

محیط تکتونورسوبی نهشته‌های تبخیری-کربناته ژوراسیک پسین پهنه راور، جنوب بلوک طبس

سیده نرگس عدالتی منش*؛ ساسان باقری^۱، محمد حسین آدابی^۲، مصطفی قماش^۱، محمد بومری^۱

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

(پژوهشی)

پذیرش مقاله: ۱۳۹۹/۱۰/۱۲ تأیید نهایی مقاله: ۱۴۰۰/۳/۱۶

چکیده

پهنه راور واقع در جنوب بلوک طبس، سرزمینی گوه‌ای شکل است که بین دو گسل مرزی نابیند در شرق و کوهبنان در غرب محصور گشته است. نهشته‌های دوران دوم خصوصاً رخساره‌های ژوراسیک از گسترش، تنوع و رخنمون‌های مناسبی در این پهنه برخوردار هستند. نهشته‌های تبخیری - کربناته ژوراسیک پسین موسوم به آهک‌های پکتندار، سری راور، گچ مگو و تبخیری‌های قرمز بیدو مهم‌ترین بخش‌های سازنده این نهشته‌ها هستند. نهشته‌های مذکور در پنج برش زمین‌شناسی در مناطق حورجند، لکرکوه-۱ و ۲، خوردند و شرق بهاباد به ترتیب از جنوب به شمال بررسی شده‌اند. ۱۱ رخساره شاخص در این نهشته‌ها شناسایی شد که به محیط‌های کمربند پهنه‌های جزر و مدی، لاگون، پشته‌های کربناته و دریای آزاد ختم می‌شوند. بررسی تغییرات رخساره‌ای حکایت از تشکیل تبخیری‌ها در یک محیط پلاتفرمی احتمالاً شبیه به رمپ کربناتی کم عمق هموکلینال دارد. این حوضه‌های سبخایی به شکل نوارهای باریک و طولی در راستای شمال غربی گسترش داشته‌اند. در مقابل در راستای عمود بر روند حوضه به سمت شرق یا غرب این نهشته‌ها جای خود را به رسوبات تخریبی با رخساره‌های عمیق‌تر و لغزش‌های زیر دریایی در سازندهای هجدک و بغمشاه داده‌اند. از آنجایی که کربنات‌های کرتاسه با ناپیوستگی زاویه‌دار در پهنه راور اغلب سازندهای مذکور را می‌پوشاند بنابراین حوضه رسوبی می‌بایست در ژوراسیک پسین تکاپوی تکتونیکی بارزی را پشت سر گذاشته باشد. این جنبش تکتونیکی ممکن است مربوط به مرحله ریفت قاره‌ای بوده و تغییرات رخساره‌ای جانبی مربوط به رسوبگذاری بر روی بلوک گسله‌ها و یا دره‌های حاشیه آنها باشد.

واژه‌های کلیدی: ایران مرکزی، بلوک طبس، ژوراسیک پسین، محیط تکتونورسوبی، نهشته‌های تبخیری.

مقدمه

پیمایش‌های صحرایی گسترده و تعقیب رخساره‌ها و ضخامت زیاد نهشته‌های کربناته تبخیری ژوراسیک پسین در پهنه راور این سوال اساسی را تداعی نمود که چه عاملی سبب پیدایش حجم زیادی از نهشته‌های تبخیری و همراهی آنها با توالی‌های کربناته شده و آیا این ضخامت زیاد از تبخیری‌ها می‌تواند در ارتباط با وضعیت تکتونیک ناپایدار در منطقه باشد. بخشی از گچ‌های سری راور معادل با سری هرمز با سن پرکامبرین فرض شده است (Stocklin, 1961)، اما بخش دیگری روی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ راور معادل با گچ مگو با سن ژوراسیک پسین در نظر گرفته شده است (حاج ملاعلی، ۱۳۷۴). تبخیری‌ها سنگ‌های نمکی هستند که اساساً بر اثر تبخیر خورشیدی^۱ شورابه‌های اشباع در سطح یا نزدیک سطح حاصل شده‌اند (Warren, 2006) که می‌توانند در دریا‌های کم‌عمق فوق‌العاده شور و با آب و هوای غیر خشک نهشته شوند (Shaw, 1977). زمین‌شناسان نهشته‌های ضخیم نمک را که در ستون‌های زمین‌شناسی یافت می‌شوند گواهی بر شرایط غیر معمول آب و هوا، آب‌شناسی، رسوب‌شناسی و تکتونیک می‌دانند (Eugster, 1980). تبخیر آب دریا، ترتیب نهشته شدن نمک‌ها و محیطی که در آن تبخیری‌ها نهشته شده‌اند جهت بازسازی زمین‌شناسی حوضه در گذشته، شیمی و نیز دمای دریا‌های قدیمی بکار گرفته شوند (Braitsch, 1971; Dean and Schreiber, 1978; Handford, 1982; Parrish et al, 1982; Annon, 1985; Bable and Schreiber, 2014). توالی‌های تبخیری با رسوبات غیرتبخیری (سنگ‌های آهکی و مارن‌ها) به صورت بین لایه‌ای در ریف‌های داخل کراتونی و حوضه‌های کششی درون پشته‌های میان اقیانوسی^۲ یافت می‌شوند (Kendall, 1984; Warren, 1989). سبخاها و

حاشیه‌های پهنه‌های بالای جزر و مدی^۳، به عنوان محیط‌های مهم تهنشینی تبخیری‌ها، شناخته شده‌اند (Kendall and Skipwith, 1969; Schreiber et al, 1977; Butler et al, 1982). نهشته‌های سبخاهای دریایی تجمعات عظیمی از رسوبات را ایجاد می‌کنند که گسترش جغرافیایی وسیعی در زمان کوتاهی دارند (Schreiber and El Tabakh, 2000).

عده‌ای معتقدند که بالا و پایین رفتن سطح آب دریا در ژوراسیک میانی تا کرتاسه پیشین سبب تشکیل توالی‌های رسوبی قاره‌ای، تبخیری و دریایی شده که با سکناس‌های بزرگ مقیاس اسلاس^۴ و یا کوچکتر از آن (Hallam, 1978, 1988; Haq et al, 1988; Miall, 2010) مطابقت دارند. همچنین حوادث کوهزایی سیمین میانی و پسین عامل بالا و پایین رفتن مناطقی از ایران مرکزی شده که با پیشروی آب دریا طی فرونشست زمین و یا چین‌خوردگی و بالا آمدن زمین و پسروی آب دریا در این مناطق در نهایت سبب تشکیل نهشته‌های تبخیری در این زمان شده‌اند.

مواد و روش‌ها

پس از مطالعه عکس‌های ماهواره‌ای و بررسی‌های صحرایی در منطقه راور کرمان، برش‌های لکرکوه، حورجند، خورند و شرق بهاباد به عنوان مناسب‌ترین برش‌های زمین‌شناسی انتخاب شدند. در مجموع تعداد ۶۸ مقطع نازک از چهار برش لکرکوه - ۱ و ۲، حورجند و خورند مورد بررسی پتروگرافی قرار گرفتند و دیگر شکس‌ها صرفاً جهت مقایسه ضخامت و رخساره‌های سنگ‌شناسی بررسی شده‌اند. در نامگذاری رخساره‌های کربناته از روش دانهام (Dunham, 1962) و در توصیف و تفسیر رخساره‌ها و فابریک‌های تبخیری از مقالات (Warren, 1999; Melvin, 1991; Kendall, 1992; Warren, 2006)

بازالتی و دایک‌های مافیک به همراه نهشته‌های کربناته- تبخیری ظاهر شده و سری راور خوانده شده است (شکل ۱). روی سری راور، توالی از مارن-های گچی و تبخیری‌های قرمز رنگ که با علامت (JK) روی نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه مشخص شده‌اند (حاج ملاعلی، ۱۳۷۴)، ظاهر می‌گردد. در برخی مناطق، نهشته‌های تخریبی به سمت افق‌های بالایی به کربنات‌های دریایی اربیتولین‌دار کرتاسه زیرین تبدیل می‌شوند و در مناطقی نظیر کوه دربند و ریحان، این نهشته‌ها با دگرشیبی مشخص روی نهشته‌های قدیمی‌تر قرار می‌گیرند (Tirrul et al, 1981). این ناپیوستگی‌ها حکایت از نآرامی‌های تکتونیک و بالا آمدن کف حوضه^۶ دارند. لایه‌های کرتاسه زیرین به‌طور پیوسته به کربنات‌های ضخیم دریایی هیپوریت‌دار کرتاسه بالایی می‌پیوندند، به طوری که تقریباً در سراسر پهنه راور، خصوصاً در غرب منطقه، نهشته‌های برجای مانده از پیشروی دریای مذکور را می‌توان ملاحظه نمود. پس از پیمایش‌های گسترده در نهایت پنج برش زمین-شناسی که کامل‌ترین رخنمون‌ها را داشتند در مناطق حورجند، لکرکوه-۱ و ۲، خوردند و به‌باباد انتخاب شدند. ستون چینه‌شناسی مناطق مورد مطالعه با سن ژوراسیک پسین جهت مقایسه نشان داده شده‌اند (شکل ۲). علت کاهش ضخامت نهشته‌های تبخیری از ۱۴۵۰ متر در خوردند، ۱۳۰۰ متر در به‌باباد، ۷۲۵ متر در حورجند، ۴۵۰ متر در لکرکوه-۱ و ۵۰ متر در لکرکوه-۲ را می‌توان احتمالاً به دلیل تغییرات محلی سطح آب و فراهم بودن بیشتر شرایط تبخیر نسبت داد. در خوردند توالی ژوراسیک پسین با لایه‌های آهک پکتن‌دار شروع می‌شوند. بعد از آن شیل‌های ژیبسی با میان لایه-های آهکی دارای فسیل پکتن رخنمون دارند.

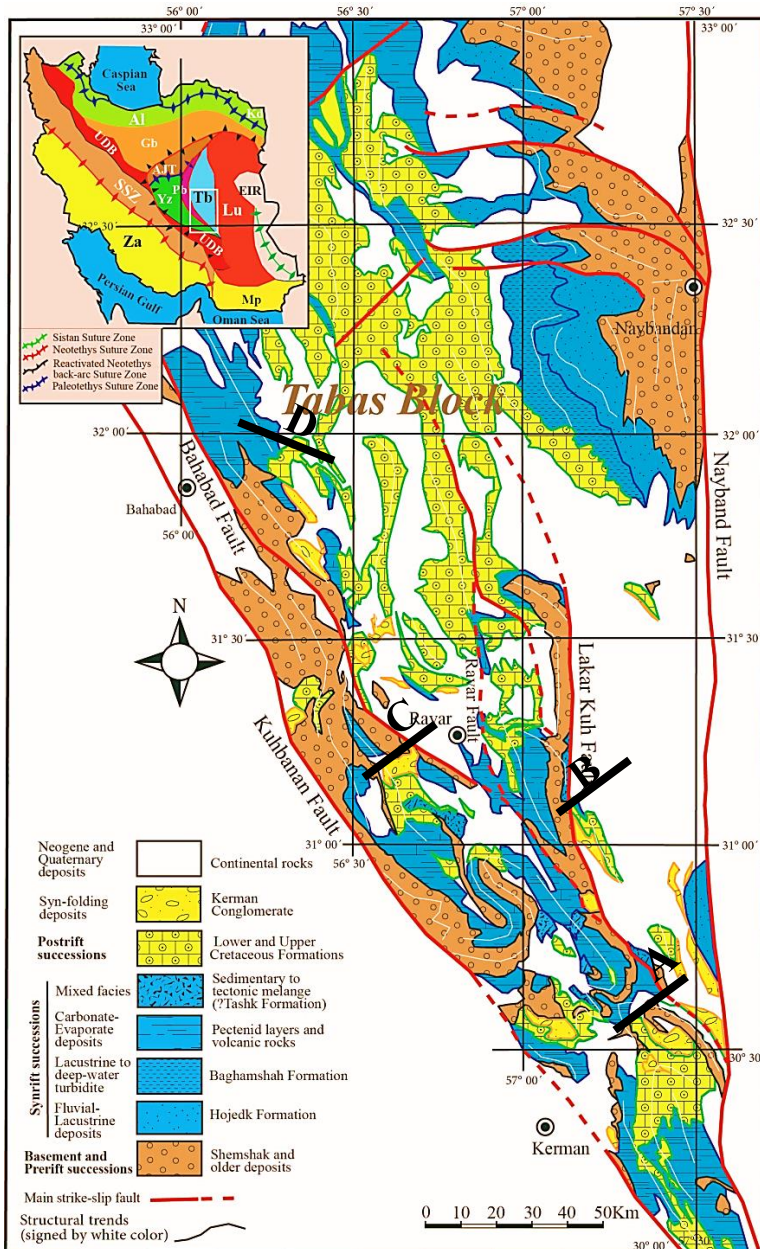
و در ارائه مدل رسوبی و دسته‌بندی رخساره‌ها از مطالب (Burchette and Wright, 1992; Flugel, 2010) استفاده شده است.

بحث و نتایج

چینه‌شناسی توالی‌های رسوبی ژوراسیک پسین-

کرتاسه پیشین

در پهنه راور، نهشته‌های تخریبی ضخیم دریایی کم عمق تا عمیق سازندهای هجدک و بغمشاه به‌طور ناپیوسته روی سازندهای قدیمی ناپبند، شمشک و بادامو قرار گرفته‌اند. ضخامت این توالی‌ها از جنوب پهنه راور به سمت شمال (مرکز بلوک طبس) افزایش می‌یابد (Naimi Ghassabiyan et al, 2010). ضخامت سازند هجدک از شرق به سمت غرب شدیداً کاهش می‌یابد، در حالی که ضخامت سازند بغمشاه از جنوب شرق به شمال افزایش چشمگیری نشان می‌دهد. لغزش‌های زیردریایی در نهشته‌های توربیدیتی شمال شرق راور در سازند بغمشاه (Kluyver et al, 1981) نشان می‌دهند که رسوبات آواری ریزدانه از شرق به سمت جنوب غرب حمل شده و در محیط عمیق‌تری رسوب کرده‌اند. سازندهای مذکور یا توسط توالی‌های کربناته دریایی کم‌عمق موسوم به آهک‌های پکتن‌دار و میان لایه‌های گچی محیط سب‌خا پوشانده می‌شوند و یا به‌طور جانبی به آنها تبدیل می‌شوند. این نهشته‌ها عمدتاً در بخش میانی پهنه راور از جنوب تا شمال گسترش دارند. ضخامت بخش گچی این توالی‌ها به سمت شمال افزایش یافته تا جایی که از واحد گچ مگو صحبت شده است (آقانباتی و حقی-پور، ۱۳۵۷). ضخامت‌های زیاد و غیرعادی گچ در منطقه راور اغلب منشاء تکتونیک داشته و عمدتاً مرتبط با شکل‌گیری چین‌های ناهماهنگ^۵ می‌باشد. در منطقه راور حجم قابل ملاحظه‌ای از روانه‌های



شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی ریفت پهنه راور. (A) محل برش لکرکوه، (B) محل برش حورجند (باقری و همکاران، ۱۳۹۵). (C) برش خوردند و (D) محل برش قسمت شرقی بهاباد.

است. در حورجند ژوراسیک پسین با توالی از ماسه سنگ قرمز و شیل سبز سازند هجدک شروع می‌شود. بعد از آن لایه کلیدی از آهک خاکستری رنگ غنی از میکروفسیل است ظاهر می‌شود که اولین لایه آهکی است که بلافاصله بعد از تخریبی‌ها ظاهر می‌شود و نشان از عمیق شدن محیط دارد. توالی‌های آهک مارنی دارای فسیل بینابین شیل‌های

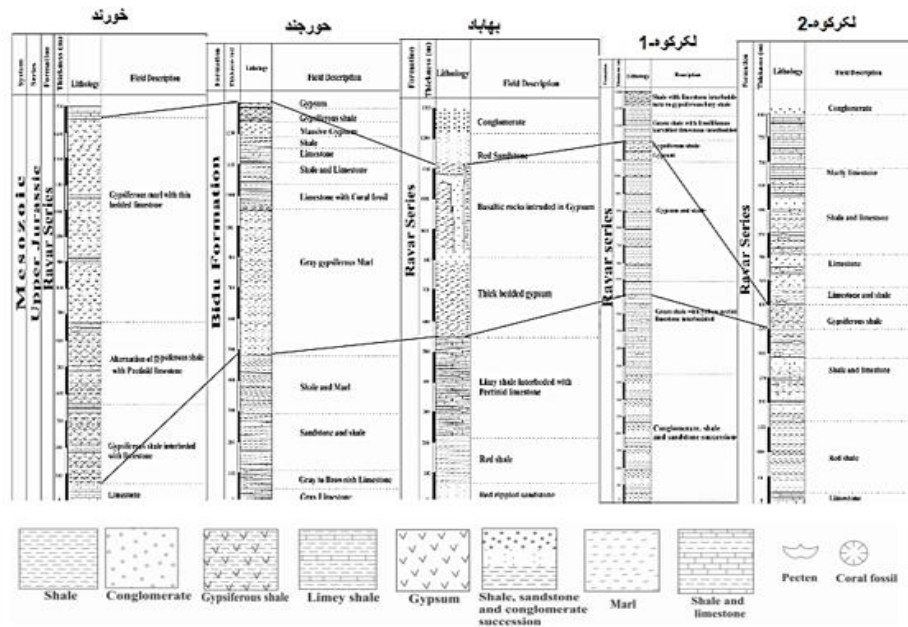
بعد از آن میزان آهک‌ها کاهش یافته ژیبس‌ها و شیل قرمز رنگ ظاهر می‌شوند و در نهایت به یک لایه ژیبس ضخیم تبدیل می‌شوند. سپس مارن‌های ژیبسی با میان لایه‌های از آهک نازک لایه ظاهر می‌شوند. بعد از آن آهک‌های سیاه رنگ قرار می‌گیرند. بعد از آن لایه‌های ماسه‌ای سازند هجدک قرار می‌گیرند. کل ضخامت تبخیری‌ها ۱۴۵۰ متر

لکرکوه ۱- توالی ژوراسیک پسین با گذر تدریجی از سازند هجدک با لیتولوژی آهک، شیل و عدسی‌های زغال‌دار از یک افق لاتریتی پر از فسیل‌های دوکفه‌ای بزرگ و سیاه رنگ پکتن شروع می‌شود که دچار انحلال شده‌اند. بعد از آن توالی‌های منظم از ژپس به همراه مارن دیده می‌شود. روی آنها آهک‌های دارای ریپل مارک قرار می‌گیرند. بعد از آن توالی‌های شیل سبز با میان لایه‌های آهکی کرم رنگ دارای فسیل دوکفه‌ای از نوع پکتن سیاه رنگ ظاهر می‌شوند. سپس توالی‌هایی از ماسه سنگ قرمز و شیل قرمز قرار می‌گیرند. بعد از آن توالی‌های شیل سبز و آهک‌های کرم رنگ قرار می‌گیرند. آهک‌ها لیمونیتی و کارستی شده‌اند و همزمان ژپس در آنها نهشته شده و بعد دوباره در زیر آب قرار گرفته‌اند. آهک‌های فسیل‌دار سیلیسی شده و شیل‌هایی که مجدداً آهکی شده رخنمون دارند. توالی‌های شیل قرمز با میان لایه‌های آهکی نازک لایه فسیل‌دار ظاهر می‌شوند. شیل‌ها ژپسی می‌شوند. میزان شیل کاهش می‌یابد و ژپس‌های توده‌ای رخنمون می‌یابند. مجدداً شیل‌های ژپسی ظاهر می‌شوند. کل ضخامت ژپس در این برش حدود ۴۷۰ متر است. در برش لکرکوه-۲ توالی ژوراسیک پسین با شیل سبز با میان لایه‌های آهکی کارستی شده شروع می‌شود. شیل‌ها با میان لایه‌های آهکی به شیل آهکی ژپسی تبدیل می‌شوند. شروع این برش با مارن‌های ژپسی با میان لایه آهکی دارای فسیل پکتن کارستی شده همراه با ریپل مارک همراه است. بعد از آن لایه آهکی کارستی شده با میان لایه شیلی نازک لایه قرار می‌گیرد. مارن با میان لایه شیلی قرار می‌گیرد. بعد از آن لایه آهکی کارستی شده دارای ریپل مارک ظاهر می‌شود. توالی شیل ژپسی سبز رنگ با میان لایه آهکی قرار می‌گیرد. مارن‌های ژپسی قرمز با میان لایه‌های شیل و کنگلومرای قرمز رخنمون دارند. رخساره

سبز قرار گرفته‌اند. بعد از آن آهک‌های غنی از میکرو و ماکرو فسیل‌های دارای پکتن قرار می‌گیرند که کارستی شده‌اند. سپس توالی شیل و آهک ظاهر می‌شوند که آهک‌ها انحلال یافته‌اند و به شدت لیمونیتی شده‌اند. روی این توالی آهک‌های دارای فسیل مرجان ظاهر می‌شوند. به تدریج روی آهک‌ها، مارن‌های ژپسی خاکستری رنگ ظاهر می‌شوند. بعد از آن میزان ژپس کاهش یافته شیل و مارن رخنمون می‌یابند. ضخامت تبخیری‌ها در این برش ۷۲۵ متر است. توالی ماسه سنگ و شیل روی توالی قبلی قرار می‌گیرند. در انتها یک لایه آهکی لیمونیتی شده ظاهر می‌شود. در بهاباد توالی ژوراسیک پسین با گذر تدریجی از بغمشاه شروع می‌شود. بغمشاه در اینجا لایه‌های ماسه سنگ‌های قرمز ریپل مارک‌دار و شیل‌های قرمز است که در بخش بالایی به شدت دچار انحلال شده و کارستی شده‌اند. به تدریج به سمت بالا مجدداً سیلتی شده و به شیل‌های کربناته تبدیل می‌شوند که میان لایه‌های آهکی دارای فسیل پکتن در آن ظاهر می‌شوند. به تدریج به سمت بالا ژپس ظاهر می‌شود تا جایی که افق‌های ضخیم ژپس نوارهای سفید می‌سازند ظاهراً در افق‌های ضخیم ژپس دیده می‌شوند. شیل‌های ژپسی و مارن‌های ژپسی به تدریج قرمز می‌شوند. در اینجا یک افق بهم ریخته دیده می‌شود که بازالت‌ها درون ژپس‌ها نفوذ کرده‌اند. روی این افق تدریجاً رسوبات تخریبی قرمز رنگ ماسه و کنگلومرا می‌آیند و به نظر می‌رسد مربوط به سازند JK(?) باشند. به نظر یک دگرشیبی بین این لایه‌ها و لایه‌های تبخیری - کربناته دیده می‌شود. کل ضخامت در حدود ۱۳۰۰ متر است که از کف تا افق اول ژپس ۸۰۰ متر و تا افق دوم ۱۳۰۰ متر است. در همین منطقه بهاباد ضخامت JP گاهی به حدود ۷۰۰ متر نیز می‌رسد و واقعاً تخمین ضخامت واقعی ناممکن است. در برش

می‌شود. مجدداً آهک‌ها ظاهر می‌شوند. ضخامت تبخیری‌ها در این برش در حدود ۵۰ متر است.

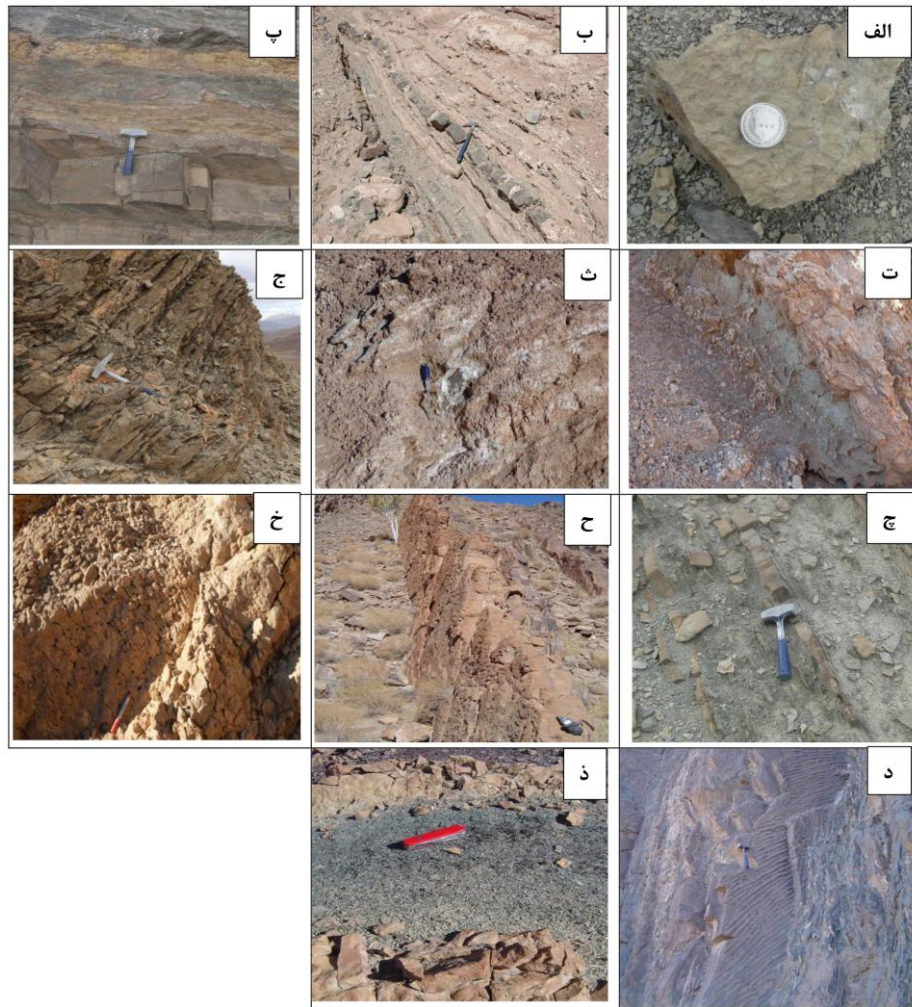
عوض می‌شود و آهک ظاهر می‌شود. بعد از آن ژیبس با میان لایه‌هایی از مارن‌های ژیبسی ظاهر می‌شوند. به سمت بالا میزان تبخیری‌ها افزایش



شکل ۲: ستون چینه‌شناسی مناطق مورد مطالعه به ترتیب از چپ به راست خورند، حورجند، بهاباد، لکرکوه-۱ و ۲ (عدالتی‌منش و همکاران، ۱۳۹۶).

میکروفاسیس‌های ۴ برش مورد مطالعه منجر به شناسایی ۱۱ ریز رخساره با حروف اختصاری A، B، C و D گردیده است که از نظر محیط رسوبگذاری به ۴ کمربند رخساره‌ای ۷ محیط جزر و مدی^۸، لاگون، سد و دریای باز تعلق دارند. در نهایت با توجه به رخساره‌های شناسایی شده مدل محیط رسوبی ارائه گردید. در ادامه به تفسیر هر یک از این رخساره‌ها می‌پردازیم. البته لازم به ذکر است که از برش بهاباد نمونه‌ای برداشت نشده و صرفاً جهت مقایسه تغییرات ضخامت نهشته‌های تبخیری آورده شده است.

بررسی فابریک و محیط رسوبی نهشته‌های تبخیری به منظور شناسایی و تفسیر رخساره ژیبس و انیدریت و فابریک‌های مرتبط با آن‌ها چندین برش در مناطق لکرکوه و حورجند انتخاب شده‌اند. ابتدا بعد از معرفی عکس‌های صحرایی (شکل ۳)، برخی از فابریک‌های مهم شناسایی شده بررسی خواهند شد. مطالعات میکروفاسیس دربردارنده تعبیر و تفسیر کلیه خصوصیات قابل مشاهده شده در مقاطع نازک شامل کانی‌شناسی، بافت، سنگ‌شناسی، دیاژنز و حتی اطلاعات پتروفیزیکی است (Tucker and Wright, 1990). مطالعه



شکل ۳: عکس‌های صحرایی متعلق به نمونه‌های تبخیری-کربناتی که از برش‌های لکرکوه، حورجند و خورد برداشت شده‌اند را نشان می‌دهد. الف) این نمونه از لیتولوژی غالب شیل با میان لایه آهکی با سطح هوازده شتری با جهت دید عکس به سمت شرق (Hor-1-23)، ب) از آهک‌های بیتومینه با جهت دید به سمت غرب برداشت شده است (Khr-1-6)، پ) از آهک‌های مارنی توده‌ای با رنگ هوازده شتری و سطح تازه رخنمون یافته خاکستری رنگ برداشت شده است. آهک‌ها از قسمت میانی دچار تجزیه شده‌اند و فتیت می‌باشند جهت دید به سمت شمال (Hor1-24)، ت) مارن‌های ژیبسی قرمز رنگ با میان لایه‌هایی از آهک‌های متوسط لایه که دارای ریپل مارک است و دولومیتی شده است، جهت دید به سمت غرب (شماره نمونه LK3-9)، ث) شیل‌های مارنی ژیبسی با میان لایه‌هایی از ژیبس است، جهت دید به سمت شمال (LK3-5)، ج) از آهک‌های خاکستری تیره با رنگ هوازده زرد شتری و غنی از میکرو و ماکروفسیل‌های پکتن برداشت شده است جهت دید به سمت غرب (Hor1-4)، چ) از آهک‌هایی که سطح هوازده و فرش آن شتری است برداشت شده است جهت دید به سمت شمال (Hor1-22)، ح) از سنگ آهک‌هایی شتری رنگ که بسیار کم دولومیتی شده‌اند برداشت شده است جهت دید عکس به سمت غرب (LK2S-1-1)، خ) از آهک‌های توده‌ای دارای رنگ شتری برداشت شده است، جهت دید عکس به سمت شرق (LK-3-12)، د) از آهک‌های دارای ریپل مارک متقارن یا موجی که شاخص محیط دریایی می‌باشند برداشت شده است جهت دید عکس به سمت شمال (LK2S3)، ذ) توالی شیل‌های سبز رنگ با میان لایه‌های آهکی کرم رنگ دارای فسیل‌های پکتن دار سیاه رنگ رخنمون دارند که این نمونه از میان لایه‌های آهکی کرم رنگ برداشت شده است جهت دید عکس به سمت جنوب غرب (LK-1-2).

رخساره‌های پهنه جزر و مدی

رخساره‌های پهنه حد جزر و مدی شامل رخساره‌های ژپیس و انیدریت و دولومادستون می‌باشد.

ریز رخساره ژپیس و انیدریت

ندول‌های ژپیس و انیدریت متعلق به محیط گرم و خشک بوده و امروزه در سبخاها در حال تشکیل هستند

(Kasprzyk and Orti, 1998) که از بافت‌های شاخص تبخیری‌های ثانویه همزمان با رسوبگذاری هستند (شکل ۴الف) (رخساره A1-). رسوبات سبخایی در بین حد جزرومد بالایی (اینترتایدال بالایی) و بالای حد جزرومدی (سوپراتایدال) به وسیله بلورهای پراکنده ژپیس و انیدریت جانشین می‌شوند و با حرکت به سمت خشکی ندول‌های انیدریتی و انیدریت با فابریک قفس پرنده‌ای بارز و فراوان تر می‌گردد (Flugel, 2010). ندول‌های انیدریت معمولاً طی مراحل اولیه دیاژنز در محیط‌های سبخایی و در رسوبات دانه ریز تشکیل می‌شوند که می‌توانند در مرحله دیاژنز تدفینی نیز تشکیل شوند. این رخساره معادل RMF 25 می‌باشد (Flugel, 2010).

ریز رخساره دولومادستون با فابریک فنسترال

این رخساره با فابریک فنسترال احتمالاً در کمربند رخساره‌های پهنه جزر و مدی تشکیل شده‌اند. تشکیل مادستون در محیط سبخا بیشتر به صورت دولومیت دیاژنتیکی اولیه یا دولومیکرایت بعد از تشکیل ژپیس و انیدریت است که به سبب خارج شدن یون سولفات از محیط است (آدابی، ۱۳۹۰). وجود فابریک فنسترال همراه با دولومیت‌های ریزدانه از شواهد رخساره‌های پهنه جزر و مدی امروزی است (شکل‌های ۴ ب و پ) (رخساره‌های A3 و A2) (Warren, 1990).

این رخساره معادل RMF 22 می‌باشد (Flugel, 2010).

رخساره‌های پهنه بالای حد جزر و مدی

از رخساره پهنه بالای حد جزر و مدی می‌توان به رخساره دولومادستون با بلورها و قالب‌های پراکنده انیدریت اشاره نمود.

ریز رخساره دولومادستون با بلورها و قالب‌های پراکنده انیدریت

رخساره دولومادستون با بلورها و قالب‌های پراکنده انیدریت، بلورها و قالب‌های انیدریتی در اشکال و اندازه‌های مختلف و به صورت پراکنده در رخساره‌های مادستونی و دولومادستونی (دولومیکرایتی) مشاهده می‌شود (شکل‌های ۴ و ۵). این رخساره فاقد فسیل و ساخت رسوبی می‌باشد. وجود بلورهای پراکنده تبخیری در ماتریکس کلسیتی یا دولومیتی در رخساره‌ها نشان‌دهنده رسوبگذاری در محیط‌های با درجه شوری بالا در اقلیم گرم و خشک بخش بین پهنه جزر و مدی تا بالای حد جزرومدی (سبخا) می‌باشد (Flugel, 2010). ندول‌های پراکنده در مادستون‌ها عمدتاً مربوط به محیط‌های سبخا می‌باشد (رخساره‌های A4 و A5) (Warren, 2006).

رخساره لاگون**ریز رخساره وکستون پلت‌دار^۹**

در این رخساره پلت‌های مدفوعی و پلوئیدها اجزای اصلی کربناته را تشکیل می‌دهند. پلت‌ها تقریباً از گردشگی و جورشدگی خوبی برخوردارند و دارای شکل منظم و اغلب هم‌اندازه می‌باشند. فاقد ساختمان داخلی بوده و نیز میکریتی می‌باشند. پدیده دولومیتی شدن نیز در نمونه‌ها مشاهده می‌شود. اغلب پلت‌ها در همان مراحل اولیه یا طی تدفین از بین می‌روند. سیمانی شدن سریع و اولیه و همچنین رسوبگذاری سریع در انرژی پایین می‌تواند باعث حفظ‌شدگی این ذرات شود، بنابراین لاگون‌ها (به ویژه شرایط هایپرسالین)، فلات‌های جزرومدی کم انرژی محل‌های مناسبی برای نهشت پلت‌ها

فرامینیفیرهای کوچک می باشد (شکل ۴خ). این رخساره معادل RMF 29 می باشد (Flugel, 2010).

رخساره دریای باز

ریز رخساره بایوکلاست پکستون / وکستون قطعات بایوکلاستی مهم ترین اجزا تشکیل دهنده این رخساره می باشند. لیتولوژی این رخساره آهک یا آهک دولومیتی است. اجزای بایوکلاستی این رخساره عمدتاً شامل قطعات براکیوپود و دوکفه ای می باشند. بایوکلاست ها جورشدگی خوبی ندارند. این رخساره مربوط به نواحی انتهایی پلاتفرم کربناته و در بخش عمیق تر دریا و قسمت های زیر پشته کربناته تشکیل شده اند (شکل های ۴د و ۴ذ) که بیانگر پیشروی سریع و ناگهانی دریا می باشد (لطف پور و همکاران، ۱۳۸۴). این رخساره معادل RMF 3 می باشد (Flugel, 2010).

مدل رسوبی

بازسازی و ارائه مدل رسوبی براساس داده های صحرایی، مطالعات پتروگرافی، تشخیص رخساره ها، محیط تشکیل آنها و ارتباط آنها با یکدیگر میسر می باشد. مطالعات حاکی از این است که نهشته های مورد بررسی در یک حوضه رسوبی کربناته کم عمق و با شیب کم نهشته شده اند و احتمالاً شبیه به محیط رسوبی یک رمپ کربناته هموکلینال^{۱۲} با شیب ملایم بوده است. شواهدی نظیر عدم حضور موجودات ریف ساز (Burchette and Wright, 1992)، شیب کم حوضه، تغییر تدریجی رخساره ها و عدم حضور رسوبات توربیدیتی یا آهک های دارای رسوبات و قطعات ریزشی حکایت از این دارند که این نهشته ها در یک پلاتفرم کربناتی کم عمق احتمالاً از نوع رمپ در چندین زیر محیط نهشته شده اند. رخساره های موجود ویژگی های محیطی شاخص مربوط به سکانس های کربناته-تبخیری را نشان می دهند به این صورت که ابتدا رخساره های پهنه بالای حد جزر و مدی، سپس رخساره پهنه

می باشند (شکل ۴ج و چ) (رخساره B1- Scholle) (and Scholle, 2006). این رخساره معادل RMF 20 می باشد (Flugel, 2010).

رخساره سد

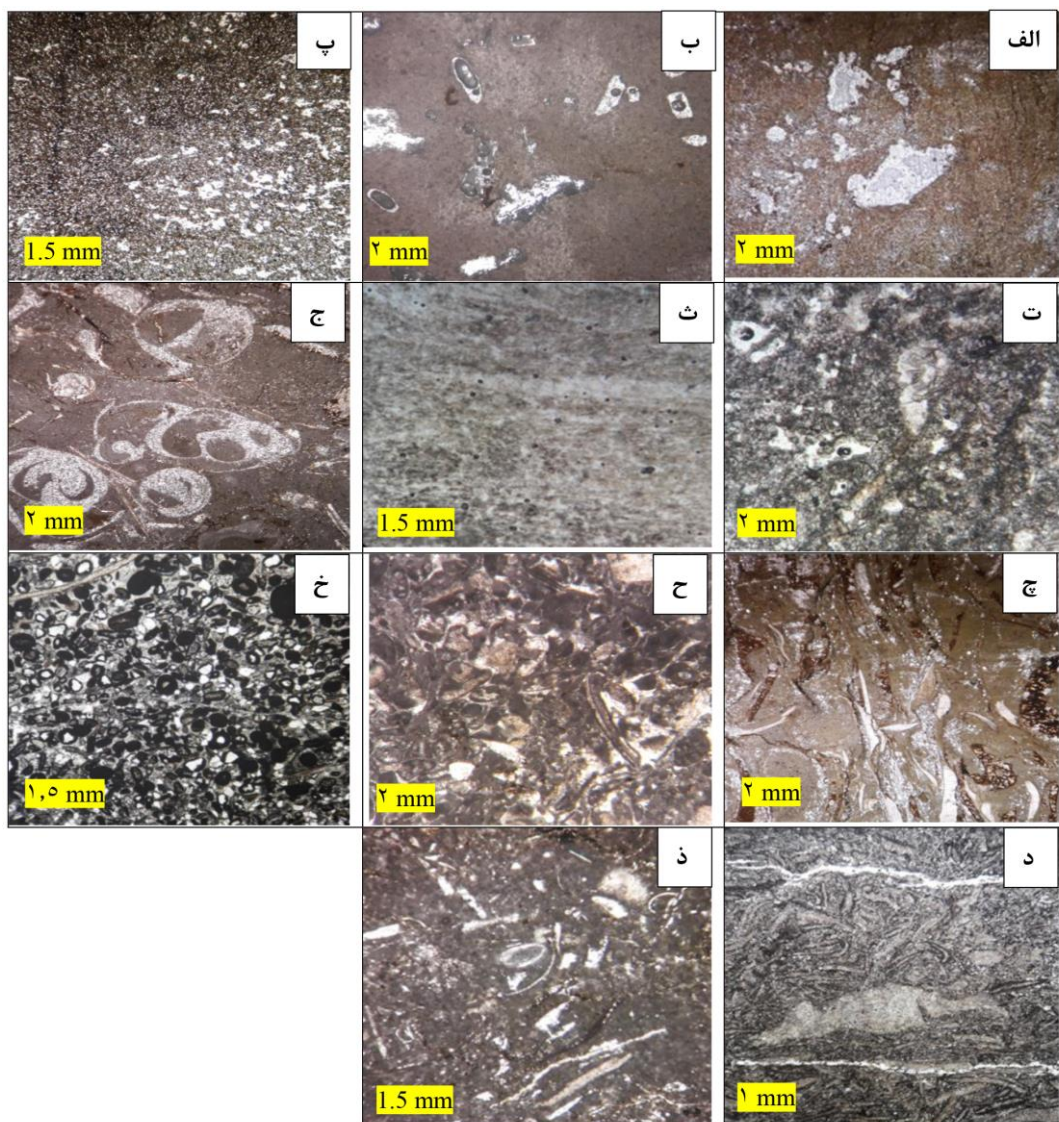
ریز رخساره اینتراکلاست بایوکلاست گرینستون قطعات اینتراکلاستی و بایوکلاستی مهم ترین اجزای تشکیل دهنده این رخساره می باشند. رخساره اینتراکلاست بایوکلاست گرینستون در بخش رو به دریای پشته کربناته^{۱۰} و پرانرژی ترین بخش پشته کربناته نهشته شده اند. در این قسمت ها به علت انرژی زیاد محیط، میکریست شسته شده و سیمان جایگزین آن شده است. زیرا حضور ائید و سیمان اسپاری مؤید یک محیط پرانرژی است. اندازه ذرات از سمت رو به دریای باز پشته های کربناته به طرف رو به خشکی پشته های کربناته کاهش می یابد که علت آن کاهش انرژی محیط است (Flugel, 2010) (شکل ۴ح). این رخساره بیانگر رسوبگذاری در پرانرژی ترین بخش پشته های کربناته می باشد (Flugel, 2010). این رخساره معادل RMF 27 می باشد (Flugel, 2010).

ریز رخساره ائید گرینستون

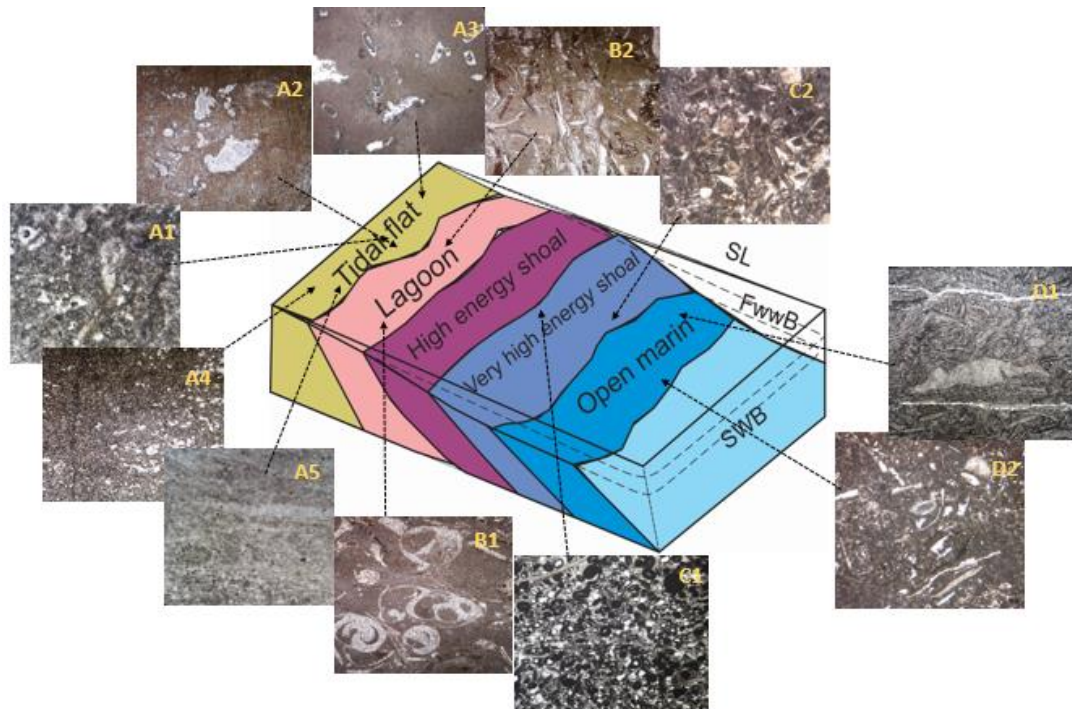
این کمر بند رخساره ای دارای ائید زیاد بوده که نشان دهنده توده های سد فعال و متحرک مربوط به آب های کم عمق است (Flugel, 2010). گسترش رخساره های پشته های کربناته یکی از عوامل نشان دهنده محیط رمپ می باشد (Elrick and Read, 1991). رخساره ائید گرینستون در بخش مرکزی و پرانرژی پشته کربناته^{۱۱} تشکیل شده اند که به علت انرژی زیاد محیط، میکریست شسته شده و سیمان جایگزین آن شده است. زیرا حضور ائید و سیمان اسپاری مؤید یک محیط پرانرژی است. اجزای بایوکلاستی این رخساره که درصد فراوانی خیلی کمی دارند شامل قطعات دوکفه ای، خارپوست، گاستروپود و عمدتاً

شده به همراه فرآیندهای دیاژنتیکی غالب نشان داده شده است (جدول ۱).

حد جزر و مدی و در انتها رخساره لاگون به سمت خشکی گسترش می‌یابد (شکل ۵). در جدول زیر میکروفاسیس‌ها و کمرندهای رخساره‌ای شناسایی



شکل ۴: مطالعه میکروسکوپی نمونه‌های مورد مطالعه در ارتباط با زیر محیط‌های پهنه جزر و مدی، لاگون، پشته کربناته و دریای باز؛ الف) استروماتولیت‌ها فابریک فنسترال نشان می‌دهند، ب) این نمونه دارای قالب‌های ژپیس و انیدریت می‌باشند که به ترتیب با اشکال مستطیل و دایره‌ای مشاهده می‌شوند، پ) بلورها و قالب‌های انیدریتی در اشکال و اندازه‌های مختلف و به صورت پراکنده در رخساره‌های مادستونی و دولومادستونی یا دولومیکرایتی گسترش یافته‌اند، ت) فابریک‌های فنسترال توسط درشت بلورهای دولومیت پر شده‌اند که در بعضی قسمت‌ها این فابریک‌ها پر نشده‌اند، ث) ندول‌های ژپیس و انیدریت، ج) رخساره پلوئیدال بایوکلاست و کستون را نشان می‌دهد، چ) رخساره بایوکلاست و کستون دولومیتی شده را نشان می‌دهد، ح) رخساره اینتراکلاست بایوکلاست گرینستون است، خ) الئید گرینستون را نشان می‌دهد، د) بایوکلاست پکستون دولومیتی شده است و ذ) بایوکلاست پلت و کستون را نشان می‌دهد.



شکل ۵: محیط رسوبی رمپ کربناته و تغییرات جانبی رخساره‌ها نهشته‌های کربناته- تبخیری، A) رخساره‌های پهنه جزر و مدی و B) رخساره لاگون. در این برش‌ها شواهدی از رخساره‌های shoal یا سدی و دریای باز مشاهده نشده است.

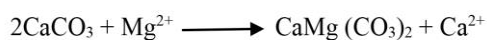
جدول ۱: میکروفاسیس‌ها و کمربندهای رخساره‌ای شناسایی شده در برش‌های لکرکوه، حورجند و خوردند به همراه آلوکم‌های اصلی (اسکلتی و غیر اسکلتی) و فرآیندهای دیاژنتیکی غالب

رخساره	عنوان میکروفاسیس	دانه‌ها		عوارض دیاژنتیکی غالب	زیرمحیط شناسایی شده
		اجزاء اسکلتی	اجزاء غیر اسکلتی		
A1	دولومادستون با فابریک فنسترال	-	-	اکسید آهن، استیلولیت، انحلال انیدریتی شدن و دولومیتی شدن	پهنه جزر و مدی
A2	بایندستون استروماتولیتی با فابریک فنسترال	-	-	میکریتی شدن، آهنی شدن، سیمانی شدن	پهنه جزر و مدی
A3	دولومادستون ریز بلور با فابریک فنسترال همراه با ژپیس و انیدریت	-	-	دولومیتی شدن و رگچه‌های تبخیری	پهنه جزر و مدی
A4	دولومادستون با بلورها و قالب‌های پراکنده انیدریت	-	-	دولومیتی شدن، استیلولیت و شکستگی	پهنه جزر و مدی
A5	ندولار ژپیس	-	-	رگچه‌های تبخیری	پهنه جزر و مدی
B1	مادستون بایوکلست و کستون / پکستون	گاستروپودها و قطعات دوکفه‌ای و جلبکی	پلت	انحلال، شکستگی، دولومیتی شدن، سیمانی شدن، انحلال،	لاگون

	انیدریتی شدن، تراکم، آهن دار شدن و استیلولیت				
لاگون	دولومیتی شدن، انیدریتی شدن، انحلال، استیلولیت، شکستگی و آهن دار شدن	پلت‌های مدفوعی و پلوئیدها فراوان	خارپوست، گاستروپودها، قطعات جلبکی و دوکفه‌ای	پلوئیدال و کستون/ پکستون	B ₂
پشته کربناته	انحلال، استیلولیت، تراکم، فیزیکی، نئومورفیزم، سیمانی شدن، دولومیتی شدن، انیدریتی شدن و میکریتی شدن	ائید فراوان	قطعات دوکفه‌ای، خارپوست، گاستروپود و عمدتاً فرامینفرهای کوچک	ائید گرینستون	C ₁
پشته کربناته	دولومیتی شدن، انحلال، انیدریتی شدن، نئومورفیزم، سیمانی شدن، پیریتی شدن، استیلولیت، شکستگی	ائید و اینتراکلت	دوکفه‌ای، خارپوست و فرامینفرهای بنتیک	اینتراکلاست بایوکلاست گرینستون	C ₂
دریای باز	استیلولیت، میکریتی شدن، شکستگی، تشکیل رگچه-های انحلالی و انحلال		قطعات براکیوپود، دوکفه‌ای پلاژیک، فرامینفر و بریزوئر	دولومیت بایوکلاست پکستون	D ₁
دریای باز	شکستگی، استیلولیت، انحلال، میکریتی شدن و آهنی شدن	اینتراکلت‌های میکریتی شده	دوکفه‌ای پلاژیک و براکیوپود	بایوکلاست پلت و کستون	D ₂

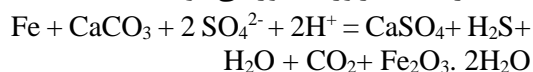
شورابه از پهنه جزر و مدی ایجاد شده‌اند که خود نوعی کانی تبخیری محسوب می‌شود (واکنش ۱). تزریق دایک‌های گسترده که سبب گرم شدن سنگ میزبان آهنی می‌شوند از نظر سینتیکی شرایط مساعدی برای دولومیتی شدن در مجاورت دایک‌ها فراهم می‌نمایند. آب دریا با دایک‌های دگرسان شده به ویژه با لیتولوژی بازالتی واکنش داده و سیال حاصله از Fe, Mg و احتمالاً Ca غنی شدگی می‌یابد و سپس با سنگ میزبان آهنی واکنش می‌دهند (Blomme et al, 2017). دولومیت بر اثر واکنش سیالات منیزیم‌دار که در آن کربنات کلسیم توسط دولومیت جایگزین می‌شوند طی واکنش انحلال- نهشته شدن مجدد تشکیل می‌شود (واکنش ۱) (Parker and Sellwood, 1992).

واکنش (۱)



واکنش‌های دیاژنتیکی انجام شده بین تبخیری‌ها و کربنات‌ها در منطقه راور

تصور ما بر این است که آهن‌ها پس از رسوبگذاری دچار انحلال و فتیتی شدن گشته‌اند زیرا لایه‌های ژیبس و آهنک به صورت متوالی روی هم رسوب کرده‌اند اما در طی فرآیند دیاژنز و نفوذ آب‌های جوی سبب شده تا آهنک‌ها انحلال یابند و آهن در آنها رسوب کند و سبب کارستی شدن آنها شود. بنابراین به کمک تبخیری‌ها محلول‌های اسیدی ایجاد کرده‌اند که در نهایت سبب انحلال آهنک‌ها شده و طی این فرآیند گاز نیز متصاعد شده است. واکنش کلی زیر برای فرآیندهای دیاژنتیکی انجام شده در منطقه راور متصور می‌شود.

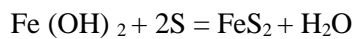


غالباً نهشته‌های تبخیری با دولومیت‌ها همراه هستند. دولومیت‌های نواحی پیرامون منطقه حد جزر و مدی به سمت داخل حوضه بر اثر نفوذ

قرمر آنها تنها به واسطه وجود هماتیت است. فرآیندهای دیاژنزی در رسوبات امروزی سبب تبدیل اکسیدهای آهن فریک قهوه‌ای آمورف به گوتیت (لیمونیت FeO(OH)) و گوتیت به هماتیت می‌شود (Van Houten, 1968). آب و هوای گرم باعث افزایش تبدیل لیمونیت قهوه‌ای رنگ به هماتیت قرمز می‌شود (Van Houten, 1968).

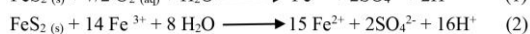
در محیط‌های زیر آبی، جایی که شرایط اکسیداسیون احتمالاً وجود نداشته باشد، باکتری-های احیاء کننده سولفات معمولاً فعال هستند. در این شرایط سولفور با آهن دو ظرفیتی واکنش داده و کانی پیریت ایجاد می‌شود (واکنش-۴) (Moore, 1989).

واکنش (۴)



انحلال پیریت یا به سبب اکسیداسیون از طریق انحلال O₂ یا Fe³⁺ و یا از طریق واکنش کلی زیر توسط مجموعه‌ای از مراحل متوسط انجام می‌شود و به عنوان منشاء سولفید عمل می‌کند (واکنش-۵) (Luther, 1987; Moses et al, 1987; Luther, 1990).

واکنش (۵)

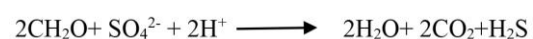


کربنیک اسیدی که مهم‌ترین عامل در به وجود آمدن کارست است، هنگامی تشکیل می‌شود که قطرات باران در حال چرخش در اتمسفر CO₂ جذب کنند و در آب حل شود. هنگامی که باران به سطح زمین می‌رسد، ضمن حرکت از لایه‌های خاک، مقداری CO₂ نیز حاصل می‌شود و کربنیک اسید ضعیف حاصل شده، قادر به انحلال کربنات کلسیم می‌باشد (Warren, 2006).

توالی این واکنش در انحلال سنگ‌های آهکی به صورت زیر می‌باشد (واکنش ۶):

اغلب رسوبات غنی از مواد آلی با نهشته‌های کربناته -تبخیری مرتبط هستند و مواد آلی آنها معمولاً در محیط‌های لاگونی و بالای پهنه حد جزر و مدی، خاستگاه‌های دور از پلاتفرم^{۱۳} و محیط‌های احیایی حفظ می‌شوند (Rouchy, 2001). برخی از نهشته-های کربناته دارای مواد آلی بوده و طی فرآیندهای بلوغ مواد آلی احتمالاً یون‌های سولفات با مواد آلی واکنش داده و هیدروژین سولفید تشکیل می‌شود و CH₂O نشان دهنده مواد آلی است (واکنش ۲) (Moore, 1989). فرآیند احیاء سولفات توسط مواد آلی به صورت زیر می‌باشد (Morse and Mackenzie, 1990):

واکنش (۲)



نهشته‌های کربناته دچار فرآیند دیاژنزی از نوع فتیتی شدن قرار گرفته‌اند که دارای رنگ تیره و بوی نامطبوع می‌باشند که در اثر واکنش با کانی-های سولفات نهشته‌های تبخیری گاز H₂S تولید می‌شود. کانی‌های سولفات مستعد فرآیندهای دیاژنزی مختلف به ویژه انحلال، تبلور مجدد و جاننشینی هستند. در اثر انحلال ژپس و انیدریت، سولفات‌های آبدار در دمای بالا احیاء می‌شوند که عامل احیاء H₂ بوده که احتمالاً در اثر تجزیه مواد آلی یا دگرسانی کانی‌های آهن دو ظرفیتی حاصل شده است (آدابی، ۱۳۹۰). انحلال پیریت یا به سبب اکسیداسیون از طریق انحلال O₂ یا Fe³⁺ و یا از طریق واکنش‌های کلی زیر انجام می‌شود (واکنش-۳) (Luther, 1987; Moses et al, 1987; Luther, 1990).

واکنش (۳)

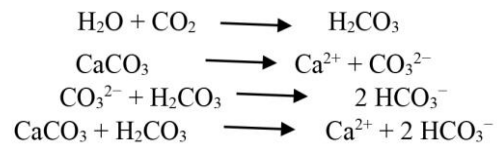


در شرایط احیایی، مقدار زیادی از Fe²⁺ به صورت FeS نهشته شده که سریعاً به پیریت یا مارکاسیت تبدیل می‌شود (Calvert and Price, 1972). رنگ

ناهماهنگ می‌باشد. شواهدی نظیر ندول‌های منفرد، توری قفس مرغی، اینترولیتیک و بافت فنسترال در تبخیری‌ها را نشان می‌دهند که این فابریک‌ها به صورت همزمان با رسوبگذاری یا در مراحل اولیه دیاژنز ایجاد شده‌اند. سه کمر بند رخساره‌ای شامل رخساره پهنه بین حد جزر و مدی (رخساره A1، A2 و A3) پهنه بالای حد جزر و مدی (رخساره‌های A5 و A4)، و لاگون (رخساره B1) شناسایی شده‌اند. مدل رسوبی نهشته‌های مورد مطالعه در بخش‌های کم عمق یک سیستم کربناتی-تبخیری صورت گرفته که احتمالاً شبیه یک رمپ هموکلینال بوده است. رسوبات این کمر بندها به ترتیب عبارتند از ژپیس ندولار، کربنات‌ها و تبخیری‌ها به صورت دولومیت فنسترال به همراه قالب‌هایی از ژپیس و انیدریت در بخش‌های بالایی پهنه بین حد جزرومدی^{۱۴} تا بخش بالایی حد جزر و مدی (سوپراتایدال) و وکستون پلوئیدی در پهنه لاگونی نهشته شده‌اند. بررسی رخساره‌های تبخیری در مناطق لکرکوه و حورجند حکایت از این دارد که اغلب در محیط‌های سبخت و پهنه جزرومدی و لاگون نهشته شده‌اند. رخساره‌های تبخیری در این کمر بند از جنوب به شمال گسترش دارند در حالی که در مجاورت آنها حوضه‌های عمیق‌تری وجود داشته‌اند این مسئله نشان می‌دهد که بالا و پایین رفتن بستر حوضه حکایت از یک ناپایداری تکتونیکی داشته که ممکن است مرتبط با حوضه‌های ریفتی باشند.

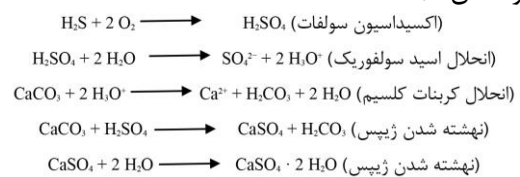
- 1-Solar evaporation
- 2-Mid ocean ridge
- 3-Supratidal margins
- 4-Sloss
- 5-Disharmonic folds
- 6-Basement
- 7-Facies Belt

واکنش (۶)



علاوه بر این واکنش‌ها، مکانیسم‌های دیگری هم نقش دارند. برای مثال اکسیداسیون سولفات‌ها باعث تشکیل اسید سولفوریک می‌شود که می‌تواند یکی از عوامل خوردنده یا انحلالی در پدیده کارست باشد. آب‌های سطحی غنی از اکسیژن که به سیستم‌های کارستی احیایی عمیق نفوذ می‌کنند با سولفات موجود در سیستم پیریت یا H_2S واکنش داده و اسید سولفوریک ایجاد می‌کنند (Warren, 2006). اسید سولفوریک با کلسیم کربنات واکنش داده سبب تشکیل ژپیس می‌شود و ذرات کربن نقش تعیین کننده‌ای در تشکیل ژپیس دارند و به عنوان نقاط هسته‌گذاری عمل می‌کنند (واکنش ۷).

واکنش (۷)



نتیجه‌گیری

تغییرات شدید در میزان ضخامت تبخیری‌ها و تجمع آنها در محل سطح محوری چین‌ها پیشنهاد می‌کند که به احتمال قوی ضخامت‌های زیاد و غیرعادی گچ در منطقه راور اغلب منشاء تکتونیکی داشته و عمدتاً مرتبط با شکل‌گیری چین‌های

پانویس

- 8-Tidal flat
- 9-Wackestone Pelloid
- 10-Seaward Shaol
- 11-Central Shoal
- 12-Homoclinal ramp system
- 13-Distal platform
- 14-Upper intertidal

منابع

- آدابی، م.ح.، ۱۳۹۰. ژئوشیمی رسوبی، انتشارات آراین زمین، چاپ دوم، ۵۰۴ ص.
- آقانباتی، ع. و حقی پور، ع.، ۱۳۵۷. نقشه زمین-شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ طبس، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران.
- باقری، س.، عدالتی منش، س.ن.، قماش، م. و بخشی محبی، م.ر.، ۱۳۹۵. بازسازی پیکره یک سیستم ریفت قاره‌ای ژوراسیک در پهنه راور، جنوب بلوک طبس، چهارمین همایش ملی زمین ساخت و زمین‌شناسی ساختاری ایران، بیرجند.
- Annon, P., 1985. World Survey of Potash Resources. 4th edition, British Sulphur Corp, 144 p.
- Babel, M. and Schreiber, B.C., 2014. Geochemistry of Evaporites and Evolution of Seawater. Treatise on Geochemistry, second edition, v. 9. Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks, Edition: 2nd, Editors: Mackenzie Fred, Chapter: Chapter 9.18, Publisher: Elsevier, p. 483-560.
- Blatt, H., Middleton, G.V. and Murray, R.C., 1980. Origin of Sedimentary Rocks, 2nd edition, Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice-Hall Publication, 782 p.
- Blomme, K., Fowler, S.J., Bachaud, P., Nader, F.H., Michel, A. and Swennen, R., 2017. Ferroan dolomitization by seawater interaction with mafic igneous dikes and carbonate host rock at the Latemar platform, dolomites, Italy: Numerical modeling of spatial, temporal, and temperature data, Journal of Geofluids, p. 1-14.
- Braitsch, O., 1971. Salt Deposits: Their Origin and Composition, Springer-Verlag, New York, 297 p.
- Burchette, T.P. and Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems, Journal of Sedimentary Geology, v. 79, p. 3-75.
- Butler, G.P., Harris, P.M. and Kendall, C.G.ST.C., 1982. Recent evaporates from the Abu Dhabi coastal flats. In: Handford, C.R., Loucks, R.G., and Davis, G.R. (eds.), Deposition and Diagenetic Spectra of Evaporites. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Core Workshop 3, Tulsa, p. 33-64.
- Calvert, S.T. and Price, N.B., 1972. Diffusion and reaction profiles of dissolved manganese in pore waters of marine sediments. Journal of Earth and Planetary Science Letters, v. 16, p. 245-249.
- Dean, W.E. and Schreiber, B.C., 1978. Marine Evaporites, Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Short Course Notes, Oklahoma City, 188 p.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In Classification of carbonate rocks, Edited by Hallam, W.E. American Association of Petroleum Geologists Members, v. 1, p. 108-121.
- Einsele, G., 1992. Sedimentary Basins, Evolution, Facies, and Sedimentary

- Budget. Springer- Verlag, New York, 9 p.
- Eugster, H.P., 1980. Geochemistry of evaporitic lacustrine deposits. *Journal of Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 8, p. 35-63.
- Flügel, E., 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks, Analyses, Interpretation and Application*, Springer Verlag, 976 p.
- Gandin, A., Wright, D.T., Melezhik, V., 2005. Vanished evaporites and carbonate formation in the Neoproterozoic Kogelbeen and Gamohaan formations of the Campbellrand Subgroup, South Africa. *Journal of African Earth Sciences*, v. 41, p. 1-23.
- Hallam, A., 1978. Eustatic cycles in the Jurassic: *Journal of Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 23, p. 1-32.
- Hallam, A., 1988, A re-evaluation of Jurassic eustasy in the light of new data and the revised Exxon curve. In: Wilgus, C.K. et al. (eds.), *Sea-level Changes: an integrated approach: Society of Economic Paleontologists and Mineralogist, Special Publications*, v. 42, p. 261- 273.
- Handford, C.R., 1982. Sedimentology and evaporite genesis in a Holocene continental sabkha playa basin –Bristol Dry Lake, California. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 29, p. 239-253.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G., Posamentier, H. W., Ross, C. A. and Van Wagoner, J. C. (eds.), *sea level changes: An integrated approach: Journal of Geological Society Special Publications*, v. 42, p. 71-108.
- Kasprzyk, A. and Orti, F., 1998. Palaeogeographic and burial controls on anhydrite genesis: The Badenian basin in the Carpathian Foredeep (Southern Poland, Western Ukraine), *Journal of Sedimentology*, v. 45, p. 889-907.
- Kendall, A.C., 1984. Evaporites, in Walker, R.G., ed., *Facies Models*, 2nd edition: *Journal of Canadian Geoscience, Reprint Series*, p. 269-296.
- Kendall, A.C., 1992. Evaporite, in facies models: responses to sea level changes, Edited by Walker, R.G., and James, N.P., *Journal of Geological Association of Canada*, p. 375-409.
- Kendall, C.G.St.C. and Skipwith, P.A., 1969. Geomorphology of a recent shallow water carbonate province: Khoral Bazam, Trucial Coast, and Southwest Persian Gulf: *Geological Society of America Bulletin*, v. 80, p. 865-891.
- Kluyver, H.M., Chance, P.N., Johns, G.W., Meixner, H.M., Tirrule, R. and Griffis, R. B., 1981. *Geological Quadrangle Map of Lakar Kuh, Scale 1:250,000, No. J9*, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Luther III, G.W., 1987. Pyrite oxidation and reduction; molecular orbital theory considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 51, p. 3193-3199.
- Luther III, G.W., 1990. The frontier-molecular-orbital theory approach in geochemical processes. In: Stumm, W. (Ed.), *Aquatic chemical kinetics; reaction rates of processes in natural waters*. W. John and Sons, New York, p. 173-198.
- Melvin, J.L.E., 1991. *Evaporite, Petroleum and Mineral Resources: Developments in Sedimentology*: Amsterdam, Elsevier, 556 p.
- Miall, A.D., 2010. *The Geology of Stratigraphic Sequence*, second edition: Springer- Verlag, Berlin, 522 p.
- Morse, J.W. and MacKenzie, F.T., 1990. *Geochemistry of Sedimentary*

- Carbonates, New York, Elsevier, 707 p.
- Moses, C.O., Nordstrom, D.K., Herman, J.S. and Mills, A.L., 1987. Aqueous pyrite oxidation by dissolved oxygen and by ferric iron. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 51, p. 1561-1571.
- Moore, C.H., 1989. Carbonate Diagenesis and Prosimy, Chapter 7 Meteoric Diagenetic Environments, *Developments in sedimentology*, p. 177-217.
- Naimi Ghassabiyani, N., Saidi, A., Aghanabati, A., Qorashi, M. and Ghasemi, M.R., 2010. Geohistory Analysis of the Tabas Block (Abdoughi-Parvadeh Basins) as Seen from the Late Triassic through Early Cretaceous Subsidence Curves; *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, v. 21, p. 49-63.
- Parrish, J.T., Ziegler, A.M. and Scotese, C.R., 1982. Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic. *Journal of Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 40, p. 67-101.
- Parker, A. and Sellwood, B.A., 1992. *Quantitative Diagenesis: Recent Developments and Applications to Reservoir Geology*, Springer- Science, 293 p.
- Rouchy, J.M., 2001. Sedimentary Geology, Sedimentary and diagenetic transitions between carbonates and evaporates, v. 140, p. 1-8.
- Scholle, P.A. and Scholle, D.S., 2006. *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Texture, Prosimy, Diagenesis*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, U.S.A, 459 p.
- Schreiber, B.C. and Schreiber, E., 1977. The salt that was: *Geology*, v. 5, p. 527-528.
- Schreiber, B.C. and El Tabakh, M., 2000. Depositional and early alternation of evaporites, *Sedimentology*, v. 47, p. 215-238.
- Shaw, A.B., 1977. A review of some aspects of evaporite deposition. *The Mountain Geologist*, v. 14, p. 1-16.
- Stocklin, J., 1961. Lagoonal formation and salt domes in East Iran. *Bulletin of the Iranian Petroleum Institute*, v. 3, p. 29-46.
- Tucker, M.E. and Wright, V.P., 1990. *Carbonate Sedimentary*, Oxford Blackwell, 482 p.
- Tirrul, R., Griffis, R.J., Meixner, H.M., Chance, P.N. and Alavi-Naini, M., 1981. Geological Quadrangle Map of Darband, Scale 1:100,000, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Van Houten, F.B., 1968. Iron oxides in red beds; *Geological Society of America Bulletin*, v. 79, p. 399-416.
- Warren, J., 1989. *Evaporite Sedimentology: Importance in Hydrocarbon Accumulation*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ. 285 p.
- Warren, J.K., 1999. *Evaporites: Their Evolution and Economics*: Oxford, UK, Blackwell Scientific, 438 p.
- Warren, J.K., 2006. *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*, Berlin-Heidelberg: Springer, 1035 p.
- Warren, J.K., 1990. Sedimentology and mineralogy of dolomitic Coorong lakes, South Australia: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 60, p. 843-858.