

تأثیر گنبد نمکی درمدان بر رخساره‌ها و دیاژنز نهشته‌های سنومانین – سانتونین (ناحیه فارس، زاگرس)

الیه موسوی‌زاده^۱، محمد خانه‌باد^{۱*}، اسداله محبوبی^۱، سید رضا موسوی حرمی^۱، علیرضا پیریایی^۲

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲- مدیریت اکتشاف، شرکت ملی نفت ایران، تهران، ایران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۸/۲/۱۸

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۸/۶/۸

چکیده

برای تحلیل حرکت نمک و تأثیرات زمانی و مکانی آن بر سیستم رسوبی دو برش در فواصل دور و نزدیک گنبدنمکی تاقدیس درمدان در شرق ناحیه فارس مطالعه شد. نهشته‌های سنومانین-سانتونین در این ناحیه، بخش بالایی سازند کژدمی، سازند سروک و بخش پایینی سازند گورپی است. ضخامت برش‌های مورد مطالعه در برش D1 (دور از گنبد) ۱۷۰ متر و در برش D2 (نزدیک گنبد) ۲۵۵ متر است. براساس آنالیز رخساره‌ای و خصوصیات سنگ شناختی ۸ ریز رخساره کربناته شناسایی شدند. آنالیز رخساره‌ها، شیب زیاد رسوبات و کم-عمق شدن رخساره‌ها به سمت گنبدنمکی نشان می‌دهد که رخساره‌ها در یک شلف کربناته نهشته شده‌اند. فرایندهای دیاژنزی در رسوبات میکریتی شدن، سیمانی شدن، گلاکونیتی شدن، نئومورفیسم، فشردگی، آشفستگی زیستی و انحلال است که با تغییراتی مانند شکل‌گیری سیمان‌های دولومیتی و انیدریتی و سیلیسی شدن، آهن‌دار شدن و دولومیتی شدن به سمت گنبدنمکی همراه است. این فرایندها در محیط‌های دریایی، متئوریک، تدفینی و بالآمدگی تشکیل شده‌اند. با انطباق بین برش‌های مورد مطالعه، شواهد متفاوتی در برش D2 نظیر ظهور اربیتولین، جلبک قرمز، آنکوئید، ذرات تبخیری، آذرین و آواری مشاهده شد. با توجه به شواهد می‌توان نتیجه گرفت که گنبدنمکی در زمان رسوبگذاری و پس از آن بر روی نهشته‌های سنومانین-سانتونین تأثیرات زیادی داشته است.

واژه‌های کلیدی: تاقدیس درمدان، دیاژنز، رخساره، فارس، گنبدنمکی.

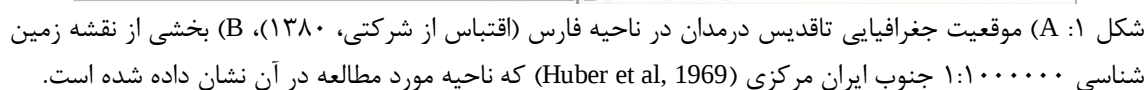
مقدمه

نیمه جنوب شرقی زاگرس و خلیج فارس علاوه بر تأثیرپذیری از تکتونیک ناحیه‌ای مربوط به بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در انتهای کرتاسه و ترشیاری و همچنین تأثیر گسل‌های پی‌سنگی، شاهد فعالیت‌های هالوکنتیکی نیز بوده است (جهانی، ۱۳۹۰). بازه زمانی کرتاسه پسین را می‌توان اوج حرکات نمکی در زاگرس در نظر گرفت. توده‌های نمکی ممکن است با هندسه‌های مختلف از جمله یک برآمدگی ملایم، به صورت دیواره نمکی، به صورت یک برجستگی نمکی زیرسطحی و توده‌های نمکی خارج شده از زیرزمین و با گسترش‌های متفاوت مشاهده گردند (Bosak et al, 1998). بیش از ۲۰۰ ساختار مرتبط با نمک در جنوب شرق زاگرس و خلیج فارس شناسایی شده است (Peters et al, 2003; Rahnama-Rad et al, 2011; Motamedi et al, 2009). در مورد ساختارهای نمکی زاگرس مطالعات متعددی انجام شده است. هریسون (Harrison, 1930, 1931) تأکید می‌کند که دیاپیرهای قدیمی در طی کرتاسه پسین ظهور پیدا کرده‌اند. همچنین برخی از آنها در دریای میوسن جزایری را ایجاد نموده‌اند. پلیر (Player, 1969) قدیمی‌ترین رخنمون فعالیت‌های نمکی را مربوط به دیاپیرها پیش از چین‌خوردگی زاگرس می‌داند. جهانی و همکاران (Jahani et al, 2009) با مطالعات دیاپیرهای نمکی به این نتیجه رسیدند که مدت اندکی پس از تشکیل نمک سری هرمز این نمک‌ها در زمان پالئوزوئیک پیشین به سمت بالا شروع به حرکت کرده‌اند. در این مطالعه نهشته‌های سنومانین - سانتونین در ناحیه فارس از توالی گروه بنگستان در تاقدیس درمدان با وسعت ۸۰ کیلومتر مربع و

روند NE-SW بررسی شده است تا تأثیرات ناحیه‌ای و محلی فعالیت گنبد‌های نمکی بر این نهشته‌ها بررسی گردد.

منطقه مورد مطالعه

پس از انجام بررسی‌های اولیه تعداد دو برش چین سنگی از بخش بالایی سازند کژدمی، سازند سروک و بخش پایینی سازند گورپی در تاقدیس درمدان (زاگرس، فارس) انتخاب و با فاصله تقریبی ۵۰۰ متر در فواصل دور و نزدیک گنبد نمکی اندازه‌گیری و ۱۶۰ نمونه برداشت شده است. نمونه‌برداری‌ها براساس تغییراتی مانند جنس، رنگ، ساخت و لایه‌بندی صورت گرفته است. به منظور شناسایی نوع کانی‌های کربناته (تشخیص کلسیت از دولومیت) تعدادی از نمونه‌ها توسط محلول آلیزارین قرمز مطابق روش دیکسون (Dickson, 1966) رنگ آمیزی شده است. در مطالعات پتروگرافی در هر برش درصد فراوانی اجزای اسکلتی و غیراسکلتی با استفاده از چارت‌های مقایسه‌ای تاکر (Tucker, 1991) و فلوگل (Flugel, 2010) محاسبه گردید. نام‌گذاری رخساره‌ها به روش دانهام (Danhum, 1962) و امبری و کلوان (Embry and Clovan, 1971) صورت گرفته است. اندیس تخریبی براساس روش کاروزی (Carrozi, 1989) انجام شده است. در این مطالعه مشاهدات صحرایی بر روی الگوهای لایه‌بندی و همچنین تغییرات جانبی و عمودی رخساره‌ها در مقیاس میکروسکوپی نقش تعیین کننده‌ای در شناسایی محیط‌های رسوبی داشته‌اند. منطقه مورد مطالعه در ناحیه فارس در حوضه زاگرس قرار دارد (شکل ۱).

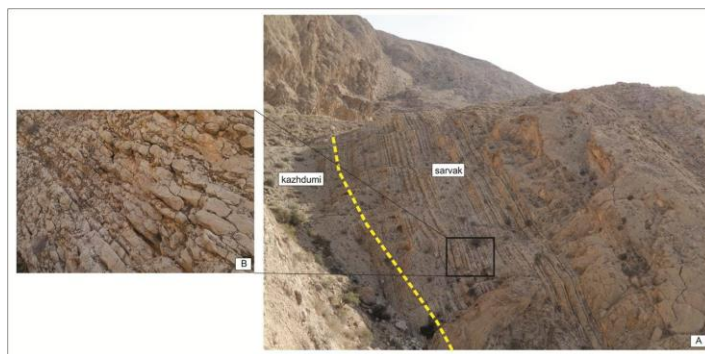


دریایی هستند. در سنوزوئیک نیز تغییرات ناحیه-ای از رخساره‌های دریای باز به محیط قاره‌ای قابل مشاهده است (Berberian and King, 1981). نهشته‌های مورد مطالعه در برش‌های درمدان ۱ (دور از گنبد نمکی، Darmadan 1) و ۲ (نزدیک گنبد نمکی، Darmadan 2) شامل بخش بالایی سازند کژدمی، سازند سروک و بخش پایینی سازند گورپی است. ضخامت این نهشته‌ها در برش D1، ۱۷۰ متر و در برش D2، ۲۵۵ متر است. بخش بالایی سازند کژدمی در برش D1 از سنگ آهک‌های نازک لایه ندولار و موجی نخودی رنگ تشکیل شده است. مرز زیرین سازند سروک با کژدمی در این برش به صورت پیوسته و تدریجی است (شکل ۲). این سازند در برش D2 از سنگ آهک‌های آرزپلی نازک لایه با میان لایه‌های شیلی که به سمت انتهای سازند متوسط لایه می‌شوند تشکیل شده است. در قسمت انتهایی لایه‌های آهکی و گنبد نمکی متناوبا رخنمون دارند. مرز آن با سازند سروک نیز به صورت تدریجی است. سازند سروک در برش D1 شامل سنگ آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه خاکستری رنگ است. مرز آن با سازند گورپی به صورت فرسایشی همراه با

زاگرس از مهم‌ترین کمربندهای چین خوردہ تراستی درون قاره‌ای و یک عنصر مهم در فعالیت‌های تکتونیکی خاورمیانه است (Talebian and Jackson, 2004). این حوضه در نتیجه برخورد قاره- قاره بین حاشیه صفحه عربی و صفحه اوراسیایی (ایران مرکزی) در ادامه بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در سنوزوئیک (اؤسن - میوسن) شکل گرفته است (Stoklin, 1968; Falcon, 1974; Alavi, 1994). قسمت شرقی زاگرس در مقایسه با دیگر بخش‌های آن دارای دیپیرهای متعدد رخنمون یافته یا دفن شده و چین‌های کوتاه‌تر و منسجم‌تر است (Jhani et al, 2009). در پالئوزوئیک زاگرس بخشی از حاشیه غیر فعال گندوانا با نهشته‌های کم‌عمق شامل نمک‌های اینفراکامبرین هرمز بوده که بعدها حرکت هرمز نقش مهمی را در دگرشکلی ساختاری آنها ایفا کرده است (Farzadi and Alaei, 2006). در مزوزوئیک، این حوضه در امتداد گسل‌ها دچار فرورائش شده و سکانس رسوبی ضخیمی روی حاشیه غیرفعال صفحه عربی تشکیل داده است که عمدتاً از نوع کربنات‌های

توالی‌های رودیستی خاکستری با لایه‌بندی مورب همراه با قطعات نمکی دیده می‌شود (شکل ۳). مرز بین سازند سروک و گورپی به صورت هم‌شیب است. سازند گورپی در هر دو برش شامل توالی مارنی نازک لایه است (شکل ۴).

ندول‌های آهن است. این سازند در برش D2 از سنگ آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه و دولومیت قهوه‌ای تشکیل شده است. در قسمت ابتدایی رخنمونی از گنبد نمکی، قطعات چرت و قطعات نمکی دیده می‌شود. به سمت انتهای سازند،



شکل ۲: اشکال صحرایی واحدهای انتهایی سازند کژدمی و ابتدایی سازند سروک در برش D1، A) مرز تدریجی سازند سروک و کژدمی، B) سنگ آهک‌های نودولار در سازند سروک.



شکل ۳: تصاویر صحرایی گنبد نمکی، در برش D2، دید به سمت شرق، A) بخش ابتدایی، B) بخش انتهایی

Pelagic Foraminifera Wackestone/

(Packstone Glauconitic

این رخساره در صحرا به صورت سنگ آهک نازک لایه است. در این رخساره روزن‌بران پلاژیک (مانند گلوبوژرینا، گلوبوترانکانا، الیگوسترینا و کلسی اسفر) با فراوانی ۱۵ تا بیش از ۶۰ درصد در زمینه‌ای از گل آهکی وجود دارد (شکل A۵). این رخساره در هر دو برش در سازند گورپی دیده می‌شود.

نتایج

رخساره‌ها

براساس مطالعات میکروسکوپی، ۸ ریزرخساره شناسایی شده است که در محیط‌های دریای باز، پشته، لاگون و پهنه جزرومدی نهشته شده‌اند. این رخساره‌ها از سمت دریا به خشکی به شرح زیر است:

رخساره‌های دریای باز: MF1-
وکستون/پکستون گلوکونیت‌دار حاوی روزن‌بران
پلاژیک

MF2- وکستون بیوکلستی**(Wackestone Bioclast)**

این رخساره به صورت سنگ آهک نازک لایه نخودی رنگ رخنمون دارد. اجزای تشکیل دهنده این رخساره شامل خرده‌های اکینوئید با فراوانی ۴ درصد، ۳ درصد سوزن اسفنج، ۲ درصد روزن‌بران پلاژیک، ۲ درصد پوسته‌های دوکفه‌ای، ۱ درصد گاستروپود، ۱ درصد استراکد در زمینه‌ای از گل آهکی است. این رخساره تنها در برش D1 در سازند کژدمی و سازند سروکوجود دارد (شکل B۵).

MF3- پکستون ریز دانه حاوی بیوکلست**(Fine-grained Bioclast Packstone)**

این رخساره در منطقه مورد مطالعه به صورت سنگ‌آهک ضخیم لایه با آشفستگی زیستی است. ترکیب اصلی این رخساره شامل ۷۰ درصد خرده‌های رودیست و اکینوئید در اندازه سیلت، حدود ۱۰ درصد سوزن اسفنج و ۵ درصد پلوئید در یک زمینه گلی است (شکل C۵). این رخساره در هر دو برش دیده می‌شود. تغییرات جانبی این رخساره از برش D1 به D2 ظهور آلوکم‌های اربیتولین، جلبک قرمز، آنکوئید و نیز قطعات تبخیری است که در زمینه‌ای از بیوکلست‌های بسیار ریز به همراه گل آهکی قرار گرفته‌اند. این رخساره در سازند سروک وجود دارد.

MF4- وکستون اینتراکلستی**(Intraclast Wackestone)**

این رخساره در منطقه به صورت سنگ‌آهک ضخیم لایه است که دارای اینتراکلست با فراوانی ۲۰ درصد و ۵ درصد خرده‌های اسکلتی (رودیست و اکینوئید) در زمینه‌ی گل‌آهکی می‌باشد. خرده‌های موجود در قطعات اینتراکلست حاوی خرده‌های اسکلتی و پلوئیدی در یک زمینه سیمانی

است. این رخساره تنها در برش D1 در سازند سروک دیده می‌شود (شکل D۵).

MF5- پکستون تا رودستون دارای خرده‌های**رودیست و اکینودرم (Echinoderm and Rudist)****(debris Packstone to Rudstone)**

این رخساره در منطقه مورد مطالعه به صورت سنگ‌آهک ضخیم لایه با خرده‌های رودیست و در مواردی روزن‌بران بنتیک بزرگ مشاهده می‌شود. اجزای آن شامل ۴۵ درصد خرده‌های اکینودرم و رودیست در اندازه ۰/۵ تا ۲/۵ میلیمتر، پوسته - هایدوکفه‌ای با فراوانی حدود ۵ درصد در اندازه ۱/۵ تا ۲/۵ میلیمتر، ۵ درصد بریوزوآ در اندازه ۰/۵ تا ۳ میلیمتر، جلبک قرمز با فراوانی ۴ درصد در اندازه ۰/۵ میلیمتر، ۴ درصد جلبک سبز در اندازه ۰/۴ تا ۳/۵ میلیمتر، پلوئید با فراوانی ۳ درصد در اندازه ۰/۲۵ میلیمتر و روزن‌بران بنتیک با فراوانی ۱ درصد در اندازه ۰/۱ میلیمتر در زمینه‌ای از گل آهکی است (شکل E۵). گسترش این رخساره در برش D1 است و در برش D2 تنها در بخش میانی سازند سروک وجود دارد.

تفسیر رخساره‌های دریای باز

فراوانی موجودات استنوهالین مانند اکینودرم و ارتباط چینه‌نگاری آنها با رخساره‌های مجاور نشان می‌دهد که تهنشست در محیط‌های دریای باز کم-عمق تا عمیق از قسمت‌های نزدیک اثر امواج آرام در محیط شلف میانی تا قسمت‌های عمیق‌تر اتفاق افتاده است (Flügel, 2010). وجود سوزن اسفنج و فراوانی گل آهکی و تعداد زیاد روزن‌بران پلاژیک حفظ شده و نبود فون‌های آب‌های کم‌عمق در رخساره MF1 نشان از نهشته شدن در شرایط عمیق دریای باز و شرایط خوب غذایی با شوری نرمال و شرایط اتوتروفیک دارد. وجود گل آهکی شاهدهی برای یک شرایط آرام و بدون آشفستگی و

تفسیر رخساره پشته

ماسی و همکاران (Masse et al, 2003) تشیل انواع گرینستون‌ها را نشان دهنده محیط‌های پرانرژی مانند پشته‌ها تفسیر می‌کنند. به دلیل شرایط پرانرژی حاکم، گل آهکی کاملاً از فضای بین اجزا شسته شده است. فراوانی رودیست بیانگر بخش رو به دریای پشته رودیستی است (Flügel, 2010). رودیست‌ها معمولاً ساختمان‌های زیستی وسیعی ایجاد نمی‌کنند و به صورت توده‌هایی با برجستگی‌های کم به صورت ریف‌های کومه‌ای محدود دیده می‌شوند و گسترش زیادی ندارند (Van Buchem et al, 2011; Hasan and Al-Ekabi, 2014). در طی سنومانین-تورونین پیشین حاشیه‌های شلف محیطی ایده‌آل برای رشد بایوهرم‌های رودیستی بوده‌اند (Van Buchem et al, 2002; Razin et al, 2010; Mahdi and Aqrabi, 2014). به‌طور کلی بافت دانه پشتیبان و فراوانی خرده‌های اسکلتی مانند رودیست در این رخساره نشان از تنه‌شینی آن در شرایط پرانرژی پشته دارد.

رخساره لاگون

MF7- وکستون/پکستون حاوی اربیتولین (-)
(Orbitolinids Wackestone/Packstone)

دانه اصلی این رخساره انواع اربیتولین‌های دیسکی و مخروطی شکل با فراوانی ۱۵ تا ۲۵ درصد است (شکل G۵). سایر دانه‌ها، ۱۵ درصد خرده‌های اکینوئید، ۵ درصد آنکوئید، ۲ درصد گاستروپود، ۲ درصد پلوئید، ۱ درصد میلیولیده، ۱ درصد جلبک قرمز و ۱ درصد قطعات تبخیری است. این رخساره تنها در برش D2 در سازند سروکدیده می‌شود.

تفسیر رخساره لاگون

فراوانی بالای روزن‌بران بنتیک مانند اربیتولین، وجود آنکوئید، میلیولیده و گل فراوان نشان از

تنه‌نشست در زیر خط امواج نرمال (FWWB) است. وجود گلاکونیت نشانه حداکثر پیشروی سطح آب دریا است (Aqrabi et al, 1998; Moosavizadeh et al, 2015). محتوای پایین روزن‌بران پلاژیک، گل پشتیبان بودن و مقدار فراوان بیوکلس‌های ریزدانه در رخساره‌های MF2 و MF3 نشان نهشته شدن در بخش‌های خارجی شلف کربناته است (Razin et al, 2010; Mahdi and Aqrabi, 2014; Mehrabi and Rahimpour, 2014). رخساره MF4 به دلیل داشتن اینتراکلس‌های فراوان در قسمت‌های نزدیک سطح امواج طوفانی (Razin et al, 2010) و رخساره MF5 به دلیل حضور بریوزوا، پلوئید، پوسته‌های دوکفه‌ای و اکینوئید در دریای باز بر جای گذاشته شده‌اند (Aghaei et al, 2014). به نظر می‌رسد خرده‌های رودیست در این رخساره محیط‌های پرانرژی شکسته شده و به محیط‌های کم‌انرژی‌تر دریای باز حمل شده است. این رخساره در بخش‌های انتهایی واریزه‌های ریف کومه‌ای رودیستی بر جای گذاشته شده و به قسمت‌های انتهایی شلف میانی حمل شده است (Mehrabi et al, 2015).

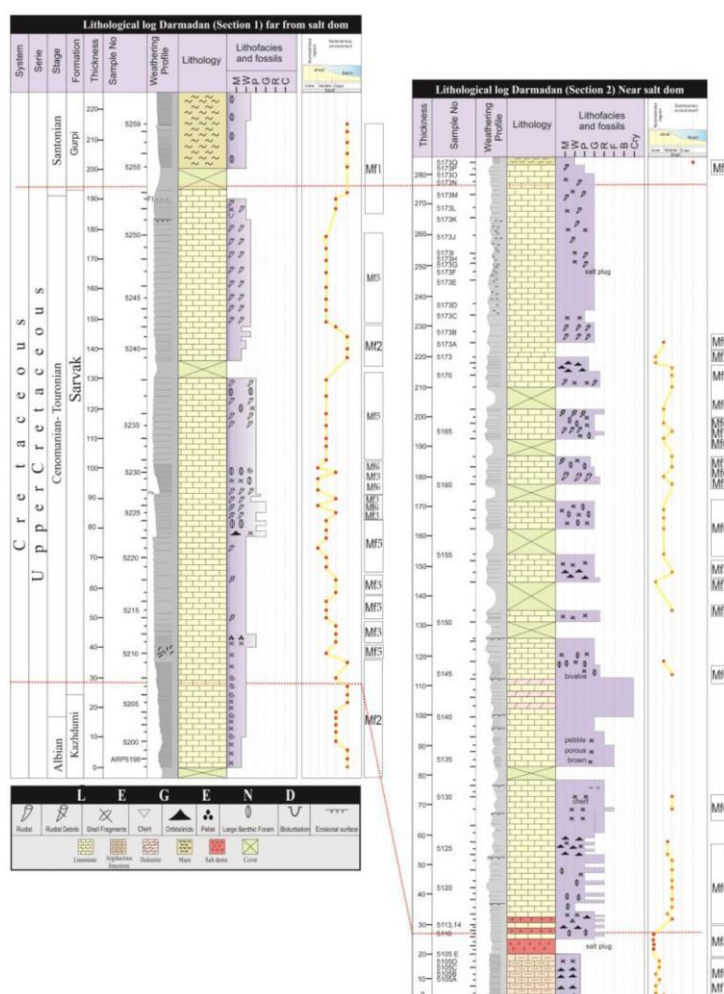
رخساره پشته

MF6- گرینستون رودیستی
(Rudist Grainstone)

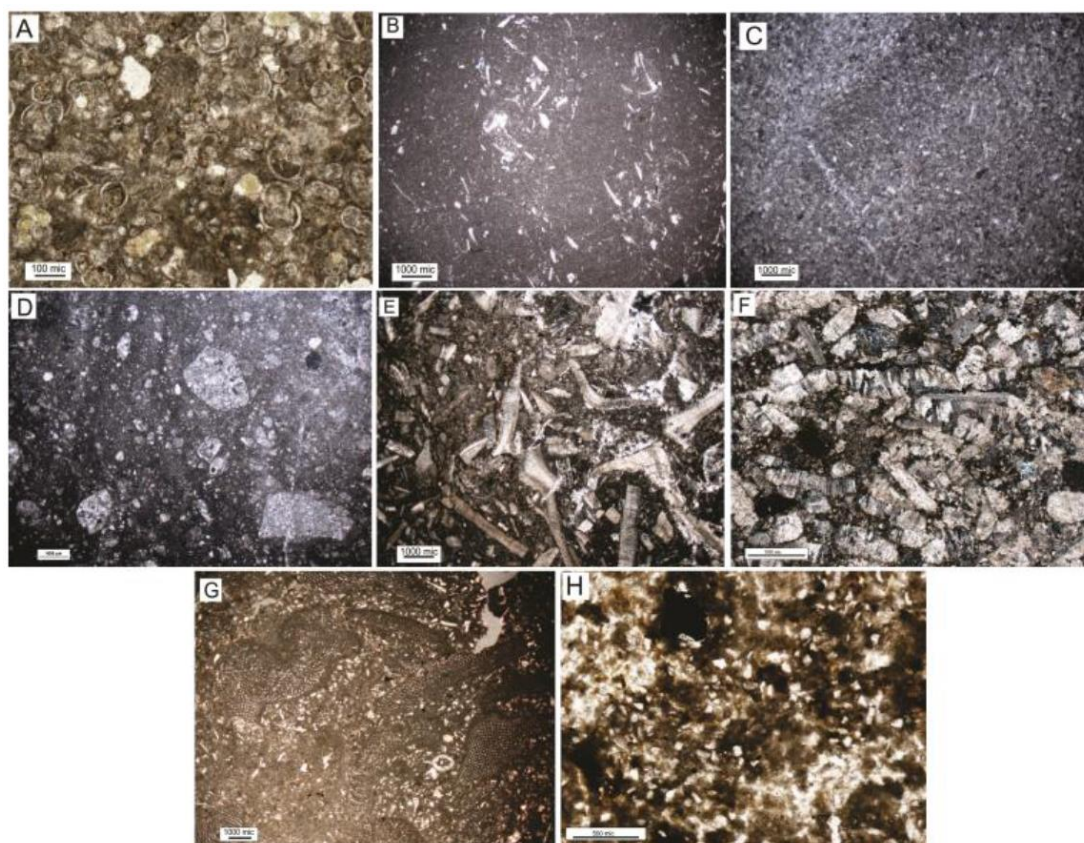
این رخساره دارای رودیست با بیش از ۷۰ درصد فراوانی است (شکل F۵). اجزای دیگر خرده‌های اسکلتی اکینودرم، جلبک سبز و اربیتولین و اجزای غیر اسکلتی اینتراکلس‌ت و پلوئید است. فراوانی رودیست، روزن‌بران کفزی اربیتولین و وجود پلوئید از مهم‌ترین ویژگی این رخساره است. گسترش این رخساره در برش D2 در سازند سروکود دارد و در برش D1 به شکل محدود در میانه سازند سروک دیده می‌شود.

است که آنها از رخساره‌های پشته و دریای باز به محیط لاگونی حمل شده‌اند. پلوئید از اجزای غیراسکلتی تشکیل دهنده این رخساره است که وجود آن در زمینه گل آهکی نشان دهنده محیط کم‌انرژی است (Palma et al, 2007). همراهی جلبک و روزن‌بران بزرگ نشان دهنده محیط کم-ژرفا و وابسته به نور است (رضایی پرتو و همکاران، ۱۳۹۴).

نهشته شدن در یک محیط کم‌انرژی لاگونی با ارتباط ضعیف با محیط دریای باز دارد (Mahdi and Aqrabi, 2014). ویلسون (۱۹۷۵) معتقد است آنکوئیدها غالباً در محیط‌های کم‌عمق دریایی محدود و پشت سدی و اربیتولین‌ها در محیط‌های آرام و با شوری بالا یافت می‌شوند و همراهی آنها با گاستروپود نشان دهنده لاگون و محیط‌های غنی از مواد غذایی پشت ریف است. حضور قطعات رودیست و اکینودرم بیانگر این



شکل ۴: ستون چینه‌سنگی برش‌های مورد مطالعه در تاق‌دیس درمدان شامل بخش بالایی سازند کژدمی، سازند سروک و بخش پایینی سازند گورپی: (A) برش D1، (B) برش D2.



شکل ۵: تصاویر میکروسکوپی رخساره‌ها: (A) وکستون/پکستون گلوکونیت‌دار حاوی روزن‌بران پلاژیک و بیوکلست (سازند گورپی)، (B) وکستون بیوکلستی (سازند سروک)، (C) پکستون ریزدانه حاوی بیوکلست (سازند سروک)، (D) وکستون اینتراکلستی (سازند سروک)، (E) پکستون تا رودستون دارای خرده‌های رودیستی و اکینودرم (سازند سروک)، (F) گرینستون رودیستی (سازند سروک)، (G) وکستون/پکستون حاوی اربیتولین (سازند سروک)، (H) مادستون کوارتز دار (رخنمون گنبد نمکی).

رخساره پهنه جزر و مدی

MF8-مادستون کوارتزدار (Sandy Mudstone)

این رخساره در صحرا به صورت سنگ آهک‌های قهوه‌ای رنگ دیده می‌شود که از ۲۰ درصد بلورهای کوارتز، حدود ۸ درصد بلورهای شکل‌دار آذرین، خرده‌های اسکلتی محدود و اینتراکلست تشکیل شده است. زمینه گل‌آهکی به همراه سیمان اکسید آهن و انیدریت است. آثاری از بلورهای ژپس و انیدریت نیز مشاهده می‌شود. این رخساره نیز تنها در برش D2 در رخنمون گنبد نمکی دیده می‌شود (شکل H۵).

تفسیر رخساره پهنه جزر و مدی

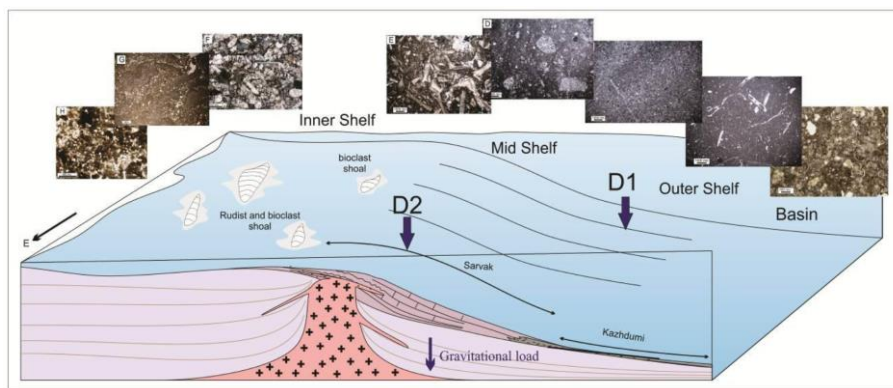
کمبود فسیل و همراهی با رخساره‌های محیط کم‌عمق، وجود دانه‌های آواری فراوان، وجود بلورهای منفرد و پراکنده و کانی‌های تبخیری بیانگر رسوبگذاری این رخساره در محیط‌های کم-عمق با چرخش محدود آب و نزدیک به ساحل است (Aghaei et al, 2014). وجود سیمان و ندول‌های انیدریتی نشان دهنده شوری بالای آب در منطقه است که شرایط زیست را برای موجودات نامناسب می‌کند (رضایی پرتو و

همکاران، ۱۳۹۴) و باعث ایجاد کانی‌های ژئوپس و انیدریت می‌شود.

محیط رسوبی

با توجه به تغییرات جانبی و عمودی رخساره‌ها حاشیه شلف کربناته برای رسوبگذاری این رخساره‌ها احتمال داده می‌شود که در محیط‌های عمیق، شلف خارجی، شلف میانی و شلف داخلی نهشته شده‌اند (شکل ۶). رخساره‌های عمیق و شلف خارجی (MF1 و MF2) با ویژگی‌هایی مانند گل پشتیبان بودن و فراوانی روزن‌بران پلاژیک مشخص می‌شوند. ویژگی رخساره‌های شلف میانی (MF3 تا MF5) وجود اینتراکست و خرده‌های درشت اسکلتی است. رخساره پشته (MF6) با نبود گل آهکی، وجود لایه‌بندی مورب و خرده‌های اسکلتی مانند رودیست، نهشته شدن در محیط پرانرژی پشته در قست شلف داخلی را نشان می‌دهد. رخساره لاگون (MF7) با بیوکست‌های خاص لاگون مانند روزن‌بران بنتیک، گل آهکی فراوان، وجود میلیولیده و

گاستروپود (Beigi et al, 2017) و رخساره پهنه جزر و مدی (MF8) با ویژگی‌های محیط کم‌عمق شناسایی می‌شود. در برش‌های مورد مطالعه ضخامت بیشتر (۲۵۵ متر) مربوط به برش D2 و ضخامت کمتر (۱۷۰ متر) مربوط به برش D1 است (شکل ۴). فراوانی رخساره‌های دریای باز در برش D1 بیشتر است و به سمت گنبد این رخساره‌ها کم‌عمق‌تر شده و به رخساره‌های پشته، لاگون و پهنه جزرومدی تبدیل می‌شوند. یکی از دلایل کم‌عمق شدن محیط رسوبی در برش D2 می‌تواند فعالیت گنبد نمکی باشد. خرده‌هایی از کانی‌های تبخیری بر اثر بالا آمدگی گنبد و قرار گرفتن در بالای سطح آب دریا در حاشیه ناپایدار گنبد تشکیل شده (Giles and Lawton, 2002) و به محیط رسوبی حمل شده‌اند به‌طوری که این ذرات در سرتاسر برش D2 دیده می‌شوند (شکل ۶).



شکل ۶: مدل رسوبی نهشته‌های مورد مطالعه. رسوبگذاری در برش D1 در یک محیط عمیق و آرام تر بوده است اما به علت حرکت گنبد نمکی، محیط ته‌نشست D2 کم‌عمق‌تر و پرانرژی‌تر می‌باشد. رخساره‌های برش دور از گنبد عمدتاً از نوع دریای باز و رخساره‌های برش نزدیک گنبد عمدتاً از نوع شلف داخلی است.

نبوده‌های چینه‌شناسی در توالی‌های رسوبی می‌شود (جهانی، ۱۳۹۰) با توجه به این موضوع در مطالعه اخیر با مقایسه بین دو برش مورد مطالعه،

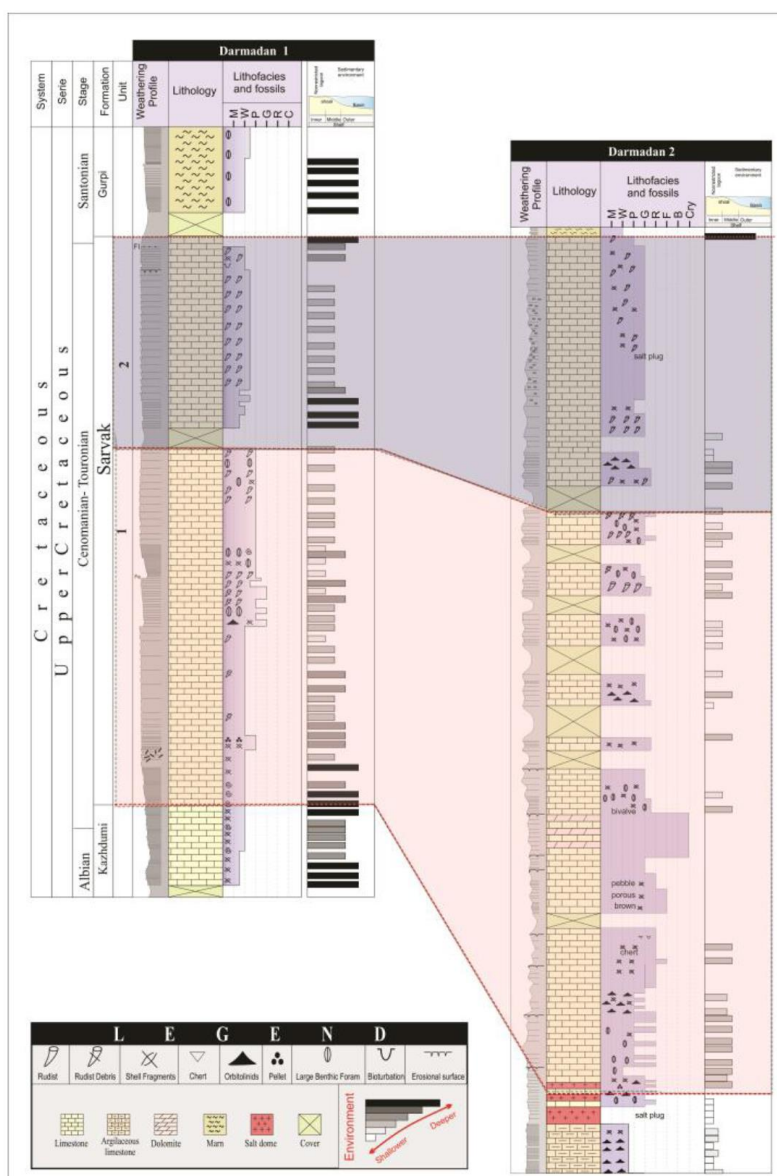
تغییرات ریزرخساره‌ها و فرایندهای دیانرژی بر اثر فعالیت گنبد نمکی منطقه: فعالیت گنبد‌های نمکی باعث به وجود آمدن تغییرات رخساره‌ای و

تفکیک رخساره‌ها و تعیین محیط رسوبی: مقایسه بین برش‌های اول و دوم نشان می‌دهد در برش دوم آلوکمهایی مانند اربیتولین، جلبک قرمز، جلبک سبز و آنکوئید، ذرات تبخیری، آذرین و آواری ظاهر می‌شوند. اربیتولین‌ها در برش نزدیک به گنبد بیانگر کم‌عمق شدن محیط رسوبی در اثر فعالیت گنبد نمکی می‌باشد (Clifton et al, 1985). اندیس تخریبی در برش دوم (۰/۷ میلیمتر) بیشتر از برش اول (۰/۵ میلیمتر) بوده که نشان دهنده وجود انرژی بیشتر در برش دوم (نزدیک به گنبد) می‌باشد. عموماً کربناته‌ها در نواحی نزدیک گنبد نمکی بزرگتر و ضخیم‌تر نسبت به نواحی دور از گنبد می‌باشند (Giles and Lawton, 2002). در بخش بالایی برش اول دولومیتی شدن وسیعی صورت گرفته به‌طور که صرفاً می‌توان رخساره‌های پشته را در این بخش تفکیک نمود. در برش دوم رخساره‌های پهنه کشندی، لاگون، پشته و بخش‌های نزدیک شلف خارجی قابل تفکیک بوده که بیانگر محیط رسوبی کم‌عمق‌تر و پراثرتری‌تر می‌باشد. مطالعات پیشین نشان می‌دهد که در زمان سنومانین سازند سروک در یک سکوی کربناته رمپ نهشته شده است (Mehrabi and Rahimpour-Bonab, 2016; Soleimani and Aleali 2014). اما در برش مورد مطالعه محیط رسوبی شلف کربناته برای این سازند پیشنهاد می‌شود. این موضوع می‌تواند به دلیل تأثیر فعالیت گنبد نمکی به صورت محلی و افزایش شیب حوضه و ایجاد تغییرات رخساره‌ای شدید در منطقه باشد. (Giles and Lawton, 2002).

فازهای حرکتی گنبد نمکی مورد بررسی قرار می‌گیرد. براساس انطباق سنگ چینه‌نگاری بین دو برش مورد مطالعه (D1 و D2)، دو واحد سنگی ۱ و ۲ (شکل ۷) در دو برش با یکدیگر مقایسه شده و با توجه به این مقایسه، تأثیر فعالیت‌های گنبد نمکی بر روی منطقه مورد بررسی قرار گرفت.

واحد ۱ (قاعده سروک): رخساره‌های این واحد شامل MF2, MF3, MF4 و MF5 در برش اول و رخساره‌های MF6, MF7 و MF8 در برش دوم می‌باشند. براساس رخساره‌های تفکیک شده، محیط رسوبی شلف خارجی و نواحی دور از ساحل شلف میانی برای برش اول و محیط بخش‌های نزدیک شلف میانی و پشته برای برش دوم در نظر گرفته می‌شود. فرایندهای دیاژنتیکی در این واحد در برش اول شامل میکریتی شدن، تشکیل سیمان‌های کلسیتی و برش دوم سیمان‌های انیدریتی، اکسید آهن، دولومیت، فشردگی فیزیکی و شیمیایی قابل مشاهده است.

واحد ۲ (بخش بالایی سروک): در برش اول رخساره MF5 و در برش دوم دولومیت و MF6 قابل شناسایی است. بر این اساس محیط رسوبی عمیق و بخش‌های دور شلف میانی برای برش اول در نظر گرفته می‌شود. با توجه به اینکه در برش دوم بیشتر توالی‌ها تحت تأثیر فرایند دولومیتی شدن قرار دارند تعیین محیط رسوبی امکان نداشته و صرفاً بخش‌هایی از پشته به عنوان محیط رسوبی برای این برش در نظر گرفته می‌شود. فرایندهای دیاژنتیکی در برش اول شامل انحلال قالبی و میکرایتی شدن و در برش دوم دولومیتی شدن وسیع و سیلیسی شدن می‌باشد.



شکل ۷: تغییرات رخساره‌ای و محیط رسوبی در واحد ۱ (قاعده سروک) با رنگ قرمز و واحد ۲ (بخش بالایی سازند سروک) با رنگ آبی مشخص شده است.

دارد از این رو می‌توان گفت برش اول در شرایط آرامتر و انرژی کمتری نسبت به برش دوم بوده است. وجود سیمان شدگی در برش اول بسیار گسترده‌تر می‌باشد. به‌طور کلی فرایند سیمانی شدن توسط سیالات موجود در منافذ کنترل می‌شود (Tianyi et al, 2015). در برش دوم سیمان شدگی در رخساره‌های گرینستونی بسیار متنوع بوده که این موضوع به دلیل انحلال بیشتر و نفوذ

بررسی فرایندهای دیاژنزی و مقایسه بین دو برش: مقایسه فرایندهای دیاژنزی بین دو برش مورد مطالعه نشان می‌دهد که در برش نزدیک به گنبد نمکی دیاژنز شدیدتری قابل مشاهده بوده به‌طوری که این موضوع بیانگر فعالیت گنبد نمکی در منطقه و تاثیر آن بر روی نهشته‌های اطراف می‌گردد (جدول ۱). میکرایتی شدن (شکل A۸) در برش اول گسترش بیشتری نسبت به برش دوم

سنگ دیده می‌شود. انیدریت به صورت ندول هم-زمان با رسوبگذاری در محیط‌های جذر و مدی تشکیل می‌شوند (Beigi et al, 2017). این ندول-ها از خرده‌های تبخیری حمل شده از گنبد نمکی به وجود می‌آیند. وجود انیدریت بیانگر محیط گرم و خشک می‌باشد (کاویانپور سنگو و همکاران، ۱۳۹۳). فرایند فشردگی فیزیکی (شکل A۹) در برش دوم گسترش بیشتری از خود نشان می‌دهد که این موضوع می‌تواند به دلیل ضخامت و فرونشست بیشتر رسوبات و افزایش فشار روباره باشد. فشردگی شیمیایی (شکل B۹) در برش دوم بیشتر بوده که به صورت رگه‌های انحلال فشاری و استیلولیت می‌باشند که می‌تواند به دلیل بالا بودن فشار روباره در اثر افزایش ضخامت باشد. آشفستگی زیستی (شکل I۸) در برش اول بیشتر بوده که می‌تواند به دلیل تراکم بالای موجودات و سرعت پایین رسوبگذاری در این برش باشد (Flügel, 2010). با توجه به حرکت گنبد نمکی در برش دوم، شرایط پراورزی تر حاکم شده است که شرایطی مناسب برای فعالیت موجودات نیست. فرایند سیلیسی شدن (شکل F۹ و E) صرفاً در برش دوم رخ داده که این موضوع می‌تواند به دلیل کاهش مقادیر کربنات در سیال بر اثر آب‌های جوی یا فوق اشباع شدن سولفات در سیال صورت پذیرد. با ورود آب‌های جوی، PH کاهش یافته و سیلیس تشکیل می‌شود. تشکیل سیلیس در شرایط PH پایین، درجه حرارت کم، و محلول‌های اشباع صورت می‌پذیرد. از این رو تشکیل سیلیس بعد از دولومیتی شدن صورت می‌پذیرد. سیلیسی شدن صرفاً در برش نزدیک به گنبد صورت گرفته است. فرایند دولومیتی شدن نیز صرفاً در برش دوم مشاهده می‌شود. در برش دوم، نرخ دولومیتی شدن در توالی‌های نزدیک به رخنمون گنبد نمکی

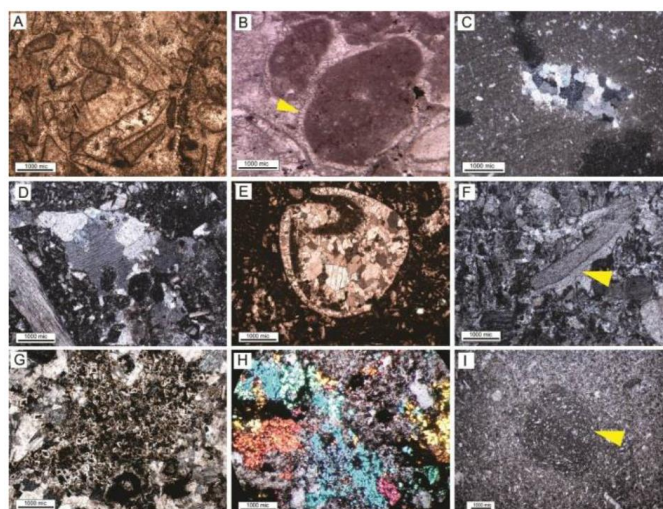
جریان آب درون نهشته‌ها و ایجاد کانی‌های مناسب از سوی گنبد نمکی می‌باشد. سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت (شکل B۸) در محیط‌های دریایی با نرخ رسوبگذاری کم شکل می‌گیرد (Mahboubi et al, 2010). به وجود آمدن سیمان هم‌ضخامت در اثر اشباع آب دریا از کربنات کلسیم در محیط آرام دریایی می‌باشد (حیدری و همکاران، ۱۳۸۸). با توجه به اینکه این فرایند در برش اول بیشتر دیده می‌شود می‌توان نتیجه گرفت که محیط رسوبی برش اول انرژی پایین-تری نسبت به برش دوم دارد. سیمان هم‌بعد (شکل C۸) در برش دوم کمتر دیده می‌شود با توجه به اینکه رشد این سیمان در محیط‌های اشباع از کلسیم و نرخ رسوبگذاری کم صورت می‌گیرد (Mahboubi et al, 2010)؛ می‌توان گفت انرژی محیطی در این برش بیشتر بوده که باعث کاهش گسترش این نوع سیمان می‌شود. همچنین میزان منیزیم بالای وارده از شورابه‌های نمکی مانع گسترش این سیمان در برش اول شده است. سیمان رورشدی (شکل F۸) در رخساره‌های حاوی خرده‌های اکینو درمفراوان بوده از این رو در برش دوم فراوان‌تر می‌باشد. سیمان‌های انیدریتی (شکل H۸) در برش اول در واحد ۱ و ندول‌های انیدریتی در هر دو واحد این برش دیده می‌شوند. ته‌نشست انیدریت از شورابه‌ها در شرایط جذر و مدی صورت گرفته است که در نتیجه آن انیدریت به صورت بلوری و ندولی تشکیل شده‌اند. ژئپس-های از نوع پورفیبروبلاست مهم‌ترین شکل انیدریت‌های دیاژنزی هستند (Aleali et al, 2013). در قاعده برش دوم سیمان انیدریتی فراوان بوده اما در بخش‌های دیگر به صورت بلورهای منفرد و شکل‌دار ژئپس دیده می‌شوند. سیمان انیدریتی تکه‌ای به صورت پراکنده در متن

شرایط اکسیداسیون صورت می‌پذیرد (Aghaei et al, 2014)؛ گسترش زیاد هماتیت در برش نزدیک به گنبد و در نمونه‌های اطراف رخنمون (شکل ۱۱) گنبد شاهی بر وجود شرایط اکسیداسیون محیط کم‌عمق می‌باشد. همچنین منشا آهن در این فرایند می‌تواند بر اثر هوازدگی سنگ‌های آذرین و دگرگونی باشد که توسط گنبد نمکی حمل شده است. فرایند گلاکونیتی شدن (شکل C۹) صرفاً در برش اول دیده می‌شود به‌طوری که این کانی بیانگر محیط پلاژیک می‌باشد. فرایند انحلال (شکل K۹) در برش دوم بیشتر از برش اول مشاهده می‌شود. براساس اینکه نرخ انحلال در انیدریت بیشتر از کربنات می‌باشد از این رو وجود انحلال بیشتر در توالی‌های نزدیک به رخنمون گنبد نمکی می‌تواند در اثر وجود انیدریت بیشتر در آن بخش باشد (کاوایانپور سنگنو و همکاران، ۱۳۹۳). علاوه بر انیدریت، بلور نمک نیز دارای قدرت انحلال بیشتری از کربنات است (Rahnama-Rad et al, 2009) (شکل ۸ و ۹).

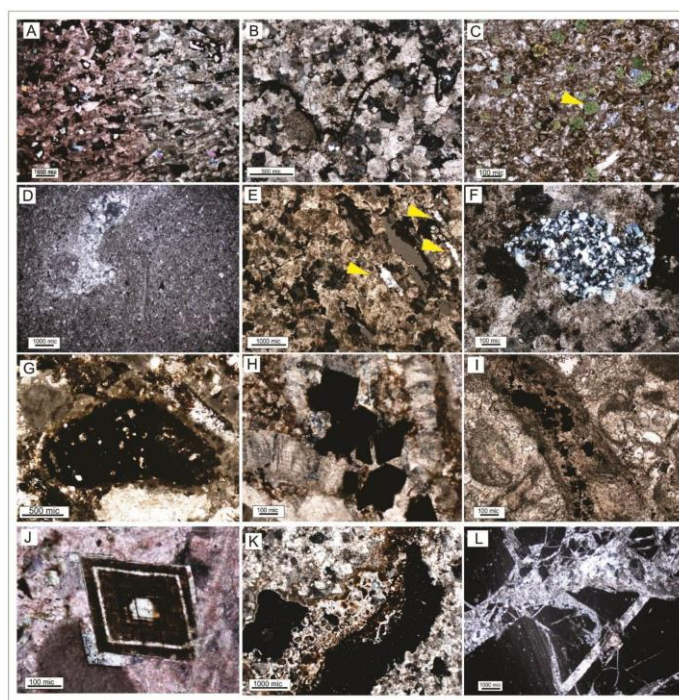
کم بوده و با دور شدن از گنبد این میزان افزایش (۲۰ درصد) می‌یابد به‌طوری که در واحد دوم به رخنساره‌های کاملاً دولومیتی دولواسپارایت تبدیل می‌شود (شکل ۱۰). این موضوع می‌تواند به دلیل ته‌نشین شدن یون سولفات و تشکیل سیمان انیدریتی با دور شدن از گنبد نمکی باشد. این شرایط باعث تشکیل دولومیت در توالی‌های رسوبی می‌گردد. با دور شدن از گنبد بر اندازه بلورهای دولومیت نیز افزوده می‌شود به‌طوری که اندازه بلورها تا یک میلیمتر نیز می‌رسد. با توجه به نوع دولومیت‌های موجود در توالی مانند دولومیت‌های حفره پرکن و دولومیت‌های یوهدرال (شکل J۹)، مدل دولومیتی تدفینی برای این بلورها پیشنهاد می‌شود. براساس شواهد موجود، به نظر می‌رسد سیالات خارج شده از گنبد نمکی در تشکیل دولومیت‌های موجود در توالی‌ها موثر بوده است (Garcia-Garmilla and Elorza, 1996). فرایند آهن‌دار شدن (هماتیتی شدن) (شکل G۹) در برش دوم گسترش بیشتری نسبت به برش اول دارد. براساس این موضوع که فرایند هماتیتی در

جدول ۱: تغییرات فرایندهای دیاژنزی در واحد ۱ و ۲، از برش D1 به برش D2

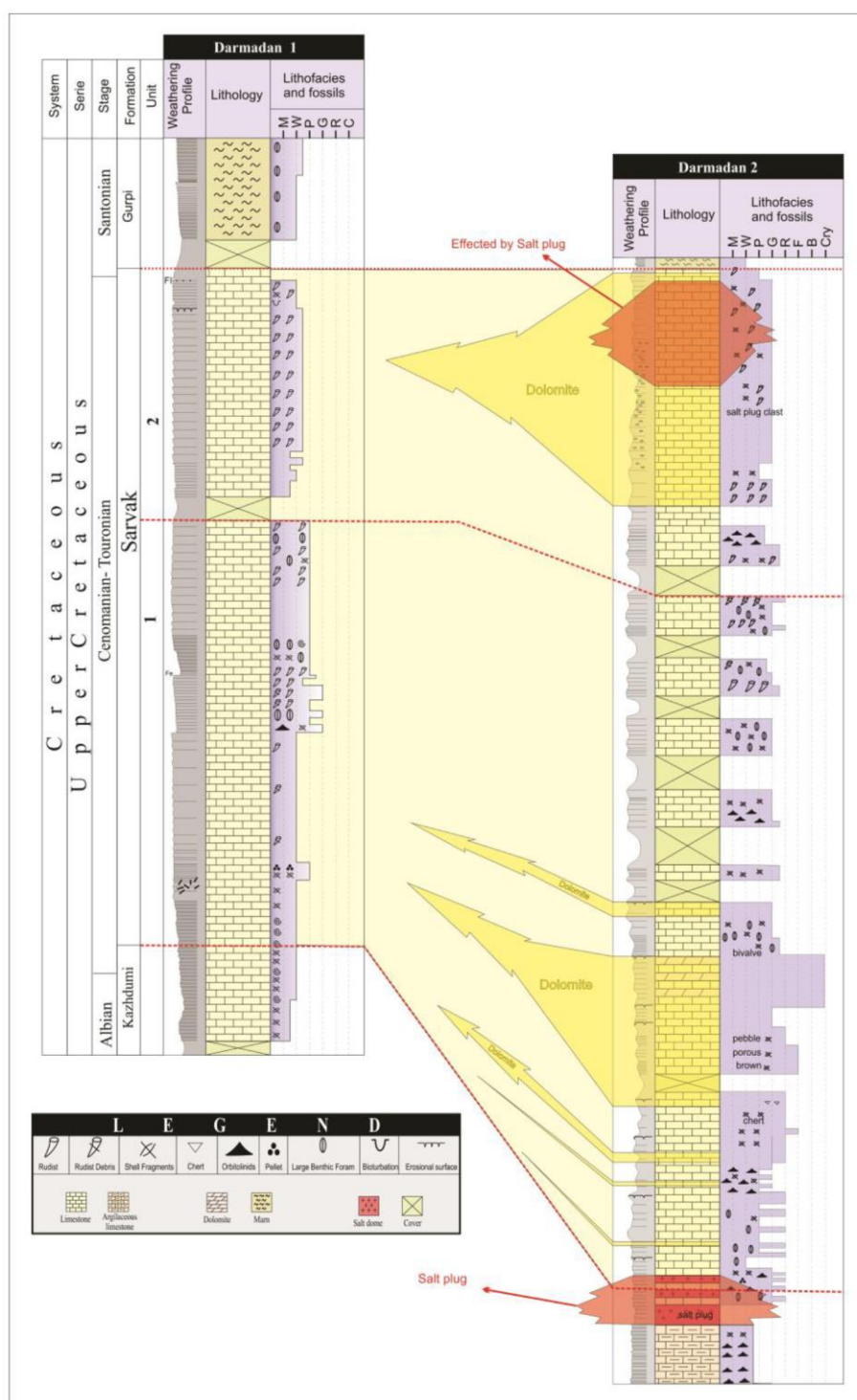
Unit	Darmadan 1 → Darmadan 2
2	Increase [- Dolomitization - Fracturing and vein filling - Dissolution - Hematization
	Appear [- Silicification - Porphyroblastic Gypsum
1	Decrease [- Bioturbation - Micritization - Isopachous - Blocky cement - Drusy cement
	Increase [- Pyritization - Dissolution - Hematization - syntaxial overgrowth - Physical Compaction - Chemical compaction
	Appear [- Dolomitization - Silicification - Anhydrite Nodule - Dolomite cement



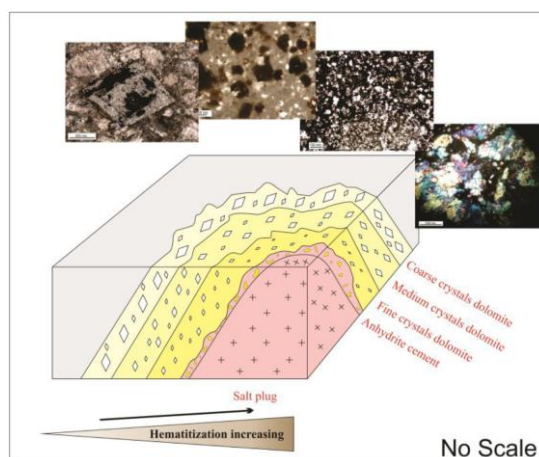
شکل ۸: انواع فرایندهای دیاژنزی در برش‌های مورد مطالعه، (A) میکرایتی شدن خرده‌های اسکلتی، (B) سیمان هم ضخامت در اطراف بیوکلست‌ها (فلش)، (C) سیمان هم‌بعد در داخل پوسته فسیلی، (D) سیمان بلوکی، (E) سیمان دروزی در داخل بیوکلست، (F) سیمان رورشدی اطراف اکینودرم (فلش)، (G) سیمان دولومیتی، (H) سیمان انیدریتی، (I) آشفستگی زیستی.



شکل ۹: انواع فرایندای دیاژنزی موجود در نمونه‌های مورد مطالعه: (A) فشردگی فیزیکی که عامل تراکم دانه‌ها شده است، (B) استیلولیتی شدن در نتیجه فشردگی شیمیایی، (C) گلوکونیتی شدن، (D) نئومورفیسم افزایشی در زمینه سنگ، (E) سیمان سیلیسی در فضای خالی سنگ، (F) سیلیسی شدن میکروکریستالین، (G) هماتیتی شدن اربیتولین، (H) بلورهای شکل‌دار پیریت، (I) پیریت دانه تمشکی، (J) دولومیت یوهدرال، (K) انحلال در رخساره دولومیت، (L) شکستگی پر شده با کلسیت.



شکل ۱۰: مقایسه دو برش مورد مطالعه که محدوده‌های دولومیتی و برون زدگی‌های گنبد نمکی در برش D2 در آن نشان داده شده است.

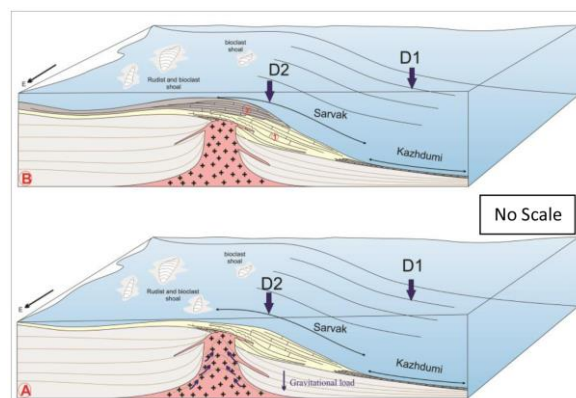


شکل ۱۱: تصویر شماتیک برای نمایش دادن روندهای مشاهده شده در فرایندهای دیاژنزی با دور و نزدیک شدن به رخنمون گنبدنمکی. همان طوری که مشاهده می‌شود با نزدیک شدن به رخنمون گنبد گسترش سیمان اکسید آهن به شدت افزایش می‌یابد و نیز از میزان اندازه بلورهای دولومیت نیز کاهش می‌یابد. سیمان انیدریتی نیز تنها در نمونه‌های رخنمون گنبد یافت می‌شود.

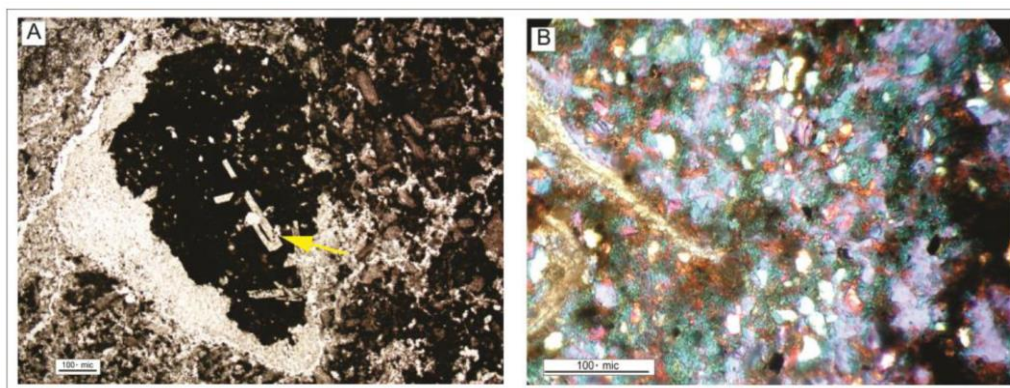
(Villaseñor-Rojas et al, 2003; Venus et al, 2015), وجود فرایندهای انحلالی و ناپیوستگی‌های موجود در برش به صورت محلی (Giles and Lawton, 2002) از دیگر ملاک‌های موجود در تایید فعالیت گنبد نمکی در زمان رسوبگذاری و پس از آن می‌باشد (Garcia-Garmilla and Elorza, 1996).

تفسیر فعالیت گنبد نمکی در منطقه

فعالیت گنبد‌های نمکی در ایران در زمان سنومانین شدت گرفته به طوری که بالا آمدگی گنبد‌های نمکی در حدود ۳۳ متر در یک میلیون سال صورت پذیرفته است (Peretti et al, 2016). براساس شواهد موجود مانند رخساره و دیاژنز، حرکت گنبد نمکی عمدتاً در نواحی قاعده برش اول صورت پذیرفته است (شکل ۱۲). همچنین وجود ذرات آواری، دگرگونی و آذرین (شکل ۱۳)



شکل ۱۲: تصاویر شماتیکی نحوه فعالیت گنبد نمکی، (A) فعالیت گنبد در واحد ۱. در این واحد صعود نمک و فرونشینی باعث تجمع ضخامت زیادی از رسوبات در اطراف گنبد نمکی شده است. (B) کاهش صعود گنبد و ته نشینی رسوبات بر روی گنبدنمکی.



شکل ۱۳: تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های تحت‌تاثیر گنبد نمکی در رخنمون گنبد نمکی. (A) قطعه حاوی انیدریت (فلش) که توسط حرکت گنبد به سمت بالا حمل شده است. (B) پراکندگی ذرات آواری در زمینه سنگ.

ریزرخساره‌ها، دیاژنز، آلوکم‌های شاخص انرژی، ذرات آواری، سیمان از جنس ژپس و انیدریت، گسترش دولومیت‌ها و غیره می‌توان گفت که فعالیت گنبد نمکی هم‌زمان با رسوبگذاری و پس از آن رخ داده است.

سپاس‌گزاری

با تشکر و قدردانی از دانشگاه فردوسی مشهد به خاطر در اختیار قرار دادن امکانات آزمایشگاهی (طرح پژوهشی شماره ۳/۳۸۴۶۱) و مدیریت اکتشاف و کارکنان محترم که با مساعدت و حمایت این عزیزان این مطالعه به مرحله نگارش رسیده است.

-رضایی پرتو، ک.، رحیم پور بناب، ح.، کدخدایی، ع.، آرین، م. و حاجی کاظمی، ا.، ۱۳۹۴. بررسی رخصاره‌های میکروسکوپی، محیط رسوبی و فرایندهای دیاژنز مخزن داریان در میدان نفتی سلمان، فصلنامه علوم زمین، شماره ۹۷، ص ۲۶۷-۲۷۸.

-شرکتی، ش.، ۱۳۸۰. نقشه میادین نفتی زاگرس، گزارش داخلی شرکت ملی نفت ایران.

نتیجه‌گیری

براساس مطالعات انجام شده بر روی ریزرخساره‌ها، ۸ رخصاره میکروسکوپی تفکیک گردید که بر مبنای آن محیط رسوبی شلف کربناته از نواحی دریای باز تا پهنه جذر و مدی برای توالی‌های مورد مطالعه پیشنهاد می‌شود. وجود شورابه‌های غنی از منیزیم باعث تشکیل فرایندهای دیاژنزی مانند دولومیتی شدن، سیلیسی شدن، سیمان انیدریتی و دولومیتی و غیره گردید. برخی از فرایندهای دیاژنزی مانند هماتیتی شدن، فشردگی فیزیکی و شیمیایی با نزدیک شدن به رخنمون گنبد نمکی افزایش می‌یابد. با مقایسه بین دو برش مورد مطالعه براساس شواهد سنگ‌شناسی،

منابع

-جهانی، س.، ۱۳۹۰. تکتونیک نمک، چین خوردگی و گسلش در زاگرس و خلیج فارس، مجموعه مقالات سی‌امین گردهمایی علوم زمین.
-حیدری، ا.، محبوبی، ا. و موسوی حرمی، ر.، ۱۳۸۸. تفسیر تاریخچه دیاژنز سنگ‌های کربناته سازند چهل کمان (پالئوسن پسین) در غرب حوضه رسوبی کپه داغ، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، شماره ۱۲، ص ۱۳-۲۶.

میدان منصوری، فصلنامه علوم زمین، شماره ۹۴، ص ۲۲۹-۲۳۶.

-کاویانپور سنگنو، م.، نامداریان، ا.، موسوی حرمی، ر.، محبوبی، ا. و امیدپور، ا.، ۱۳۹۳. بررسی نقش بافت انیدریت در زون تولیدی سازند آسماری در

-Aghaei, A., Mahboubi, A., Moussavi Harami, R., Nadjafi, M. and Chakrapani, G., 2014. Carbonate Diagenesis of the upper Jurassic succession in the west of Binalud-Eastern Alborz (NE Iran): Journal Geological Society of India, v. 83, p. 311-328.

-Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations: Tectonophysics, v. 229, p. 211-238.

-Aleali, M., Rahimpour-Bonab, H., Moussavi-Harami, R. and Jahani, D., 2013. Environmental and sequence stratigraphic implications of anhydrite textures: A case from the Lower Triassic of the Central Persian Gulf: Journal of Asian Earth Sciences, v. 75, p. 110-125.

-Aqrawi, A.A.M., Thehni, G.A., Sherwani, G.H. and Kareem, B.M.A., 1998. Mid Cretaceous rudist-bearing carbonates of the Mishrif formation: an important reservoir sequence in the Mesopotamian basin, Iraq: Journal of Petroleum Geology, v. 211, p. 57-82.

-Berberian, M. and King, G.C., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 210-265.

-Beigi, M., Jafarian, A., Javanbakht, M., Wanas, H.A., Mattern, F. and Tabatabaei, A., 2017. Facies analysis, diagenesis and sequence stratigraphy of the carbonate evaporite succession of the Upper Jurassic Surmeh Formation: Impacts on reservoir quality (Salman Oil Field, Persian Gulf, Iran): Journal of African Earth Sciences, v. 129, p. 179-194.

-Bosak, P., Jaros, J., Spudil, J., Sulovsky, P. and Vaclavek, V., 1998. Salt Plugs in the Eastern Zagros, Iran: Results of Regional Geological Reconnaissance: Geolines (Praha), v. 7, p. 3-174.

-Carozzi, A.V., 1989. Carbonate Rock Depositional Models: A Microfacies Approach: Englewood Cliffs: Prentice-Hall, 604 p.

-Clifton, F., Jordan, Jr., Thomas, C., Connally, Jr. and Harry, A., 1985. Middle Cretaceous Carbonates of the Mishrif Formation, Fateh Field, Offshore Dubai, U.A.E.: Carbonate Petroleum Reservoirs, p. 427-442.

-Dickson, J.A.D., 1966. Carbonate identification and genesis as revealed by staining: Journal of Sedimentary Petrology, v. 36, p. 441-505.

-Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in W.E. Ham, ed., Classification of carbonate rocks: American Association of Petroleum Geologist Memoir 1, p. 108-121.

-Embry, A.F. and Clovan, J.E., 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island: N.W.T. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 19, p. 730-781.

-Falcon, N.L., 1974. Southern Iran: Zagros Mountain, v. 4, p. 199-211.

-Farzadi, P. and Alaei, B., 2006. Stratigraphic architecture of the Zagros Basin: towards an objective comparison of the Fold-Thrust Belt and Foreland provinces: Submitted to the Journal of Petroleum Geology, under consideration for a thematic issue, v. 41, p. 1-45.

- Flügel, E., 2010 *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis Interpretation and Application*: Springer Heidelberg, New York, 984 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*, v. 133, p. 721-737.
- Giles, K.A. and Lawton, T.F., 2002. Halokinetic sequence stratigraphy adjacent to the El Papalote diapire, northeastern Mexico: *AAPG Bulletin*, v. 85, p. 823-840.
- Harrison, J.V., 1930. The geology of some salt diapirs in Laristan (Southern Persia): *Quarterly Journal of Geological Society, London*, v. 86, p. 463-522.
- Harrison, J.V., 1931. Salt domes in Persia: *Journal of Institution of Petroleum Technologists*, v. 17, p. 300-320.
- Hasan, A. and Al-Ekabi, S., 2014. Microfacies and environmental study of the Mishrif Formation in Noor Field: *Saudi Society for Geosciences*, v. 4, p. 5779-5794.
- Huber, H., Afaghi, A. and Salek, M., 1969. Geological map of Iran, Sheet No. 5: South-Central Iran, 1:1000000, National Iranian Oil Company, Exploration and Production.
- Jahani, S., Callot, J.P., Letouzey, J. and De Lamotte, D.F., 2009. The eastern termination of the Zagros Fold-and-Thrust Belt, Iran: Structures, evolution and relationships between salt plugs, folding, and faulting *Tectonics*, v. 28, p. 1-22.
- Mahdi, T.A. and Aqrabi, A.A.M., 2014. Sequence stratigraphic analysis of the mid-Cretaceous Mishrif formation, southern Mesopotamian basin, Iraq: *Journal of Petroleum Geology*, v. 373, p. 287-312.
- Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Brenner, R.I. and Gonzalez, L.A., 2002. Diagenetic history of late palaeocene potential carbonate reservoir rocks, Kopeh-Dagh, basin. NE Iran: *Journal of Petroleum Geology*, v. 25, p. 465-484.
- Mahboubi, A., Moussavi Harami, R., Carpenter, S.J., Aghaei, A. and Collins, L.B., 2010. Petrographical and geochemical evidences for paragenetic sequence interpretation of diagenesis in mixed siliciclastic-carbonate sediments: Mozduran Formation (Upper Jurassic), south of Agh-Darband, NE Iran: *Carbonates and Evaporites*, v. 25, p. 231-246.
- Masse, J.P., Fenerci, M. and Pernarcic, E., 2003. Palaeobathymetric reconstruction of peritidal carbonates, Late Barremian, Urgonian, sequences of Provence (SE France): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 200, p. 65-81.
- 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.
- Mehrabi, H., Rahimpour-Bonab, H., Hajikazemi, H. and Jamalian, A., 2015. Controls on depositional facies in Upper Cretaceous carbonate: *Facies*, v. 61, p. 2-24.
- Moosavizadeh, M.A., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Kavoosi, M.A. and Schlagintweit, F., 2015. Sequence Stratigraphy and platform to basin margin facies transition of the lower Cretaceous Dariyan Formation, northeastern Arabian Plate, Zagros fold-thrust, Iran: *Bulletin of Geoscience*, v. 90, p. 145-173.
- Motamedi, H., Sepehr, M., Sherkati, S. and Pourkermani, M., 2011. Multi - Phase Hormuz salt diapirism in the

- southern Zagros, SW Iran: *Journal of petroleum Geology*, v. 34, p. 29-44.
- 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*, v. 195, p. 113-134.
- Peters, J.M., Filbrandt, J.B., Grotzinger, M.J., Shuster, M.W. and Al-Siyab, H.A., 2003. Surface-piercing salt domes of interior North Oman and their significance for the Ara carbonate 'stringer' hydrocarbon play: *GeoArabia*, v. 8, p. 231-270.
- Perotti, C., Chiariotti, L., Bresciani, I., Cattaneo, L. and Toscani, G., 2016. Evolution and timing of salt diapirism in the Iranian sector of the Persian Gulf, *Tectonophysics*, v. 679, p. 180-198.
- Player, R.A., 1969. Salt diapirs study: National Iranian Oil Company, Exploration Division, Report No. 1146, (unpublished)
- Rahnama-Rad, J., Farhoudi, G., Ghorbani, H., Habibi Mood, S. and Derakhshani, R., 2009. Pierced salt domes in the Persian Gulf and in the Zagros mountain ranges in southern Iran and their relationship to hydrocarbon and basement tectonics: *Iranian Journal of Earth Sciences*, v. 1, p. 57-72.
- Razin, P., Taati, F. and Van Buchem, F., 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. In: van Buchem FSP, Gerdes KD, Esteban M (eds) *Mesozoic and Cenozoic carbonate systems of the Mediterranean and the Middle East-stratigraphic and diagenetic reference models*: Geological Society, London, Special Publications, v. 329, p. 187-218.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review: *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, v. 52, p. 1229-1258.
- Soleimani ASL, S. and Aleali, M., 2016. Microfacies patterns and depositional environments of the Sarvak Formation in the Abadan Plain, Southwest of Zagros Iran: *Scientific Research Publishing*, v. 6, p. 201-209.
- Talebian, M. and Jackson, J., 2004. A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran: *Geophys*, v. 156, p. 506-527.
- Tianyi, S., Le, K. and Beobei, X., 2015. Some Theories of Carbonate Rock Diagenesis ChaoHu for Example: *IOSR Journal of Engineering*, v. 5, p. 37-41.
- Tucker, M.E., 1991. *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*: Blackwell, Scientific Publication, London, 260 p.
- Van Buchem, F.S.P., Razin, P., Homewood, P.W., Oterdoom, W.H. and Philip, J., 2002. Stratigraphic organization of carbonate ramps and organic-rich intrashelf basins: Natih Formation (middle Cretaceous) of northern Oman: *AAPG Bulletin*, v. 86, p. 21-54.
- Van Buchem, F.S.P., Simmons, M.D., Droste, H.J. and Davies, R.B., 2011. Late Aptian to Turonian stratigraphy of the eastern Arabian Plate—depositional sequences and lithostratigraphic nomenclature: *Petroleum Geoscience*, v. 171, p. 211-222.
- Venus, J.H., Mountney, N.P. and McCaffrey, W.D., 2015. Syn-sedimentary salt diapirs as a control on fluvial system evolution: an example from the proximal Permian Cutler

Group, SE Utah, U.S.A.: Basin Research, v. 27, p. 152-182.
-Villasenor-Rojas, P.E., Roure, F. and Lallemand, S., 2003. Salt Diapirism Rise and its Incidence on Facies Distribution and Reservoir Characteristics in Lower

Cretaceous Carbonates, Cardenas Field, Mexico: AAPG International Conference, Barcelona, Spain.
-Wilson, J.L., 1975. Carbonate Facies in Geologic History: New York (Springer), 471 p.