسی هستند که در حالت عمود بر نیروی وارده در طی دیاژنز گسترش می‌یابد (فلوگل، ۲۰۱۰) که با توجه به اینکه در این سازند در یک جهت گسترش دارند، نشان می‌دهد که این رسوبات تحت تأثیر نیروی فشارشی از یک جهت قرار گرفته‌اند. انواع متفاوتی از استیلولیت‌ها با دامنه بلند و کوتاه در نهشته‌های سازند سروک در برش چناره مشاهده می‌شود که در امتداد آن پرشدگی توسط آهن و یا دولومیتی شدن رخ داده است. براساس تقسیم‌بندی فلوگل (۲۰۱۰) انواعی از استیلولیت‌ها نظیر استیلولیت با دامنه بلند (Peaks high amplitude)، تپه‌ای (Hummocky)، نامنظم (Irregular)، استیلولیت با دامنه کوتاه (Peaks

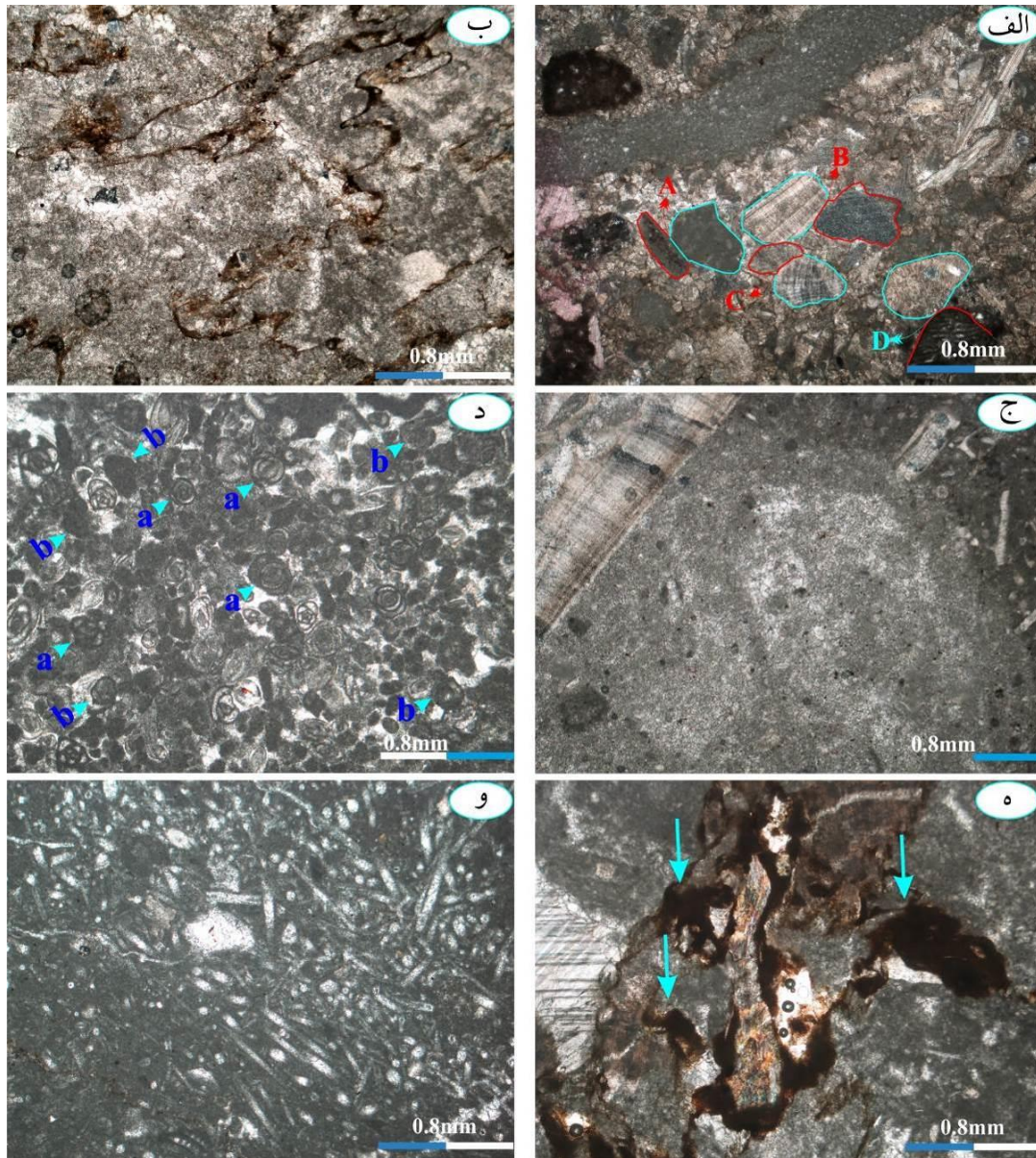
آشفتگی زیستی (Bioturbation)

آشفتگی زیستی، توسط موجودات زنده لجن خوار همانند کرم‌ها ایجاد می‌شود. این موجودات جهت تغذیه و دیگر فعالیت‌های حیاتی خود درون رسوبات گلی حرکت می‌کنند، جای حرکت آنها بر روی رسوب نرم باقی می‌ماند (فلوگل، ۲۰۱۰). این فرآیند در برش مورد مطالعه به صورت تغییر در رنگ رسوبات و تغییر در جهت‌یابی آلوکم‌هایی مانند سوزن‌های اسفنج مشخص گردید. آشفتگی زیستی به طور عمده در رخساره‌های مربوط به محیط لاگون و دریای باز سازند سروک در برش مورد مطالعه دیده شده است (شکل ۱۱ و).

میکریتی شدن کامل و ناقص دیده می‌شود (شکل ۱۱ د). این فرآیند در رخساره‌های گرینستونی مربوط به محیط سد به صورت پوشش میکرایتی در اطراف آلوکم‌ها نیز قابل مشاهده است.

هماتیتی شدن (Hematitization)

هماتیتی شدن در رسوبات کربناته سازند سروک به وفور قابل مشاهده است. بیشتر ته‌نشست آهن در امتداد استیلولیت‌ها و رگچه‌های انحلالی دیده می‌شوند. البته آهن‌دار شدن آلوکم‌ها در زمینه رسوبات بدون ارتباط داشتن با استیلولیت‌ها و رگچه‌های انحلالی نیز در سازند سروک رخ داده است (شکل ۱۱ ه).



شکل ۱۱: فرآیندهای دیاژنتیکی، الف) تراکم مکانیکی، ب) تراکم شیمیایی، ج) نئومورفیسم، د) میکریتی شدن که به صورت ناقص (a) و کامل (b) در رخساره‌های سدی مشاهده می‌شود، ه) هماتیسی شدن، و) آشفستگی زیستی.

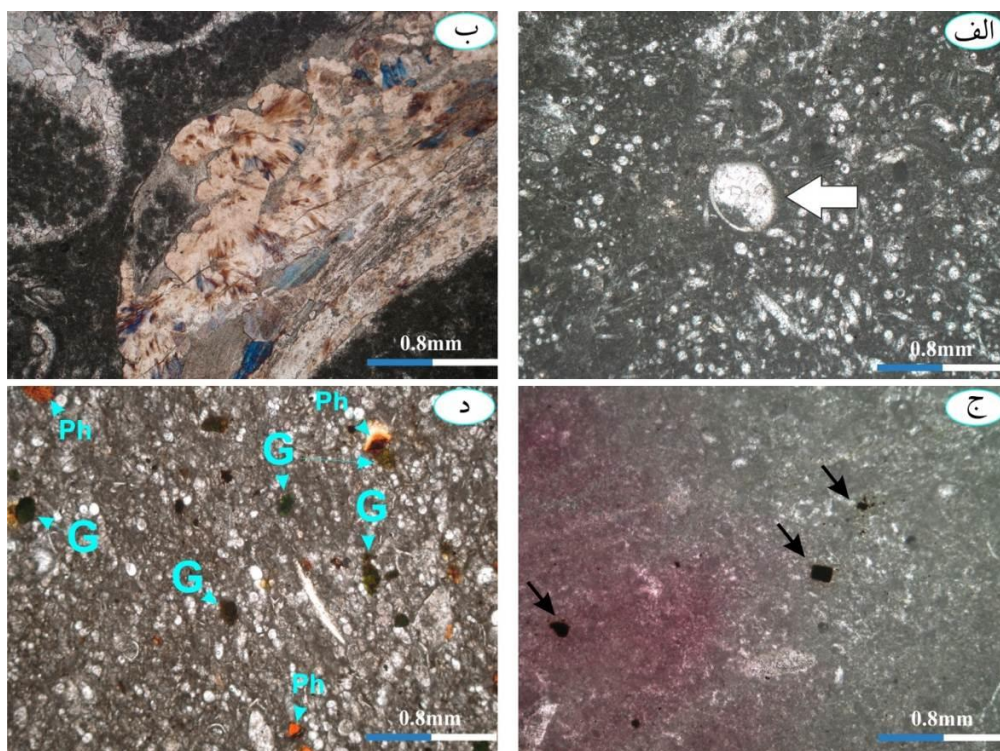
فابریک ژئوپتال (Geopetal)

فابریک ژئوپتال در سازند سروک در رخساره‌های مربوط به لاگون قابل مشاهده است. چنانچه این فابریک در حین انتقال و جابه‌جایی تغییر جهت نداده باشد شاخص خوبی برای تعیین سطح بالا و پایین لایه رسوبی می‌باشد (شکل ۱۲ الف). در این

ساخت بخش پایینی توسط میکرایت و بخش بالایی آن توسط سیمان اسپاری پر شده است. دیگر فرآیندهای دیاژنتیکی مشاهده شده در سازند سروک: از دیگر فرآیندهای دیاژنتیکی مشاهده شده در سازند سروک می‌توان به سیلیسی شدن، پیریتی شدن، فسفاتی شدن، گلاکونیتی شدن و آهن‌دار شدن اشاره کرد. فرآیند سیلیسی شدن در برش

قابل مشاهده است که به واسطه داشتن شکل کوبیک قابل تشخیص است (شکل ۱۲ ج). فسفاتی شدن در کل ضخامت سازند سروک رخ داده است ولی در بخش عمیق به همراه گلاکونیت به وفور قابل مشاهده است (شکل ۱۲ د Ph-). گلاکونیت در بخش عمیق سازند سروک در این برش به همراه فونای محیط عمیق در چند بخش از ضخامت سازند دیده می‌شوند (شکل ۱۲ د G).

مورد مطالعه در سازند سروک به صورت انتخابی فقط در پوسته دوکفه‌هایی مانند رودیست و اویستر قابل مشاهده است. این فرآیند بیشتر در رخساره‌های مربوط به محیط لاگون دیده می‌شود (شکل ۱۲ ب) با توجه به عدم وجود آلوکم‌های زیستی با پوسته سیلیسی در رخساره‌های دارای سیلیس می‌توان نتیجه گرفت که منشاء سیلیس به خارج از حوضه رسوب‌گذاری مرتبط می‌باشد. فرآیند پیریتی شدن در بخش پایینی سازند سروک

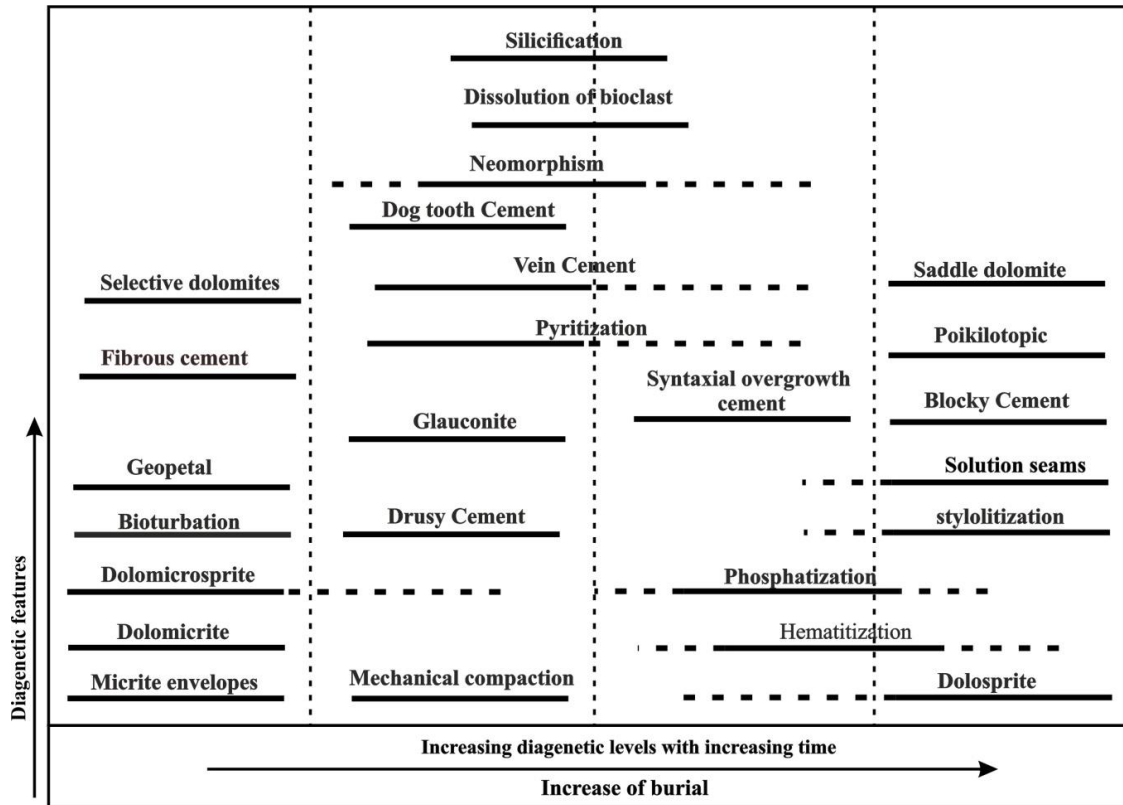


شکل ۱۲: فرآیندهای دیاژنتیکی موجود در سازند سروک، الف) فابریک ژئوپتال، ب) سیلیسی شدن، ج) پیریتی شدن، د) فسفاتی شدن (Ph) و گلاکونیتی شدن (G).

ارتباط نسبی زمانی تشکیل آن‌ها می‌توان نتیجه گرفت که فرآیندهای دیاژنتزی موجود در سازند سروک در سه محیط دریایی، تدفینی و جوی رخ داده است.

توالی پاراژنتیکی

توالی پاراژنتیکی پیشنهاد شده برای سازند سروک در برش مورد مطالعه در شکل ۱۳ نشان داده شده است. با توجه به بررسی انواع فرآیندهای دیاژنتزی و



شکل ۱۳: توالی پاراژنتیکی پیشنهاد شده برای سازند سروک در برش مورد مطالعه

شبهات لیتولوژی و عدم فسیل شاخص مشکل می‌باشد. در این تحقیق با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی مربوط به عناصر اصلی و فرعی (Ca, Mg, Sr, Mg/Ca, Mn/Ca, Sr/Ca) و ایزوتوپ کربن تفکیک مرز بین دو سازند سروک و ایلام در تاکدیس چناره انجام شده است (جدول ۱).

تفکیک سازندهای ایلام و سروک در برش مورد مطالعه با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی در تاکدیس چناره سازندهای ایلام و سروک به صورت ناپیوستگی هم شیب بر روی هم قرار گرفته‌اند. جداسازی این دو سازند و همچنین وجود و یا عدم وجود سازند سورگه و لافان به دلیل

جدول ۱: مقادیر عناصر اصلی و فرعی و ایزوتوپ کربن برش مورد مطالعه در تاقدیس چناره

Number	Ca%	Mg ppm	Mn ppm	Sr ppm	Mg/Ca	Mn/Ca	Sr/Ca	d13C
۱	۳۹/۸۱	۲۸۸۰	۳۵۳/۶۲	۲۲۶/۸	۷۲/۳۴	۸/۸۸	۵/۷۰	۱/۷۸
۲	۴۲/۹۴	۱۹۴۲/۵	۷۲/۰۷	۲۵۱/۳	۴۵/۲۴	۱/۶۸	۵/۸۵	۱/۶۱
۳	۳۹/۹۲	۲۲۳۳/۵	۵۳/۹۴	۱۹۵/۷۲	۵۵/۹۵	۱/۳۵	۴/۹۰	۱/۱۹
۴	۴۲/۸۸	۲۴۰۱/۵	۲۴/۲۱	۲۰۹/۱۶	۵۶/۰۱	۰/۵۶	۴/۸۸	۱/۳۰
۵	-	-	-	-	-	-	-	۱/۲۴
۶	۴۳/۳۶	۲۶۷۴/۵	۱۵/۱۵	۱۱۸/۳	۶۱/۶۸	۰/۳۵	۲/۷۳	۱/۰۸
۷	۴۳/۷۹	۲۹۲۲	۲۱/۶۳	۱۸۱/۸۶	۶۶/۷۳	۰/۴۹	۴/۱۵	۰/۹۶
۸	۴۵/۳۹	۲۹۷۶	۱۹/۴۸	۱۳۰/۹۵	۶۵/۵۷	۰/۴۳	۲/۸۹	۰/۷۴
۹	۴۱/۴۷	۳۳۵۵/۵	۲۳/۳۳	۱۵۹/۱۸	۸۰/۹۱	۰/۵۶	۳/۸۴	۰/۸۵
۱۰	۴۲/۵	۳۱۸۰	۲۴/۰۷	۱۷۹/۴۸	۷۴/۸۲	۰/۵۸	۴/۲۲	۰/۶۴
۱۱	۴۰/۰۲	۳۹۶۰	۳۳/۰۴	۷۵/۷۲	۹۸/۹۵	۰/۸۳	۱/۸۹	۰/۵۶
۱۲	۳۶/۴۱	۳۱۹۶/۵	۳۰/۷۴	۹۵	۸۷/۷۹	۰/۸۴	۲/۶۱	۱/۲۶
۱۳	۴۳/۳۴	۳۸۸۳/۵	۸۰/۲۷	۱۲۱/۴۲	۸۹/۶۱	۱/۸۵	۲/۸۰	۰/۹۰
۱۴	۵۰/۰۶	۲۳۹۷	۱۶۸/۱۵	۷۹/۷۷	۴۷/۸۸	۳/۳۶	۱/۵۹	-۰/۳۴
۱۵	۳۳/۸۱	۱۳۰۹/۰۵	۲۴/۵۲	۲۱/۴۴	۳۸/۷۲	۰/۷۳	۰/۶۳	-۰/۳۵
۱۶	۴۴/۳	۱۱۲۰/۲	۱۳/۳۸	۲۷/۶۵	۲۵/۲۹	۰/۳۰	۰/۶۲	-۱/۰۵
۱۷	۴۳/۰۶	۱۲۹۱/۰۵	۱۳/۳۰	۲۷/۷	۲۹/۹۸	۰/۳۱	۰/۶۴	-۰/۲۰
۱۸	۴۱/۵	۳۲۱۹	۲۲/۳۳	۶۹/۳۹	۷۷/۵۷	۰/۵۴	۱/۶۷	۰/۷۱
۱۹	۴۱/۱۸	۳۰۳۰	۲۰/۷۳	۴۶/۹۹	۷۳/۵۸	۰/۵۰	۱/۱۴	۱/۷۹
۲۰	۳۹/۶۶	۱۷۸۸	۱۶/۶۴	۴۰/۶۷	۴۵/۰۸	۰/۴۲	۱/۰۳	۱/۰۱
۲۱	۴۴/۱	۱۵۴۸	۱۴/۸۳	۴۶/۴۶	۳۵/۱۰	۰/۳۴	۱/۰۵	۰/۸۹
۲۲	۴۴/۵۸	۱۸۲۲/۵	۱۳/۶۰	۱۹/۱۸	۴۰/۸۸	۰/۳۱	۰/۴۳	۰/۲۶
۲۳	۴۳/۴۹	۱۷۴۱/۵	۱۶/۶۲	۶۳/۲۱	۴۰/۰۴	۰/۳۸	۱/۴۵	۰/۴۹
۲۴	۴۲/۱۸	۱۶۵۹	۱۳/۱۶	۷۸/۳۴	۳۹/۳۳	۰/۳۱	۱/۸۶	۰/۶۲
۲۵	۴۲/۶۸	۱۶۵۹	۱۵/۶۷	۴۸/۸۸	۳۸/۸۷	۰/۳۷	۱/۱۵	۰/۴۰

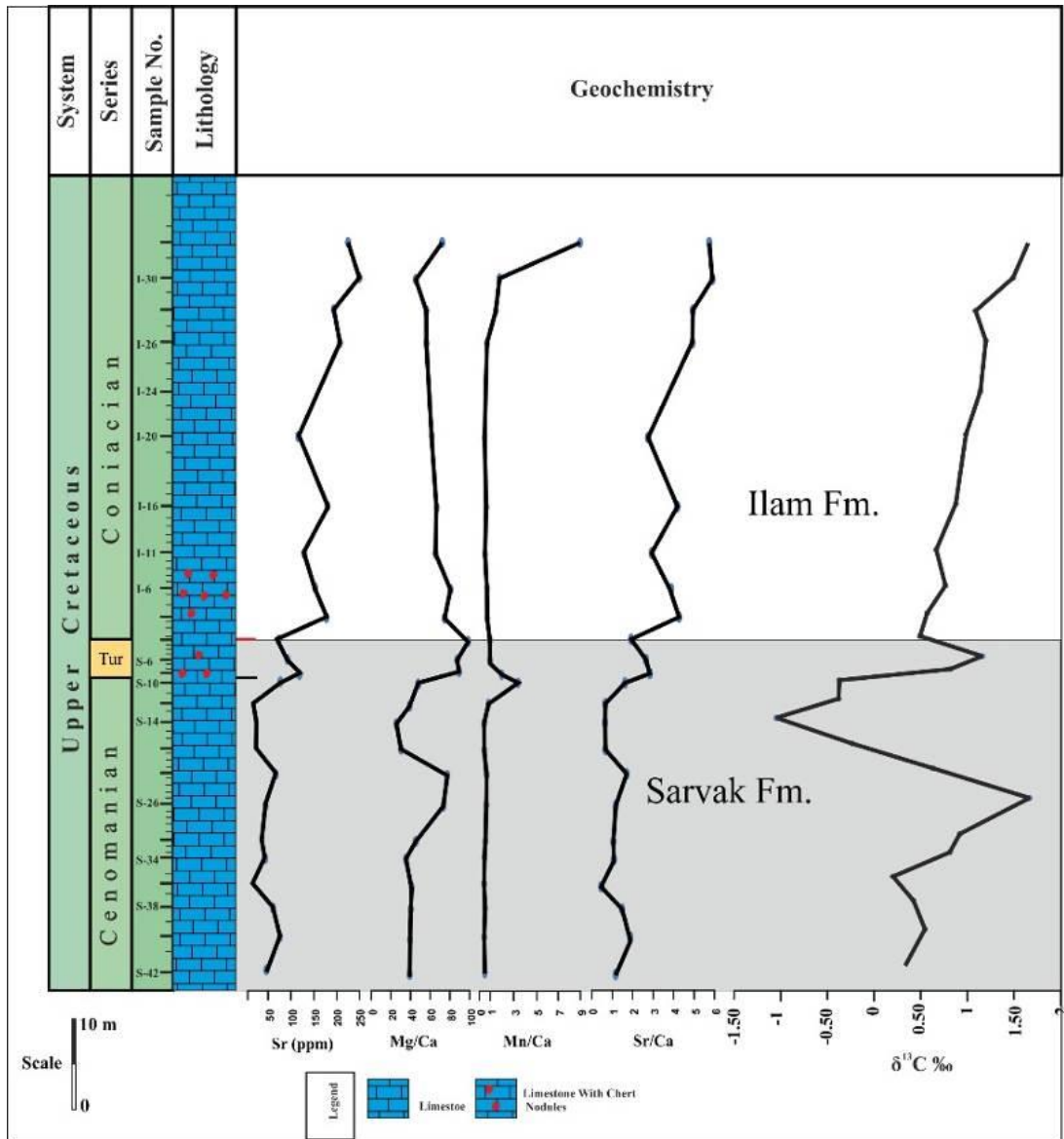
تاکر و رایت، ۱۹۹۰؛ آدابی و رائول، ۱۹۹۱؛ ارزانی، ۲۰۰۴؛ اسدی مهماندوستی و همکاران، ۲۰۱۳). میزان Sr در نمونه‌های مورد مطالعه در سازند سروک بین ۱۹/۱۸ ppm تا ۱۲۱/۴۲ ppm (میانگین ۴۶/۵۷) و در نمونه‌های سازند ایلام بین ۱۱۸/۳ ppm تا ۲۵۱/۳ ppm (میانگین ۱۸۳/۶۳) در تغییر است. ترسیم مقادیر Sr و نسبت‌های Mg/Ca, Mn/Ca, Sr/Ca در برابر ستون چینه‌شناسی نشان می‌دهد که در مرز بین سازند سروک و ایلام مقدار Sr و نسبت Sr/Ca در نهشته‌های سازند ایلام نسبت به سازند سروک

عواملی زیادی از جمله دمای آب، شوری، باز یا بسته بودن محیط دیاژنتیکی و مینرالوژی اولیه در افزایش و کاهش مقدار استرانسیم تاثیر دارد (وایزر و دموویچ، ۱۹۷۴؛ وایزر، ۱۹۸۳؛ جیمز و چاکت، ۱۹۸۴؛ مورس و مکنزی، ۱۹۹۰؛ آدابی، ۱۳۹۰) با تغییر محیط رسوبی این فاکتورها نیز تغییر می‌کند (اسکوبن و همکاران، ۲۰۱۶). همچنین بین میزان استرانسیم و نوع سنگ (میکروفاسیس و لیتولوژی) و محیط ته‌نشست (محیط دریایی کم‌عمق در برابر عمیق) ارتباط وجود دارد. به طوری که در آراگونیت‌ها معمولا میزان Sr بالا و Mn پایین است

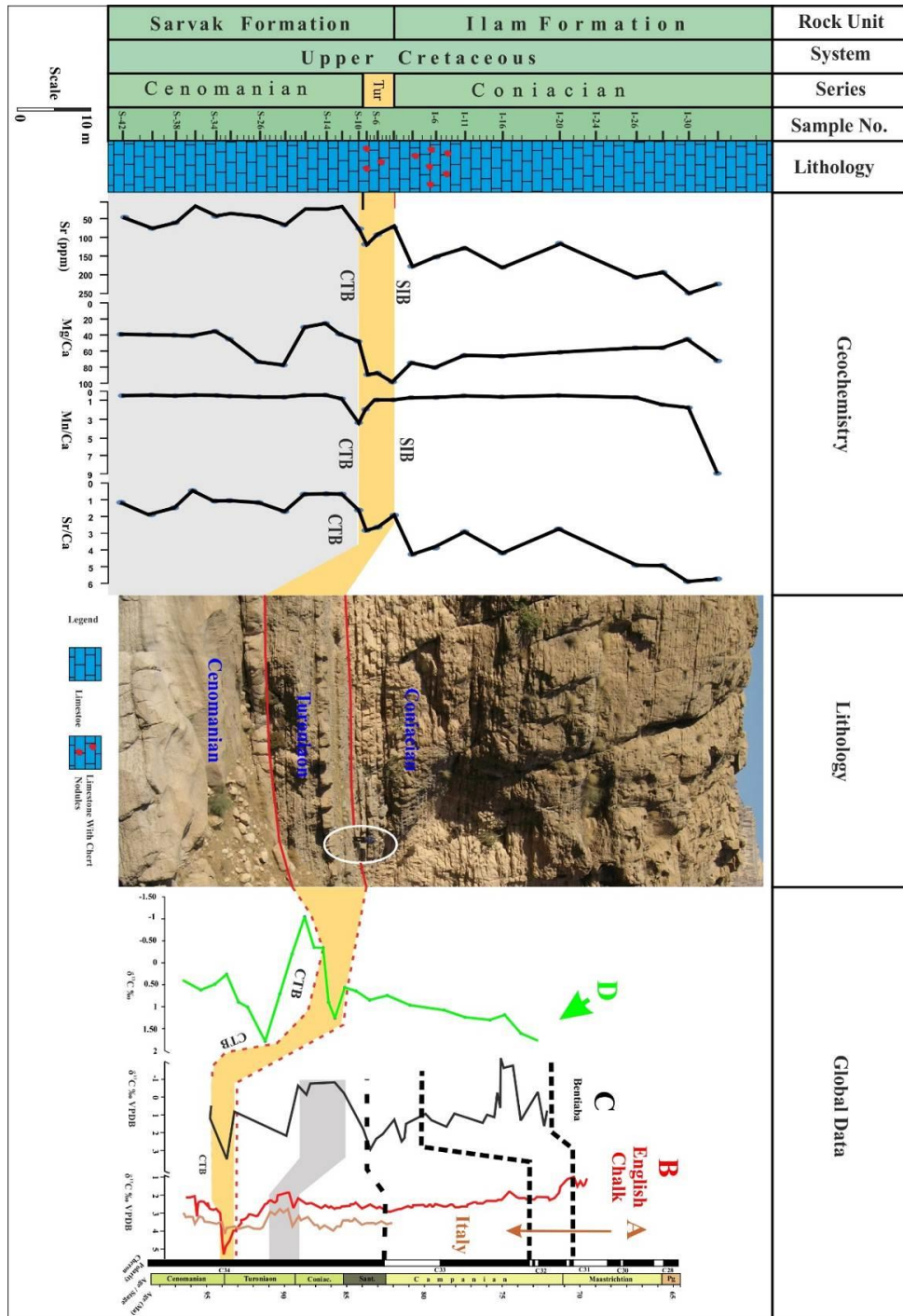
افزایش و نسبت Mg/Ca در نهشته‌های سازند ایلام نسبت به سازند سروک کاهش را نشان می‌دهد (شکل ۱۴). هم‌چنین بررسی تغییرات ایزوتوپ کربن نشان می‌دهد که مقدار ایزوتوپ کربن در نمونه‌های کربناته سازند سروک بین PDB % ۰/۵۶ تا PDB % ۲/۷۴ (میانگین PDB % ۱/۰۹) و در نمونه‌های کربناته سازند ایلام بین PDB % ۰/۶۴ تا PDB % ۱/۹ (میانگین PDB % ۱/۲) در تغییر است. الگوهای ایزوتوپ پایدار در کربنات نشان می‌دهد که میکرایت‌ها می‌توانند مقادیر ایزوتوپ $\delta^{13}C$ اصلی یا اولیه خود را حتی در صورت رخنمون یافتن (exposure) حفظ می‌کنند (جوچمسکی، ۱۹۹۴). تغییرات ایزوتوپ کربن نمونه‌های کربناته سازند ایلام و سروک در امتداد ستون چینه‌شناسی نشان می‌دهد که مقدار ایزوتوپ کربن در سازند سروک به مراتب سنگین‌تر از سازند ایلام بوده و یک کاهش در میزان $\delta^{13}C$ از نمونه‌های سروک به ایلام مشاهده می‌شود (شکل ۱۴).

تفکیک مرز بین سنومانین-تورونین و تطابق آن با داده‌های جهانی در تاکدیس چناره: در کرتاسه بزرگترین رویداد زمین‌شناسی ثبت شده در مرز بین سنومانین - تورونین رخ داده است. در این مرز به طور گسترده‌ای در سطح جهانی شرایط اقیانوس بی‌هوازی حاکم بوده که نتیجه آن کاهش شدید

در میزان ایزوتوپ کربن زیستی بوده است (شول و آرتور، ۱۹۸۰؛ آرتور و همکاران، ۱۹۸۷؛ اشلانگر و همکاران، ۱۹۸۷؛ آرتور و همکاران، ۱۹۸۸؛ جرویس و همکاران، ۲۰۰۶). مطالعه داده‌های ژئوشیمیایی در تاکدیس چناره شامل نسبت Mg/Ca، Mn/Ca و Sr/Ca و داده‌های مربوط به ایزوتوپ کربن، رخداد زمین‌شناسی بین مرز سنومانین-تورونین را در کربنات‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد. افزون بر این با مقایسه داده‌های ایزوتوپ کربن نهشته‌های کربناته تاکدیس چناره (شکل ۱۵ نمودار D) در بازه زمانی سنومانین-تورونین با داده‌های جهانی نظیر الگوهای توزیع کربن ۱۳ در کربنات‌های مدیترانه (در Gubbio در ایتالیا) (شکل ۱۵ نمودار A) (جنکیس و همکاران، ۱۹۹۴؛ ویت و همکاران، ۲۰۱۲)، رسوبات گل سفیدی در انگلستان (شکل ۱۵ نمودار B) (جرویس و همکاران، ۲۰۰۶؛ ویت و همکاران، ۲۰۱۰) و رسوبات کربناته Bentiaba در آنگولا (شکل ۱۵ نمودار C) (استرگنک و همکاران، ۲۰۱۴)، هماهنگی بین تغییر ایزوتوپ کربن ۱۳ تاکدیس چناره در بازه زمانی سنومانین-تورونین وجود داشته و این رخداد زمین‌شناسی مشخص گردید. در این مرز ایزوتوپ کربن نهشته‌های سازند سروک در بازه زمانی اشاره شده همانند داده‌های جهانی مقادیر کربن ۱۳ منفی را نشان می‌دهد.



شکل ۱۴: تفکیک سازندهای سروک و ایلام با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی در تاکدیس چناره.



شکل ۱۵: تفکیک مرز سنومانین-تورونین و تطابق آن با داده‌های جهانی (تغییرات ایزوتوپ کربن در ایتالیا (A)، در رسوبات چالک انگلستان (B)، در آنگولا (C) و در برش مورد مطالعه (D)، SIB مرز بین سازندهای سروک و ایلام، مرز سنومانین-تورونین).

نتیجه گیری

مشخص گردید که فرآیندهای مذکور در محیطهای دیاژنزی جوی، دریایی و تدفینی به وجود آمده‌اند. داده‌های مربوط به عناصر اصلی و فرعی (Sr, Mg/Ca, Mn/Ca, Sr/Ca) و ایزوتوپ کربن در تاقدیس چناره کمک به تفکیک سازندهای سروک و ایلام شد. همچنین با داده‌های ژئوشیمیایی در مرز بین سنومانین-تورونین نیز با داده‌های جهانی تطابق نشان دادند.

سپاس‌گزاری

از همکاری علمی و فکری جناب آقای دکتر جهانبخش دانشجویان عضو هیات علمی گروه زمین‌شناسی دانشگاه خوارزمی و آقای مهندس مرادپور از پژوهشگاه صنعت نفت به‌منظور انجام مطالعات کاتدی تشکر و قدردانی می‌گردد.

سازند سروک در برش چینه‌شناسی تاقدیس چناره با ضخامت ۴۷۷ متر از سنگ آهک توده‌ای، متوسط تا نازک لایه رودیست‌دار تشکیل شده است. مطالعات پتروگرافی بروی آلوکم‌های مختلف موجود در مقاطع نازک موجب شد تا ۱۲ ریزرخساره متعلق به چهار کمر بند رخساره‌ای پهنه جزرومد، لاگون، سد و دریای باز شناسایی گردد. بررسی ریزرخساره‌ها و توالی‌های سازند سروک در تاقدیس چناره نشان می‌دهد که نهشته‌های این سازند در یک رمپ هم‌شیب تشکیل شده‌اند. فرآیندهای دیاژنزی که سازند سروک را در تاقدیس چناره تحت‌تاثیر قرار داده‌اند شامل: سیمانی شدن، دولومیتی شدن، انحلال، تراکم، نئوموفیسم، میکریتی شدن، سیلیسی شدن و آهن‌دار شدن می‌باشد. همچنین با استفاده از بررسی‌های پتروگرافی و نتایج حاصل کاتدولومینسانس

منابع

-قلاوند، ه.، ۱۳۸۸. لیتوستراتیگرافی و بیوستراتیگرافی سازندهای سروک و ایلام در بخش شمال شرقی فروافتادگی دزفول و مقایسه آنها با مقاطع تحت‌الارض مجاور. رساله دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۴۸۴ ص.
-کیوانی، ف.، ۱۳۷۲. میکروفاسیس، محیط رسوبی و تاریخچه دیاژنزی سازندهای سروک و ایلام در میدان نفتی اهواز، دزفول شمالی، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه آزاد، ۱۱۵ ص.
-لاسمی، و. و جلیلیان، ع.، ۱۳۷۶. بررسی میکروفاسیس‌ها و محیط رسوبی سازند سروک در مناطق خوزستان، فصلنامه علمی پژوهشی علوم زمین، سال ششم، شماره‌های ۲۵ و ۲۶، ص ۴۸-۵۲.
-وزیری مقدم، ح. و صفری، ا.، ۱۳۸۲. بررسی رخصاره‌های آهکی و تفسیر محیط رسوب‌گذاری

-آدابی، م. ح.، ۱۳۹۰. ژئوشیمی رسوبی، نشر آراین زمین، چاپ دوم، ۵۰۳ ص.
-تیموریان، ا.، ۱۳۸۳. چینه‌نگاری زیرزمینی سازندهای سروک و ایلام (گروه بنگستان) در جنوب شرق اهواز، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۷۷ ص.
-حاجی علی بیگی، ح.، علوی، س.، افتخارنژاد، ج.، مختاری، م. و آدابی، م. ح.، ۱۳۸۷. استفاده از شکستگی‌ها در تفسیر ساختاری یک تاقدیس، مطالعه موردی: تاقدیس چناره، جنوب باختر ایران، ص ۳۳-۴۴.
-فرزندی، پ.، ۱۳۷۱. محیط رسوبی و میکروفاسیس سازند سروک در تاقدیس نار (شمال شرق بندر کنگان)، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۰۸ ص.

سازند سروک در ناحیه سمیرم، مجله پژوهشی
دانشگاه اصفهان، شماره ۲، ص ۵۹-۷۴.

- Adabi, M.H. and Rao, C.P., 1991. Petrographic and geochemical evidence for original aragonite mineralogy of Upper Jurassic carbonates (Mozduran Formation), Sarakhs area, Iran, *Sedimentary Geology*, v. 72, p.253-267.
- Adabi, M.H., 1996. Sedimentology and geochemistry of Upper Jurassic (Iran) and Percamberian (Tasmania) carbonates, Unpublished Ph.D. Thesis: University of Tasmania, Australia, 400 p.
- Adabi, M.H., 2009. Multistage dolomitization of Upper Jurassic Mozduran Formation, Kopet-Dagh Basin, NE Iran: *Carbonates and Evaporites*, v. 24, p.16-32.
- Adabi, M.H. and Asadi Mehmandosti, E., 2008. Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-E Rashid area, Izeh, S.W. Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 33, p. 267-277.
- Adabi, M.H., Kakemem, U. and Sadeghi, A., 2015. Sedimentary facies, depositional environment, and sequence stratigraphy of Oligocene–Miocene shallow water carbonate from the Rig Mountain, Zagros basin (SW Iran), *Carbonates and Evaporites*, v. 31, p. 69-85.
- Adabi, M.H., Salehi, M.A. and Ghabeishavi, A., 2010. Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), southwest Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 3, p.148-160.
- Ahmadipour, M. R., 2002. The role of Sarvak Formation in supplying Pol-e Dokhtar town (Iran) with drinking water: *Acta Carsologica*, v. 31, p. 93-103.
- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution: *American journal of Science*, v. 304, p. 1-20.
- Amthor, J.E. and Friedman, G.M., 1992. Early-to late-diagenetic dolomitization of platform carbonates: Lower Ordovician Ellenburger Group, Permian Basin, west Texas: *Journal of Sedimentary Research*, v. 62(1), p. 131-144.
- Arthur, M.A., Dean, W.E. and Pratt, L.M., 1988. Geochemical and climatic effects of increased marine organic carbon burial at the Cenomanian/Turonian boundary: *Nature*, v. 335, p.714-717.
- Arthur, M.A., Schlanger, S.T. and Jenkyns, H.C., 1987. The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, II: Palaeoceanographic controls on organic-matter production and preservation: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 26, p. 401-420.
- Arzani, N., 2004. Diagenetic evolution of mudstones: black shales to laminated limestones, an example from the Lower Jurassic of SW Britain: *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, v. 15, p. 257-267.
- Asadi Mehmandosti, E., Adabi, M.H. and Woods, A.D., 2013. Microfacies and geochemistry of the Middle Cretaceous Sarvak Formation in Zagros Basin, Izeh Zone, SW Iran: *Sedimentary Geology*, v. 293, p. 9-20.
- Asadi Mehmandosti, E.A. and Adabi, M.H., 2013. Application of geochemical data as evidence of water-rock interaction in the Sarvak formation, Izeh Zone, Zagros, Iran, *Procedia Earth and Planetary Science*, v. 7, p.31-35.

- Barron, E.J., 1983. A warm equable Cretaceous: The nature of the problem, *Earth Sciences Review*, v. 19, p. 305-338.
- Bathurst, R.G., 1987. Diagenetically enhanced bedding in argillaceous platform limestones: stratified cementation and selective compaction: *Sedimentology*, v. 34, p. 749-778.
- Bernaus, J.M., Arnaud-Vanneau, A. and Caus, E., 2002. Stratigraphic distribution of Valanginian–Early Aptian shallow-water benthic foraminifera and algae, and depositional sequences of a carbonate platform in a tectonically-controlled basin: the Organyà Basin, Pyrenees, Spain: *Cretaceous Research*, v. 23, p. 25-36.
- Burchette, T.P. and Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems: *Sedimentary Geology*, v. 79, p. 3-57.
- Carannate, G., Ruberti, D. and Sirna, M., 2000. Upper Cretaceous low-energy ramp limestones from the Sorrento Peninsula (southern Apennines, Italy): Micro and macrofossil associations and their significance in the depositional sequences: *Sedimentary Geology*, v. 132, p. 89-124.
- Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonates in thin section: *Nature*, v. 205, p. 587-602.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture: *American Association of Petroleum Geologists Memorial*, v. 1, p. 108-121.
- Embry, A.F. and Klovan, J.E., 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 19, p. 730-781.
- Flügel, E., 2010. *Microfacies of Carbonates Rocks, Analysis, Interpretation and Application*: Springer, 976 p.
- Folk, R.L., 1974. *Petrography of Sedimentary Rocks*: University of Texas, Hemphill, Austin, Tex, 182 p.
- Friedman, G.M., 1965. Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks: *Journal of Sedimentary Research*, v. 35, p. 643-655.
- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope: empirical models based on microfacies analysis of paleogene deposits in southeastern Spain, *Palaeogeography: Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 155, p. 211-238.
- Ghabeishavi, A., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A. and Taati, F., 2010. Microfacies and depositional environment of the Cenomanian of the Bangestan anticline, SW Iran: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 37, p. 275-285.
- Gregg, J.M. and Shelton, K.L., 1990. Dolomitization and dolomite neomorphism in the back reef facies of the Bonnetterre and Davis formations (Cambrian), southeastern Missouri: *Journal of Sedimentary Research*, v. 60, p. 549-562.
- Gregg, J.M. and Sibley, D.F., 1984. Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture: *Journal of Sedimentary Research*, v. 54, p. 908-931.
- Heckel, P. H., 1972. Recognition of ancient shallow marine environment: *SEPM, Special publication*, v. 161, p. 226-286.
- James, N.P. and Choquette, P.W., 1984. Diagenesis 9. Limestones the meteoric diagenetic environment: *Carbonate Sedimentology and Petrology, Geosinece of Canada*, v. 11, p. 161-194.
- Jarvis, I., Gale, A.S., Jenkyns, H.C. and Pearce, M.A., 2006. Secular variation in Late Cretaceous carbon isotopes: a new $\delta^{13}\text{C}$ carbonate reference curve for the Cenomanian–Campanian (99.6–70.6 Ma), *Geological Magazine*, v. 143, p. 561-608.

- Jenkyns, H.C., Gale, A.S. and Corfield, R.M., 1994. Carbon and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance: *Geological Magazine*, v. 131, p. 1-34.
- Joachimski, M.M., 1994. Subaerial exposure and deposition of shallowing upward sequences: evidence from stable isotopes of Purbeckian peritidal carbonates (basal Cretaceous), Swiss and French Jura Mountains: *Sedimentology*, v. 41, p. 805-824.
- Longman, M.W., 1980. Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments: *AAPG Bulletin*, v. 64, p. 461-487.
- Mazzullo, S.J., 1992. Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: a review: *Carbonates and evaporites*, v. 7, p. 21-37.
- Mehrabi, H. and Rahimpour-Bonab, H., 2014. Paleoclimate and tectonic controls on the depositional and diagenetic history of the Cenomanian-early Turonian carbonate reservoirs, Dezful Embayment, SW Iran, *Facies*, v. 60, p. 147-167.
- Morse, J.W. and Mackenzie, F.T., 1990. *Geochemistry of Sedimentary Carbonates*: Elsevier, 681 p.
- Pattison, R., and Takin, M., 1971. Geological Significance of Dezful Embayment boundaries: National Iranian Oil Company, Unpublished paper.
- Pomar, L., 2001. Ecological control of sedimentary accommodation: evolution from a carbonate ramp to a rimmed shelf: Upper Miocene, Balearic Islands: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 175, p. 249-272.
- Raeisi, E. and Karami, G., 1997. Hydrochemographs of Berghan karst spring as indicators of aquifer characteristics: *Journal of Cave and Karst Studies*, v. 59, p. 112-118.
- Rahimpour-Bonab, H., Mehrabi, H., Navidtalab, A. and Izadi-Mazidi, E., 2012. Flow unit distribution and reservoir modelling in Cretaceous carbonates of the Sarvak Formation, Abteymour Oilfield, Dezful Embayment, SW Iran: *Journal of Petroleum Geology*, v. 35, p. 213-236.
- Rahimpour-Bonab, H., Mehrabi, H., Navidtalab, A., Omidvar, M., Enayati-Bidgoli, A.H., Sonei, R., Sajjadi, F., Amiri-Bakhtyar, H., Arzani, N. and Izadi-Mazidi, E., 2013. Paleo-exposure surfaces in Cenomanian-Santonian carbonate reservoirs in the Dezful embayment, SW Iran: *Journal of Petroleum Geology*, v. 36, p. 335-362.
- Reiss, Z. and Hottinger, L., 1984. The Gulf of Aqaba (Elat): ecological micropaleontology: *Ecological Studies*, v. 50, 317 p.
- Richter, D.K., Götze, T., Götze, J. and Neuser, R.D., 2003. Progress in application of cathodoluminescence (CL) in sedimentary petrology: *Mineralogy and Petrology*, v. 79, p. 127-166.
- Schlanger, S.O., Arthur, M.A., Jenkyns, H.C. and Scholle, P.A., 1987. The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, I. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine $\delta^{13}C$ excursion, Geological Society, London, Special Publications, v. 26, p. 371-399.
- Schobben, M., Ullmann, C.V., Leda, L., Korn, D., Struck, U., Reimold, W.U., Ghaderi, A., Algeo, T.J. and Korte, C., 2016. Discerning primary versus diagenetic signals in carbonate carbon and oxygen isotope records: An example from the Permian-Triassic boundary of Iran: *Chemical Geology*, v. 422, p. 94-107.
- Scholle, P.A. and Arthur, M.A., 1980. Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential

- stratigraphic and petroleum exploration tool, AAPG Bulletin, v. 64, p. 67-87.
- Scholle, P.A. and Ulmer-Scholle, D.S., 2006. A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Textures, Porosity, Diagenesis, AAPG Memoir, 461 p.
- Sibley, D.F. and Gregg, J.M., 1987. Classification of dolomite rock textures. Journal of Sedimentary Research, v. 57, p. 967-975.
- Tucker, M., 1988. Techniques in sedimentology, Blackwell Science Ltd, 404 p.
- Tucker, M.E. and Bathurst, R. G. C., 1990. Carbonate diagenesis: Blackwell, Oxford, 312 p.
- Tucker, M.E. and Wright, V.P., 1990. Carbonate Sedimentology: Blackwell, Science Publication of London, 482 p.
- Veizer, J. and Demovic, R., 1974. Strontium as a tool in facies analysis: Journal of Sedimentary Research, v. 44, p. 93-115.
- Veizer, J., 1983. Chemical Diagenesis of Carbonates: theory and application of trace element technique, In Arthur, M. A., Anderson, T. F., Kaplan, I.R., Viezer, J. and Land, L. s., (eds): Stable Isotope in Sedimentary Geology, Tulsa, Okla: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course, v. 10, p. 1-31.
- Voigt, S., Friedrich, O., Norris, R.D. and Schnfeld, J., 2010. Campanian–Maastrichtian carbon isotope stratigraphy: shelf-ocean correlation between European shelf sea and the tropical Pacific Ocean: Newsl, Stratigr, v. 44, p. 57-72.
- Voigt, S., Gale, S.G., Jung, C. and Jenkyns, H.C., 2012. Global correlation of Upper Campanian–Maastrichtian successions using carbon-isotope stratigraphy: development of a new Maastrichtian timescale, Newsl, Stratigr, v. 45, p. 25-53.
- Wilson, J.L., 1975, Carbonate Facies in Geologic History: Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, NewYork, 471 p.