

محیط رسوبی، دیاژنز و ژئوشیمی سازند پروده (ژوراسیک میانی) در برش کمر مهدی (جنوب غرب طبس)

مریم زرین^{۱*}، غلامرضا میراب شبستری^۲، احمدرضا خزاعی^۳

۱- کارشناسی ارشد رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، ایران

۲- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۳- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

*پست الکترونیک: maryam.zarrin24@yahoo.com

تاریخ پذیرش: ۹۵/۵/۱۱

تاریخ دریافت: ۹۴/۵/۲۱

چکیده

سازند پروده، اولین واحد سنگی از دومین چرخه رسوبی نهشته‌های ژوراسیک ایران مرکزی است که پس از یک ایست رسوبی برجای گذاشته شده است. توالی سازند پروده در برش کمر مهدی، با ضخامت ۱۰۵/۸ متر، شامل سنگ‌های کربناتی متوسط لایه تا لامینه‌ای خاکستری رنگ، لایه‌های سیلت سنگی خاکستری تا سبزخاکستری و ماسه‌سنگ‌های خاکستری تا قهوه‌ای روشن می‌باشد که به صورت هم‌شیب و پیوسته بر روی لایه ماسه‌سنگی - زغالی منسوب به سازند هجدک و به صورت هم‌شیب در زیر واحد ماسه‌سنگی قرمز رنگی قرار گرفته است. در این پژوهش، نمونه‌های سنگی برداشت شده، بر اساس مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی در ۲ رخساره سنگی آواری و ۸ ریزرخساره کربناته دسته‌بندی شده‌اند که در ۴ کمر بند رخساره‌ای ساحلی، لاگون، سد و دریای باز نهشته شده‌اند. مطابق با شواهد به دست آمده از مطالعه مقاطع نازک میکروسکوپی و تعیین ریزرخساره‌ها و مقایسه با الگوهای مشابه، محیط رسوبی نهشته‌های سازند پروده در برش کمر مهدی به شکل یک پلاتفرم کربناته از نوع فلات لبه‌دار در نظر گرفته شده است. همچنین براساس مطالعات میکروسکوپی مقاطع نازک، دیاژنز تدفینی و جوی بیشترین و دیاژنز دریایی کمترین میزان تأثیر را بر روی توالی مورد مطالعه داشته‌اند. بررسی‌های ژئوشیمیایی انجام شده بر روی نمونه‌های کربناته حاکی از آن است که ترکیب کانی‌شناسی اولیه این نهشته‌ها از نوع آراگونیتی و شرایط محیطی دیرینه این حوضه مشابه با محیط‌های حاره‌ای بوده است. به علاوه، سیستم ژئوشیمیایی حاکم بر محیط دیاژنتیکی نمونه‌های کربناته به حالت باز بوده است.

واژه‌های کلیدی: سازند پروده؛ کمر مهدی؛ ژوراسیک میانی؛ محیط رسوبی؛ دیاژنز؛ ژئوشیمی.

مقدمه

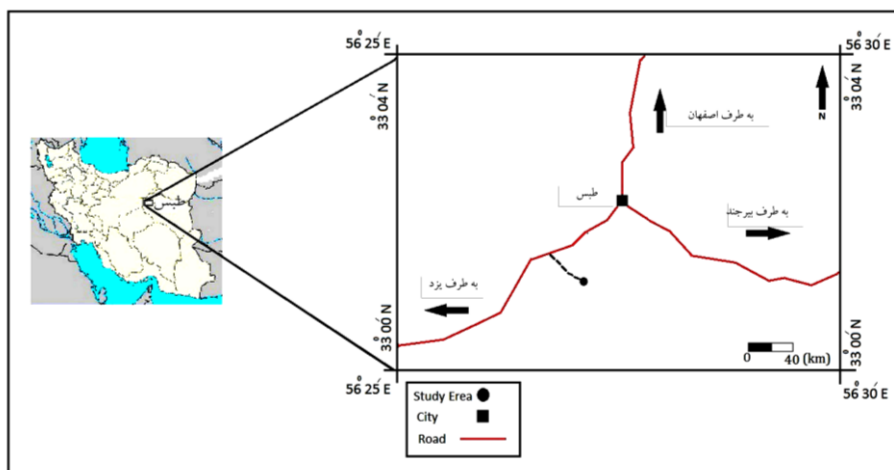
سیمرین پیشین و سیمرین پسین در غرب طبس را می‌توان در دو دوره رسوبی جدا جای داد. مرز این دو دوره با رویداد زمین‌ساختی باتونین مشخص است (Aghanabati, 1977؛ آقانباتی و سعیدی، ۱۳۶۰؛ Seyed Emami et al., 1991). وجود ملافیرها در قاعده رسوبات ژوراسیک و

بررسی‌های دیرینه جغرافیای ژوراسیک ایران، گویای این است که سرزمین ایران در این زمان، شامل دو گستره مستقل بوده است که در امتداد محل تقریبی راندگی اصلی زاگرس از یکدیگر جدا بوده‌اند (آقانباتی، ۱۳۸۹). ویژگی‌های رسوبات موجود بین دو رویداد زمین‌ساختی

سازند بغمشاه) دارد و دو واحد سنگی یاد شده را از یکدیگر جدا می‌کند (آقانباتی، ۱۳۷۵)، البته در برش کمرمهدی گروه شمشک مشاهده نشده است. آمونیت‌های این سازند نشانگر سن باتونین میانی تا آغاز باتونین پسین می‌باشند (آقانباتی، ۱۳۷۵).

برش مورد مطالعه در ۶۸ کیلومتری جنوب غرب طبرس واقع شده (شکل ۱) و مختصات جغرافیایی قاعده این برش $33^{\circ}03'39''$ عرض شمالی است. امتداد لایه‌ها شمال غربی - جنوب شرقی (N72W) و متوسط شیب لایه ها ۳۹ درجه در جهت جنوب غرب (39SW) می‌باشد. در این پژوهش، ضمن انجام بررسی‌های صحرایی و مطالعات تفصیلی با استفاده از بررسی مقاطع نازک میکروسکوپی، تغییرات رخساره‌های سنگی، الگوی رسوبی توالی، نوع محیط رسوبی و سیستم دیاژنتیکی مؤثر بر سازند تعیین و با استفاده از آنالیز ژئوشیمیایی نمونه‌های کربناته، ترکیب شیمیایی اولیه و شرایط اقلیمی دیرینه این سازند در برش کمرمهدی مشخص شده است.

لیاس نشان‌دهنده فاز کششی است که به دنبال فاز فشارشی تریاس میانی حادث گردیده است. رویدادی که کمتر شناخته بوده و در اواسط دوگر (بازوسین - باتونین) روی داده است، سیمین میانی نامیده شده که ماهیت خشکی‌زایی داشته است (خسروتهرانی، ۱۳۸۶). نهشته‌های نخستین دوره رسوبی بیشتر از نوع شیل و ماسه‌سنگ زغال‌دار و سنگ‌های دوره رسوبی دوم، شامل مارن و سنگ آهک است. سازند پروده، اولین واحد سنگی از دومین چرخه رسوبی نهشته‌های ژوراسیک ایران مرکزی است (Aghanabati, 1977؛ آقانباتی و سعیدی، ۱۳۶۰؛ Seyed Emami et al., 1991). در برش الگو، سازند پروده بین ماسه‌سنگ‌های سازند هجدک (مزینو) در زیر و مارن‌های سازند بغمشاه در بالا قرار دارد (آقانباتی، ۱۳۷۵؛ ولی‌پوری‌گودرزی و همکاران، ۱۳۹۲) و از نظر سنگ‌شناختی به جز بخش آواری پایه، ردیف کم و بیش یکنواختی از سنگ آهک‌های خاکستری رنگ است. این سازند تفاوت چشمگیری با نهشته‌های شیلی و ماسه‌سنگی زیرین (گروه شمشک) و مارن‌های سبز خاکستری بالایی



شکل ۱: موقعیت راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه (برگرفته از بختیاری، ۱۳۸۴؛ با ترسیم مجدد)

بر اساس تغییرات مشاهده شده در ویژگی‌های سنگی مانند جنس، رنگ، لایه‌بندی و اجزای تشکیل‌دهنده به روش لایه‌به‌لایه صورت گرفته است و در مجموع تعداد ۸۶ نمونه

روش مطالعه

پس از شناسایی مقدماتی و بازدید صحرایی از منطقه کمرمهدی، نمونه‌برداری در جهت عمود بر امتداد لایه‌ها،

متر است که براساس اندازه دانه‌ها، رنگ، جنس و ضخامت لایه‌ها، به ۱۸ واحد سنگی تفکیک شده است. واحدهای آواری در ابتدای ستون چینه‌شناسی قرار دارند. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه در شکل ۲ و ستون چینه‌شناسی سازند پروده در شکل ۳ نشان داده شده است.

معرفی ریزرخساره‌ها

جهت تشخیص نوع رخساره‌ها و ارائه الگوی رسوبی توالی سازند پروده در برش مورد مطالعه، از تلفیق دو روش Wilson (1975) و Flugel (2010) استفاده شده است. براساس کمیت و نوع اجزا، همچنین نوع بافت در مقاطع نازک میکروسکپی، ۸ ریزرخساره کربناته و ۲ رخساره سنگی آواری معرفی شد. مطابق ریزرخساره‌ها و کمربندهای رخساره‌ای تعیین شده، محیط رسوبی این توالی از نوع فلات حاشیه‌دار^۲ است. این ریزرخساره‌ها و تفسیر آن‌ها از محیط کم عمق به محیط عمیق عبارتند از:

۱- کمربند رخساره ساحلی^۳

رخساره سنگی C1 (ماسه سنگ کالک لیتایت^۴): طبق مشاهدات صحرایی لایه‌های ماسه سنگی نازک لایه تا لامینه‌اند. در مقاطع نازک میکروسکپی، ذرات در اندازه ماسه دانه ریز تا ماسه درشت می‌باشند. دانه‌های کوارتز، از نوع پلی کریستالین در اندازه ماسه دانه ریز تا دانه متوسط، نیمه زاویه‌دار تا گرد شده با جورشدگی متوسط و با فراوانی ۳۰ تا ۴۰ درصد، کانی اصلی این رخساره است. فراوانی خرده سنگ‌های دگرگونی ۲ درصد و خرده سنگ‌های CRF، شامل پوسته‌های حمل شده فسیلی و خرده سنگ‌های کربناتی حمل شده از دریا به ساحل در اندازه ماسه دانه متوسط تا دانه درشت، با فراوانی ۲۰ تا ۳۰ درصد مشاهده

دستی (۱۱ نمونه از واحدهای آواری و ۷۵ نمونه از واحدهای کربناته) برداشت شد. بعد از تهیه مقاطع نازک میکروسکپی، برای تشخیص کانی کلسیت از دولومیت و نیز آهن دار یا فاقد آهن بودن آن‌ها، به روش Dickson (1965) رنگ آمیزی شدند. درصد فراوانی اجزای اصلی تشکیل دهنده با استفاده از نمودارهای مقایسه‌ای Tucker (2001) و Flugel (2010) تخمین زده شد. نام گذاری نمونه‌های کربناته به روش Dunham (1962) و Embry & Klován (1971) و نمونه‌های ماسه سنگی به روش Folk (1980) صورت گرفت. برای انجام آزمایشات ژئوشیمی عنصری، ۱۴ نمونه میکرایتی، فاقد فسیل با کمترین اثر هوازدگی، فاقد رگه‌های پر شده با کلسیت و سیلیس انتخاب و مقدار مواد نامحلول در اسید^۱ به روش El Hefnawi et al. (2010) تعیین شد. آزمایش طیف سنجی جذب اتمی با هدف تعیین میزان عناصر اصلی کلسیم و منیزیم بر حسب درصد و عناصر فرعی سدیم، استرانسیم، آهن و منگنز بر حسب پی پی ام توسط دستگاه شیمادزو ۶۷۰ در آزمایشگاه شیمی تجزیه دانشکده علوم دانشگاه فردوسی مشهد انجام شد. با استفاده از داده‌های به دست آمده (جدول ۱)، نمودارهای ژئوشیمیایی برای تعیین ترکیب اولیه، نوع محیط دیاژنتیکی و شرایط اقلیمی دیرینه ترسیم شد.

چینه نگاری سنگی سازند پروده در برش کمرمهدی

برش مورد مطالعه شامل لایه‌های سیلت سنگ، ماسه سنگ و سنگ‌های کربناتی است که به صورت هم شیب و پیوسته بر روی لایه ماسه سنگی - زغالی منسوب به سازند هجدک و به صورت هم شیب در زیر لایه ماسه سنگی قرمز رنگی قرار دارد (ولسی پوری گودرزی و همکاران، ۱۳۹۲؛ زرین، ۱۳۹۳). ضخامت واقعی سازند پروده در این برش ۸/۱۰۵

2- Rimmed Shelf
3- Coastal Facies Belt
4- Calclithite Sandstone Petrofacies

1- Insoluble Residues

کربناته در محیط رسوب گذاری است. براساس نام گذاری Folk (1980)، نمونه های ماسه سنگی این رخساره سنگی، در گروه لیت آرنایت قرار دارند و به دلیل درصد فراوانی CRF ها، از نوع کالک لیتایت می باشند (شکل ۴ الف). این رخساره نشان دهنده رسوب گذاری در محیط ساحلی است (Tucker, 2001).

شده است. خرده سنگ های CRF جورشدگی و گگردشدگی کمتری نسبت به ذرات کوارتز و خرده سنگ های دگرگونی دارند که به دلیل حمل و نقل کمتر این ذرات است. تماس بین دانه ها بیشتر از نوع مماسی است و تماس محدب - مقعر و مضرس بسیار ناچیز است. سیمان از نوع کربناته (فراوانی ۳۰ تا ۳۵ درصد) و هماتیته (فراوانی ۰ تا ۵ درصد) است. منشأ سیمان کربناته، ذرات



شکل ۴: تصاویر میکروسکوپی برگزیده از ریزرخساره های سازند پروده در برش کمرمهدی؛ الف) رخساره سنگی ماسه سنگی (نور پلاریزه)؛ ب) ریزرخساره پکستون بایوکلاستی / ماسه دار (نور پلاریزه)، پوسته دوکفه ای (A)، پوسته خارپوست (B)، کوارتز (C)؛ پ) رخساره سنگی سیلت سنگ (نور طبیعی)؛ ت) ریزرخساره پکستون پلوئیدی / اکستراکلاستی (نور پلاریزه)، اکستراکلاست (A)، پلوئید (B)، خرده پوسته فسیلی (C)؛ ث) ریزرخساره وکستون - پکستون بایوکلاستی / پلوئیدی (نور پلاریزه)، ذرات آواری (A)، خرده پوسته خارپوست (B)، پوسته دوکفه ای (C)؛ ج) ریزرخساره پکستون آنکولیتی / بایوکلاستی (نور پلاریزه)، خرده پوسته خارپوست (A)، آنکوئید (B)، پوسته استراکود (C)، پلوئید (D)، اکستراکلاست (E)، پوسته شکم پا (F)؛ چ) ریزرخساره گریستون اولیتی / بایوکلاستی (نور طبیعی، مقطع رنگ شده)، اوئید چند هسته ای (A)، اوئید با هسته شکم پا (B)، پوسته خارپوست (C)، اوئید کشیده (D)، سیمان اسپاری (E)؛ ح) ریزرخساره فریمستون مرجانی / اسفنجی (نور طبیعی، مقطع رنگ شده)؛ خ) ریزرخساره فلوئستون بایوکلاستی (نور پلاریزه، مقطع رنگ شده)؛ د) ریزرخساره پکستون بایوکلاستی / اولیتی (نور طبیعی، مقطع رنگ شده)، پوسته روزن داران (A)، اوئید (B)، خرده پوسته دوکفه ای (C)، پوسته استراکود (D)، پوسته خارپوست (E)

رنگ شده)، اوئید چند هسته ای (A)، اوئید با هسته شکم پا (B)، پوسته خارپوست (C)، اوئید کشیده (D)، سیمان اسپاری (E)؛ ح) ریزرخساره فریمستون مرجانی / اسفنجی (نور طبیعی، مقطع رنگ شده)؛ خ) ریزرخساره فلوئستون بایوکلاستی (نور پلاریزه، مقطع رنگ شده)؛ د) ریزرخساره پکستون بایوکلاستی / اولیتی (نور طبیعی، مقطع رنگ شده)، پوسته روزن داران (A)، اوئید (B)، خرده پوسته دوکفه ای (C)، پوسته استراکود (D)، پوسته خارپوست (E)

ریزرخساره معادل SMF24 در نوشته Flügel (2010) و FZ8 در نوشته Wilson (1975) است (شکل ۴ب).
رخساره سنگی L₂ (سیلت سنگ لامینه^۷): این رخساره سنگی در مشاهدات صحرایی دارای ساختار لامینه‌ای به رنگ سبز خاکستری تا خاکستری، در واحد سوم و هشتم ستون چینه‌شناسی با ضخامت ۶/۴ و ۱/۵ متر مشاهده شده است. تعیین درصد اجزای این رخساره سنگی با استفاده از مشاهدات میکروسکوپی مقاطع نازک، به دلیل اندازه ریز ذرات کار ساده‌ای نیست، ولی می‌توان به ذرات کوارتز در اندازه ماسه سیلتی، گردشده تا نیمه گردشده با جورشدگی خوب اشاره کرد. سیمان اصلی از نوع کربناته و سیمان هماتی به عنوان سیمان فرعی است (شکل ۴پ).

ریزرخساره L₃ (پکستون پلوئیدی/اکستراکلاستی^۸): پلوئید با فراوانی ۳۰ تا ۴۰ درصد، آلوکم اصلی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره است. پلوئیدها در اندازه ماسه دانه ریز تا متوسط، دارای شکل هندسی گرد شده و گاه بیضوی هستند. فراوانی اکستراکلاست‌ها ۱۰ تا ۱۵ درصد و در اندازه ماسه دانه متوسط تا دانه ریز می‌باشند. اینتراکلاست‌ها در اندازه ماسه دانه متوسط تا ریزدانه، فراوانی کمتر از ۵ درصد دارند و حاوی پوسته‌های فسیلی دوکفه‌ای در زمینه میکرایتی می‌باشند و برخی نیز فقط از گل زمینه تشکیل شده‌اند. پوسته‌های فسیلی در این ریزرخساره در اندازه ماسه دانه متوسط تا دانه ریز با فراوانی ۵ تا ۱۰ درصد مشاهده شده‌اند که شامل پوسته‌های خرد شده دوکفه‌ای، پوسته خارپوستان، جلبک سبز، مرجان‌های بسیار ریز و روزن‌داران کف‌زی با پوسته هیالین می‌باشند. اوئیدهایی با ساختار شعاعی بسیار ریز با فراوانی صفر تا ۵ درصد در مقاطع میکروسکوپی مشاهده شد که نشان‌دهنده محیطی کم انرژی است. فراوانی میکرایت ۳۰ تا ۴۵ درصد، فراوانی اسپارایت

تفسیر کمربند رخساره ساحلی: این کمربند شامل یک سنگ رخساره آواری، از نوع ماسه‌سنگ لیت‌آرنایت (کالکلیتایت) است. برای تفسیر رخساره ماسه‌سنگی، شاخصه‌های بافتی اهمیت به سزایی دارند. ذرات کربناته در اندازه ماسه دانه ریز تا دانه درشت اجزای درون حوضه‌ای و برجای تشکیل‌دهنده این رخساره‌اند که در کنار ذرات آواری کوارتز برون حوضه‌ای، ماهیتی هیبریدی دارند (موسویان و همکاران، ۱۳۹۳). نبود ذرات آواری با مقاومت کمتر از کوارتز و وجود خرده سنگ‌های دگرگونی نشان‌دهنده مسافت نسبتاً طولانی حمل ذرات آواری به حوضه است (Flügel, 2010). این ماسه‌سنگ‌ها در مرحله نیمه بالغ تا بالغ‌اند. این رخساره مرتبط با خطوط ساحلی مختلط آواری - کربناته است (Miall, 1996; 2002). لایه‌بندی و لامیناسیون موازی بر روی زمین و جورشدگی خوب ذرات آواری مربوط به رخساره حاشیه ساحلی می‌باشد (علی‌خاصی و همکاران، ۱۳۹۰).

۲- کمربند رخساره لاگونی^۵

ریزرخساره L₁ (پکستون بایوکلاستی ماسه‌ای^۶): این ریزرخساره شامل اجزای کربناته و غیر کربناته است. ذرات کوارتز در اندازه‌ی ماسه دانه متوسط تا دانه ریز و نیمه گردشده با فراوانی ۱۵ تا ۲۰ درصد است. بایوکلاست‌ها با فراوانی ۳۵ تا ۴۵ درصد شامل خرده‌های دوکفه‌ای با پوسته‌های ضخیم، خارپوستان و شکم‌پایان می‌باشند. خرده پوسته‌های دوکفه‌ای فراوانی بیشتری نسبت به سایر بایوکلاست‌ها دارند. این ذرات در زمینه‌ای از میکرایت با فراوانی ۴۰ تا ۵۰ درصد قرار دارند. فراوانی سیمان اسپارایتی ۵ تا ۱۰ درصد است. همچنین اکسید آهن با فراوانی ۱ تا ۵ درصد بین آلوکم‌ها پراکنده است. این

7- Laminated Siltstone Petrofacies
 8- Peloidal / Extraclastic Packstone Microfacies

5- Lagoon Facies Belt
 6- Sandy Bioclastic Packstone Microfacies

میکرایت ۱۵ تا ۳۰ درصد، که در حال تبدیل شدن به میکرواسپارایت است. فراوانی سیمان اسپاری ۱۰ تا ۱۵ درصد است. دولومیت آهن دار به رنگ فیروزه‌ای (مقاطع رنگ آمیزی شده) و بلورهای لوزی شکل دولومیت با فراوانی ۵ درصد مشاهده شده است. این ریزرخساره معادل SMF18 در نوشته Flugel (2010) و FZ8 در نوشته Wilson (1975) است (شکل ۴ج).

تفسیر کمر بند رخساره لاگون: این کمر بند رخساره‌ای دارای چهار ریزرخساره کربناته شامل پکستون بایو کلاستی ماسه دار، پکستون پلوئیدی/اکستراکلاستی، و کستون - پکستون بایو کلاستی/پلوئیدی، پکستون آنکولیتی/بایو کلاستی و یک رخساره سنگی آواری سیلت سنگی می باشد. در ریزرخساره پکستون بایو کلاستی ماسه‌ای (L_1)، اندازه و مقدار دانه‌های کوارتز در مقایسه با رخساره ساحلی کاهش و مقدار خرده‌های فسیلی افزایش یافته است. این موضوع نشانگر برقراری سیستم کربناته و افزایش نسبی سطح آب دریا در حوضه است (موسویان و همکاران، ۱۳۹۳). این ریزرخساره با توجه به نوع بایو کلاست‌ها و میزان فراوانی میکرایت در محیط لاگونی رسوب گذاری شده است (کاوسی و همکاران، ۱۳۸۴). در ریزرخساره سیلت سنگ لایینه (L_2)، با توجه به ذرات کوارتز سیلتی و بافت لایینه سبز خاکستری تا خاکستری رنگ در مشاهدات صحرائی، محیط کم انرژی است و می توان در محیط با چرخش محدود آب برجای گذاشته شده باشد (Diaz et al., 2002؛ عقیقی و همکاران، ۱۳۹۲). در ریزرخساره پکستون پلوئیدی/اکستراکلاستی (L_3) وجود میکرایت فراوان و حضور پوسته روزن داران کفزی به همراه جلبک آهکی سبز به محیط‌های آرام و کم عمق با گردش محدود آب مربوط می باشد (Vecchio؛ Hallock & Glenn 1986؛ Adabi & Hottinger 2007؛ Boudagher Fadel, 2008). وجود Bassi & Nebelsick 2010, et al. 2010.

۱۵ تا ۲۰ درصد و دولومیت (تشخیص در مقطع رنگ آمیزی شده) نیز صفر تا ۵ درصد است. این ریزرخساره معادل SMF16 در نوشته Flugel (2010) و FZ8 در نوشته Wilson (1975) در نظر گرفته شده است (شکل ۴ث).

ریزرخساره L_4 (وکستون - پکستون بایو کلاستی/پلوئیدی): آلوکم غالب این ریزرخساره بایو کلاست با فراوانی ۲۰ تا ۳۰ درصد، از نوع دو کفه‌ای‌های با پوسته ضخیم، خارپوست، استراکود با فراوانی زیاد و جلبک است. وجود استراکود با فراوانی زیاد و سایر پوسته‌های فسیلی مؤید وجود محیط لاگونی است. پلوئید در اندازه ماسه دانه ریز به صورت پراکنده است و ۱۰ درصد فراوانی دارد. ذرات کوارتز در اندازه سیلتی کمتر از ۳ درصد است. فراوانی میکرایت ۴۰ تا ۶۰ درصد و فراوانی سیمان اسپاری ۰ تا ۵ درصد است. این ریزرخساره معادل SMF8 در نوشته Flugel (2010) و FZ8 در نوشته Wilson (1975) است (شکل ۴ت).

ریزرخساره L_5 (پکستون آنکولیتی/بایو کلاستی): این ریزرخساره شامل ۲۰ تا ۳۰ درصد آنکوئید با هسته‌هایی از جنس پوسته‌های فسیلی و اکستراکلاست و کمتر از ۵ درصد کورتوئید است. بایو کلاست‌ها با ۱۵ تا ۲۵ درصد فراوانی، شامل پوسته‌های دو کفه‌ای، پوسته‌های خارپوستان، مرجان، جلبک، استراکودهای فراوان و روزن داران کفزی می باشند. پلوئید دارای شکل‌های گرد تا بیضوی، در اندازه ماسه بسیار دانه ریز تا متوسط، با پراکندگی یکنواخت و فراوانی ۱۵ تا ۲۰ درصد مشاهده شده است. اینتراکلاست‌ها با فراوانی صفر تا ۵ درصد، با گوشه‌های نیمه گرد شده، حاوی پوسته استراکود و دو کفه‌ای، همچنین ذرات کوارتز سیلتی می باشند. اوئیدهای در اندازه ماسه بسیار دانه ریز با فراوانی ناچیز مشاهده شد. فراوانی

روزن‌داران کفزی نیز وجود دارند. ذرات کوارتز در اندازه سیلتی کمتر از ۲ درصد، فراوانی میکرایت ۱۵ درصد، اسپارایت ۱۰ تا ۲۰ درصد و دولومیت ۵ درصد است. این ریزرخساره معادل SMF7 در نوشته (Flugel, 2010) و FZ5 در نوشته Wilson (1975) است (شکل ۴ج).

ریزرخساره B2 (گرینستون اوولیتی/ بایو کلاستی^{۱۳}): اووئیدها با فراوانی ۳۵ تا ۴۵ درصد مهم‌ترین آلوکم این ریزرخساره می‌باشند که غلاف‌های متحدالمرکز دارند و کشیده و کروی‌اند. شکل آن‌ها از فرم هسته‌شان پیروی می‌کند. هسته اووئیدها، از جنس بایو کلاست و اینتراکلاست می‌باشد. اووئیدهای سطحی و مرکب نیز مشاهده می‌شوند. فراوانی قطعات بایو کلاستی ۱۰ تا ۲۰ درصد، شامل پوسته‌های دو کفه‌ای، خارپوست و لاله‌وشان ریز، شکم‌پایان، استراکود، روزن‌داران کفزی، مرجان و بازوپایان است. بیشترین فراوانی بایو کلاست‌ها مربوط به استراکودها و شکم‌پایان است و پوسته‌های دو کفه‌ای و خارپوست‌ها خرد شده‌اند. فراوانی اکستراکلاست‌ها ۵ تا ۱۰ درصد، دارای حواشی خرد شده است که در اثر برخورد امواج دریایی ایجاد شده‌اند. ذرات کوارتز در اندازه سیلت به صورت ذرات فرعی فراوانی صفر تا ۱۰ درصد دارند. فراوانی اسپارایت ۳۰ تا ۴۰ درصد و فراوانی میکرایت صفر تا ۵ درصد است. این ریزرخساره را می‌توان معادل SMF15c در نوشته (Flugel, 2010) و FZ6 در نوشته Wilson (1975) دانست (شکل ۴ح).

تفسیر کمر بند رخساره سد: این کمر بند رخساره‌ای شامل دو ریزرخساره فریمستون مرجانی/ اسفنجی و گرینستون اوولیتی/ بایو کلاستی است. وجود مقادیر فراوان اسپارایت و کاهش میکرایت نشان‌دهنده محیطی پرانرژی و بالاتر از سطح اثر امواج است (Irwin, 1965). انرژی زیاد باعث شسته شدن میکرایت و پر شدن فضاهای خالی توسط سیمان

پوسته‌های هیالین نشان‌دهنده محیط لاگون با گردش محدود آب و شوری متوسط است (Geel, 2000). در ریزرخساره و کستون - پکستون بایو کلاستی/ پلوئیدی (L4) حضور ماکروفسیل‌های کفزی مانند دو کفه‌ای‌ها، خرده‌های خارپوستان، استراکودهای فراوان و همچنین بافت گل پشتیبان نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در محیط لاگونی است (رستگاری لاری، ۱۳۸۸؛ Gaumet et al., 2005). در ریزرخساره پکستون آنکولیتی/ بایو کلاستی (L5)، وجود آنکوئید به عنوان آلوکم اصلی مربوط به محیط‌های کم انرژی و لاگونی است و همچنین حضور استراکود فراوان، اووئیدهای ریز و پلوئید و ذرات کوارتز سیلتی به عنوان اجزای فرعی در زمینه میکرایتی نشان‌دهنده محیط لاگون است (جمالی و همکاران، ۱۳۹۰). به طور کلی مقدار فراوانی کوارتز و نوع اجزای فسیلی مشاهده شده در این ریزرخساره‌ها مربوط به محیط لاگونی با انرژی کم است (کاوسی و همکاران، ۱۳۸۴). حضور پلوئیدها از اجزای مهم مناطق کم عمق کربناته بوده و مؤید محیط‌های کم انرژی و محدود شده می‌باشند (Tucker & Wright, 1990).

۳- کمر بند رخساره سد^{۱۱}

ریزرخساره B1 (فریمستون مرجانی/ اسفنجی^{۱۲}): بیش از ۷۰ درصد آلوکم‌های این ریزرخساره را موجودات اسکلت‌ساز مرجان و اسفنج تشکیل می‌دهند (ولی‌پوری گودرزی، ۱۳۹۳؛ Valipouri Goodarzi et al., 2014) که با گسترش نسبتاً قابل ملاحظه‌ای در روی زمین مشاهده می‌شوند. فضای درون اسکلت مرجان توسط اسپارایت و گاه توسط میکرایت پر شده‌اند. این ریزرخساره مربوط به محیطی پرانرژی است (راهبر و همکاران، ۱۳۹۲). بایو کلاست‌هایی مثل بریوزوئر، خرده‌های استراکود و

11- Barrier Facies Belt

12- Coral/ Sponge Framestone Microfacies

13- Oolitic/ Bioclastic Grainstone Microfacies

(B₂) فراوانی اووئیدها مؤید محیط کم عمق، تلاطم آب و شوری بیش از حد نرمال آب (موسویان و همکاران، ۱۳۹۳) و پر شدن فضای بین دانه‌ها با سیمان اسپارایتی، نشانه رسوب گذاری در محیط سدی است (ملکی خیمه سری، ۱۳۸۷). وجود گرینستون اوولیتی / بایو کلاستی نشانگر وجود و تداوم فعالیت امواج در محیط رسوبی پرانرژی است (Lucia, 1999).

۴- کمربند رخساره دریای باز^{۱۵}

ریزرخساره M₁ (فلوتستون بایو کلاستی^{۱۶}): فراوانی بایو کلاست‌ها در این ریزرخساره ۴۰ تا ۵۰ درصد است و شامل پوسته‌های مرجانی، دو کفه‌ای، بازوپایان، بریوزوئر، خارپوستان و استراکوداهای خرد شده می‌باشد. در این میان پوسته‌های مرجانی بیشترین فراوانی را به خود اختصاص داده‌اند. آلوکم‌های فیسیلی در اندازه ماسه دانه ریز تا بسیار دانه درشت‌اند. ذرات کوارتز سیلنتی فراوانی ۵ تا ۱۰ درصد دارند. پلوئیدها در اندازه ماسه بسیار دانه ریز و فراوانی ۵ تا ۱۰ درصد به طور یکنواخت پراکنده‌اند. آلوکم‌ها فاقد جورشدگی و اندازه آلوکم‌ها بسیار متغیر است. فراوانی میکرایت ۲۵ تا ۳۵ درصد و در حال تبدیل به میکرواسپارایت است. فراوانی اسپارایت ۱۰ تا ۱۵ درصد است. دولومیت آهن دار (مقاطع میکروسکپی رنگ آمیزی شده) و بلورهای لوزی شکل دولومیت تا ۵ درصد مشاهده شده‌اند. این ریزرخساره معادل SMF5 در نوشته Flugel (2010) و FZ4 در نوشته Wilson (1975) در نظر گرفته شد (شکل ۴خ).

ریزرخساره M₂ (یکستون بایو کلاستی / اوولیتی): فراوانی اجزای بایو کلاستی ۲۰ تا ۳۰ درصد، شامل شکم پایان، پوسته‌های خرد شده خارپوستان، روزن داران کفزی، مرجان‌های خرد شده، دو کفه‌ای‌ها با پوسته‌های نازک و

اسپاری می‌شود. در ریزرخساره فریمستون مرجانی / اسفنجی (B₁) حضور پوسته‌های فیسیلی جانوران ریف‌ساز مانند مرجان و اسفنج، همراهی اسکلت مرجانی با بریوزوئر (Pomar, 2001b)، خارپوست (Steuber, 2000; Skelton) (Flugel, 2010; Reolid & Gili, 2012) و حضور اووئید (et al., 2007) نشانگر رسوب گذاری در محیط سد است. ریزرخساره شامل بایو کلاست مرجان و اسفنج در طول توالی چینه‌شناسی مسافت زیادی را دربر گرفته است که می‌تواند به وجود سدهای مرجانی - اسفنجی اشاره داشته باشد. ریف‌های مرجانی در جایی که جنبش و تحرک آب چشم گیر باشد، به شکوفایی می‌رسند (Hallock et al., 2003). این ریف‌ها در بخش‌های پرانرژی آب‌های کم عمق حکم فرما هستند (Pomar, 2001b). تنوع مرجان‌ها (ولی پوری گودرزی، ۱۳۹۳) در این جا بیانگر مساعد بودن شرایط برای رشد و شکوفایی آن‌ها می‌باشد (محمدی و همکاران، ۱۳۹۳). ریف‌های مرجانی مهم‌ترین سازندگان فلات حاشیه‌دار می‌باشند (Pomar, 2001b). ریف‌های مرجانی امروزی در بخش‌های پرانرژی آب‌های کم عمق حکم فرما هستند. در این شرایط، چهارچوب‌های ایجاد شده توسط اسکلت‌های در اندازه‌های درشت، در مقابل عمل امواج مقاومت خواهند کرد و متعاقباً ممکن است ساختار محکمی (در پهنه‌ای با انرژی زیاد) رو به بالا تا سطح دریا، توسعه دهند (Li et al., 1997). بسته به توپوگرافی اولیه و تغییرات سطح دریا و نوع بیوتاها، حاشیه^{۱۴} می‌تواند سدی را در طول حاشیه فلات ایجاد کند و گردش آب را در پشت ریف محدود کند. اگر تغییرات سطح دریا به ایجاد فضایی برای رسوب گذاری در فلات موجود در پشت حاشیه ریف منجر شود، لاگون توسعه می‌یابد (محمدی و همکاران، ۱۳۹۳). در ریزرخساره گرینستون اوولیتی / بایو کلاستی

الگوی رسوب گذاری سازند پروده در برش کمرمهدی
توالی رخساره‌های کربناتی، حاصل تغییرات محیطی در طول زمان هستند. می‌توان با شناسایی ریزرخساره‌ها و شرایط تشکیل آن‌ها، محیط رسوب گذاری را تفسیر و الگویی برای ته‌نشست این رسوبات ارائه نمود (Tucker & Wright, 1990). در این پژوهش مدل رسوب گذاری پیشنهادی برای سازند پروده در برش مورد مطالعه در شکل ۵ نشان داده شده است که به ترتیب از منطقه کم عمق به عمیق، ریزرخساره‌ها در کمرندهای رخساره‌ای قرار داده شده‌اند.

دیاژنز

دیاژنز در سنگ آهک‌ها

با استناد به مطالعات پتروگرافی مقاطع نازک میکروسکپی، فرآیندهای دیاژنتیکی مؤثر بر نمونه‌های سنگ آهکی سازند پرورده در برش کمرمهدی به شرح زیر است:

میکرایتی شدن

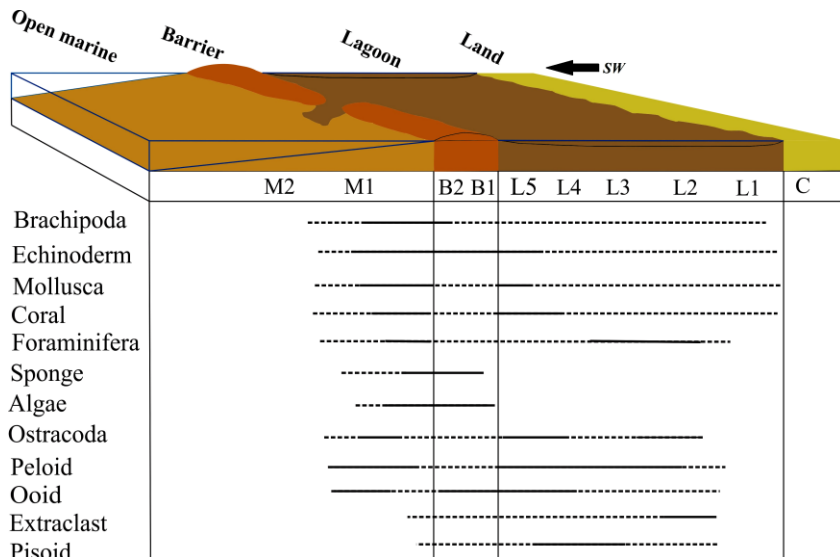
در بررسی‌های میکروسکپی نمونه‌های کربناته، فرآیند میکرایتی شدن در اطراف بایو کلاست‌ها شدت بیشتری دارد. این دانه‌های کربناته به صورت بخشی یا کامل (از دست دادن ساختمان داخلی) میکرایتی شده‌اند. غلاف‌های بعضی از اووئیدها نیز میکرایتی شده و گاه این فرآیند تمایز دو نوع اووئید متحدالمرکز با نوع شعاعی را مشکل نموده است. به دلیل این که ترکیب کانی‌شناسی اولیه غلاف اووئیدها آراگونیتی است این فرآیند تسریع می‌یابد (Sandberg, 1983). این فرآیند دیاژنتیکی، بیشتر در ریزرخساره‌های مربوط به محیط لاگونی مشاهده شده است. محیط‌های لاگونی، کم عمق و آرام‌اند و این مرحله از دیاژنز نیازمند قرارگیری آلوکم‌های کربناته برای مدت زمان به نسبت طولانی در کف حوضه رسوبی است (Wei, 1995; Kabanov, 2000). از آن‌جا که میکرایتی شدن، مختص محیط‌های دیاژنتیکی دریای گرم

جلبک می‌باشند. اووئیدها با هسته‌ای از جنس پوسته فسیلی فراوانی ۱۰ تا ۱۵ درصد دارند که شکل آن‌ها متأثر از شکل هسته است. غلاف‌های اووئیدها بیشتر متحدالمرکز و ترکیبی از متحدالمرکز و شعاعی‌اند. اووئیدهای شعاعی با فراوانی بسیار ناچیز مشاهده شده‌اند. فراوانی آنکوئیدها بین صفر تا ۵ درصد است. ذرات پلوئیدی با فراوانی ۱۰ تا ۱۵ درصد، پراکندگی یکنواخت دارند. میکرایت با ۲۰ تا ۳۰ درصد فراوانی در اطراف پوسته‌های فسیلی تجمع بیشتری دارد. اسپارایت با فراوانی ۱۰ درصد مشاهده شده است (شکل ۴د). ریزرخساره معادل SMF4 در نوشته Flugel (2010) و FZ4 در نوشته Wilson (1975) می‌باشد.

تفسیر کمر بند رخساره دریای باز: این کمر بند شامل دو ریزرخساره فلوئستون بایو کلاستی و پکستون بایو کلاستی / اوولیتی می‌باشد. در ریزرخساره فلوئستون بایو کلاستی (M_1)، خرده‌های نابرجای شناور، قطعات خردشده و برشی شده موجود که شواهدی از حمل و نقل را نشان می‌دهند (محمدی و همکاران، ۱۳۹۰) را می‌توان فقط با محیط دریای باز که امواج و جریانات شدید دارد توجیه کرد (Flugel, 2010). در ریزرخساره پکستون بایو کلاستی / اوولیتی (M_2)، وجود پوسته‌های فسیلی خارپوستان (Clair, 1981) و بازوپایان همراه با زمینه میکرایتی نیز حاکی از رسوب گذاری در محیط دریای باز است (فلاحی بگتاش و همکاران، ۱۳۹۲; Flugel, 2010). وجود خارپوستان و بازوپایان نشان‌دهنده رسوب گذاری در محیط کم ژرفای دریای باز است (Tucker & Wright, 1990; Flugel, 2010). حضور جلبک در این کمر بند نشان‌دهنده نفوذ نور در این عمق می‌باشد و این کمر بند در محدوده تأثیر امواج عادی قرار دارد. تیرگی رنگ نمونه‌های دستی، فسیل‌های دریایی، ادغام ناهمگون ذرات (رستگاری لاری، ۱۳۸۸) و وجود ذرات جدا شده از سد نشان‌دهنده رسوب گذاری در محیط دریای باز است.

موجودات زنده است (Ahmad & Bhat, 2006). میکرایتی شدن خاص محیط دریایی است (شکل ۶الف).

(رحیم پوربناب، ۱۳۸۴) و فریاتیک دریایی (Longman, 1980) است، نشانگر آهنگ پایین رسوب گذاری (لاسمی، ۱۳۷۹) و وجود آب‌های با چرخش کم و فعالیت‌های زیاد



شکل ۵: مدل رسوبی سه بعدی پیشنهادی برای سازند پروده در برش کمرمهدی همراه با نمایش پراکندگی نسبی آلوکما در رخساره‌های کربناته (جهت جغرافیایی بر مبنای جهت حرکت بر روی زمین طی نمونه برداری تعیین شده است).

ساخت‌های فشاری - انحلالی می‌گردد (رحیم پوربناب، ۱۳۸۴). در نمونه‌های کربناته مورد مطالعه، استیلولیت به صورت ناقص، تماس محدب - مقعر و تماس مضرس (شکل ۶ب) مشاهده شد. این فرآیند بعد از عمل فشردگی فیزیکی رخ می‌دهد و طی آن، مواد لازم جهت تشکیل سیمان‌های دفنی نیز فراهم می‌شود (Tucker & Wright, 1990; Lambert et al., 2006). تماس‌های محدب - مقعر و مضرس نسبت به پدیده استیلولیتی شدن در عمق کمتری تشکیل می‌شوند (Tucker, 1993; Flugel, 2010). پس می‌توان نتیجه گرفت نمونه‌های مشاهده شده در عمق کافی برای تشکیل استیلولیت‌های بالغ، قرار نگرفته‌اند.

نئومورفیسم

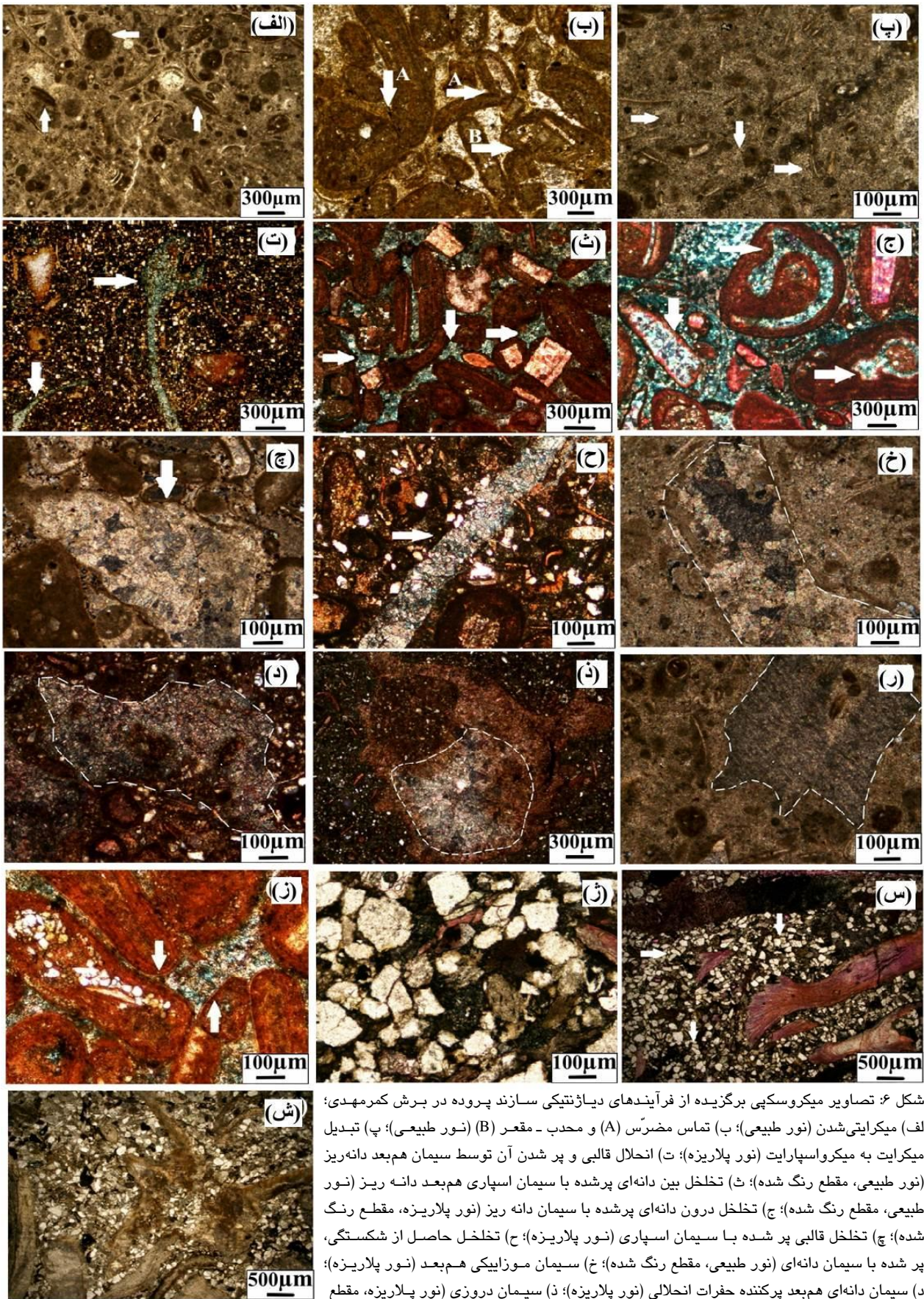
سنگ‌های کربناته دانه ریز دارای زمینه میکرایتی به طور موضعی و حتی کامل توسط میکرواسپارایت جانشین می‌شوند (Tucker, 2001). در این مقاطع میکروسکوپی کربناته، نئومورفیسم افزایشی مشاهده شده است که در

فشرده‌گی مکانیکی

از جمله فرآیندهای مؤثر در سنگ‌های کربناته مورد مطالعه که طی دیاژنز دفنی ایجاد شده‌اند، فشرده‌گی مکانیکی است. شکسته شدن دانه‌ها، ایجاد بافت و ساخت‌های فشرده از تأثیرات این فرآیند دیاژنتیکی است (رحیم پوربناب، ۱۳۸۴). در اثر فشار رسوبات رویی طی مراحل دفن، تغییراتی مانند تغییر شکل پلاستیک، شکستگی، تبدیل تماس نقطه‌ای به تماس خطی و فشرده شدن دانه‌ها به خصوص پوسته‌های فسیلی (Ehrenberg, 2006) ایجاد شده است. این فرآیند قبل از سیمانی شدن رخ داده زیرا تأثیر فرآیند فشرده‌گی مکانیکی مشهود است (شکل ۶ب).

فشرده‌گی شیمیایی

فشارهای ایجاد شده بر اثر طبقات بالایی، نیرو را از طریق محل تماس دانه‌ها به دانه‌های دیگر منتقل می‌کند. این فشار موجب انحلال در محل تماس دانه‌ها، کاهش ضخامت، کاهش نفوذپذیری و تخلخل، تشکیل استیلولیت و



شکل ۶: تصاویر میکروسکوپی برگزیده از فرآیندهای دیاژنتیکی سازند پروده در برش کمرمهدی؛ (الف) میکرایتی شدن (نور طبیعی)؛ (ب) تماس مضرس (A) و محدب - مقعر (B) (نور طبیعی)؛ (پ) تبدیل میکرایت به میکرواسپارایت (نور پلاریزه)؛ (ت) انحلال قالبی و پر شدن آن توسط سیمان هم بعد دانه ریز (نور طبیعی، مقطع رنگ شده)؛ (ث) تخلخل بین دانه‌ای پر شده با سیمان اسپاری هم بعد دانه ریز (نور طبیعی، مقطع رنگ شده)؛ (ج) تخلخل درون دانه‌ای پر شده با سیمان دانه ریز (نور پلاریزه، مقطع رنگ شده)؛ (چ) تخلخل قالبی پر شده با سیمان اسپاری (نور پلاریزه)؛ (ح) تخلخل حاصل از شکستگی، پر شده با سیمان دانه‌ای (نور طبیعی، مقطع رنگ شده)؛ (خ) سیمان موزاییکی هم بعد (نور پلاریزه)؛ (د) سیمان دانه‌ای هم بعد پرکننده حفرات انحلالی (نور پلاریزه)؛ (ذ) سیمان دروزی (نور پلاریزه، مقطع رنگ شده)؛ (ر) سیمان رشد اضافی هم محور (نور پلاریزه)؛ (ز) سیمان تیغه‌ای (نور طبیعی، مقطع رنگ شده)؛ (ژ) قطعات غیرمقاوم بین دانه‌های کوارتز فشرده شده‌اند (نور طبیعی)؛ (س) تماس محدب - مقعر بین دانه‌های کوارتز (نور طبیعی)؛ (ش) سیمان هماتیتی (تیره رنگ) و سیمان کربناته (نور طبیعی).

در مراحل بعدی توسط سیمان هم بعد دانه ریز و سیمان دروزی (کلسیت آهن دار) پر شده است. پر شدن این تخلخل ها با سیمان قبل از فرآیند تدفین رخ داده است، زیرا سیمان شدگی بین دانه ها، مانع از تراکم آن ها و باعث حفظ فواصل بین دانه ها قبل از تدفین رسوبات شده است (شکل ۶ث).

تخلخل های درون دانه ای: تخلخل درون دانه ای در دانه های منفرد و مجزا به ویژه دانه های اسکلتی مشاهده می شود (Flugel, 2010). تخلخل های درون دانه ای مشخصی درون حفرات اجزای اسکلتی و هسته بعضی اووئیدهاست که در مراحل بعدی دیاژنز با سیمان دروزی و سیمان موزاییکی هم بعد پر شده اند (شکل ۶ج).

تخلخل قالبی: بر اثر انحلال انتخابی در بایوکلاست هایی با پوسته های ناپایدار (رحیم پوربناب، ۱۳۸۴) نظیر شکم پایان، دو کفه ای ها و به میزان کمتر در استراکودها ایجاد شده است. دلیل این امر ناپایداری جنس پوسته این موجودات می باشد (شکل ۶چ). این تخلخل در محیط های متوریک و دنی عمیق مشاهده می شود (Flugel, 2010).

تخلخل حاصل از شکستگی ها: شکستگی ها، حاصل فشار وارد شده از طبقات بالایی و یا بر اثر برداشته شدن ناگهانی فشار این طبقات بر توالی رسوبی است. این نوع تخلخل حاصل باز شدن شکاف های ایجاد شده هم زمان یا بعد از رسوب گذاری است (Flugel, 2010) و بیشتر بر اثر نیروهای جهت دار، فروریزی و یا انحلال ایجاد می شود (رحیم پوربناب، ۱۳۸۴). این شکستگی ها توسط سیمان هم بعد و دروزی پر شده اند. گاه به صورت ترک ها و خردشدگی هایی در آلو کم ها مشاهده می شوند. بعضی از این شکستگی ها سیمان های دنی را قطع کرده و در نتیجه بعد از سنگ شدگی و سیمانی شدن ایجاد شده اند (شکل ۶ح).

محیط دیاژنتیکی مرطوب با حضور آب در حین انحلال و تنهشت این فرآیند ایجاد شده است (Bathurst, 1975). میکرایت مخفی بلور به تدریج به بلورهای اسپارایت تبدیل شده است. کربنات کلسیم مورد نیاز از انحلال بلورهای ریز در حد میکرون و آب های روزنه ای در حال جریان تأمین می شود (Tucker, 2001). این فرآیند مختص محیط دیاژنتیکی دنی است (شکل ۶پ).

انحلال

فرآیند انحلال، در محیط های دیاژنتیکی جوی و دنی رخ می دهد (Longman, 1982). در مقاطع میکروسکپی این نمونه های کربناته، پوسته های فسیلی متأثر از فرآیند انحلال می باشند. با وجود حفظ ساختار خارجی آن ها، ساختمان داخلی پوسته ها حل شده است. دلیل آن به جنس پوسته فسیلی نسبت داده می شود که مربوط به قابلیت انحلال بیشتر آن ها است. طی فرآیند انحلال، تخلخل هایی در مرحله تدفین (رحیم پوربناب، ۱۳۸۴) ایجاد شده است. از جمله این تخلخل ها می توان به تخلخل های قالبی، حفره ای و حفره های بین دانه ای بزرگ شده اشاره کرد. این حفرات توسط سیمان اسپاری هم بعد و یا سیمان دروزی پر شده اند و تخلخل های مفیدی برای این سازند محسوب نمی شوند (شکل ۶ت).

تخلخل

تخلخل از طریق انحلال، دولومیتی شدن و شکستگی حاصل از تکنونیک به وجود می آید (Tucker & Wright, 1990). تخلخل هایی که در مقاطع میکروسکپی این نمونه های کربناته مشاهده شده عبارتند از:

تخلخل های بین دانه ای: تخلخل هایی بین ذرات سنگ رسوبی ایجاد شده که عموماً شامل تخلخل های اولیه و گاه جزو تخلخل های ثانویه می باشند (Flugel, 2010). میزان این تخلخل با توجه به بزرگی، جورشدگی، نحوه قرارگیری و شکل ذرات تغییر می کند. تخلخل بین دانه ای

سیمانی شدن

سیمان ته‌نشست شیمیایی حاصل از انحلال است که در منافذ رشد می‌کند (Flugel, 2010). سیمان‌های مشاهده شده در مقاطع میکروسکوپی نمونه‌های کربناته مورد بررسی عبارتند از:

سیمان موزائیکی هم‌بعد: این سیمان پرکننده حفرات است و تقریباً بلورهای هم‌اندازه دارد (Flugel, 2010). سیمان هم‌بعد به طور غالب در دانه‌ها، شکستگی‌ها، درون حفرات بایو کلاست‌ها و حفرات انحلالی مشاهده شده است. این سیمان با توجه به این که معمولاً بعد از سنگ‌شدگی و تحمل فشردگی رسوبات در محیط‌های دفنی و پس از رسوب سیمان‌های اولیه تشکیل می‌شود، جزو سیمان‌های نسل دوم محسوب می‌شود (Flugel, 2010). این سیمان کربناته بیشتر از نوع آهن‌دار است (شکل ۶خ). سیمان موزائیکی هم‌بعد در دو محیط دیاژنز دفنی (Choquette & James, 1987) و آب شیرین (Tucker & Wright, 1990; Cantrell, 2006) تشکیل می‌گردد.

سیمان دانه‌ای هم‌بعد یا گرانولار: این سیمان از بلورهای ریز و نسبتاً هم‌اندازه تشکیل شده و در محیط‌های دیاژنز جوی و دفنی مشاهده می‌شود (Given & Wilkinson, 1987; Flugel, 2010). حفرات و تخلخل‌های قالبی، بین دانه‌ای و شکستگی‌ها توسط این سیمان پر شده‌اند. آهن‌دار بودن این سیمان نشان‌دهنده محیط تشکیل‌دهنده، زمانی که شرایط غیراکسیدی بر محیط حاکم و امکان ورود آهن دو ظرفیتی به ساختمان کلسیت زیاد بوده، مشابه محیط دیاژنز دفنی ته‌نشین شده است (شکل ۶د).

سیمان دروزی: این سیمان پرکننده حفرات است و اندازه بلورها به سمت مرکز حفره بزرگتر می‌شود (رحیم‌پوربناب، ۱۳۸۴). در این جا، حفرات انحلالی و حفرات درون پوسته‌های فسیلی توسط این سیمان پر شده‌اند. این سیمان از نوع کلسیت آهن‌دار و کلسیت بدون آهن است (شکل ۶ذ).

و در محیط‌های دیاژنتیکی متئوریک و دفنی تشکیل شده است (Tucker & Wright, 1990).

سیمان رشد اضافی هم‌محور: این سیمان بر روی پوسته خارپوست که به صورت تک بلور کلسیت است، به صورت هم‌محور و سین تکسیال (Tucker, 2001) رشد کرده است (شکل ۶ر). تعیین دقیق محیط تشکیل سیمان رشد اضافی هم‌محور ساده نیست و در محیط‌های مختلف دیاژنتیکی مشاهده می‌شود (رحیم‌پوربناب، ۱۳۸۴). اگر شفاف و بدون ادخال باشد نشانگر محیط دیاژنتیکی دفنی است (Flugel, 2010)، در این نمونه‌ها سیمان رشد اضافی هم‌محور، دفنی است.

سیمان تیغه‌ای: این سیمان که خاص محیط‌های دریایی و محیط مخلوط آب دریا با آب شیرین است (Flugel, 2010). در اطراف بعضی دانه‌ها به صورت تیغه‌های نوک تیز با انتهای پهن با رشد ناقص و ناچیز و با گسترش کم مشاهده شده است (شکل ۶ز) که نشان‌دهنده نبود فرصت کافی برای قرارگیری در معرض دیاژنز دریایی برای رشد و تکامل این سیمان در این توالی رسوبی و خروج سریع این توالی از محیط دریایی است.

دولومیتی شدن

جانمایی دولومیت به جای کربنات کلسیم باعث می‌شود فابریک اولیه سنگ حفظ یا تخریب شود (رحیم‌پوربناب، ۱۳۸۴). دولومیتی شدن در این نمونه‌های کربناته، به وضوح مشخص نیست و رومبوند‌های دولومیت را نمی‌توان به وفور مشاهده کرد. در نمونه‌های کربناته لایه‌های بالایی این توالی رسوبی شکل‌های لوزی دولومیتی در سطح مقاطع به صورت پراکنده و بسیار ریز مشاهده شده است. بعد از رنگ آمیزی مقاطع میکروسکوپی، مشخص شد که دولومیت از نوع آهن‌دار می‌باشد. در بعضی مقاطع میکروسکوپی نیز دولومیت فاقد شکل هندسی است که با رنگ آمیزی مقاطع میکروسکوپی، دولومیت در این مقاطع قابل تشخیص شده

سیمانی شدن

در مقاطع میکروسکوپی ماسه‌سنگی، سیمان متصل کننده ذرات آواری، کلسیت و همتیت است. هنگامی که تولیدات قابل حل زیاد شود، کربنات کلسیم رسوب می‌کند. در این ماسه‌سنگ‌ها، کربنات کلسیم مورد نیاز برای تشکیل سیمان، از انحلال دانه‌های کربناتی سرچشمه گرفته‌اند (Tucker, 2001). انحلال پوسته‌ها و اجزای کربناته، باعث افزایش میزان کربنات کلسیم در آب‌های منفذی شده و این امر باعث ته‌نشست کربنات کلسیم به صورت سیمان می‌شود (شکل ۶و). همتیت به عنوان سیمان با فراوانی کمتر در نمونه‌های ماسه‌سنگی وجود دارد. یون آهن لازم برای تشکیل این سیمان، چندین منشأ دارد که از جمله آن می‌توان به یون آهن حاصل از تجزیه کانی‌های دگرگونی (Morad & Aldaham, 1986) موجود در این نمونه‌های ماسه‌سنگی اشاره کرد. یون آهن پس از هوازگی در مناطق قاره‌ای به صورت محلول توسط آب‌های سطحی به محیط وارد و پس از رسوب گذاری دانه‌های ماسه، در بین آن‌ها رسوب می‌نماید (Mcbride *et al.*, 1987). منشأ دیگر اکسید آهن، وجود هاله‌ای از اکسید آهن به دور دانه‌های آواری به صورت اولیه است. این غلاف اکسیدی می‌تواند قبل از حمل دانه‌ها به داخل حوضه، در محیطی اکسیدان به دور دانه‌ها باقی مانده باشد که پس از انحلال می‌تواند به عنوان منبعی جهت تأمین اکسید آهن محسوب گردد (Ros *et al.*, 1997).

توالی پاراژنتیکی

طبق مشاهدات میکروسکوپی، توالی پاراژنتیکی برای برش مورد مطالعه در شکل ۷ ارائه شده است. به طور کلی سازند پروده در برش کمرمهدی تحت تأثیر سه محیط دیاژنز دریایی، دفنی و متئوریک قرار گرفته است. اولین فرآیندهای دیاژنتیکی مؤثر، در محیط دیاژنز دریایی رخ

است. در بیشتر مراحل دیاژنز از ته‌نشست رسوبات تا دفن عمیق از آب‌های با ترکیب مختلف دولومیت می‌تواند تشکیل شود (Sibley & Gregg, 1987). در این جا دولومیت‌ها از نوع دولومیت ثانوی است و وجود آهن دوظرفیتی و ریزبلور بودن دولومیت، به تشکیل دولومیت تحت فرآیند دیاژنتیکی دفن نیمه عمیق اشاره دارد (رحیم پوربناب، ۱۳۸۴).

دیاژنز در ماسه‌سنگ‌ها

فرآیندهای مؤثر بر ماسه‌سنگ‌های مورد مطالعه فشردگی و انحلال فشاری است. این دو فرآیند عمدتاً به عمق دفن شدگی بستگی دارند (Tucker, 2001) و به شرح زیر می‌باشند:

فشردگی

در مقاطع میکروسکوپی ماسه‌سنگ‌های مورد مطالعه، فشردگی بر اثر وزن لایه‌های بالایی باعث ایجاد شکستگی‌های موضعی و خمش در دانه‌های ضعیف تر شده است (Tucker, 2001). خرده‌های غیرمقاوم ورقه‌ای به دلیل مقاومت اندک و خاصیت پلاستیکی، بین دانه‌های مقاوم کوارتز خمیده شده‌اند (شکل ۶س).

انحلال فشاری

طی فرآیند تدفین، در نقاط تماس دانه‌ها انحلال رخ داده است. بین دانه‌های کوارتز که سختی و قابلیت انحلال یکسانی دارند، با انحلال ترجیحی یکی از دانه‌ها، تماس مقعر - محدب مشاهده شده است (Tucker, 2001). این فرآیند خاص محیط دیاژنتیکی دفنی است (رحیم پوربناب، ۱۳۸۴). در نمونه‌های ماسه‌سنگی دارای بایو کلاست، بر اثر فشار دانه‌های کوارتز مقاوم، آلوکم‌های بایو کلاستی خرد و با فرورفتن در دانه‌های با مقاومت کمتر، تماس مضرّس ایجاد کرده‌اند (شکل ۶ش).

تخلخل حاصل از شکستگی، میکرواسپارایتی شدن زمینه میکرایتی، تشکیل سیمان‌های موزاییکی هم‌بعد، گرانولار و رورشدی هم‌محور با ظاهری شفاف و فاقد انکلوزیون، تشکیل سیمان کلسیتی آهن‌دار و فرآیند دولومیتی شدن می‌باشد. نوع دولومیت تشکیل شده (آهن‌دار و ریزبلور) و وجود استیلولیت‌های ناقص در مقاطع میکروسکوپی حاکی از تشکیل در محیط دیاژنتیکی دفنی کم‌عمق است.

داده است که شامل میکرایتی شدن، تخلخل‌های درون‌دانه‌ای، بین‌دانه‌ای و تشکیل سیمان است. رشد سیمان تیغه‌ای به صورت ناقص بوده که نشان دهنده نبود فرصت کافی برای حضور در مرحله دیاژنز دریایی و خروج سریع از این محیط دیاژنزی است. مرحله دوم دیاژنز در محیط دفنی است. فرآیندهای تأثیرگذار در این مرحله شامل فشردگی فیزیکی و شیمیایی، ایجاد تخلخل‌های قالبی،

Diagenetic environment		Early → Late		
		Marine	Burial	Meteoric
Diagenetic processes				
Micritization		—————		
porosity	Interparticle	—————		
	Intraparticle	—————	-----	
	Moldic		-----	—————
	Fracture		-----	—————
	Vug		-----	-----
Cementation	Isopachous	—————		
	Syntaxial calcite overgrowth		—————	-----
	Granular mosaic		—————	-----
	Granular		—————	—————
	Drusy		-----	—————
Compaction	Physical	—————	—————	
	Chemical	Pressure dissolution		—————
		Stylolite		-----
Neomorphism			—————	-----
Dolomitization			—————	-----

شکل ۷: توالی پاراژنتیکی پیشنهادی برای سازند پروده در برش کرمهدی.

دیاژنز جوی از نوع فریاتیکی را در آخرین مرحله دیاژنز نشان می‌دهد. همچنین سیمان کربناته و اکسید آهن در نمونه‌های آواری نیز می‌توانند در محیط جوی ایجاد شوند.

آخرین مرحله دیاژنزی مربوط به محیط دیاژنتیکی جوی است. وجود سیمان دروزی و گرانولار با ترکیب شیمیایی بدون آهن در مقاطع میکروسکوپی (نمونه‌های کربناته) تأثیر

ژئوشیمی نمونه‌های کربناته سازند پروده در برش کمرمهدی روش‌های متفاوتی برای انجام مطالعات ژئوشیمیایی نمونه‌های کربناته وجود دارد. در این پژوهش از روش مناسب با هدف (طیف‌سنجی جذب اتمی^{۱۷}) استفاده شده است. در این روش، به محلولی از نمونه پودر شده سنگ^{۱۸} نیاز است که برای تهیه آن ۱۴ نمونه مناسب انتخاب شد. نمونه‌های منتخب تا حد امکان از رخساره‌های با بافت گل پشیمان و حاوی کمترین میزان آلومین و سیمان انتخاب شده است. میزان مواد نامحلول در اسید^{۱۹} هر نمونه مطابق روش *EL Hefnawi et al.* (2010) تعیین شده است. در این آنالیز میزان عناصر اصلی (کلسیم و منیزیم) و عناصر فرعی (سدیم، استرانسیم، آهن و منگنز) اندازه‌گیری شده است. مقادیر تصحیح شده (Rev) عناصر اصلی و فرعی در نمونه‌های سنگ آهک برش مورد مطالعه، در جدول ۱ آورده شده است.

عناصر اصلی نمونه‌های کل کربناته سنگ‌های آهکی

نوع کانی‌های کربناته و ریخت شناسی آن‌ها به میزان کلسیم و منیزیم وابسته است. در پژوهش پیش‌رو، مقادیر دو عنصر کلسیم و منیزیم در نمونه‌های کل کربناته آنالیز شد و پس از کسر مواد نامحلول در اسید، برحسب درصد محاسبه شدند. میزان کلسیم بین ۲۲/۳ تا ۳۹/۶ درصد و مقادیر منیزیم بین ۲/۱ تا ۱۲/۷ درصد است. نمودار مقادیر کلسیم در مقابل مقادیر منیزیم، سنگ آهک‌ها را از نمونه‌های دولومیتی تفکیک می‌کند (آدابی، ۱۳۸۳). از ۱۴ نمونه آنالیز شده، ۵ نمونه در محدوده سنگ آهک‌ها، ۴ نمونه دولومیتی و ۵ نمونه سنگ‌های حدواسط بین دولومیتی و سنگ آهک است که در ستون چینه‌شناسی این توالی (شکل ۳) نیز مشهود است.

عناصر فرعی نمونه‌های کل کربناته سنگ‌های آهکی الگوی پراکندگی عناصر فرعی، منعکس کننده محیط رسوب گذاری دیرینه، روند دیاژنز (Veizer & Demovic, 1973) و ترکیب کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها است (Rao, 1991; Adabi & Rao, 1991).

استرانسیم

این عنصر با افزایش میزان آراگونیت و کاهش میزان کلسیت، افزایش می‌یابد (Adabi & Rao, 1992). فراوانی استرانسیم در ارتباط مستقیم با افزایش دمای آب دریا است (Morse & Mackenzie, 1990). مقدار استرانسیم در نمونه‌های کل کربناته مناطق حاره‌ای بین ۸۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ پی‌پی‌ام در تغییر است (Milliman, 1974). در حالی که در نمونه‌های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر محدوده‌ای بین ۱۶۴۲ تا ۵۰۰۷ پی‌پی‌ام (میانگین ۳۲۷۰ پی‌پی‌ام) دارد (آدابی، ۱۳۸۳). کانی‌های نیمه پایدار کربنات کلسیم در حین دیاژنز دفنی و یا متئوریک به کلسیت تغییر می‌یابند و بنابراین میزان استرانسیم در کلسیت دیاژنتیکی عمدتاً به ضریب توزیع و تمرکز آن‌ها در محلول‌های دیاژنتیکی بستگی دارد. از آن جا که ضریب توزیع استرانسیم کمتر از یک است و تمرکز آن در آب‌های متئوریکی ناچیز است، بنابراین کلسیت دیاژنتیکی حاصل، از نظر استرانسیم تمرکز پایینی خواهد داشت (آدابی، ۱۳۸۳). مقدار تصحیح شده عنصر استرانسیم در نمونه‌های کربناته مورد مطالعه بین ۸۲۵/۷ تا ۱۳۸۳/۷ پی‌پی‌ام (میانگین ۱۱۵۶/۶ پی‌پی‌ام) در نوسان است. این نوسان در نمونه‌های مورد مطالعه، می‌تواند به دلیل تأثیر دیاژنز بر این توالی باشد. همچنین این تغییر در مقدار استرانسیم این نمونه‌ها عمدتاً به دلیل تغییر نسبی میزان آراگونیت و کلسیت است. بالا بودن مقدار استرانسیم در برخی نمونه‌های آنالیز شده به آراگونیتی بودن ترکیب اولیه آن‌ها اشاره دارد.

17- Atomic Absorption Spectroscopy (AAS)

18- Bulk sample

19- Acid Insoluble Residues (AIR)

جدول ۱: میزان عناصر پس از کسر مواد نامحلول در اسید در نمونه‌های کربناته سازند پروده در برش کمرمهدی

Na (ppm)	Sr (ppm)	Mn (ppm)	Fe (ppm)	Mg (%)	Ca (%)	Ins. Res. (%)	Sample. No
156.5	825.7	55.5	834.4	4.2	27.6	8.8	P9
955.3	989.8	40.7	810.4	2.8	26.0	7.3	P12
1003.5	1180.6	41.6	760.5	3.3	28.1	5.1	P33
594.9	1048.4	44.0	658.4	2.1	29.3	7.7	P44
555.0	1125.8	38.8	990.0	9.5	25.6	4.6	P55
296.7	1081.0	36.1	1096.6	12.0	22.3	2.8	P56
381.8	1260.4	35.4	881.7	7.5	26.3	4.2	P61
313.2	1249.8	27.0	732.2	3.6	29.1	1.8	P63
454.4	1096.2	51.7	920.5	7.4	31.3	3.8	P64
526.7	1292.3	53.0	1052.5	12.7	27.2	9.5	P67
565.6	1207.4	32.8	755.3	9.2	31.3	2.3	P70
623.7	1340.3	59.5	938.8	5.6	37.0	6.6	P74
425.5	1110.9	52.5	717.8	5.5	38.4	3.4	P77
516.5	1383.7	62.9	869.4	6.0	39.6	6.8	P81

سدیم

مقدار سدیم در سنگ آهک‌های آراگونیتی غیربیوتیک حاره‌ای عهدحاضر بین ۱۵۰۰ تا ۲۷۰۰ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۵۰۰ پی‌پی‌ام) در تغییر است (Land & Hoops, 1973). سدیم با افزایش شوری آب، عمق آب و میزان آراگونیت، افزایش می‌یابد. سدیم دارای ضریب توزیع کمتر از یک می‌باشد و در آب‌های متئوریکی تمرکز کمی دارد. بنابراین مقدار آن در سنگ‌های کربناته‌ای که تحت تأثیر فرآیندهای دیاژنتیکی قرار می‌گیرند پایین خواهد بود (آدابی، ۱۳۸۳). در نمونه سنگ‌های کربناته مورد مطالعه، مقادیر سدیم بین ۱۵۶/۵ تا ۱۰۰۳/۵ پی‌پی‌ام (میانگین ۵۲۶/۴ پی‌پی‌ام) متغیر است. تمرکز پایین سدیم در این نمونه‌ها نسبت به سنگ آهک‌های آراگونیتی غیربیوتیک حاره‌ای عهدحاضر (Land & Hoops, 1973) می‌تواند بر اثر فرآیندهای دیاژنتیکی بر این توالی رسوبی باشد. تفاوت بین این مقادیر، مربوط به تغییرات عمق محل تشکیل این نمونه‌ها است. به عنوان مثال محیط تشکیل نمونه‌ای که دارای ۱۰۰۳/۵ پی‌پی‌ام سدیم است، عمیق‌تر و نمونه‌ای که دارای ۱۵۶/۵ پی‌پی‌ام سدیم است کم‌عمق بوده است که جایگاه ریزرخساره این نمونه‌ها مؤید این موضوع است. دلیل دیگر اختلاف در

مقدار سدیم نوع کانی‌شناسی آن‌ها و افزایش مقدار سدیم حاکی از غالب بودن ترکیب آراگونیتی است.

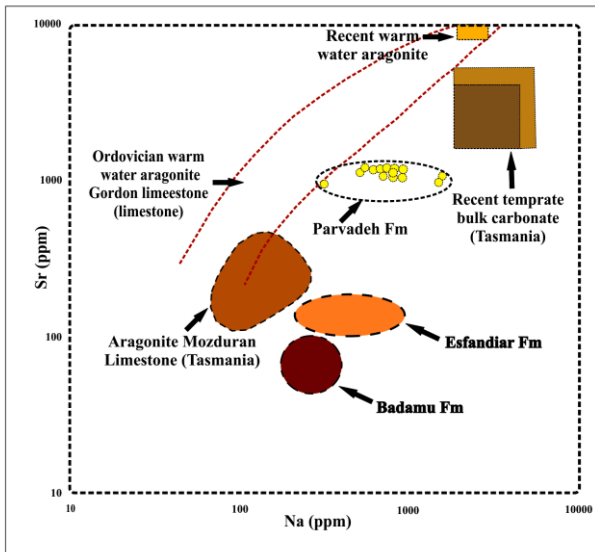
منگنز

کربنات‌های آراگونیتی واقع در دریا‌های گرم و کم‌عمق منگنز پایینی (کمتر از ۲۰ پی‌پی‌ام) دارند (Rao & Adabi, 1992). مقدار ضریب توزیع منگنز حدود ۱۵ است و در آب‌های متئوریکی تمرکز بالایی دارد (Pingitore, 1978). بنابراین افزایش آن را می‌توان به دیاژنز متئوریکی نسبت داد (Pingitore et al., 1990). تمرکز این عنصر با افزایش عمق آب و یا افزایش فاصله از ساحل (یعنی کاهش مواد آواری) کاهش می‌یابد. در نمونه‌های مورد مطالعه مقدار منگنز ۲۷ تا ۶۲/۹ پی‌پی‌ام است. در این نمونه‌های کربناته، تفاوت بین مقادیر منگنز را می‌توان به ترکیب کانی‌شناسی نمونه‌ها نسبت داد که هرچه نمونه‌ها دارای ترکیبی نزدیک‌تر به آراگونیت باشند مقدار منگنز آن‌ها کاهش می‌یابد (آدابی، ۱۳۸۳).

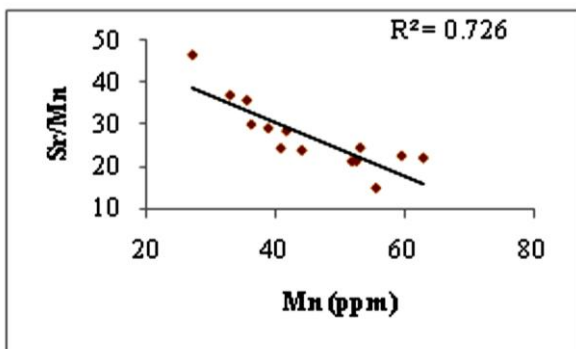
آهن

تمرکز آهن با کاهش عمق آب، افزایش ورود مواد آواری، افزایش شرایط متئوریکی و شرایط احیایی و کاهش درصد مواد غیرقابل حل در اسید (آهن ممکن است از طریق

کاهش نسبت استرانسیم به منگنز می شود. در نمونه های مورد مطالعه مقدار نسبت استرانسیم به منگنز ۱۴/۹ تا ۴۶/۳ است. با رسم نمودار مقادیر نسبت استرانسیم به منگنز در مقابل مقادیر عنصر منگنز یک روند خطی کاهشی نشان داده شده است (شکل ۹) که نشان دهنده تأثیر دیاژنز متوریک در توالی مورد مطالعه است.



شکل ۸: تغییرات استرانسیم و سدیم در نمونه های کربناته سازند پروده و مقایسه این نمونه ها با نمونه های سازند بادامو (محمدی غیاث آبادی، ۱۳۹۱؛ Mohamdi Ghiasabadi et al., 2014)، سازند اسفندیار (حسن پورمقدم، ۱۳۹۲) و سازند مزدوران (آدابی، ۱۳۸۳).



شکل ۹: نمودار نسبت استرانسیم به منگنز در مقابل منگنز در نمونه های کربناته مورد مطالعه

نسبت استرانسیم به کلسیم

نسبت استرانسیم به کلسیم در مقابل مقدار منگنز می تواند تعیین کننده روند دیاژنزی در سیستم های باز و بسته متوریکی باشد (آدابی، ۱۳۸۳ به نقل از Veizer, 1983). نسبت استرانسیم به کلسیم در کربنات ها به نسبت استرانسیم

انحلال مواد غیر قابل حل در اسید به محلول اضافه شود) افزایش می یابد (آدابی، ۱۳۸۳). در نمونه های کربناته مورد مطالعه مقدار آهن بین ۶۵۸/۴ تا ۱۰۹۶/۶ پی پی ام (میانگین ۸۵۸/۵ پی پی ام) است که افزایش آهن در این نمونه ها نشانگر تأثیر دیاژنز متوریک بر محیط است. همچنین میزان آهن در نمونه های کربناته می تواند نشان دهنده عمق رسوب آن در محیط تشکیل باشد. به عنوان مثال نمونه با ۱۰۹۶/۶ پی پی ام عنصر آهن، محیط تشکیل عمیق تری نسبت به نمونه با ۶۵۸/۴ پی پی ام آهن دارد و این امر در جایگاه ریزرخساره مربوط به نمونه برداشت شده نیز مشهود است.

تعیین ترکیب کانی شناسی اولیه سنگ های کربناته مورد مطالعه به کمک عناصر فرعی

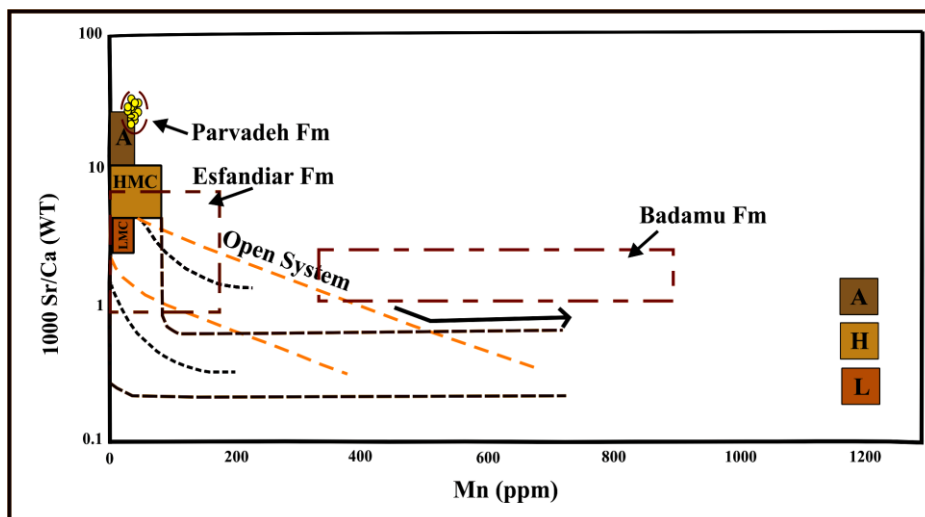
بالا بودن مقدار استرانسیم در نمونه های کربناته مورد مطالعه حاکی از آراگونیتی بودن ترکیب اولیه است (Rao & Adabi, 1991). این نمونه ها در نمودار استرانسیم به سدیم، با نمونه های آراگونیتی سازند مزدوران (آدابی، ۱۳۸۳) شباهت کانی شناسی دارند (شکل ۸). مقدار استرانسیم در آراگونیت بیشتر از کلسیت است به طوری که با افزایش میزان آراگونیت مقدار این عنصر افزایش و با افزایش کلسیت مقدار آن کاهش می یابد (Rao & Adabi, 1991؛ Adabi & Rao, 1992؛ Adabi & Salehi et al., 2007؛ Adabi et al., 2010؛ Asadi Mehmandosti, 2008).

نسبت استرانسیم به منگنز

نسبت استرانسیم به منگنز در مقابل مقدار منگنز، به عنوان معیار مفیدی برای تخمین میزان انحلال سنگ آهک ها مورد استفاده قرار می گیرد (Rao, 1991). در اثر انحلال آراگونیت و کلسیت دارای منیزیم زیاد و تبدیل آن ها به کلسیت کم منیزیم، مقدار استرانسیم کاهش چشمگیری یافته و تمرکز منگنز افزایش می یابد. این فرآیند در محیط دیاژنز متوریک متداول است (Budd, 1992) و باعث

دیاژنزی تغییرات محسوسی نسبت به ترکیبات اولیه ندارد (آدابی، ۱۳۸۳). با توجه به محدوده‌های استاندارد دی که توسط Brand & Veizer (1981) برای روند دیاژنتیکی آراگونیت، کلسیت با منیزیم بالا و کلسیت با منیزیم پایین رسم شده است، نمونه‌های کربناته مورد مطالعه این توالی در محدوده سیستم باز قرار گرفته‌اند (شکل ۱۰).

به کلسیم آب دریا و ضریب توزیع عنصر استرانسیم در کربنات‌ها بستگی دارد (Brand & Veizer, 1981). در سیستم‌های دیاژنزی باز به دلیل افزایش واکنش بین آب و سنگ، نسبت استرانسیم به کلسیم کاهش می‌یابد، در صورتی که در سیستم دیاژنتیکی نیمه بسته که فعل و انفعالات آب و سنگ کم است، این نسبت در سیستم‌های



شکل ۱۰: تغییرات نسبت استرانسیم به کلسیم در مقابل منگنز نمونه‌های کربناته سازند پروده بر روی الگوی ارائه شده توسط Brand & Veizer (1981).

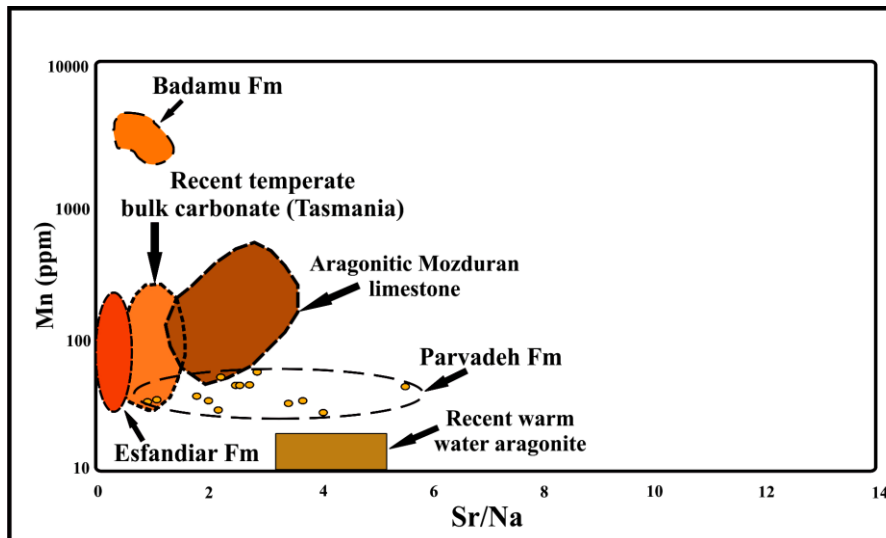
ترکیب اولیه و حاره‌ای بودن محیط رسوب‌گذاری این توالی کربناته است (شکل ۱۱).

نتیجه‌گیری

مطابق بررسی‌های انجام شده در این پژوهش، سازند پروده در برش کمرمهدی، متشکل از ۱۸ واحد سنگی با ضخامت ۱۰۵/۸ متر است که شامل واحدهای آواری (ماسه‌سنگی و سیلت‌سنگی) و کربناته نازک لایه تا متوسط لایه است. بر اساس مطالعات آزمایشگاهی مقاطع نازک میکروسکوپی، ریزرخساره‌ها در چهار کمربند رخساره‌ای تعریف شدند. یک رخساره سنگی در کمربند رخساره ساحلی، چهار ریزرخساره کربناتی و یک رخساره سنگی در کمربند رخساره لاگونی، دو ریزرخساره در کمربند رخساره سد و دو ریزرخساره در کمربند رخساره دریای باز قرار دارد.

نسبت استرانسیم به سدیم

با استفاده از نسبت استرانسیم به سدیم و مقادیر عنصر منگنز می‌توان کربنات‌های حاره‌ای دیرینه و عهدحاضر را از معادل‌های غیرحاره‌ای آن‌ها تفکیک نمود (Rao, 1991؛ Adabi & Asadi؛ Adabi & Rao, 1991). در سنگ آهک‌های آراگونیتی (Mehmandosti, 2008). در حاره‌ای عهد حاضر مقدار منگنز کم و نسبت استرانسیم به سدیم بالا (حدود ۳ تا ۵) بوده است، درحالی که در سنگ‌های آهکی کلسیتی مناطق معتدله عهدحاضر مقدار منگنز بالا و نسبت استرانسیم به سدیم پایین (حدود ۱) است (آدابی، ۱۳۸۳). نسبت استرانسیم به سدیم در نمونه‌های مورد مطالعه ۱ تا ۵/۳ پی‌پی‌ام است. مطابق نمودار نسبت استرانسیم به سدیم در مقابل مقادیر منگنز، این نسبت با منگنز نسبت عکس دارد و حاکی از آراگونیتی بودن



شکل ۱۱: تغییرات منگنز در مقابل نسبت استرانسیم به سدیم در نمونه‌های کربناته سازند پروده بر روی الگوی ارائه شده توسط Brand & Veizer (1981) و مقایسه آن‌ها با نمونه‌های سازند بادامو (محمدی‌غیاث‌آبادی، ۱۳۹۱؛ Mohamdi Ghiasabadi *et al.*, 2014)، سازند اسفندیار (حسن‌پورمقدم، ۱۳۹۲) و نمونه‌های سازند مزدوران (آدابی، ۱۳۸۲).

اصلی و فرعی حاصل از آنالیز ژئوشیمیایی، نمونه‌های کربناته مورد مطالعه از نوع سنگ‌های آهکی، دولومیتی و حدواسط بین دولومیتی و سنگ آهک می‌باشند، همچنین سیستم دیاژنتیکی از نوع باز، ترکیب غالب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی و محیط دیرینه رسوب‌گذاری این توالی محیط حاره‌ای است.

با توجه به قرارگیری این ریزرخساره‌ها در کمربندهای رخساره‌ای خاص خود، الگوی محیط رسوب‌گذاری، پلاتفرم کربناته از نوع فلات لبه‌دار است. بر اساس بررسی‌های میکروسکپی مقاطع نازک، این توالی تحت تأثیر دیاژنز دریایی، دفنی نیمه عمیق و متوریک قرار داشته است، ولی دو دیاژنز دفنی و متوریک بیشتر از دیاژنز دریایی بر این توالی تأثیر گذار بوده‌اند. طبق مقادیر عناصر

منابع

- آدابی، م.، ۱۳۸۳. ژئوشیمی رسوبی. انتشارات آراین زمین، ۴۴۸ ص.
- آقانباتی، س.ع.، سعیدی، ع.، ۱۳۶۰. معرفی حرکات تکتونیکي باتونین (ژوراسیک میانی) در ایران مرکزی. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گزارش داخلی.
- آقانباتی، س.ع.، ۱۳۷۵. معرفی سازند پروده. فصلنامه علوم زمین، ۱۹: ۲-۶.
- آقانباتی، س.ع.، ۱۳۸۹. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- اژدری، ع.، نظری، ح.، آقانباتی، س.ع.، ۱۳۶۹. نقشه زمین‌شناسی چهارگوش ۱:۱۰۰۰۰۰ رباط‌خان. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- بختیاری، س.، ۱۳۸۴. اطلس راه‌های ایران با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰. مؤسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، ۲۸۸ ص.
- جمالی، ا.م.، صادقی، ع.، آدابی، م.ح.، ۱۳۹۰. رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی سازند شوریه در برش چینه‌شناسی حمام قلعه، جنوب کلات نادری. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۵ (۱۷): ۸۷-۱۰۲.

- حسن پورمقدم، ج.، ۱۳۹۲. پتروگرافی، محیط رسوبی و ژئوشیمی بخش زیرین سازند اسفندیار (ژوراسیک پسین) در محل برش الگو (جنوب شرق طبس). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بیرجند، ۱۶۳ ص.
- خسروتهرانی، خ.، ۱۳۸۶. چینه شناسی و رخدادهای زمین شناسی. انتشارات دانشگاه تهران، ۴۶۲ ص.
- فلاحی بکتاش، ر.، آدابی، م.، موحد، ب.، کدخدائی ایلچی، ع.، ۱۳۹۲. میکروفاسیس، محیط رسوبی و دیاژنز سازند دالان در چاه شماره X در میدان گازی پارس جنوبی. پژوهش های چینه نگاری و رسوب شناسی، ۲۹ (۲): ۲۱-۵۰.
- راهبر، ح.، بابازاده، س.ا.، امیری بختیار، ح.، قاسمی، م.، امرایی، ف.، سلطانی نجف آبادی، م.، ۱۳۹۲. مطالعه سنگ شناسی، میکروفاسیس و تفسیر محیط رسوبی نهشته های پالئوسن - ائوسن ناحیه ماهرود بین بلوک لوت و بلوک افغان. سی و دومین گردهمایی و نخستین کنگره بین المللی تخصصی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، مشهد، ۷ ص.
- رحیم پوربناب، ح.، ۱۳۸۴. سنگ شناسی کربناته، ارتباط دیاژنز و تکامل تخلخل. انتشارات دانشگاه تهران، ۴۶۵ ص.
- رستگاری لاری، ع.ر.، ۱۳۸۸. محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند فهلیان در مرکز فارس. فصلنامه زمین شناسی کاربردی، ۲: ۱۱۱-۱۲۰.
- زرین، م.، ۱۳۹۳. مطالعه پتروگرافی، ژئوشیمی و محیط رسوبی سازند پروده (ژوراسیک میانی) در برش کمر مهدی (جنوب غرب طبس). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بیرجند، ۱۲۲ ص.
- عقیقی، ر.، موسوی حرمی، س. ر.، محبوبی، ا.، خانه باد، م.، ۱۳۹۲. محیط رسوبی رسوبات مخلوط آواری - کربناته سازند آتامیر (ناحیه بزنگان - شرق حوضه کپه داغ). سی و دومین گردهمایی و نخستین کنگره بین المللی تخصصی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، مشهد، ۷ ص.
- علی خاصی، ع. م.، حسینی برزی، م.، شادان، م.، ۱۳۹۰. محیط رسوبی و برخاستگاه ماسه سنگ های سازند آب حاجی در برش های چشمه بخشی و سر تخت شتران، بلوک کلمرد، ایران مرکزی. فصلنامه علوم زمین، ۲۱ (۸۲): ۲۳۱-۲۳۴.
- کاوسی، م. ع.، زوجی، ن.، مومنی، الف.، ۱۳۸۴. رخساره ها و محیط های رسوبی نهشته های کرتاسه بالایی شمال خاوری کلاردشت. نهمین همایش زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم تهران، صص ۵۹۱-۵۹۷.
- لاسمی، ی.، ۱۳۷۹. رخساره ها، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی نهشته سنگ های پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۸۰ ص.
- محمدی، ا.، وزیری، م. ر.، داستانپور، م.، ۱۳۹۳. بررسی ریزرخساره ها و بازسازی محیط رسوب گذاری سازند قم در ناحیه سیرجان، جنوب غرب کرمان. پژوهش های چینه نگاری و رسوب شناسی، ۳۰ (۲): ۳۵-۵۴.
- محمدی، م.، کهنسال قدیم وند، ن.، وزیری، س.ح.، موسویان، م.، ۱۳۹۰. رخساره ها محیط های رسوبی سازند قم در برش بندامیر در شمال غرب ساوه. نشریه زمین، ۶ (۲۲): ۵۵-۶۵.
- محمدی غیاث آبادی، ا.، ۱۳۹۱. مطالعه پتروگرافی و محیط رسوبی سازند بادامو (ژوراسیک زیرین - میانی) در کوه های شتری، شرق ایران. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بیرجند، ۲۲۰ ص.
- ملکی خیمه سری، س.، ۱۳۸۷. محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند فهلیان. فصلنامه زمین شناسی کاربردی، ۴: ۲۸۷-۲۹۸.
- موسویان، س. م.، صادقی، ع.، آدابی، م. ح.، ۱۳۹۳. چینه نگاری سنگی، زیستی و رخساره های رسوبی سازند شاه کوه در برش کوه تنگل بالا، جنوب غرب خور (ایران مرکزی). پژوهش های چینه نگاری و رسوب شناسی، ۲ (۱): ۷۹-۹۵.

- ولی پوری گودرزی، ب.، خزاعی، ا.، زمان، ش.، میراب شبستری، غ.، ۱۳۹۲. لیتواستراتیگرافی و چینه‌نگاری سازند پروده در برش‌های مزینو و کمرمهدی (جنوب غرب شهرستان طبس). سی و دومین گردهمایی و نخستین کنگره بین‌المللی تخصصی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، مشهد، صص ۵۶۱-۵۶۷.
- ولی پوری گودرزی، ب.، ۱۳۹۳. مطالعه سیستماتیک و دیرینه بوم‌شناسی مرجان‌های ژوراسیک میانی سازند پروده در برش‌های کمرمهدی و مزینو، جنوب غرب طبس. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بیرجند، ۱۷۸ ص.
- Adabi, M.H., & Rao, C.P., 1991. Petrographic and geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of upper Jurassic carbonates (Mozduran Formation), Sarakhs area, Iran. *Sedimentary Geology*, 72: 253-267.
- Adabi, M.H., & Asadi Mehmandosti, E., 2008. Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-E Rashid area, Izeh, S.W. Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33: 267-277.
- Adabi, M.H., Salehi, M.A., & Ghabeishavi A., 2010. Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), south-west Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39: 148-160.
- Aghanabati, A., 1977. Etude geologique do la region de Kalmard area (W. Tabas). *Ph.D. Thesis, University of Grenoble, France*, A.0.11: 623 p.
- Ahmad, A.H.M., & Bhat, G.M., 2006. Petrofacies, provenance and diagenesis of the Dhosa sandstone member (Chari Formation) at Ler, Kachch sub-basin, western India. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27: 857-872.
- Bassi, D., & Nebelsick, J.H., 2010. Components, facies and ramps: Redefining Upper Oligocene shallow water carbonates using coralline red algae and larger foraminifera (Venetian area, northeast Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 295: 258-280.
- Bathurst, R.G.C., 1975. Carbonate sediments and their diagenesis. *Elsevier, Amsterdam*, 658 p.
- Brand, U., & Veizer, J., 1981. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system. II: *Stable Isotopes. Journal of Sedimentary Petrology*, 51: 987-997.
- Budd, D.A., 1992. Dissolution of high-Mg calcite fossils and the formation of biomolds during mineralogical stabilization. *Carbonates and Evaporites*, 7: 74-81.
- Boudagher Fadel, M.K., 2008. Evolution and geological significance of larger benthic foraminifera. *Elsevier*, 540 p.
- Cantrell, D.L., 2006. Cortical fabrics of Upper Jurassic ooids, Arab Formation, Saudi Arabia, Implications for original carbonate mineralogy. *Sedimentary Geology*, 186: 157-170.
- Choquette, P.W., & James, N.P., 1987. Diagenesis in Limestone 3, the deep burial environment. *Geoscience Canada*, 14: 3-35.
- Clair, P.N.S.T., 1981. Core studies of the Viala limestone in Barber and Pratt counties, south- central Kansas. *Kansas Geological Survey, Subsurface Geology*, 6: 8-16.
- Diaz, E., Prasad, M., Gutierrez, M.A., Dvorkin, J., & Mavko, G., 2002. Effect of Glauconite on the Elastic Properties, Porosity, and Permeability of Reservoirs Rocks. *American Association of Petroleum Geology Bulletin, Annual Meeting*, March 10-13. 1-7 p.
- Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonate in thin section. *Nature*. 205: 587.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (eds), *Classification of carbonate rocks, American Association of Petroleum Geology Memoir*, 1: 108-121.
- Ehrenberg, S.N., 2006. Porosity destruction in carbonate platforms. *Journal of Petroleum Geology*, 29: 41-52.
- El Hefnawi, M.A., Hashaly, A.O., Shalaby, B.N., & Rashwan, M.A., 2010. Petrography and geochemistry of Eocene limestone from Khashm Al-raqaba area, El-Calala El-Qibliya, Egypt. *Carbonates and Evaporites*, 25: 193-202.
- Embry, A.F., & Klovan, J.E., 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N.W.T. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19: 730-781.
- Flügel, E., 2010. Microfacies analysis of carbonate rocks. *Springer-Verlag, Berlin*, 976 p.
- Folk, R., 1980. Petrology of Sedimentary Rocks. *Hemphill publicatio Company, Austin, Texas*, 182 p.
- Gaumet, F., Van Buchem, F., Baghbani, D., Keyvani, F., Ashrafzadeh, R., Bahrami, H., & Assilian, H., 2005. Sequence stratigraphy of the Jurassic and Lower Cretaceous in the Dezful Embayment (Southwest Iran). *NIOC-IFP Joint Research Project, Geological Report*, 2139: 79 p.

- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Paleogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155: 211-238.
- Given, R.K., & Wilkinson B.H., 1987. Dolomite abundance and stratigraphic age: constraints on rates and mechanism of phanerozoic dolostone formation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 1068-1078.
- Hallock, P., & Glenn, E.C., 1986. Larger foraminifera: a tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic depositional facies. *Palaios*, 1: 55-64.
- Hallock, P., Lidz, B.H., Cockey Burkhard., E.M., & Donnelly, K.B., 2003. Foraminifera as bioindicators in coral reef assessment and monitoring: the FORAM Index. Foraminifera in Reef Assessment and Monitoring. *Environmental Monitoring and Assessment*, 81: 221-38.
- Irwin, M.L., 1965. General theory of epi-epiric clear water sedimentation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49: 445-459.
- Kabanov, P.B., 2000. Grain micritization as facial indicator in shallow water marine carbonate rocks: Byulleten Moskovskogo Obshchestva Ispytateley Prirody. *Otdel Geologicheskoy, 75: 39-48.*
- Lambert, L., Durlot, C., Loreau, J.P. & Marnier, G., 2006. Burial dissolution of micrite in Middle East carbonate reservoirs (Jurassic Cretaceous): Keys for recognition and timing. *Marine and Petroleum Geology*, 23: 79-92.
- Land, L.S., & Hoops, G.K., 1973. Sodium in carbonate sediments and rocks: a possible index to the salinity of diagenetic solutions. *Journal of Sedimentary Petrology*, 43: 614-617.
- Li, C., Jones, B., & Blanchon, P., 1997. Lagoon-shelf sediment exchange by storms - Evidence from foraminiferal assemblages, east coast of Grand Caiman, British West Indies. *Journal of Sedimentary Research*, 67: 17-25.
- Longman, M.W., 1980. Carbonate diagenetic texture from nearshore diagenetic environment. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64: 461-487.
- Longman, W.M., 1982. Carbonate diagenesis as a control on stratigraphic traps (with examples from the Williston Basin). *American Association of Petroleum Geologists Education Course Note Series*, 159 p.
- Lucia, F.J., 1999. Carbonate reservoir characteristics. *Springer Verlag, Heiderberg*, 226 p.
- McBride, E.F., Land, L.S., & Mack, L.E., 1987. Diagenesis, Norphler Formation (Upper Jurassic), Rankin County, Mississippi and Mobile County, Alabama. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 71: 1019-1034.
- Miall, A.D., 1996. The Geology of Fluvial Deposits, Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. *Springer-Verlag, Berlin*, 390 p.
- Miall, A.D., 2002. Architecture and sequence stratigraphy of Pleistocene fluvial systems in the Malay Basin, based on seismic time-slice analysis. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 86: 1201-1216.
- Milliman, J.D., 1974. Marine carbonates recent sedimentary carbonates, Part 1, *Springer Verlag, Berlin*, 375.
- Mohammadi Ghasabadi, Kh., Mirab Shabestari, G., & Khazaei, A., 2014. Microfacies, sedimentary environment and geochemistry of the Badamu Formation (Lower-Middle Jurassic) in Lut Block, East of Iran. *Journal of Tethys*, 1: 29-44.
- Morad, S., & Aldaham, A., 1986. Diagenetic alteration of detrital biotite in Proterozoic sedimentary rocks from Sweden. *Sedimentary Geology*, 47: 95-107.
- Morse, J.W., & Mackenzie, F.T., 1990. Geochemistry of sedimentary carbonates. *New York, Elsevier*. 707p.
- Pingitore, N.R.Jr., 1978. The behavior of Zn and Mn during carbonate diagenesis: Theory and applications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48: 799-814.
- Pingitore, C.P., 1990. The behavior of Zn²⁺ and Mn²⁺ during carbonate diagenesis. *Sedimentary Petrology*, 48: 799-814.
- Pomar, L., 2001b. Types of carbonate platforms: a genetic approach. *Basin Research*, 13: 313-33.
- Rao, C.P., 1991. Geochemical differences between subtropical (Ordovician) temperate. *Carbonates and Evaporites*, 6: 83-106.
- Rao, C.P., & Adabi, M.H., 1992. Carbonate minerals, major and minor elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with water depth in cool, temperate carbonates, western Tasmania, Australia. *Marine Geology*, 103: 249-272.

- Ros, L.F., Morad, S., & Al-Aasm, I.S., 1997. Diagenesis of siliciclastic and volcanoclastic sediments in the Cretaceous and Miocene sequences of the NW African margin (DSDP Leg 47A, Site 397). *Sedimentary Geology*, 112 (1-2): 137-156.
- Reolid, M., Giallard C., & Lathuiliere B., 2007. Microfacies, microtaphonomic traits and foraminiferal assemblages from Upper Jurassic oolitic-coral limestones, stratigraphic fluctuations in a shallowing-upward sequence (French Jura, Middle Oxfordian), *Facies*, 53: 553-574.
- Salehi, A., Adabi, M.H., Ghalavand, H., & Ghobishavi, A., 2007. Reconstruction of the sedimentary environment and the petrographic and geochemical evidence for the original aragonite mineralogy of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation) in the Zagros sedimentary basin, Iran. *13th Bathurst Meeting of Carbonate Sedimentologists, UK*.
- Sandberg, P.A., 1983. An oscillating trend in Phanerozoic non-skeletal carbonate mineralogy. *Nature*, 305: 19-22.
- Seyed Emami, K., Schairer, G., Aghanabati, A., & Fazl, M., 1991. Ammoniten aus dem Bathon von Zentraliran (Tabas-Naiband Region). *Münchener Geowissenschaftliche Abhandlungen*, 19: 65-100.
- Sibley, D.F., & Gregg, J.M., 1987. Classification of dolomite rock texture. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 967-975.
- Skelton, P.W., & Gili, E., 2012. Rudists and carbonate platforms in the Aptian, a case study on biotic interactions with ocean chemistry and climate. *Sedimentology*, 59: 81- 117.
- Steuber, T., 2000. Skeletal growth rates of Upper Cretaceous rudistid bivalves, implications for carbonate production and organism- environment feedback. In: Insalaco, E., Skelton, P.W., Palmer, T.J., (eds.), Carbonate platform systems: components and interactions. *Geological Society, London, Special Publication*, 178: 21-32.
- Tucker, M.E., & Wright, V.P., 1990. Carbonate Sedimentology. *Blackwell*, 482 p.
- Tucker, M.E., 1993. Carbonate Diagenesis and Sequence Stratigraphy. In: Wright, V.P., (ed.), Sedimentology Review. *Blackwell, Oxford*, 51-72 p.
- Tucker, M.E., 2001. Sedimentary Petrology. 3rd edition. *Blackwell, Oxford*, 260 p.
- Valipouri Goodarzi, B., Zaman, Sh., Khazaei, A., & Mirab Shabestari, G., 2014. Morphology and morphometry of *Chomatoseris iranensis* Flugel (1966) (Scleractirian coral) of Parvadeh Formation in Kamar-Mahdi section (SW Tabas, Iran). *Symposium of Iranian Paleontological Society, University of Zanjan, Zanjan, Iran*, pp. 130-134.
- Vecchio, E., & Hottinger, L., 2007. Agglutinated conical foraminifera from the Lower-Middle Eocene of the Trentinara Formation (southern Italy). *Facies*, 53: 509-533.
- Veizer, J., & Demovic, R., 1973. Environmental and climatic controlled fractionation of elements in the Mesozoic carbonate sequence of the western Carpathians. *Journal of Sedimentary Petrology*, 43 (1): 258-271.
- Veizer, J., 1983. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 11: 265-299.
- Wei, L.M., 1995. Study on the micritization of carbonate grains by bacteria and algae. *Acta Sedimentologica Sinica*, 13(3): 89-97 (In Chinese).
- Wilson, J.L., 1975. Carbonate Facies in Geologic History. *Springer-Verlag, New York*, 471 p.

Sedimentary environment, diagenesis and geochemistry of Parvadeh Formation (Middle Jurassic) at Kamar-Mahdi section (southwest of Tabas)

Zarrin, M.¹, Mirab-Shabestari, G.R.^{2*}, Khazaei, A.³

1- M.Sc. in Sedimentology and Sedimentary Petrology, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

2- Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

3- Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

*E-mail: gshabestari@birjand.ac.ir

Introduction

Parvadeh Formation is the first rock unit of second sedimentary cycle of Jurassic sedimentary deposits in Central Iran. At the type locality, Parvadeh Formation is overlain and underlain by sandstones of the Hojedk and the marls of Baghamshah formations (Seyed-Emami et al., 1991; Aghanabati, 1996; Valipoori Godarzi et al., 2014). Lithologically, this sequence starts with a siliciclastic at the base and continues with almost uniform gray limestones. This formation is completely different with the lower shale and sandstone deposits and also upper green gray marl that separates these two rock units. Based on biostratigraphic studies of this section, Middle to Late Bathonian age has been suggested for this sequence (Aghanabati, 1996). The studied section is located at Kamar-Mahdi area, 68 Km southwest of Tabas city, that contain sandstone and siltstone rock units and thin to medium bedded carbonate rocks that continues to sandstone-coal layers of Hojedk Formation (Valipoori Godarzi et al., 2014; Zarrin, 2014).

Materials and Methods

For performance of laboratory studies, totally 86 rock samples were collected from Parvadeh Formation in Kamar-Mahdi section (eleven siliciclastic and seventy-five carbonate samples). All of the carbonate samples were stained using Dickson method (1965) for recognition of calcite from dolomite. Then, the stained microscopic samples were studied and photographed in detail at the laboratories of the department of Geology/University of Birjand. For the purpose of geochemical analysis of major and minor elements, totally 14 suitable micritic samples with low amount of insoluble residues (El-Hefnawi et al., 2010) were selected for atomic absorption spectrometry (AAS) analysis. This method is applied for determination of the amounts of Ca and Mg major elements and Sr, Fe, Mn and Na minor elements in carbonate rock samples. The AAS analyses were carried out using Shimadzu 670 device in analytical chemistry laboratory at the Ferdowsi University of Mashhad.

Discussion

Based on the obtained results from microscopic studies of thin sections, two siliciclastic lithofacies and eight carbonate microfacies were identified as follows: calcilithite sandstone (C₁), sandy bioclastic packstone (L₁), siltstone (L₂), extraclastic/peloidal packstone (L₃), bioclastic/peloidal wackestone/packstone (L₄), bioclastic/oncoidal packstone (L₅), coral/sponge framestone (B₁), oolitic/bioclastic grainstone (B₂), bioclastic floatstone (M₁) and bioclastic/oolitic packstone (M₂). These lithofacies and microfacies were classified within four beach, lagoon, barrier and open marine facies belts. Based on the position of facies belts and compared with similar models, the suggested depositional environment for Parvadeh Formation in Kamar-Mahdi section is a rimmed shelf type carbonate platform. According to the petrography studies of thin section, the most significant diagenetic processes affecting on the carbonate samples of Parvadeh Formation in Kamar-Mahdi section are: micritization, dissolution and formation of intraparticle and interparticle porosities and incomplete bladed cement during marine diagenetic stage, physical and chemical compaction, creation of moldic and fracture porosities by dissolution, neomorphism, forming of equal mosaic and granular and syntaxial overgrowth cements, dolomitization and incomplete stylolitization in shallow burial diagenetic environment and formation of non-ferroan drusy mosaic and granular cements in phreatic meteoric diagenetic environment.

The analysis of major elements of carbonate samples reveals that the samples are composed of limestone, dolomite and dolomitized limestone. Also, based on the amounts of minor elements, primary mineralogical composition of the studied carbonate samples is aragonite. The Sr-Na crossplot diagram for the studied carbonate samples show a primary mineralogical composition similar to aragonite samples of Mozduran Formation. In addition, comparison of the obtained results with the previously published works (e.g. Brand & Veizer, 1981) indicates an open system geochemically for the studied carbonate samples. Furthermore, based on the amounts of minor elements, it has been concluded that the studied samples have been affected mostly within burial and meteoric diagenetic environments. Finally, based on Na/Sr ratio versus Mn values crossplot, paleoenvironmental conditions for this sequence have had similar to recent tropical environments.

Results

Based on the microscopic studies of thin sections and microfacies analysis, four different facies belts including coastal, lagoon, barrier and open marine belts have been identified and a rimmed shelf type carbonate platform depositional environment has been suggested for this sequence. Based on the study of thin sections and also results of geochemical analysis, diagenetic processes on the carbonate samples are mostly operated within burial and meteoric diagenetic environments. Geochemical analysis of the major elements revealed that the studied carbonate samples are composed of limestone, dolomite and dolomitized limestone. The results of geochemical analyses indicate an open geochemical system, aragonitic primary mineralogy and tropical paleoenvironmental conditions for the studied sequence

Keywords: Parvadeh Formation; Kamar-Mahdi; Middle Jurassic; Sedimentary environment; Diagenesis; Geochemistry.

References

- Aghanabati, A., 1996. Introduction of Parvadeh Formation. *Journal of Earth Sciences*, 19: 2-6. [In Persian].
- Brand, U. & Veizer, J., 1981. Chemical diagenesis of a multi-component carbonate system. *II: Stable Isotopes. Journal of Sedimentary Petrology*, 51: 987-997.
- Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonate in thin section. *Nature*, 205: p. 587.
- El-Hefnawi, M.A., Hashaly, A.O., Shalaby, B.N., & Rashwan, M.A., 2010. Petrography and geochemistry of Eocene limestone from Khashm Al-raqaba area, El-Calala El-Qibliya, Egypt. *Carbonates and Evaporites*. 25: 193-202.
- Seyed-Emami, K., Schairer, G., Aghanabati, A. & Fazl, M., 1991. Ammoniten aus dem Bathon von Zentraliran (Tabas-Naiband Region). *Munchner Geowiss. Abh.* 19: 65-100.
- Valipoori Godarzi, B., Khazaei, A., Zaman, S. & Mirab Shabestari, G., 2014. Lithostratigraphy of Parvadeh Formation in shear Mazino and Kamar-Mahdi (southwest of Tabas). The 32nd Conference and 1st International Congress of Earth Sciences-Fundamental Geology. Northeast Department of Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Mashad, 561-567. [In Persian].
- Zarrin, M., 2014. The study of petrography, geochemistry and environment Parvadeh Formation (Middle Jurassic) in Kamar-Mahdi (southwest of Tabas). Unpublished M.Sc. Thesis, University of Birjand, 122 p. [In Persian].