

تأثیر تکتونیک نمک در تاقدیس کورده بر تغییرات ضخامت، رخساره‌ها، محیط رسوبی و دیاژنز سازند سروک (فارس، زاگرس)

رعنا پرورش، دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

رضا موسوی حرمی، استاد گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد، ایران*

محمد خانه باد، استادیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

علیرضا پیریایی، دکترای رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، مدیریت اکتشاف نفت، ایران

محمد حسین اصیلیان، دکترای رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، مدیریت اکتشاف نفت، ایران

چکیده

برای بررسی تأثیر گنبد نمکی بر رخساره‌ها، محیط رسوبی و دیاژنز سازند سروک در تاقدیس کورده، سه برش در نزدیکی گنبد نمکی کورده برداشت و مطالعه شده است. سازند سروک در این سه برش، ضخامت‌های ۲۵ (نزدیک به گنبد)، ۹۰ و ۱۸۵ متر (دورتر از گنبد) دارد که بیشتر از لایه‌های سنگ آهک تشکیل شده است. براساس آنالیز رخساره‌ای و ویژگی‌های سنگ‌شناختی، ۱۰ ریزرخساره کربناته شناسایی شدند. آنالیز رخساره‌ها، شیب زیاد رسوبات، اختلاف ضخامت، کاهش میان لایه‌ای رسوبات شیلی و کم‌عمق‌شدن محیط به سمت گنبد نمکی نشان می‌دهد رخساره‌های سازند سروک در سه کمر بند رخساره‌ای شلف خارجی، میانی و داخلی نهشته شده است. با نزدیک‌شدن به گنبد نمکی، رخساره‌ها کم‌عمق می‌شوند؛ به طوری که ریزرخساره پهنه جزرومدی در حاشیه گنبد قرار گرفته و ریزرخساره عمیق در دورترین فاصله از گنبد تشکیل شده است. فرایندهای دیاژنزی تأثیر گذاشته بر این سازند، میکربیتی‌شدن، نئومورفیسم، انحلال، فشردگی، شکستگی، جانشینی (سیلیسی‌شدن، دولومیتی‌شدن، همتیتی‌شدن و پیریتی‌شدن) و سیمان‌شدن (سیمان هم‌بعد، دروزی، بلوکی، رو رشدی هم‌محور و حاشیه‌ای هم‌ضخامت) است که همراه تغییراتی مانند شکستگی و دولومیتی‌شدن بایوکلست‌ها، کاهش انحلال، افزایش فشردگی و سیلیسی‌شدن به سمت گنبد نمکی در سه مرحله انورژن، مزورژن و تلورژن تشکیل شده است.

کلیدواژه‌ها: رخساره‌ها و محیط رسوبی، دیاژنز، سازند سروک و تاقدیس کورده

مقدمه

از این پژوهش، مطالعه تأثیر گنبد نمکی بر ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و دیاژنز سازند سروک است.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مطالعه‌شده در حوضه زاگرس استان فارس است (شکل ۱). در برش‌های مطالعه‌شده در تاق‌دیس کورده، مرز پایینی سازند سروک با سازند کژدمی به صورت تدریجی و مرز بالایی آن با سازند ایلام به صورت ناپیوستگی فرسایشی است (شکل ۲). در منطقه مطالعه‌شده، سازند سروک (سنومانین) از جنس سنگ آهک با ضخامت‌های ۱۸۵ متر (دورتر از گنبد نمکی، Kourdeh3)، ۹۰ متر (Kourdeh 2) و ۲۵ متر دولومیت (نزدیک به گنبد نمکی، Kourdeh1) است (شکل ۳ و ۴). فعالیت تکتونیکی عملکرد نوسانات مکرر سطح آب دریا به ایجاد ناپیوستگی در زمان سنومانین - سانتونین بین سازندهای سروک و ایلام منجر شده است (Rahimpour- Bonab et al. 2013). کوه‌های زاگرس در نتیجه برخورد بین صفحه عربستان و بلوک ایران (Sherkati and Letouzey 2004; Jahani et al. 2009) و در رژیم فشردگی در میوسن - پلیوسن تشکیل شده است (Vincent et al., 2015). در زمان سنومانین پسین، اقیانوس نئوتتیس شروع به بسته شدن کرده و فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر صفحه ایران مرکزی در حاشیه فعال صورت گرفته است (Piryaei et al. 2010, 2011; Assadi et al. 2016). در زمان آلبین پسین سنومانین به دلیل پسروی، پلاتفرم‌های کربناته محیط کم‌عمق سازند سروک در تمام مناطق فارس و خوزستان تشکیل شده‌اند (Setudehnia 1978). تشکیل بلندای قدیمی در زمان کرتاسه میانی (Hajikazemi et al. 2012; Rahimpour- Bonab et al. 2013) و بالآمدگی ناحیه‌ای در پایان سنومانین به طور ناحیه‌ای به فرسایش و نازک‌شدگی بخش بالایی سنومانین منجر شده است. بعد از این ناپیوستگی پلاتفرم کربناته محیط کم‌عمق خوزستان بخش بالایی و در بعضی مکان‌ها همه سازند سروک، در نتیجه فرسایش مربوط به ناپیوستگی زمان تورونین میانی برداشته شد (Assadi et al.

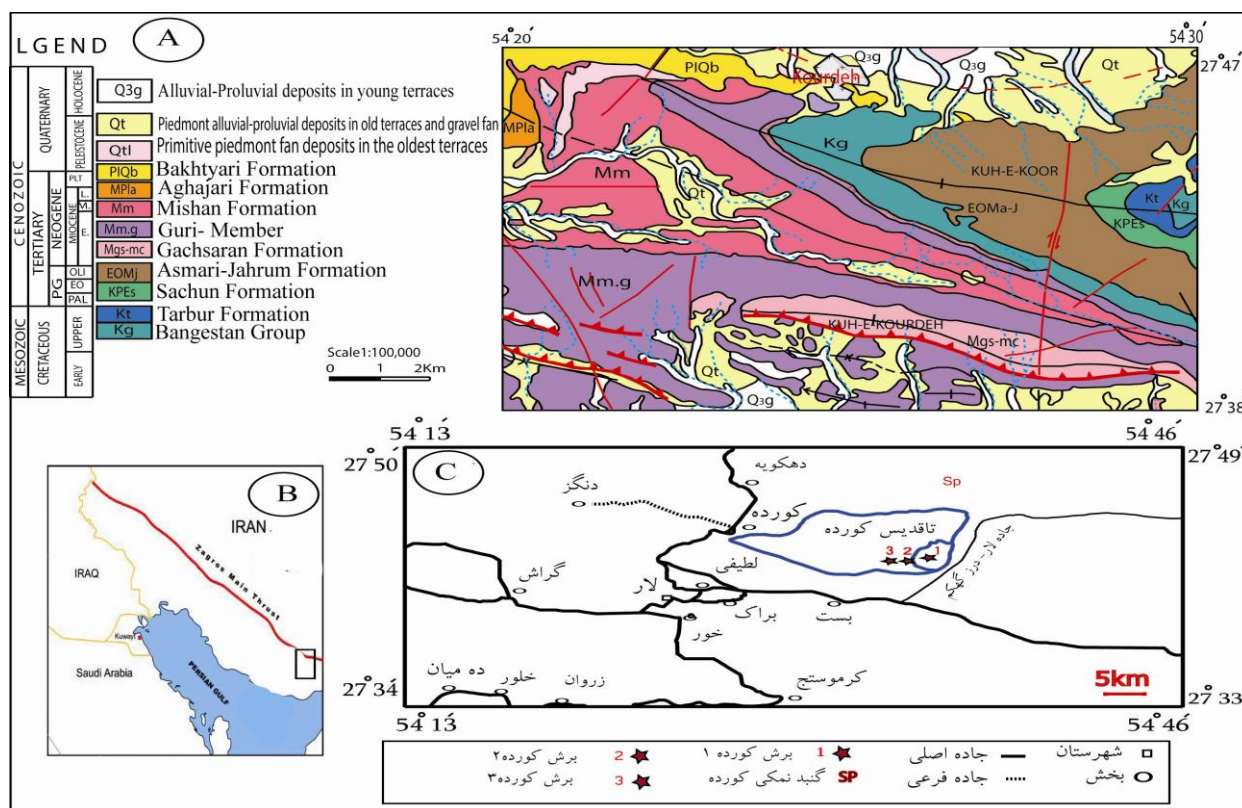
حوضه زاگرس یکی از مهم‌ترین مناطق نفت‌خیز در جهان است که بیش از ۵۰٪ ذخایر نفتی خاورمیانه در سنگ‌های آهکی این حوضه ذخیره شده است (Ehrenberg et al. 2008). بعد از سازند آسماری، سازند سروک مهم‌ترین سنگ مخزن نفت در جنوب غرب ایران است (Asadi mehmandosti et al. 2016; Soleimani and Aleali 2013). پهنه فارس بخشی از کمربند ساده چین‌خورده زاگرس است که در محدوده بین گسل زاگرس بلند در شمال، خط ساحلی خلیج فارس در جنوب، پهنه گسل کازرون در باختر و گسل میناب در خاور واقع شده است. گسل‌های با روند شمالی - جنوبی (گسل کازرون - هندیجان) در زمان‌های مختلف فعال بودند که منطقه فارس را از فروافتادگی دزفول و ناحیه لرستان جدا کرده است (Vincent et al. 2015). پلیر (Player 1969)، بسیاری از دیاپیپرایهای زاگرس را مطالعه کرده و اظهار داشته است که قدیمی‌ترین رخنمون فعالیت نمک به فعالیت دیاپیپرایها پیش از چین‌خوردگی زاگرس مربوط است. جهانی و همکاران (Jahani et al. 2009) با مطالعات روی دیاپیپرایهای نمکی به این نتیجه رسیدند مدت اندکی پس از تشکیل نمک سری هرمز، این نمک‌ها در زمان پالئوزوئیک پیشین به سمت بالا شروع به حرکت کرده‌اند. همچنین موقعیت دیاپیپرایها نسبت به چین‌های موجود در زاگرس و تأثیر این دیاپیپرایهای نمکی را نسبت به چین‌های زاگرس بررسی کرده‌اند. حسن‌پور (۱۳۹۲)، ارتباط ساختاری دیاپیپرایهای نمکی سلامتی، سیاه‌سرخ و دادنجان با گسل کره بس و چین‌های هم‌جوار (جنوب باختری شیراز) را مطالعه کرد و نتیجه گرفت دیاپیپرایهای نمکی گستره مطالعه‌شده، پیش از چین‌خوردگی نئوژن زاگرس وجود داشته است و پس از نخستین حرکت نمک، سازوکار اصلی خیزش و رشد دیاپیپرایها تا زمان چین‌خوردگی زاگرس یک پدیده فروسازش بوده و فروسازش در داخل مراکز رسوب‌گذاری حاشیه دیاپیپرایها فضای مناسبی برای رسوب‌گذاری ایجاد کرده است. هدف

کورده (زاگرس، فارس) انتخاب و با فاصله تقریبی ۱۰۰۰-۵۰۰ متر در نزدیک به گنبد نمکی برداشت شده است. از این سه برش، تعداد ۸۵ مقطع نازک تهیه شده که نمونه‌برداری‌ها در جهت عمود بر لایه و براساس تغییراتی نظیر جنس، رنگ، ساخت و لایه‌بندی صورت گرفته است. برای شناسایی نوع کانی‌های کربناته (تشخیص کلسیت از دولومیت)، تعدادی از نمونه‌ها با محلول آلزاین قرمز مطابق روش دیکسون (Dickson 1966) رنگ‌آمیزی شده است. در این مطالعه، ویژگی‌هایی مانند اجزای تشکیل‌دهنده، نوع رخساره، محیط رسوبی و فرایندهای دیاژنزی مطالعه شدند. برای نام‌گذاری رخساره‌های کربناته از روش دانهام (Dunham 1962) و امبری و کلوان (Embry and Klovan 1971) در مقاطع نازک استفاده شده است.

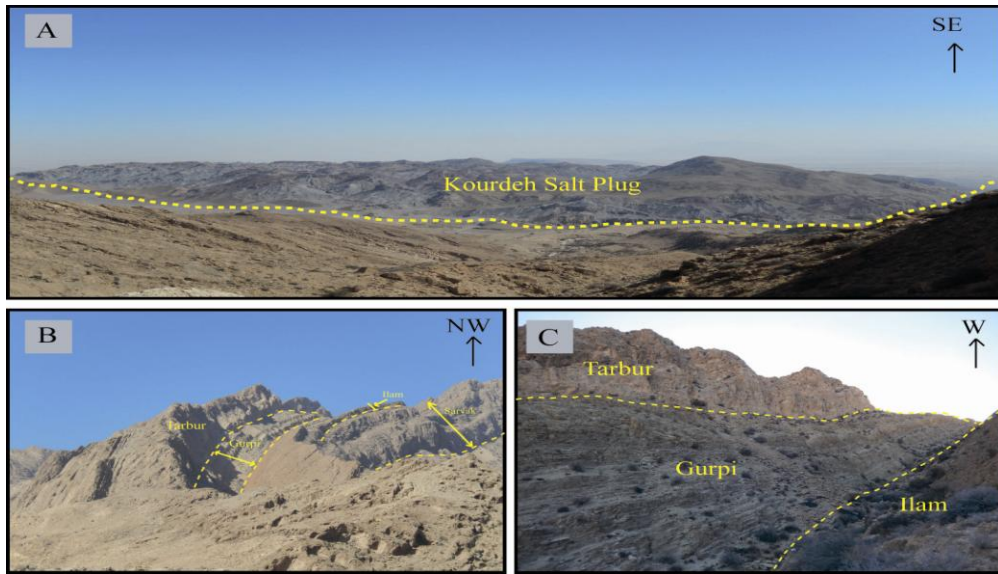
گنبد نمکی کورده در قسمت جنوب شرقی تاقدیس کورده واقع شده است و سازندهای قدیمی گروه خامی، بنگستان، گورپی و تارپور در قسمت شمال و شمال غرب گنبد و سازند بختیاری در جنوب شرق آن رخنمون دارد که دو بلوک بزرگ از گروه خامی به صورت شناور در قسمت جنوبی و شرقی گنبد مشاهده می‌شود و روند گنبد شمال شرق جنوب غربی است (حاجیان و همکاران، ۱۳۸۹). برش الگوی این سازند در تنگ سروک واقع در یال جنوبی تاقدیس کوه بنگستان در شمال غربی شهرستان بهبهان قرار گرفته است (James & Wynd 1965).

روش مطالعه

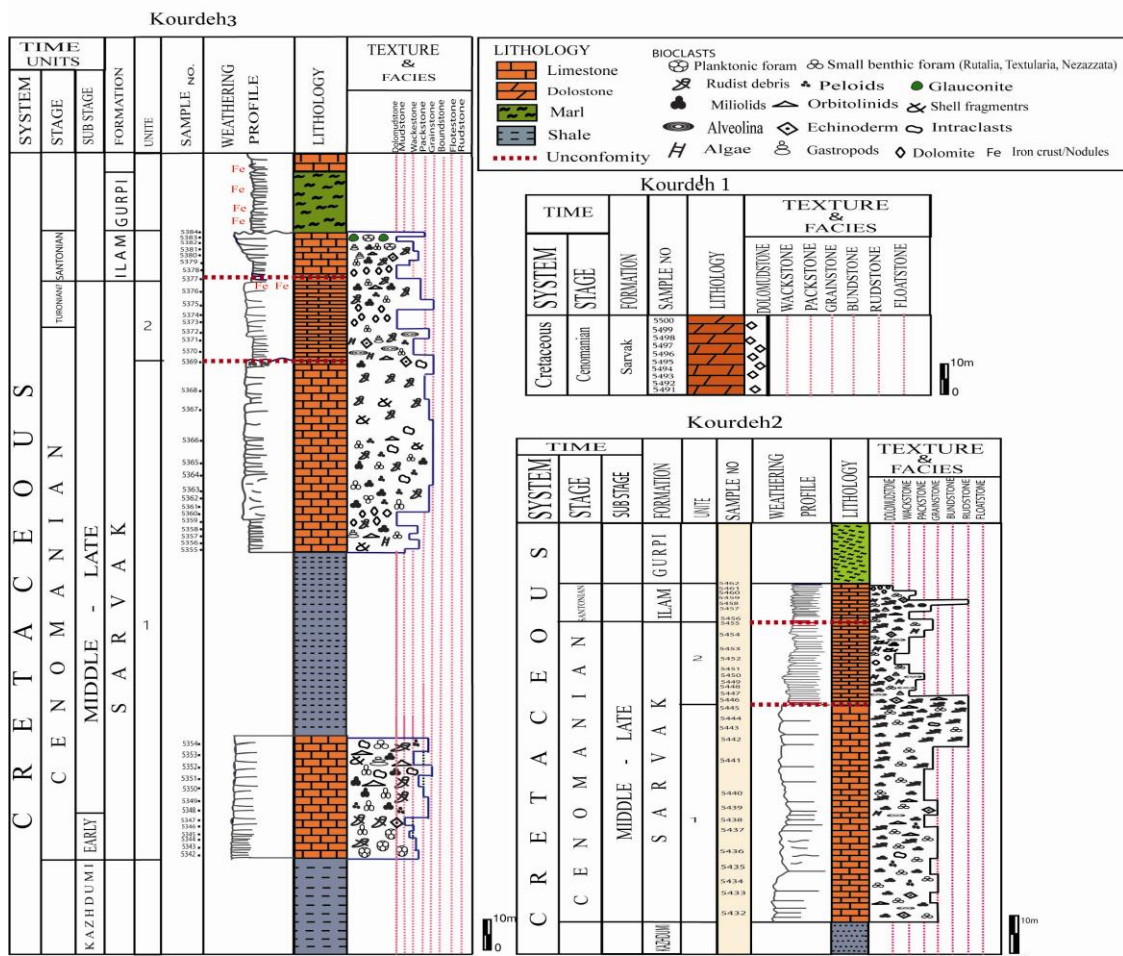
پس از انجام بررسی‌های اولیه، تعداد ۳ برش چینه سنگی (نزدیک گنبد نمکی کورده) از سازند سروک در تاقدیس



شکل ۱- (A) قسمتی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ لار که در آن کوه کورده و سازندهای اطراف مشخص شده است (اقتباس از اویسی و یوسفی، ۱۳۸۵). (B) موقعیت ناحیه مطالعه شده و (C) راه‌های دسترسی به منطقه مطالعه شده.



شکل ۲- تصاویر صحرایی از سازندهای سروک در برش‌های مطالعه‌شده. (A) نمای دور از گنبد نمکی کورده، (B) موقعیت سازندهای سروک و ایلام در برش Kourdeh 3 و (C) مرز بالایی سازند ایلام با گورپی در برش Kourdeh 3



شکل ۳- ستون چینه‌سنگی سازند سروک در برش‌های Kourdeh 1، Kourdeh 2 و Kourdeh 3

رخساره‌ها و محیط رسوبی

براساس مطالعات میکروسکوپی، ۱۰ ریزرخساره در سازند سروک در تاق‌دیس کورده، شناسایی که در سه مجموعه شلف داخلی، میانی و خارجی نهشته شده‌اند. این ریزرخساره‌ها از خشکی به سمت دریای باز به شرح زیر هستند:

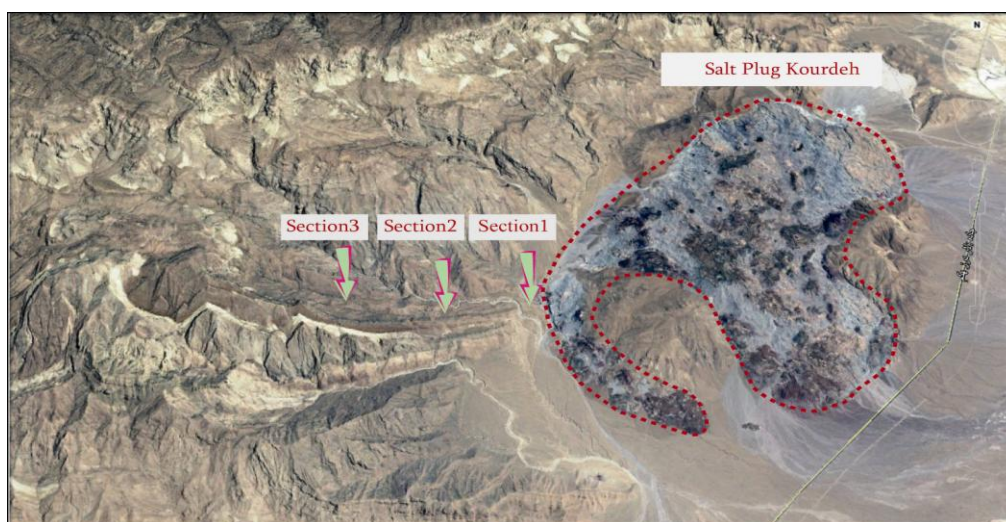
رخساره‌های شلف داخلی

دولومادستون (Mf1)

این ریزرخساره از بلورهای خیلی ریز تا ریز دولومیت بی‌شکل ۱۰ تا ۳۰ میکرون تشکیل شده است و اجزای اسکلتی و غیراسکلتی ندارد. به‌طورکلی ژپس‌ها در زمینه به‌صورت پراکنده دیده می‌شوند (شکل ۵A).

وکستون آلئولینادار (Mf2)

اجزای تشکیل دهنده اصلی این ریزرخساره (شکل ۵B)، فرامینفر بتتیک از نوع آلئولینا بوده است که در اندازه حدود ۳/۷۵ - ۱ میلی‌متر و به‌صورت سالم و حفظ‌شده دیده می‌شود. از اجزای اسکلتی دیگر جلبک‌های سبز داسی کلا داسه هستند که به‌صورت خرده‌هایی در زمینه گلی دیده می‌شوند و اجزای دیگر خرده‌های رودیست، گاستروپود و اکتینودرم هستند که اجزای بایوکلستی در مجموع ۳۰٪ را شامل و به‌صورت پراکنده در مقطع سنگ دیده می‌شوند. این رخساره، زمینه میکریتی دارد.



شکل ۴- تصویر ماهواره‌ای از گنبد نمکی کورده و برش‌های برداشت‌شده از سازند سروک در موقعیت‌های Section 1 (برش K1)، Section 2 (برش K2) و Section 3 (برش K3).

گرینستون با فرامینفر بتتیک (Mf3)

اجزای اصلی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره، فرامینفر بتتیک است. فرامینفرهای بتتیک از نوع اربیتولین است که در این ریزرخساره، مخروطی شکل (Conical) بوده است و نسبت طول به ارتفاع پایین‌تری نسبت به اربیتولین‌های کشیده دارند. اندازه این اربیتولین‌ها ۳ - ۲/۵ میلی‌متر تغییر می‌کند و فراوانی آنها حدود ۲۰٪ است. علاوه بر اربیتولین‌ها، فرامینفرهای بتتیک از نوع میلیولیده با اندازه ۱/۲۵ - ۰/۵ میلی‌متر با فراوانی

حدود ۲۵٪، روتالیا، تکستولاریا، نزازاتا و آلئولینا با فراوانی ۲۰٪ و اکتینودرم با فراوانی ۵٪ و اجزای غیراسکلتی این ریزرخساره، اینتراکلس‌های میکریتی با اندازه ۱/۲۵ - ۰/۵ با فراوانی ۱۰٪ را شامل می‌شود (شکل ۵C).

گرینستون / رودستون رودیستی با فرامینفر بتتیک (Mf4)

اجزای تشکیل‌دهنده این ریزرخساره، قطعات رودیستی با اندازه ۲/۵ - ۰/۵ میلی‌متر با فراوانی ۶۰٪ است. از اجزای دیگر

فرامینیفرهای بتتیک هستند که در زمینهٔ سیمانی‌شده قرار گرفته‌اند (شکل ۵ G).

تفسیر

وجود دولومیت‌های ریزبلور در این مجموعهٔ رخساره‌ای نشان‌دهندهٔ رسوب‌گذاری در محیط‌های پهنهٔ جزرومدی است (Heidari et al. 2014). تبخیری‌ها در حاشیهٔ ناپایدار گنبد بر اثر بالاآمدگی گنبد و قرار گرفتن در بالای سطح آب دریا تشکیل می‌شوند (Giles and Rowan 2012). نبود فسیل در این ریزرخساره نشان‌دهندهٔ چرخش محدود آب و نبود شرایط مناسب برای زیست موجودات است. رخساره‌های لاگونی، بیشتر گل‌پشتیان بوده و از موجودات محیط‌های محدود و دانه‌های غیراسکلتی شکل‌گرفته در این محیط‌ها تشکیل شده‌اند. آب‌وهوای نیمه‌خشک و چرخش آب محدود به ایجاد شرایط نسبتاً شور با موجودات محدود منجر می‌شود. ویژگی‌های بافتی، فراوانی میلیولیده و نبود فرامینیفرهای بزرگ، وجود دوکفه‌ای، خرده‌های جلبک سبز، اینتراکلت و میکریتی شدن خرده‌های اسکلتی در بسیاری از رخساره‌های وکستونی و پکستونی نشان‌دهندهٔ یک لاگون نیمه‌محصور با نوسانات بالای شوری و دما است (Flugel 2010). پلوئیدها از اجزای غیراسکلتی تشکیل‌دهندهٔ این رخساره‌ها هستند که وجود آنها در زمینهٔ گل آهکی نشان‌دهندهٔ محیط کم‌انرژی است (Palma et al. 2007). رخسارهٔ لاگونی با نسبت گل و درصدی از فراوانی فرامینیفرهای بتتیک، گاستروپود و دوکفه‌ای تشخیص داده می‌شود (Aghaei et al. 2012). میلیولیده، آلوئولینا، پلوئیدها و فراوانی خرده‌های رودیستی توصیف‌کنندهٔ محیط لاگون هستند (Razin et al. 2010). حاشیهٔ پلانفرم کربناته با وجود گرینستون رودیستی مشخص می‌شود (Ghabeishavi et al. 2010). وجود اربیتولین‌های مخروطی شکل نشان‌دهندهٔ وجود شرایط کم‌عمق است (Pittet et al. 2002). اجزای موجود در داخل قطعات اینتراکلتی از فرامینیفرهای بتتیک

فرامینیفرهای بتتیک از نوع میلیولیده با اندازهٔ $0.75 - 0.25$ میلی‌متر و تکستولاریا با فراوانی ۲۰٪ هستند و همچنین اجزای غیراسکلتی این ریزرخساره را اینتراکلت‌های میکریتی با فراوانی ۱۰-۵٪ و پلوئیدها با اندازهٔ 0.125 تا 0.25 میلی‌متر با فراوانی ۵٪ تشکیل می‌دهند (شکل ۵ D).

پکستون با فرامینیفر بتتیک (MF5)

زمینهٔ این ریزرخساره از میکریتی تشکیل شده است. اجزای اسکلتی اصلی این ریزرخساره اکینودرم با اندازهٔ $0.5 - 0.25$ میلی‌متر با فراوانی ۵٪، فرامینیفرهای بتتیک از نوع میلیولیده با اندازهٔ $1 - 0.25$ میلی‌متر با فراوانی ۲۵٪ و تکستولاریا و روتالیا ۱۰٪ هستند. رودیست‌های مشاهده‌شده در این ریزرخساره با اندازهٔ $2.5 - 1.25$ میلی‌متر با فراوانی ۲۰٪ و نیز از اجزای غیراسکلتی پلوئیدهای در اندازهٔ حدود $0.125 - 0.25$ میلی‌متر با فراوانی در حدود ۵٪ است (شکل ۵ E).

پکستون / وکستون با یوکلتی اربیتولین دار (MF6)

این ریزرخساره، اجزای اسکلتی از نوع گاستروپود در اندازهٔ حدود $2.5 - 0.25$ میلی‌متر با فراوانی ۱۰٪ دارند و بیشتر حجره‌های تشکیل‌دهندهٔ آنها با گل پر شده است. علاوه بر گاستروپود، اجزای اسکلتی دیگر مانند اربیتولین با اندازهٔ حدود $3.75 - 2.5$ میلی‌متر به صورت دیسکی شکل با فراوانی ۱۰٪، جلبک سبز به صورت خرده‌هایی با فراوانی ۵٪، رودیست با اندازهٔ حدود $0.75 - 1$ میلی‌متر و با فراوانی ۵٪ و اکینودرم 0.5 میلی‌متر و فراوانی ۲-۳٪ را شامل می‌شوند. زمینهٔ این ریزرخساره از میکریتی است (شکل ۵ F).

پکستون اینتراکلت دار (MF7)

زمینهٔ این ریزرخساره را گل تشکیل داده است که اینتراکلت‌ها در آن به صورت پراکنده با اندازهٔ حدود ۲ تا ۷ میلی‌متر است. این اینتراکلت‌ها به صورت قطعاتی حاوی

(Nezzata, Textularia, Rutalia, Miliolid) بخش کم‌عمق شلف داخلی هستند که این قطعات به بخش‌های مذکور مرتبط هستند؛ در نتیجه، این قطعات ایتراکست نابرجا یا اکستراکست هستند که در ریزرخساره با زمینه گلی مشاهده می‌شوند.

رخساره‌های شلف میانی

پکستون / رودستون رودیستی با مرجان (Mf8)

اجزای اصلی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره، خرده‌های رودیستی با اندازه ۳-۰/۲۵ میلی‌متر با فراوانی ۳۰٪ و مرجان با فراوانی ۲۰٪ را شامل می‌شود. اجزای غیراسکلتی تشکیل‌دهنده این رخساره، ایتراکست‌ها هستند که اندازه آنها از ۱/۷۵-۰/۷۵ میلی‌متر تغییر می‌کند و فراوانی حدود ۱۰٪ دارد (شکل A ۶).

وکستون بایوکست‌دار (Mf9)

این ریزرخساره با زمینه گلی بوده و یکی از اجزای تشکیل‌دهنده آن روزنداران بتیک شامل روتالیا، تکستولاریا بوده است و دیگر اجزا کلسی اسفرها هستند. فراوانی بایوکست‌ها در این ریزرخساره به ۳۰ تا ۴۰٪ می‌رسد. بایوکست‌هایی مانند روتالیا و تکستولاریا کلسیتی شده‌اند. بایوکست‌ها به‌طور واضح مشخص نیستند (شکل B ۶).

تفسیر

وجود خرده‌های رودیستی در اندازه بزرگتر از ۲ میلی‌متر و خرده‌های مرجان در همان اندازه نشان‌دهنده تشکیل این ریزرخساره در بخش جلویی ریف است (Wilson 1975). وجود فرامینفرهای پلاژیک در رخساره وکستون و پکستون نشان‌دهنده تشکیل این رخساره در بخش‌های عمیق یا دورتر بخش میانی حوضه است (Mehrabi et al. 2015).

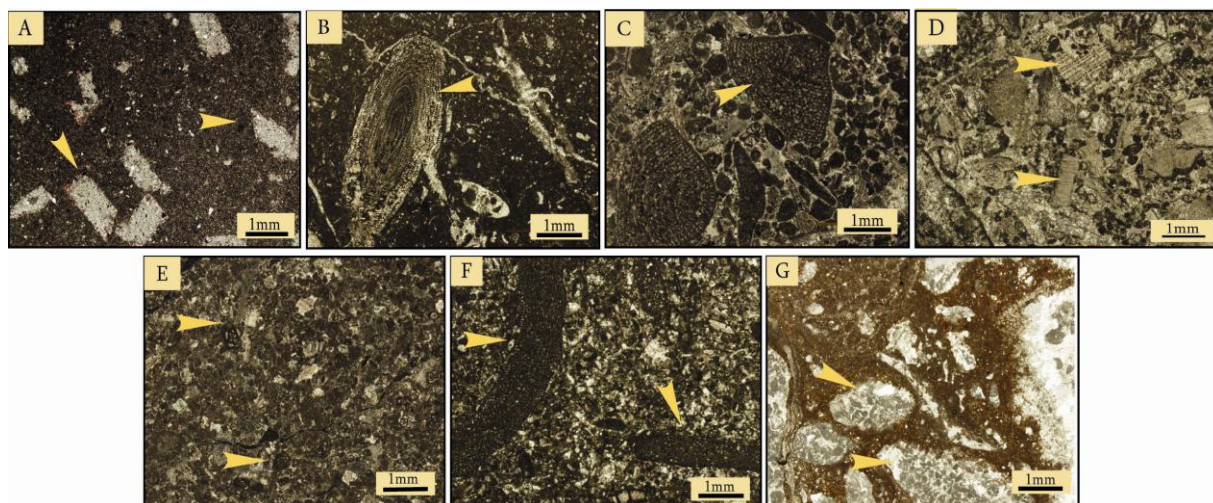
مجموعه رخساره شلف خارجی

وکستون / پکستون حاوی فرامینفر پلاژیک (Mf10)

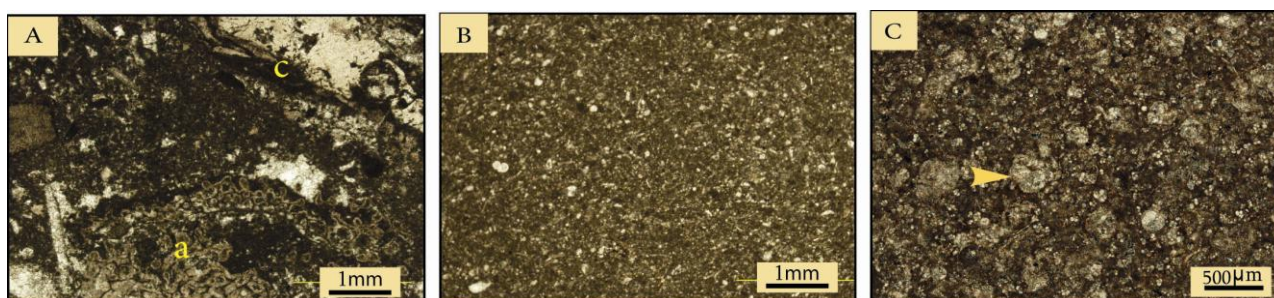
روزنداران پلانکتونی (شکل C ۶) از نوع *Favusella Washitensis* در یک زمینه میکریت تقریباً ۵۰٪ اصلی‌ترین اجزای تشکیل‌دهنده این ریزرخساره است. این ریزرخساره، فونای آب‌های کم‌عمق، ذرات آواری و اجزای غیراسکلتی ندارد.

تفسیر

وجود مقدار فراوانی فرامینفر پلاژیک نشان‌دهنده شرایط محیط دریای باز عمیق است (Schulze et al. 2005). تغییرات رخساره‌ای از گنبد نمکی به سمت حوضه از رخساره‌های کم‌عمق تا عمیق تغییر می‌کند؛ به‌طوری‌که در برش دورتر از گنبد رخساره حوضه عمیق تشکیل می‌شود (Aschoff and Giles 2005). این ریزرخساره در فاصله دور از گنبد نمکی تشکیل شده است.



شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی رخساره‌های شلف داخلی سازند سروک (A) ریزرخساره دولومادستون با زمینه دولومیت‌های ریز و ژپس (با فلش در شکل نشان داده شده است). (B) ریزرخساره وکستون آلوئولینادار (با فلش نشان داده شده است). (C) ریزرخساره گرینستون با فرامینفر بتیک (اریتولین‌ها با فلش نشان داده شده‌اند) (D) ریزرخساره گرینستون / رودستون رودیستی با فرامینفر بتیک (رودیست‌ها در شکل نشان داده شده‌اند) (E) ریزرخساره پکستون با فرامینفر بتیک (میلیولیده‌ها با فلش نشان داده شده‌اند) (F) ریزرخساره پکستون / وکستون بایوکلستی اریتولین‌دار (اریتولین‌های دیسکی شکل با فلش نشان داده شده‌اند) (G) ریزرخساره پکستون ایتراکست‌دار (ایتراکلست‌های حاوی فرامینفر بتیک با فلش نشان داده شده‌اند).



شکل ۶- تصاویر میکروسکوپی رخساره‌های رسوبی شلف میانی و خارجی سازند سروک (A) ریزرخساره پکستون / رودستون رودیستی مرجان‌دار (رودیست (c) و مرجان (a) نشان داده شده است) - شلف میانی (B) ریزرخساره وکستون بایوکلست‌دار - شلف میانی (C) ریزرخساره وکستون / پکستون حاوی فرامینفر پلاژیک (فرامینفر پلاژیک در شکل مشخص شده است) - شلف خارجی.

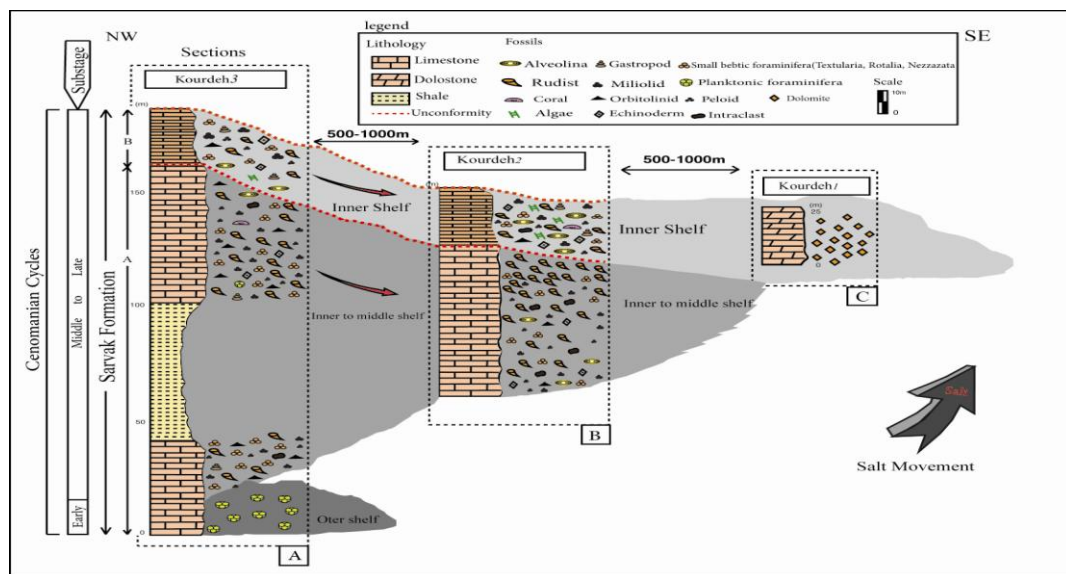
محیط رسوبی

در ناحیه کورده، برش‌های برداشت‌شده در نزدیکی گنبد نمکی، کاهش ضخامت سازند سروک را نشان می‌دهد؛ به‌گونه‌ای که کمترین ضخامت (۲۵ متر، دولومیت) به برش نزدیک به گنبد نمکی (Kourdeh 1) و بیشترین ضخامت (۱۸۵ متر) که سنگ آهک است به برش دور از گنبد نمکی (Kourdeh 3) مربوط است (شکل ۷). با دور شدن از گنبد، ضخامت رسوبات تشکیل‌شده بیشتر تغییر کرده است و

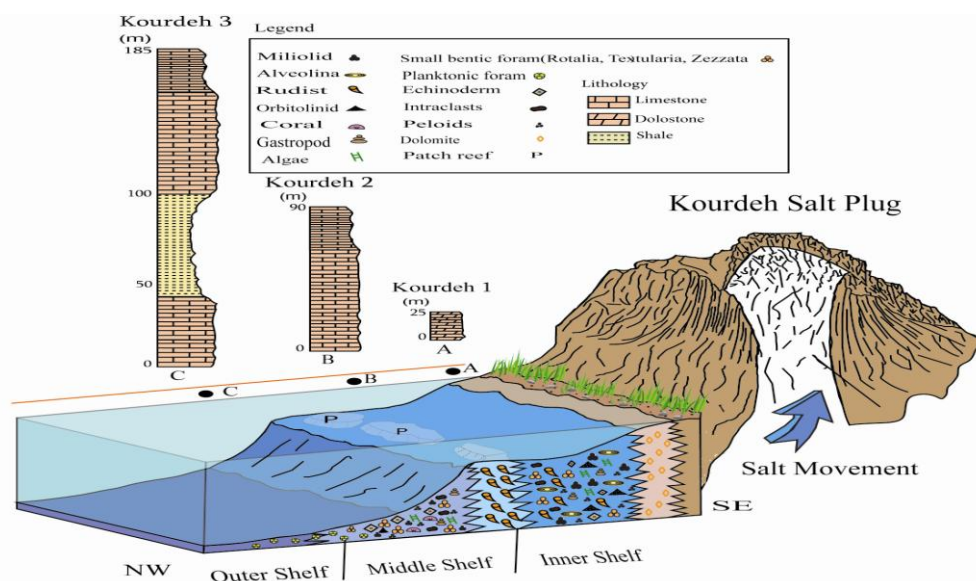
ضخامت افزایش می‌یابد (Aschoff & Giles, 2005). در منطقه مطالعه‌شده در برش نزدیک به گنبد نمکی فقط رخساره‌های محیط کم‌عمق و در فاصله دورتر، رخساره‌های محیط کم‌عمق و عمیق دریا تشکیل شده است و همچنین کاهش و ناپدیدشدگی رسوبات شیلی (در میان آهک‌های سازند سروک در برش K3) به سمت گنبد نمکی، کم‌عمق‌شدگی و تغییرات زیاد شیب حوضه را نشان می‌دهد. مطالعات مشابهی در خلیج مکزیک در رسوبات سازند Potrerillos به سن کرتاسه بالایی

نمک‌های هرمز، هسته دیابیرهای نمکی را تشکیل می‌دهند که در پایان پروتروزوئیک ته نشست یافته‌اند و بالآمدگی آن در زمان پالئوزوئیک پیشین صورت گرفته است (Perotti et al. 2016). آخرین فعالیت گنبد نمکی کورده براساس رخنمون‌های سطحی به زمان میوسن (Harrison 1930; Jahani et al, 2007) و پلیوسن - عهد حاضر مربوط است (حاجیان و همکاران ۱۳۸۹). بر اثر حرکت و بالآمدگی گنبد نمکی کورده در زمان سنوماین، رسوبات سازند سروک در محیطی با شیب بیشتر (محیط شلف کربناته) تشکیل شده‌اند که با تأثیر این بالآمدگی، تغییرات ضخامتی (کاهش ضخامت) و رخساره‌ای (تشکیل و تبدیل رخساره‌های عمیق به کم‌عمق به سمت گنبد نمکی) صورت گرفته است. باید توجه داشت که نبود رسوب‌گذاری در سنوماین ممکن است نشان‌دهنده این مطلب باشد که به‌طور محلی با بالآمدن نمک در ارتباط است. گفتنی است بالآمدن نمک به دلیل خاصیت پلاستیکی آن است که محیط کم‌عمق را در محدوده گنبد و عمیق را دورتر از آن ایجاد می‌کند. همچنین تأثیر کاهش عمق بر سیالات محبوس در خلل و فرج رسوبات مؤثر است و فرایندهای دیاژنزی را کنترل می‌کند.

- پالئوژن و سازند Carroza به سن ائوسن در نزدیکی دیابیر El Papalote در حوضه La Papa انجام شده است که تغییرات رخساره‌ای به‌طور محلی از گنبد نمکی به سمت حوضه از رخساره‌های کم‌عمق تا عمیق است؛ به‌طوری‌که در فاصله دورتر از گنبد نمکی، رخساره حوضه عمیق و به سمت گنبد نمکی، رخساره‌های کم‌عمق تشکیل می‌شوند (Giles & Lawton 2002; Andrie et al. 2012). هرچند ممکن است براساس تغییرات رخساره‌ای یک رمپ کربناته را نشان دهد، با یک نگاه ناحیه‌ای و تغییرات رخساره‌ای و تغییر ضخامت‌های بزرگ مقیاس متوجه می‌شویم که تنوع محیطی در تشکیل سازند سروک بسیار زیاد بوده است که از حالت رمپ کربناته در بعضی از نقاط حوضه زاگرس تا پلاتفرم کربناته از نوع شلف به‌طور محلی مربوط به بالآمدگی گنبد نمکی (ناحیه کورده) در تغییر بوده است. پس سازند سروک به‌طور محلی و بر اثر پدیده بالآمدگی گنبد نمکی در ناحیه کورده در محیط شلف کربناته نهشته شده است (شکل ۸) که به شرایط تشکیل رسوبات در زمان کرتاسه بالایی - پالئوژن در نزدیکی دیابیر El Papalote در خلیج مکزیک شباهت زیادی دارد (Giles & Lawton 2002; Kernen et al. 2012).



شکل ۷- تغییرات ضخامت و رخساره‌ای در سه برش برداشت‌شده در نزدیکی گنبد نمکی - رسوبات کربناته سازند سروک کاهش ضخامت (A) Kourdeh 1 (25 m)، (B) Kourdeh 2 (90 m) و (C) Kourdeh 3 (185 m) به سمت گنبد نمکی را نشان می‌دهد.



شکل ۸- مدل رسوبی پیشنهادی برای سازند سروک در تاق‌دیس کورده (فارس، زاگرس).

دیاژنز

فرامینیفرهای بتتیک و در حاشیه رودیست‌ها و در برش نزدیک، بیشتر فرامینیفرهای بتتیک و کمتر رودیست‌ها تحت تأثیر این فرایند قرار گرفته‌اند.

نئومورفیسم

در نمونه‌های مطالعه‌شده، نئومورفیسم تشکیل‌شده از نوع افزایشی است که بیشتر در رخساره‌های وکستون - پکستون - گرینستونی و تبدیل میکرایت به اسپار و درشت‌شدگی اندازه بلورهای اسپار دیده می‌شود. این فرایند بر اجزای اسکلتی با ترکیب ناپایدار مانند پوسته‌های دوکفه‌ای و گاستروپود تأثیرگذار است. در این فرایند، بلورهای اولیه پوسته به بلورهای درشت کلسیت تبدیل شده است (شکل B ۹) و همچنین تبدیل میکرایت به کلسیت و درشت بلور در بعضی مقاطع دیده می‌شود. با دور شدن از گنبد نمکی، نئومورفیسم کاهش می‌یابد. در برش‌های دورتر به صورت کلسیتی شدن پوسته‌های فسیلی و در برش نزدیک‌تر به صورت تبدیل میکرایت به اسپار در رخساره پکستون - گرینستون دیده می‌شود.

از جمله فرایندهای دیاژنزی مشاهده‌شده در سازند سروک، میکریتی شدن، نئومورفیسم، انحلال، فشردگی (فیزیکی و شیمیایی)، شکستگی و پرشدگی، جانیشینی (سیلیسی شدن، دولومیتی شدن، هماتییتی شدن و پیریتی شدن)، سیمانی شدن (بلوکی، موزائیک دروزی، رورشدی هم‌محور و حاشیه‌ای هم‌ضخامت) را شامل می‌شود.

میکریتی شدن

در برش‌های مطالعه‌شده، میکریتی شدن (شکل A ۹) بیشتر در رخساره‌های لاگونی و گرینستونی به خصوص در فرامینیفرهای بتتیک یا در حاشیه اجزای اسکلتی مانند پوسته‌های دوکفه‌ای دیده می‌شود. این فرایند بر رودیست‌ها و فرامینیفرهای بتتیک مانند میلیولیدها، تکستولاریا و اربیتولین را تأثیر گذاشته است؛ به گونه‌ای که در بعضی جاها میکریتی شدن، پلوئیدی شدن آنها را موجب شده است. میکریتی شدن در برش‌های نزدیک به گنبد نمکی نسبت به برش‌های دورتر کاهش یافته است؛ به گونه‌ای که در برش‌های دورتر از گنبد‌های نمکی، بیشتر

انحلال

در برش‌های مطالعه‌شده، انحلال قالبی بایوکلست‌ها (رودیست و فرامینفرهای بنتیک مانند آلوتولینا، میلیولیده، تکستولاریا) و در بعضی موارد پرشدگی با سیمان کلسیتی، انحلال در بین دانه‌ها و در امتداد شکستگی‌ها به صورت کانالی صورت گرفته که در بعضی موارد با کلسیت هم‌بعد و دروزی پر شده است (شکل C ۹). در برش دورتر از گنبد نمکی، انحلال‌های کانالی در امتداد شکستگی‌ها، انحلال اجزای بایوکلستی مانند آلوتولینا، رودیست و انحلال قالبی و حفره‌ای صورت گرفته است؛ ولی در برش نزدیک‌تر، میزان انحلال کاهش یافته است و به صورت انحلال اجزای بایوکلستی، حفره‌ای و در امتداد شکستگی‌ها دیده می‌شود.

فشردگی

فشردگی فیزیکی

شواهد این فشردگی در نمونه‌های مطالعه‌شده به صورت آرایش نزدیک دانه‌ها در بایوکلست‌های فرامینفرهای بنتیک و شکستگی در بایوکلست‌هایی مانند رودیست‌ها و آلوتولینا دیده می‌شود که در بعضی جاها این شکستگی‌ها با سیمان کلسیتی پر شده است که در پکستون و رودستون‌های سازند سروک مشاهده می‌شود (شکل‌های E, D ۹). برش نزدیک به گنبد نمکی در مقایسه با برش دورتر، فشردگی فیزیکی بیشتر صورت گرفته است که این فشردگی بیشتر به صورت شکستگی اجزای اسکلتی و جهت‌دار شدن رودیست‌ها دیده می‌شود.

فشردگی شیمیایی

در نمونه‌های مطالعه‌شده از سازند سروک، استیلولیتی شدن در رخساره پکستون / وکستون دیده می‌شود (شکل F ۹).

شکستگی و پرشدگی

در بیشتر نمونه‌های مطالعه‌شده، شکستگی‌ها و رگه‌ها با کلسیت هم‌بعد، دروزی و در بعضی موارد با دولومیت‌های رومبوهدر پر شده‌اند (شکل A ۱۰). بعضی از شکستگی‌ها در مقیاس بزرگ و بعضی در مقیاس کوچک به صورت رگه‌های نازک وجود دارند. شکستگی‌ها بیشتر در رخساره‌های وکستون، پکستون و رودستون دیده می‌شوند. به‌طور کلی دو نوع شکستگی شناسایی شد که شکستگی‌های نسل اول در شرایط تدفینی کم‌عمق به صورت رگه‌های پر شده با کلسیت قطع‌کردن فسیل‌ها شناخته شده‌اند و شکستگی نسل دوم در شرایط تدفینی عمیق و پرشدگی بر اثر بال‌آمدگی صورت گرفته است که با قطع‌شدگی وسیع زمینه سنگ و تمام فرایندهای دیاژنزی مشخص می‌شود. شکستگی و پرشدگی در برش K3 بیشتر به صورت انحلال‌یافته یا پر شده با سیمان کلسیتی (هم‌بعد و دروزی) دیده می‌شود؛ ولی در برش K2 این شکستگی‌ها با سیمان (کلسیت و دولومیت) پر شده‌اند.

جانیشینی

سیلیسی شدن

سیلیسی شدن در سازند سروک در برش‌های دورتر از گنبد دیده نشده است و تنها در نزدیک‌ترین برش به گنبد نمکی دیده می‌شود؛ به طوری که سیلیسی شدن فقط بر فضای خالی تأثیرگذار است (شکل B ۱۰). منشأ سیلیس برای سیلیسی شدن در نزدیکی گنبد نمکی ممکن است حاصل از سیالات هیدروترمال داغ باشد که در این صورت با دیاژنز عمیق همراه است (حاجیان و همکاران ۱۳۸۹).

دولومیتی شدن

دولومیت‌های مشاهده‌شده در سازند سروک به صورت ریزبلور در رخساره گل پشتیان به صورت پراکنده در زمینه گلی هستند که جانشین گل آهکی می‌شوند و در بعضی موارد دولومیت‌ها در پوسته‌های فسیلی مانند مرجان جانشین

اطراف بعضی اجزای کلسیتی در امتداد شکستگی‌های پر شده با سیمان کلسیتی در حاشیه بلورهای دولومیت و در داخل اجزای بایوکلسیتی دیده می‌شود (شکل D ۱۰). هماتیتی شدن با نزدیک شدن به گنبد نمکی افزایش می‌یابد.

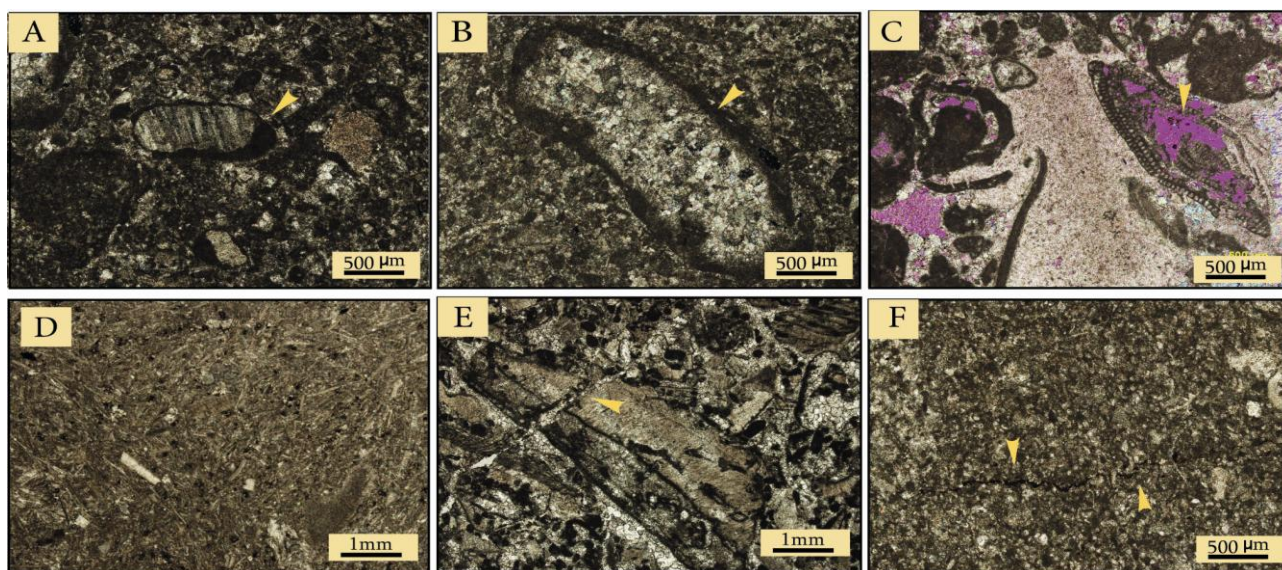
پیریتی شدن

در نمونه‌های مطالعه شده سازند سروک، پیریت‌ها به صورت کوبیک جانشین شده در گل آهکی، استیلولیت‌ها، تخلخل‌های حفره‌ای و همراه با سیمان‌های کلسیتی پرکننده حفرات و در پوسته‌های فسیلی حل شده دیده می‌شوند (شکل E ۱۰). پیریتی شدن به سمت گنبد نمکی کاهش یافته است.

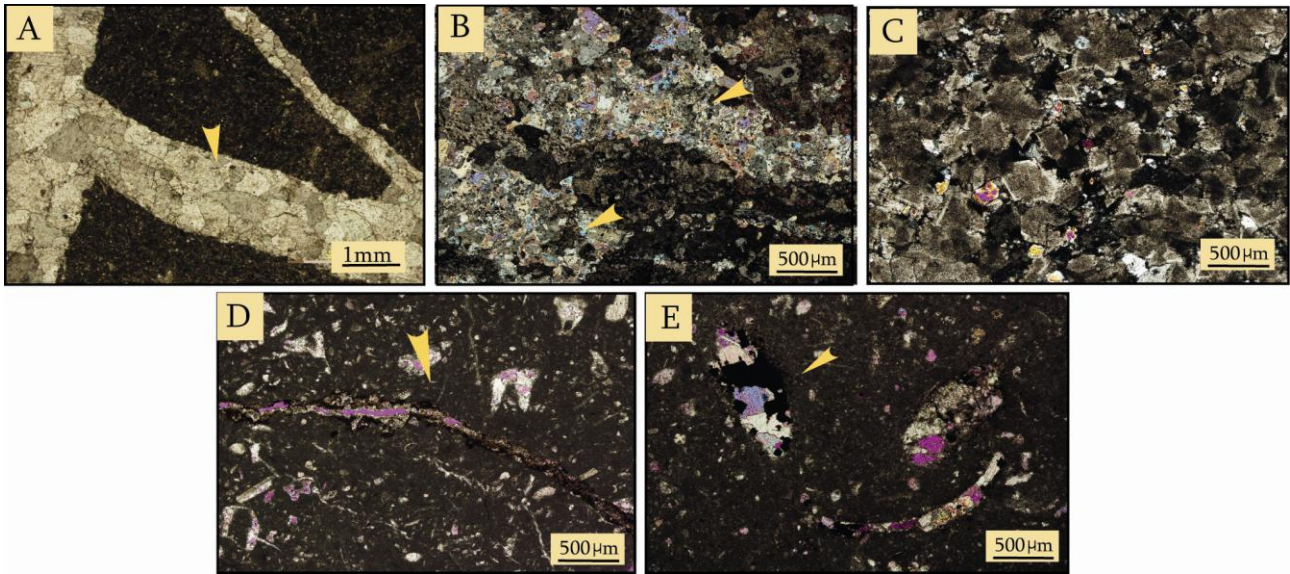
شده‌اند. دولومیتی شدن بر مرجان‌ها در برش دورتر از گنبد تأثیرگذار نیست؛ ولی در نزدیک‌ترین برش به گنبد نمکی، دولومیتی شده‌اند. دولومیت‌های درشت بلور (به صورت ثانویه) و شکل‌دار در برش نزدیک به گنبد نمکی دیده می‌شوند (شکل C ۱۰). پدیده دیاژنزی سیلیسی شدن و دولومیتی شدن بیشتر به منطقه تأثیر گنبد نمکی محدود می‌شود (Garcia-Garmilla and Elorza 1996). به نظر می‌رسد سیالات خارج شده از گنبد نمکی بر دولومیتی شدن و تبلور مجدد بلورهای دولومیت تأثیر گذاشته است.

هماتیتی شدن

این فرایند در سازند سروک به صورت پراکنده در زمینه در



شکل ۹- فرایندهای دیاژنزی سازند سروک (A میکریتی شدن حاشیه رودیست (با فلش در شکل نشان داده شده است) - B XPL) نئومورفیسم ایجاد شده در پوسته فسیلی - C XPL) انحلال آلوتولینا - D XPL) فشردگی خرده‌های رودیستی و جهت دار شدن آنها - E XPL) شکستگی رودیست و پرشدگی آن با سیمان کلسیتی - F XPL) استیلولیتی شدن در رخساره پکستون - XPL.



شکل ۱۰- فرایندهای دیاژنزی سازند سروک (A) شکستگی و پرشدگی آن با سیمان کلسیت هم‌بعد (B XPL - سیلیسی شدن در برش نزدیک به گنبد نمکی کورده - C XPL) تشکیل دولومیت‌های ثانویه در برش نزدیک به گنبد نمکی (D PPI - هماتی‌شدن در حاشیه شکستگی‌های انحلال‌یافته XPL) پیریتی‌شدن در حاشیه حفرات و پوسته‌های پرشده با سیمان کلسیتی XPL.

سیمانی شدن (وکستون، پکستونی و گرینستونی) به صورت پرکننده فضای بین آلوکم‌ها و حفرات یا به صورت پرکننده حفرات در اثر انحلال بایوکلسیت‌ها و پرشدگی آنها با سیمان دیده می‌شود. در بعضی نمونه‌ها در رنگ آمیزی با محلول آلیزارین فروسیانید پتاسیم به رنگ قرمز دیده می‌شوند که نشان‌دهنده نبود آهن در آنها است. این سیمان به صورت فابریک پویکیلو تاپیک نیز دیده می‌شود. اندازه این بلورها ممکن است به چندین میلی‌متر و بیشتر برسد. این سیمان به مقدار کمی در رخساره‌ها وجود داشته و در رخساره پکستون - گرینستونی دیده شده است که چند فرامینفر بنتیک را دربرگرفته‌اند (شکل‌های A, B ۱۱).

سیمان موزائیک دروزی

در نمونه‌های مطالعه شده، سیمان دروزی در شکستگی‌ها و حفرات انحلال‌یافته وجود دارد. درشت‌شوندگی بلورهای کلسیت به طرف مرکز حفره و شکستگی با مرزهای بین

سیمانی شدن

مهم‌ترین سیمان‌های تشکیل شده در سازند سروک، سیمان بلوکی، سیمان هم‌بعد، کلسیت دروزی، سیمان هم‌ضخامت و سیمان پرکننده شکستگی‌ها و رگه‌ها را شامل می‌شود. در حالت کلی سیمانی شدن به سمت گنبد نمکی افزایش یافته است. در برش دورتر از گنبد نمکی، سیمان موجود (بلوکی، هم‌بعد و دروزی) پرکننده شکستگی همراه با انحلال است؛ ولی در برش دور از گنبد نمکی، سیمان پرکننده با انحلال کمتری همراه است. در برش نزدیک به گنبد نمکی، بیشتر حفرات انحلال‌یافته با سیمان کلسیتی هم‌بعد یا بلوکی پر شده‌اند؛ ولی در برش دور، بیشتر حفرات انحلال‌یافته سیمانی نشده‌اند.

سیمان کلسیتی

سیمان بلوکی

این سیمان در سازند سروک، بیشتر در رخساره‌های کم‌عمق

کریستالی مشخص دیده می‌شود (شکل C ۱۱).

سیمان رو رشدی هم‌محور

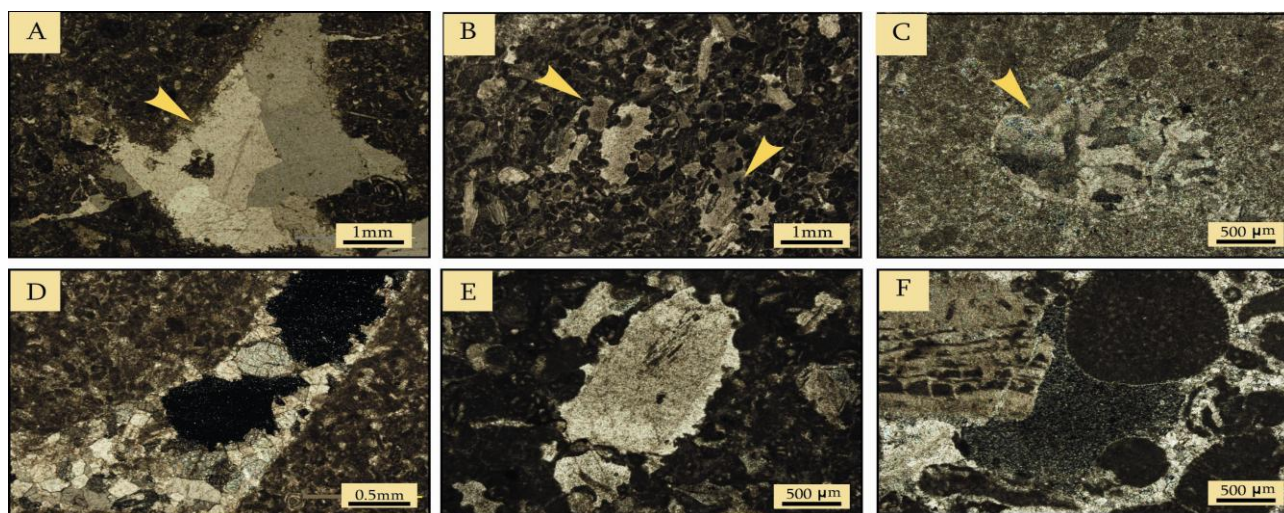
در نمونه‌های مطالعه‌شده سازند سروک این سیمان در اطراف خرده‌های اکتینودرم در ریزرخساره‌های پکستون - گرینستون در محیط‌های کم‌عمق شلف داخلی تشکیل شده است (شکل E ۱۱).

سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت

در نمونه‌های مطالعه‌شده، سیمان هم‌ضخامت در رخساره‌های گرینستونی تشکیل شده است. این سیمان معمولاً به صورت سوزنی و رشته‌ای در اطراف بایوکلست‌ها و به مقدار اندک در سازند سروک دیده می‌شود (شکل F ۱۱).

سیمان موزائیک هم‌بعد

در نمونه‌های مطالعه‌شده از سازند سروک، بلورهای این نوع سیمان شکل هندسی خاصی ندارند و اندازه بلورهای آن تقریباً مساوی است. این سیمان در داخل فضای بین دانه، شکستگی‌ها، حفرات و پوسته‌های فسیلی انحلال‌یافته پر شده‌اند. در رخساره‌های وکستون و پکستون بیشتر به صورت پرکننده شکستگی‌ها (شکل D ۱۱)، پوسته‌های فسیلی انحلال‌یافته، حفرات و در رخساره‌های گرینستونی به صورت پرکننده بین فضای بایوکلست‌ها دیده می‌شوند.



شکل ۱۱- فرایندهای دیاژنزی سازند سروک (A) سیمان بلوکی پرکننده حفره - (B XPL) تشکیل فابریک پوبیکلوتاپیک که فرامینفرهای بنتیک را دربرگرفته است (با فلش نشان داده شده است) - (C XPL) سیمان دروزی که اندازه بلورها به سمت مرکز درشت شده‌اند - (D XPL) پرشدگی شکستگی با سیمان کلسیت هم‌بعد - (E XPL) تشکیل سیمان رورشدی هم‌محور در اطراف اکتینودرم - (F XPL) تشکیل سیمان حاشیه هم‌ضخامت در اطراف بایوکلست‌ها در ریزرخساره گرینستون - XPL.

توالی پاراژنتیکی

فرایندهای دیاژنزی شناسایی‌شده در سنگ‌های کربناته سازند سروک و بررسی ارتباط زمان نسبی عملکرد آنها نشان می‌دهد این فرایندها در سه مرحله ائوزنز (محیط دیاژنز دریایی و متئوریک)، مزوئنز (محیط تدفینی کم‌عمق و عمیق) و تلوئنز (بالاآمدگی و متئوریک) دیده می‌شوند (شکل ۱۲).

ائوزنز: واکنش مجموعه رسوبی با آب‌های منفذی در عمق تخمینی کمتر از ۲ کیلومتر و دمای کمتر از ۷۰ درجه سانتی‌گراد و تحت تأثیر سیستم رسوبی ائوزنز نامیده می‌شود. از فرایندهای دیاژنزی در مرحله اول میکریتی‌شدن، سیمانی‌شدن (ایزوپکوس - رورشدی)، فشردگی فیزیکی، میکریتی‌شدن و پیریتی‌شدن در محیط دیاژنزی دریایی صورت می‌گیرد. در دیاژنز محیط

(هم‌بعد و دروزی) دیده می‌شود؛ ولی در برش K2 این شکستگی‌ها با سیمان (کلسیت و دولومیت) پر شده‌اند. انحلال‌های ایجادشده مانند انحلال قالبی بایوکلست‌ها، حفره‌ای، کانالی و سیمانی‌شدن (بلوکی، هم‌بعد و دروزی) در برش K2 نسبت به K3 کاهش یافته است. در بالای این ناپیوستگی با نزدیک‌شدن به گنبد نمکی در برش K2 نسبت به K3، انحلال، دولومیتی‌شدن و هماتی‌شدن (در امتداد شکستگی) افزایش و سیمانی‌شدن (بلوکی) کاهش یافته است. در برش نزدیک به گنبد، حالت فشردگی شیمیایی همراه با سیمان هماتیت در ریزرخساره دولومیتی‌شده (متوسط بلور) دیده می‌شود؛ ولی در برش دور از گنبد، دولومیت‌های متوسط بلور به‌صورت پراکنده در زمینه گلی قرار گرفته است. در برش K1 (نزدیک‌ترین برش به گنبد نمکی) سیلیسی‌شدن و دولومیتی‌شدن (درشت بلور) دیده می‌شود. تغییرات فرایندهای دیاژنزی در برش‌ها با نزدیک‌شدن به گنبد نمکی ممکن است با بالآمدگی نمک و تأثیر سیالات غنی از منیزیم، شور و گرم حاصل از گنبد‌های نمکی در ارتباط باشد و همچنین این تغییرات در اطراف گنبد نمکی نشان‌دهنده نفوذ مایعات در مجاورت گنبد و تأثیرات حرارت بالا در ارتباط با ساختار نمک (به‌دلیل هدایت رسانایی بالای نمک بر رسوبات اطراف) و سیالات داغ حاصل از گنبد‌های نمکی است.

نتیجه

سازند سروک در منطقه تاقدیس کورده (ناحیه فارس) از ۱۰ ریزرخساره تشکیل شده که در محیط‌های شلف داخلی، میانی و خارجی نهشته شده است. به‌دلیل شیب زیاد رسوبات، اختلاف ضخامت موجود بین سه برش برداشت‌شده، کاهش رسوبات شیلی با نزدیک‌شدن به گنبد نمکی، کم‌عمق‌شدگی محیط و تغییر رخساره‌های عمیق به رخساره‌های مناطق کم‌عمق با نزدیک‌شدن به گنبد نمکی محیط رسوبی آن از نوع شلف کربناته است. در منطقه، فرایندهای دیاژنزی

متئوریک، بعضی فرایندهای دیاژنزی مثل سیمانی‌شدن (رورشدی، هم‌بعد، بلوکی)، فشردگی فیزیکی، هماتی‌شدن و نئوموفیسم دیده می‌شود (Heidari et al. 2014). انحلال‌های به‌صورت قالبی، حفره‌ای و بین دانه‌ای مشاهده‌شده به مرحله دیاژنز اولیه مربوط است.

مژوژنز: این مرحله از دیاژنز به دنبال افزایش عمق دفن رسوبات (عمق دفن بیشتر از ۲ کیلومتر) و افزایش فشار و دما (بیش از ۷۰ درجه سانتی‌گراد) صورت می‌گیرد (Morad et al. 2000). از فرایندهای دیاژنزی صورت گرفته در این مرحله به فشردگی مکانیکی و شیمیایی، نئوموفیسم، تشکیل سیمان بلوکی، هم‌محور، سیمان پرکننده حجره‌های فسیلی، نسل اول شکستگی‌ها، شکستگی برخی از اجزای فسیلی (مانند اربیتولین و رودیست)، فشردگی شیمیایی یا انحلال فشاری (تشکیل استیلولیت‌ها)، پیریتی‌شدن، سیلیسی‌شدن، دولومیتی‌شدن اشاره می‌شود.

تلوژنز: مرحله تلوژنز آخرین مرحله دیاژنز بوده است و در این مرحله از دیاژنز، فرایند شکستگی و ایجاد رگه در حین بالآمدگی صورت می‌گیرد (Heidari et al. 2014). شکستگی‌ها بر اثر بالآمدگی، انحلال سیمان‌های کلسیتی، تخلخل‌های ایجادشده در شکستگی‌ها در اثر نفوذ آب‌های متئوریک و فرایند سیلیسی‌شدن صورت گرفته است.

این سازند به‌دلیل وجود ناپیوستگی فرسایشی میان سازند سروک در برش‌های k2 و K3 (شکل ۲) به دو بخش زیر سطح ناپیوستگی (Unit1) و بالای سطح ناپیوستگی (Unit2) تقسیم شده است. در دو برش K2 و K3، زیر سطح ناپیوستگی را سنگ آهک ضخیم لایه و بالای سطح ناپیوستگی را سنگ آهک نازک لایه تشکیل داده است. فرایندهای دیاژنزی مؤثر در زیر و بالای سطح ناپیوستگی در دو برش به‌سمت گنبد نمکی تغییر می‌کند. در زیر سطح ناپیوستگی، فرایندهای دیاژنزی فشردگی و شکستگی بایوکلست‌هایی مانند رودیست، اربیتولین، اینتراکلت و آلئولینا افزایش یافته است. شکستگی و پرشدگی در برش K3 بیشتر به‌صورت انحلال‌یافته یا پرشده با سیمان کلسیتی

هم‌بعد، رورشدی هم‌محور و حاشیه‌ای هم‌ضخامت) را شامل می‌شود. شکستگی بایوکلست‌ها، کاهش انحلال، افزایش فشردگی، دولومیتی‌شدن، سیلیسی‌شدن با نزدیک‌شدن به گنبد نمکی بیشتر شده است.

تأثیرگذاشته، میکریتی‌شدن، نئومورفیسم، انحلال، فشردگی (فیزیکی و شیمیایی)، شکستگی، فرایندهای جانیشینی (سیلیسی‌شدن، دولومیتی‌شدن، هماتیتی‌شدن و پیریتی‌شدن) و فرایند سیمانی‌شدن (سیمان هم‌بعد، دروزی، پویکلو تاپیک،

Diagenetic Time		Early Eogenesis		Middle Mesogenesis		Late Telogenesis
Diagenetic Environments →		Marine	Meteoritic	Burial		Uplift Meteoritic
Diagenetic Processes ↓				Shallow	Deep	
Micritization		—————				
Compaction	Chemical			—————	
	Physical	—————	—————	—————
Hematization			—————			
Pyritization		—————		—————	
Neomorphism			—————	—————	—————	
Dolomitization		—————	—————	—————	—————
Calcite Cement	Isopachous	—————				
	Overgrowth	—————				
	Equant		—————	—————	—————	
	Blocky		—————	—————	—————	
	Darusy		—————	—————	—————	
Hematite Cement		—————	—————			
Dissolution		—————	—————
Silicification					—————
Fractures & Veins				—————

شکل ۱۲- توالی پاراژنتیکی پیشنهادی برای سازند سروک در تاق‌دیس کورده. خطوط ممتد نشان‌دهنده عملکرد فرایند و خطوط منقطع نشان‌دهنده احتمال عملکرد فرایند است.

به شماره ۳/۳۸۴۷۷ و نیز از داوران محترم این مقاله برای توجهشان تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

تشکر و قدردانی

از گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد و مدیریت اکتشاف نفت برای فراهم کردن امکانات موردنیاز و از معاونت پژوهشی دانشگاه فردوسی به‌دلیل حمایت مالی طرح پژوهشی

- rocks. American Association of Petroleum Geologists: 108 – 121.
- Ehrenberg S.N. Aqrabi A.A.M and Nadeau P.H. 2008. An overview of reservoir quality in producing Cretaceous strata of the Middle East. *Petroleum Geoscience*, 14: 307-318.
- Embry A. F and Klovan, J.E. 1972. A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT. *Canadian Petroleum Geology Bulletin*, 19: 730-781.
- Flugel E. 2010. *Microfacies of carbonate rock, analysis interpretation and application*. Berlin-Heidelberg, New York, Springer, 976 p.
- Garcia-Garmilla. F. and Elorza. J. 1996. Dolomitization and Synsedimentary salt tectonics: the upper Cretaceous Cueva Formation at El Ribero, Northern Spain. *Geological Magazine*, 133(6): 721-737.
- Ghabeishavi A. Vaziri-Moghadam 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*, 37(3): 275-285.
- Giles K. A. and Lawton, T.F. 2002. Halokinetic sequence stratigraphy adjacent to the El Papalote diapire, northeastern Mexico. *AAPG Bulletin*. 85(5): 823-840.
- Giles. K. A. Rowan. M. G. 2012. Concepts in halokinetic-sequence deformation and stratigraphy, In: G. I. Aslop, S. G. Archor, A. J. Hartley and N. T. Grant (Eds.), *Salt Tectonics, Sediments and Prospectivity*. Geological Society, London, Special Publication, 363: 7-31.
- Hajikazemi H. Al-Aasm I. S and Coniglio M. 2012. Chemostratigraphy of Cenomanian-Turonian Carbonates of the Sarvak Formation, Southern Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 35(2):187-206.
- Harrison J.V. 1930. The geology of some salt plugs in Laristan (Southern Persia). *Quarterly Journal of the Geological Society*, 86: 463-522.
- Heidari A. Gonzalez, L.A. Mahboubi A. and Moussavi-Harami R. 2014. Diagenetic Model of Carbonate Rocks of Guri Member of Mishan Formation (Lower to Middle Miocene) SE Zagros Basin, Iran. *Geological Society of India*, 84: 87-104.
- Jahani S. Callot J. P. Letouzey J. and Lamotte D.F.D. 2009. The eastern termination of the Zagros Fold- and-Thrust Belt, Iran: Structures, evolution, and relationships between salt plugs, folding, and faulting. *Tectonics*, 28: 22.
- Jahani S. Callot J. P. Frizon de Lamotte D. Letouzey J. Leturmy P. 2007. The salt diapirs of the eastern Fars Province (Zagros, Iran): A brief
- حاجیان م. فرزانه ف. باقری ج. طایفه م. خالقی م. ۱۳۸۹.
- چینه‌نگاری و ژئوشیمی توالی‌های رسوبی رخنمون یافته در گنبد‌های نمکی نواحی فارس و هرمزگان (بخش اول جلد اول): گزارشات مدیریت اکتشاف نفت. ۳۲۷.
- حسن‌پور ج. ۱۳۹۲. ارتباط ساختاری دیابیرهای نمکی سلامتی، سیاه سرخ و دادنجان با گسل کره بس و چین‌های همجوار (جنوب باختری شیراز). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ۲۲۵.
- Aghaei A. Mahboubi A. Moussavi- Harami R. Nadjafi M. and Chakrapani G.J. 2014. Carbonate Diagenesis of the upper Jurassic succession in the west of Binalud- Eastern Alborz (NE Iran). *Journal Geological society of India*, 83: 311-328.
- Aghaei A. Mahboubi A. Moussavi-Harami R. Heubeck C. and Nadjafi M. 2012. Facies analysis and sequence stratigraphy of an Upper Jurassic carbonate ramp in the Eastern Alborz range and Binalud Mountains, NE Iran. *Facies*, 27p.
- Andrie J. R. Giles K.A. Lawton, T. F. Rowan, M. G. 2012. Halokinetic-sequence stratigraphy, fluvial sedimentology and structural geometry of the Eocene Carraza Formation along Lapopa Salt well, Lapopa Basin, Mexico: In: G. I. Aslop, S. G. Archor, A. J. Hartley and N. T. Grant (Ed.), *Salt Tectonics, Sediments and Prospectivity*. Geological Society, London, Special Publication, 363: 59-79.
- Asadimehmandosti E. Adabi M.H. and Wood A.D. 2013. Microfacies and geochemistry of the Middle Cretaceous Sarvak Formation in Zagros Basin Izeh Zone, SW Iran. *Sedimentary Geology*, 293: 9-20.
- Aschoff J. L. and Giles K. A. 2005. Salt diapir-influenced, shallow-marine sediment dispersal patterns: Insights from outcrop analogs. *AAPG Bulletin*, 84(4): 447-469.
- Assadi A. Honarmand J. Moallemi, S.A and Abdollahie-Fard, I. 2016. Depositional environments and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation in an oil field in the Abadan Plain, Sw Iran. *Facies*, 62: 22 p.
- Dunham R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in W.E. Ham (Ed.), *Classification of carbonate*

- succession, Palaeoenvironmental change, and depositional sequences of Barremian-Aptian shallow-water carbonates in Northern Oman. *Sedimentology*, 49: 555-581.
- Player R. A. 1969. Salt diapirs study, National Iranian Oil Company, Exploration Division, Report No. 1146. (unpublished).
- Rahimpour-Bonab H. Mehrabi H. Navidtalab A. Omidvar M. Enayati-Bidgoli A. H. Sonei R. Sajjadi F. Amiri-Bakhtyari H. Arzani N. and Izadi-Mazidi E. 2013. Palaeo-Exposure surfaces in Cenomanian-Santonian Carbonate reservoirs in the Dezful Embayment, SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 36(4): 335-362.
- Razin, P. Taati F. Van Buchem F. S. P. 2010. Sequence stratigraphy of Cenomanian-Turonian Carbonate platform margins (Sarvak Formation) in the High Zagros, SW Iran: an outcrop reference model for the Arabian Plate. *Geological Society, London, Special Publications*, 329: 187-218.
- Schulze. F. Kuss. J. and Morzouk. A. 2005. Platform configuration, microfacies and cyclicities of the upper Albian to Turonian of West-Central Jordan. *Facies*, 50: 505-527.
- Setudehnia A. 1978. The Mesozoic sequence in South-West Iran and Adjacent Areas: *Journal of Petroleum Geology*, 1: 3-42.
- Sherkati Sh. and Letouzey J. 2004. Variation of structural style and basin evolution in the Central Zagros (Izeh Zone and Dezful Embayment), Iran: *Marine and Petroleum Geology*, 21: 535-554.
- Soleimani Asl Sh. and Aleali M. 2016. Microfacies patterns and depositional environments of the Sarvak Formation in the Abadan Plain, Southwest of Zagros, Iran. *Scientific Research Publishing*, 6(3): 201-209.
- Tucker M.E. and Wright V.P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. Black-Well, Oxford: 482 p.
- Vincent B. Van Buchem F. S. P. Bulot L. G. Jalali M. Swennen R. Hosseini A. S. and Baghbani D. 2015. Depositional sequences, diagenesis and structural control of the Albian to Turonian carbonate platform systems in Coastal Fars (SW Iran). *Marine and Petroleum Geology*, 63: 64-67.
- Wilson. J. L. 1975. *Carbonate facies in geologic history*. Springer Verlag, Newyork: 439 p.
- outline of their past and present. Springer Berlin Heidelberg, 289-308.
- James G. A. and Wynd J. G. 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *Am. Ass. Petroleum Geology*, 49: 2182-2245.
- Kernen R. A. Giles K. A. Rowan M. G. Lawton T. F. and Hearon T. E. 2012. Depositinal and halokinetic-sequence stratigraphy of the Neoproterozoic Wonoka Formation adjacent to Patawarta allochthonous salt sheet, Central Finders Ranges, South Australia. *Geological Society, London, Special Publication*, 363: 81-105.
- Mehrabi H. Rahimpour-Bonab H. Hajikazemi E. and Jamalain A. 2015. Controls on depositional facies in upper Cretaceous carbonate reservoirs in the Zagros area and the Persian Gulf, Iran. *Facies*, 61: 24p.
- Morad S. Ketzer J. M. and De Ros L. F. 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*, 47(1): 95-120.
- Palma R. Lopez-gomez J. And Piethe, R. 2007. oxfordian ramp system (La Manga Formation) in the Baradas Blancas area (Mendoza Province) Neaquen Basin, Argentina. *Facies and depositional sequences Sedimentary Geology*, 195: 113 -134.
- Perotti C. Chiariotti L. Bresciani I. Cattaneo L. Toscani G. 2016. Evolution and timing of salt diapirism in the Iranian sector of the Persian Gulf. *Tectonophysics*, 679: 180-198.
- Piryaei A. Reijmer J. J. G. Borgomano J. and Van Buchem F. S. P. 2011. Late Cretaceous tectonic and sedimentary evolution of the Bandar Abbas Area, Fars Region, Southern Iran. *Journal Petroleum Geology*, 34: 157-180.
- Piryaei A. Reijmer J. J. G. Van Buchem F. S. P. Yazdi-Moghadam M. Sadouni J. and Danelian T. 2010. The influence of Late Cretaceous tectonic processes on sedimentation pattern along the Northeastern Arabian Plate Margin (Fars Province, Sw Iran). *Geological Society, London. Special Publications*, 330: 211-251.
- Pittet B. Van Buchem F. S. P. Hillgarther H. Razin. P. Grottsch J. and Droste H. 2002. Ecological