پتروگرافی، محیط رسوبی و ژئوشیمی واحد کربناته سازند قلعه دختر (ژوراسیک میانی-پسین؟) در برش کوه سیدآباد، شمال قاین، شرق ایران

زهرا افسا[1*]، غلامرضا میراب شبستری[1] و احمدرضا خزاعی[1]

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بیرجند، بیرجند

نویسنده مسئول: zahra.afsa93@gmail.com

دریافت: ۹۴/۱۱/۲۴ پذیرش: ۹۵/۲/۲۰

چکیده

در این پژوهش یک برش چینه‌شناسی از سنگ‌های کربناته سازند قلعه دختر (ژوراسیک میانی-پسین؟) به ضخامت ۳۰۶/۳ متر در شمال شهر قاین واقع در استان خراسان جنوبی اندازه‌گیری و مطالعه شده است. این توالی از سنگ‌آهک‌های نازک تا ضخیم لایه و توده‌ای، دولومیت، ماسه‌سنگ، شیل و مارن تشکیل شده است. بر اساس مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی، یازده ریزرخساره‌ی آهکی و دو پتروفاسیس آواری شناسایی شده بود که در چهار کمربند رخساره‌ای ساحلی، لاگون، سد و دریای باز در یک پلاتفرم کربناته از نوع فلات حاشیه‌دار نهشته شده‌اند. مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنزی مشاهده شده در نمونه‌های سازند قلعه‌دختر عبارتند از سیمانی شدن، فشردگی، تشکیل انواع تخلخل‌ها، انحلال، نئومورفیسم و جانشینی. تفسیر توالی پاراژنتیکی سنگ‌های آهکی مورد مطالعه نشان‌دهنده‌ی تأثیر فرآیندهای دیاژنزی در مراحل دریایی، متئوریک، دفنی و بالاآمدگی می‌باشد. مطالعات ژئوشیمیایی حاصل از آنالیز عنصری نشان داد که محیط تشکیل این نهشته‌ها مشابه با مناطق نیمه حاره‌ای عهد حاضر بوده است. هم‌چنین محیط دیاژنتیکی سنگ‌های کربناته از نظر ژئوشیمیایی یک سیستم بسته تا نیمه بسته بوده است.

واژه‌های کلیدی: سازند قلعه دختر، قاین، ژوراسیک میانی- پسین، محیط رسوبی، ژئوشیمی، دیاژنز

مقدمه

توالی رسوبات کربناته ژوراسیک میانی- بالایی در شرق ایران مرکزی گسترش و ضخامت قابل‌توجهی دارند و در طول مسافت زیادی قابل ردیابی هستند. در پاره‌ای از نقاط، با وجود راه‌های دسترسی نسبتاً مناسب و رخنمون‌های قابل مطالعه، توالی‌های ذکر شده از جنبه پتروگرافی و رخساره‌های رسوبی مورد شناسایی و بررسی دقیق قرار نگرفته‌اند و در معدودی از موارد، تنها به مطالعه فسیل‌ها و احیاناً تعیین سن توالی مذکور اکتفا شده است. از این رو برای تکمیل مطالعات قبلی و هم‌چنین بررسی محیط رسوبی تشکیل‌دهنده این رسوبات، انجام مطالعات بیش‌تر در این مناطق ضروری به نظر می‌رسد. یکی از توالی‌های کربناته مورد بحث، واحد کربناته سازند قلعه دختر می‌باشد. سازند قلعه دختر با رخساره‌ی غالب کربناته به سن کالووین- کیمریجین [۵۵] در گروه مگو جای دارد. این سازند ردیفی از آهک‌های لایه‌ای آلی- آواری با میان‌لایه‌های مارنی به رنگ خاکستری تیره می‌باشد که بیش‌تر در بخش‌های مرکزی و شمالی رشته کوه شتری گسترش دارد. در ناحیه طبس، سنگ‌های ژوراسیک بالایی، به سن کالووین- کیمیریجین دارای سه رخساره متفاوت جلوی ریف (سازند قلعه‌دختر)، ریف (سازند آهکی اسفندیار) و پشت ریف (سنگ آهک‌های پکتن‌دار) هستند [۲].

در این پژوهش ضمن مطالعه دقیق خصوصیات پتروگرافی واحد مذکور، به بررسی و شناسایی ریزرخساره‌های مختلف آن پرداخته شده است و سپس داده‌های حاصل از مطالعات ژئوشیمیایی با بررسی‌های پتروگرافی به منظور درک هر چه بیش‌تر محیط‌های رسوبی و دیاژنتیکی، تلفیق شده و در نهایت منجر به بازسازی و ارائه مدل رسوبی مناسب و نیز تعیین محیط رسوب‌گذاری قدیمه گردیده است. یقیناً نتایج حاصل از مطالعه این توالی کربناته و بررسی محیط تشکیل آن، در آینده در تحلیل حوضه رسوبی شرق ایران در زمان ژوراسیک قابل استفاده خواهد بود.

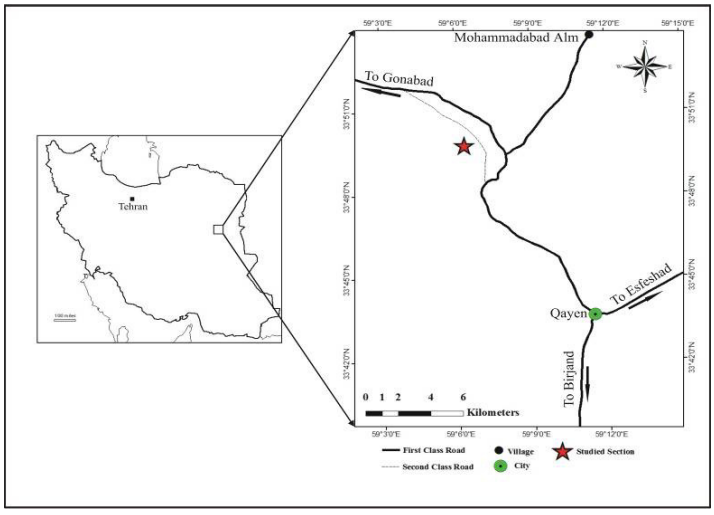
پیشینه مطالعاتی، موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه

برش الگوی سازند قلعه دختر در باختر بشرویه و در شمال روستای قلعه دختر واقع شده که توسط اشتوکلین و همکاران [۵۵] توصیف شده است. در تعریف اولیه، این سازند به سه بخش شامل: بخش ماسه‌سنگی زیرین (۱۹۴ متر)، بخش شیل میانی (۴۵۸ متر) و بخش آهکی بالایی (۳۲۲ متر) تقسیم شده است، اما بر اساس یافته‌های جدید سنگ‌شناختی، چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی [۳۱ و ۵۱] بخش آهکی سازند قلعه‌دختر را رخساره جانبی سازند اسفندیار معرفی می‌کنند که از نظر زمانی کاملاً با آن مطابقت دارد. در ضمن بخش ماسه‌سنگی این سازند که فقط در برش الگو وجود دارد، معادل سازند پروده بوده و بخش شیلی آن که بیش‌تر از مارن‌های سیلتی با میان لایه‌های ماسه‌سنگی و آهکی ساخته شده است کاملاً با سازند بغمشاه مطابقت می‌کند [۵۳]. بنابراین بر اساس تعریف جدید سازند قلعه‌دختر فقط شامل بخش آهکی بوده و ضخامت آن در برش الگو برابر با ۳۲۷ متر است.

در این پژوهش، برشی از نهشته‌های کربناته و آواری معادل سازند قلعه دختر، در ۱۵ کیلومتری شمال شهر قاین در استان خراسان جنوبی و به مختصات جغرافیایی "۲۸ ' ۰۷ °۵۹ طول شرقی و "۲۸ ' ۴۹ °۳۳ عرض شمالی و ارتفاع مطلق ۱۵۵۰ متر مطالعه شده است (شکل‌های ۱و۲). سازند قلعه دختر در برش کوه سیدآباد شامل سنگ‌آهک‌های نازک تا ضخیم لایه و توده‌ای، دولومیت، ماسه‌سنگ، شیل و مارن است، که رنگ آن‌ها از خاکستری تیره تا قهوه‌ای تیره و روشن در تغییر است. مرز زیرین این توالی به صورت هم شیب با سازند بغمشاه (شکل ۳) و مرز بالایی آن با واحد شیلی به رنگ سبز زیتونی در تماس است.

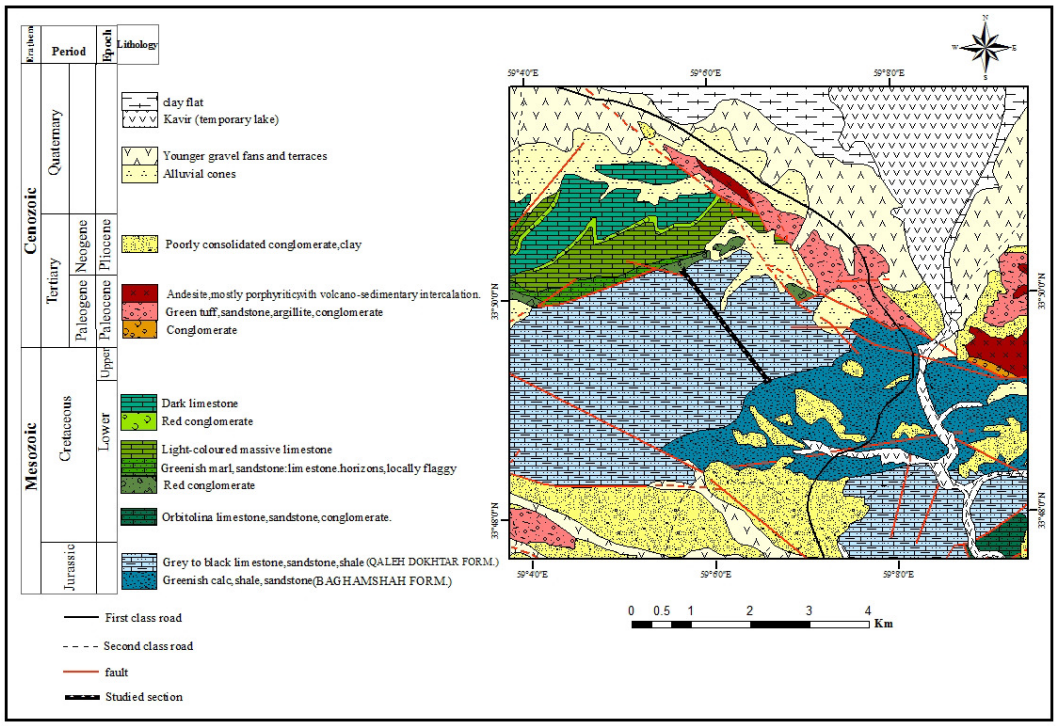
روش مطالعه

بعد از انجام بررسی‌های صحرایی، اندازه‌گیری و نمونه‌برداری، تعداد ۱۰۴ مقطع میکروسکوپی تهیه و مورد مطالعه قرار گرفت. جهت تشخیص ریزرخساره‌ها، برای هر یک از مقاطع نازک میکروسکوپی درصد فراوانی اجزای کربناته و غیر کربناته با استفاده از چارت‌های مقایسه‌ای تاکر [۶۰] و باسلی و بوسلینی [۱۸] تخمین زده شد و سپس هر یک از نمونه‌ها بر اساس طبقه‌بندی دانهام [۲۵] و امبری و کلووان [۲۷] نام‌گذاری گردید. هم‌چنین فرآیندهای دیاژنزی در مقاطع نازک مورد بررسی قرار گرفت. به منظور تشخیص کانی کلسیت از دولومیت و کربنات‌های آهن‌دار از فاقد آهن، مقاطع نازک به وسیله معرف آلیزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم به روش دیکسون [۲۴] رنگ‌آمیزی گردید. جهت انجام مطالعات ژئوشیمیایی، پس از تعیین مقدار مواد نامحلول در اسید (IR)[1]، تعداد ۱۴ نمونه‌ی میکرایتی مناسب با کم‌ترین میزان پرشدگی و دگرسانی انتخاب شد. آنالیز نمونه‌ها توسط دستگاه طیف‌سنج جذب اتمی مدل شیمادزو[2] در آزمایشگاه مرکزی گروه شیمی دانشگاه بیرجند انجام گرفت.



شکل ۱. نقشه‌ی راه‌های دسترسی به منطقه (برگرفته از نقشه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ قاین)

[1] Insoluble Residue
[2] Shimadzu AA-6300



شکل ۲. نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد مطالعه، برگرفته از نقشه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ قاین [۹] با ترسیم مجدد

شکل ۳. تصویری از مرز زیرین سازند قلعه دختر با مارن‌های سازند بغمشاه (دید به سمت شمال)

توصیف ریزرخساره‌ها

با توجه به کمیت و نوع اجزای تشکیل‌دهنده سنگ‌های سازند قلعه‌دختر در منطقه‌ی مورد مطالعه، ۱۱ ریزرخساره‌ی آهکی و ۲ پتروفاسیس آواری شناسایی گردیده که از سمت ساحل به طرف دریا عبارتند از:

کمربند رخساره‌ای ساحلی

پتروفاسیس ماسه‌سنگی: در این پتروفاسیس، ماسه‌سنگ‌های مورد مطالعه از نوع لیت‌آرنایت و به مقدار بسیار اندک از نوع فلدسپاتیک لیت‌آرنایت می‌باشند، که بر اساس اختصاصات محیطی شامل دو پتروفاسیس زیر است:

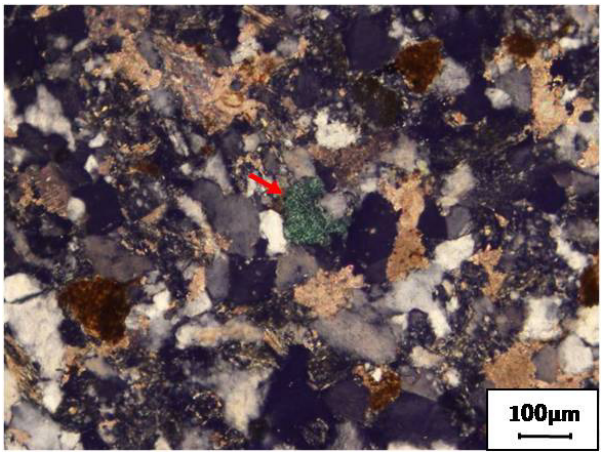
پتروفاسیس C_1: رسوبات قسمت بالایی حاشیه ساحلی[1]: پتروفاسیس مربوط به این محیط در سازند قلعه‌دختر دارای ۲۰ تا ۶۰ درصد کوارتز، ۲۰ تا ۴۰ درصد خرده سنگ‌های رسوبی و دگرگونی و ۱ تا ۱۰ درصد فلدسپات هستند. ماسه‌سنگ‌های دانه ریز و متوسط در این بخش قرار می‌گیرند و از لحاظ مچوریتی بافتی در حالت

[1] Shoreface

مچورند و این وضعیت به دلیل فعالیت امواج می‌باشد (شکل ۵ الف). این پتروفاسیس فاقد ساختمان‌های رسوبی بوده و شکل سه بعدی لایه‌ها به صورت صفحه‌ای است.

پتروفاسیس C_2: رسوبات قسمت پایینی حاشیه ساحلی: این پتروفاسیس دارای ۳۵ تا ۴۰ درصد کوارتز، ۲۵ درصد خرده‌سنگ و مقادیر اندکی فلدسپات هستند. دانه‌های آواری، نیمه‌زاویه‌دار و فاقد رس می‌باشند. از لحاظ مچوریتی بافتی در حالت مچورند. در برخی از نمونه‌ها هم کانی فرعی میکا (مسکوویت + بیوتیت) تا فراوانی ۸ درصد مشاهده شده است (شکل ۵ ب). به‌علاوه ریپل‌مارک‌های متقارن (شکل ۴) نیز در روی سطوح ماسه‌ای دیده می‌شود و شکل سه بعدی لایه ها به صورت صفحه‌ای است.

شکل ۴. تصویر صحرایی از واحد پنجم که ماسه‌سنگ دانه ریز دارای ریپل‌مارک متقارن است.



شکل ۵.تصویر میکروسکوپی از ماسه‌سنگ حاوی گلاکونیت (XPL)

ریزرخساره L_1: وکستون پلوییدی (Peloidal Wackestone Microfacies)

اجزای اصلی و عمده این ریز رخساره، پلوئید با فراوانی ۱۰ تا ۳۰ درصد است. از دیگر اجزای تشکیل‌دهنده می‌توان به اینتراکلست و اجزای اسکلتی مانند استراکود، فرامینی‌فر اشاره کرد که در زمینه‌ای میکرایتی شناورند. پلوییدها ریز و دارای جورشدگی و گردشدگی خوبی می‌باشند. این ریز رخساره معادل SMF_{16} فلوگل [۲۹] و FZ_8 ویلسون [۶۳] می‌باشد (شکل ۶ پ). محل این ریزرخساره درحاشیه‌ی رو به ساحل لاگون است.

ریزرخساره L_2: وکستون پلوییدی/اینتراکلستی (Intraclastic/Peloidal Wackestone Microfacies)

در این ریزرخساره، پلویید و اینتراکلست در زمینه‌ی میکرایتی قرار دارند. درصد فراوانی پلویید در این

ریزرخساره بین ۱۰ تا ۱۵ درصد می‌باشد، که اندازه‌ی آن‌ها ریز تا درشت بوده است. اینتراکلست‌ها هم با فراوانی ۸ درصد دارای گردشدگی‌اند. علاوه بر اجزای اصلی، در این ریزرخساره پوسته‌های فسیلی (شکم پا، دوکفه‌ای و خارپوست) با فراوانی ۲ تا ۵ درصد وجود داشته است. اجزای غیر اسکلتی در این ریزرخساره شامل آنکوئید با فراوانی ۸ درصد و همین‌طور اووئید با فراوانی ۵ درصد است که اکثرا فابریک شعاعی دارند و به خوبی تکامل یافته‌اند. آگرگات نیز به مقدار خیلی ناچیز قابل مشاهده است. در این ریزرخساره برخی از آلوکم‌ها میکرایتی شده‌اند. این ریزرخساره معادل SMF_{16} فلوگل [۲۹] و FZ_8 ویلسون [۶۳] می‌باشد (شکل ۶ ت). به علاوه دومین ریزرخساره درحاشیه‌ی رو به ساحل لاگون است.

ریزرخساره L_3: پکستون پلوییدی / بایوکلستی (Bioclastic/ Peloidal Packstone Microfacies)

پلویید با فراوانی ۲۰ تا ۳۵ درصد فراوان‌ترین آلوکم موجود در این ریزرخساره است (شکل ۶ ث) که دارای اشکال کروی تا بیضوی و جورشدگی بد می‌باشد. از سایر اجزای اسکلتی موجود در این ریزرخساره می‌توان به ۵ تا ۱۵ درصد قطعات دوکفه‌ای، خارپوست، بازوپا، استراکد و به طور پراکنده و جزئی شکم پا و اجزای غیراسکلتی (اینتراکلست) با فراوانی ۲ تا ۱۰ درصد اشاره کرد. در این ریزرخساره اکثر آلوکم‌ها تماما میکرایتی شده‌اند. این ریزرخساره معادل SMF_{16} فلوگل [۲۹] و FZ_8 ویلسون [۶۳] می‌باشد. ریزرخساره‌ی L_3 در بخش میانی لاگون قرار دارد.

پتروفاسیس L_4: شیل سیلتی (Silty Shale Petrofacies)

این پتروفاسیس در واحد رسوبی مورد مطالعه دارای ضخامت خیلی کم می‌باشد. این سنگ‌ها، در واحد رسوبی مورد مطالعه به دلیل وجود میکا دارای لایه‌بندی ظریف و نازک بوده و به آسانی خرد می‌شوند، به طوری که امکان تهیه مقطع نازک و مطالعات میکروسکوپی فراهم نشد. واحدهای شیلی در منطقه مورد مطالعه هم به عنوان یک واحد مجزا، و هم به همراه سایر واحدهای سنگی به صورت میان لایه بودند. تناوب این پتروفاسیس با رخساره‌های دریایی کم عمق حاکی از تشکیل این پتروفاسیس در قسمت‌های نسبتا عمیق لاگون است. ریز رخساره‌ی مشابهی را بهرامی‌راد و اهری‌پور [۶] از سازند دلیچای در برش ری آباد معرفی کرده است.

ریزرخساره کربناته L_5: مادستون رسی (Clay Mudstone Microfacies)

این ریزرخساره در مطالعات صحرایی به صورت مارن‌های سبز رنگ به ستبرای ۵۴ متر در قسمت ابتدایی و میانی توالی دیده می‌شود. مادستون رسی معمولا دانه‌ریز بوده و عمدتا از جنس کربنات کلسیم با مخلوطی از سیلت و رس می‌باشد که فاقد هر گونه فسیل است. بیش‌ترین همراهی این ریزرخساره با پتروفاسیس ماسه‌سنگی است. با توجه به اینکه تشکیل مارن‌های مشابه با نمونه‌های مورد مطالعه در منطقه کم عمق دریایی توسط، کولومبی [۲۳]، مانکی و وستفال [۴۵] و میرزایی محمودآبادی [۱۲] نیز گزارش شده است، می‌توان این رخساره را به محیط کم عمق لاگون نیمه محصور نسبت داد.

ریزرخساره L_6: فلوتستون بایوکلستی/ پلوییدی (Peloidal/Bioclastic Floatstone Microfacies)

درصد فراوانی اجزای فسیلی در این ریزرخساره، ۲۰ تا ۵۰ درصد بوده و شامل خرده‌های جلبک، مرجان، بریوزوئر، بازوپا و خارپوست است که خرده‌های مرجانی و جلبکی بیش‌ترین درصد فراوانی را دارند (شکل ۶ ج). اندازه‌ی قطعات آلوکم‌های فسیلی اکثرا درشت‌اند. پلوییدها در این ریزرخساره ۱۰ تا ۲۰ درصد است. این ذرات ریز تا درشت بوده و در سطح مقاطع میکروسکوپی به طور یکنواخت پراکنده‌اند. این ریزرخساره معادل SMF_8 فلوگل [۲۹] و FZ_7 ویلسون [۶۳] می‌باشد. محل ته‌نشست این ریزرخساره در حاشیه‌ی سد رو به لاگون است.

کمربند رخساره‌ای سد

ریزرخساره B_1: گرینستون اوولیتی (Oolitic Grainstone Microfacies)

در این ریزرخساره تقریبا تمام اجزای سازنده‌ی سنگ از اووئید با فراوانی ۶۰ تا ۸۰ درصد تشکیل شده است که از جورشدگی بسیار بالایی برخوردار می‌باشند و با درصد ناچیزی از خرده‌های غیراسکلتی (اینتراکلست) همراه است. اووئیدهای این ریزرخساره، اکثرا از نوع اووئیدهای با فابریک متحدالمرکزاند که هسته‌ی اکثر آن‌ها دانه‌های آواری کوارتز می‌باشد. سطح برخی از اووئیدها میکرایتی شده و اکسیدهای آهن نیز به مقدار جزئی در آن‌ها دیده می‌شود. در این ریزرخساره اووئید در داخل سیمانی از

جنس کلسیت اسپاری قرار گرفته‌اند. این ریزرخساره معادل SMF_{15-C} فلوگل [۲۹] و FZ_6 ویلسون [۶۳] می‌باشد (شکل ۶ ح).

ریزرخساره B_2: فریمستون مرجانی (Coral Framestone Microfacies)

این ریزرخساره دارای بیش از ۸۰ درصد فسیل‌های اسکلت ساز بوده و فسیل اصلی سازنده‌ی آن مرجان و به مقدار کمتر جلبک با فراوانی ۱۰ تا ۳۰ درصد می‌باشد. رشد شبکه‌ای مرجان‌ها باعث به وجود آمدن این ریزرخساره شده است. فضای خالی اسکلت ایجاد شده توسط میکرایت و اسپارایت پر شده است (شکل ۶ خ). اکثرا آهک‌های مرجانی توده‌ای و بعضا نازک تا متوسط لایه، در قالب پنج واحد سنگی در برش مورد مطالعه در بخش میانی توالی قرار گرفته‌اند. از سایر بایوکلست‌ها می‌توان به خرده‌های شکم پا، بریوزوئر، بازوپا، خارپوست و دوکفه‌ای اشاره کرد. خرده‌های غیراسکلتی نیز شامل پلویید با فراوانی ۵ درصد، آنکوئید با فراوانی ۵ درصد و اووئید نیز با فراوانی ۱ تا ۲ درصد است. این ریزرخساره معادل SMF_7 فلوگل [۲۹] و FZ_5 ویلسون [۶۳] می‌باشد.

ریزرخساره B_3: رودستون اینتراکلستی/ آنکولیتی (Oncolitic/Intraclastic Rudstone Microfacies)

اجزای اصلی تشکیل‌دهنده‌ی این ریزرخساره، اینتراکلست و آنکوئید می‌باشند. اینتراکلست‌ها در این ریزرخساره با درصد فراوانی ۲۰ تا ۴۰ درصد دارای گردشدگی‌اند و اکثرا دارای غلاف میکرایتی بوده، بعضا هم کاملا میکرایتی شده‌اند. اندازه‌ی اینتراکلست‌ها نیز متوسط تا درشت است. آنکوئید با فراوانی بین ۵ تا ۳۰ درصد با هسته‌هایی از خرده‌ها و پوسته‌های فسیلی و بعضا میکرایتی شده وجود دارند و اندازه‌ی آن‌ها نیز درشت است. علاوه بر اجزای اصلی، در این ریزرخساره پوسته‌های فسیلی با فراوانی ۵ تا ۱۵ درصد، که در برخی فراوانی به ۳۰ درصد هم می‌رسد وجود داشته است، که شامل قطعات مرجانی ریز و درشت، جلبک، بازوپا و خرده‌های پوسته‌ی خارپوستان می‌باشند. در این ریزرخساره اووئید نیز با فراوانی ۱ تا ۵ درصد، پلویید با فراوانی ۷ تا ۱۲ درصد با جورشدگی بد و اکسیدهای آهن نیز با فراوانی ۱ تا ۷ درصد وجود داشته است. این ریزرخساره معادل SMF_{24} فلوگل [۲۹] و FZ_8 ویلسون [۶۳] می‌باشد (شکل ۶ د). محل ته‌نشست این ریزرخساره در کانال‌های بین سدها می‌باشد.

کمربند رخساره‌ای دریای باز

ریزرخساره M_1: رودستون بایوکلستی/ اینتراکلستی (Intraclastic/Bioclastic Rudstone Microfacies)

در این ریزرخساره درصد فراوانی اجزای بایوکلستی ۱۰ تا ۵۵ درصد است که به ترتیب فراوانی شامل جلبک، بازوپا، بریوزوئر، دوکفه‌ای، خارپوستان و مرجان می‌باشد. اینتراکلست‌ها در این ریزرخساره با فراوانی ۲۰ تا ۳۵ درصد دارای جورشدگی بد و لبه‌های گردشده هستند و تعدادی از آن‌ها میکرایتی و فاقد آلوکم‌های اسکلتی بوده در حالی که تعدادی علاوه بر غلاف میکرایتی حاوی خرده‌های اسکلتی موجود در این ریزرخساره می‌باشند. همراه با آلوکم اصلی در این نمونه‌ها پلوییدها با فراوانی ۵ تا ۱۵ درصد با جورشدگی بد هستند که البته این پلت‌ها، پلت‌های واقعی نیستند و ممکن است در نتیجه‌ی میکرایتی شدن سایر آلوکم‌ها یا خرد شدن اینتراکلاستها حاصل شده باشند. در این ریزرخساره فراوانی آنکوئید ۵ درصد است. این ریزرخساره معادل SMF_5 فلوگل [۲۹] و FZ_4 ویلسون [۶۳] می‌باشد (شکل ۶ ر). این ریزرخساره در بخش ابتدایی دریای باز ته‌نشست می‌شود.

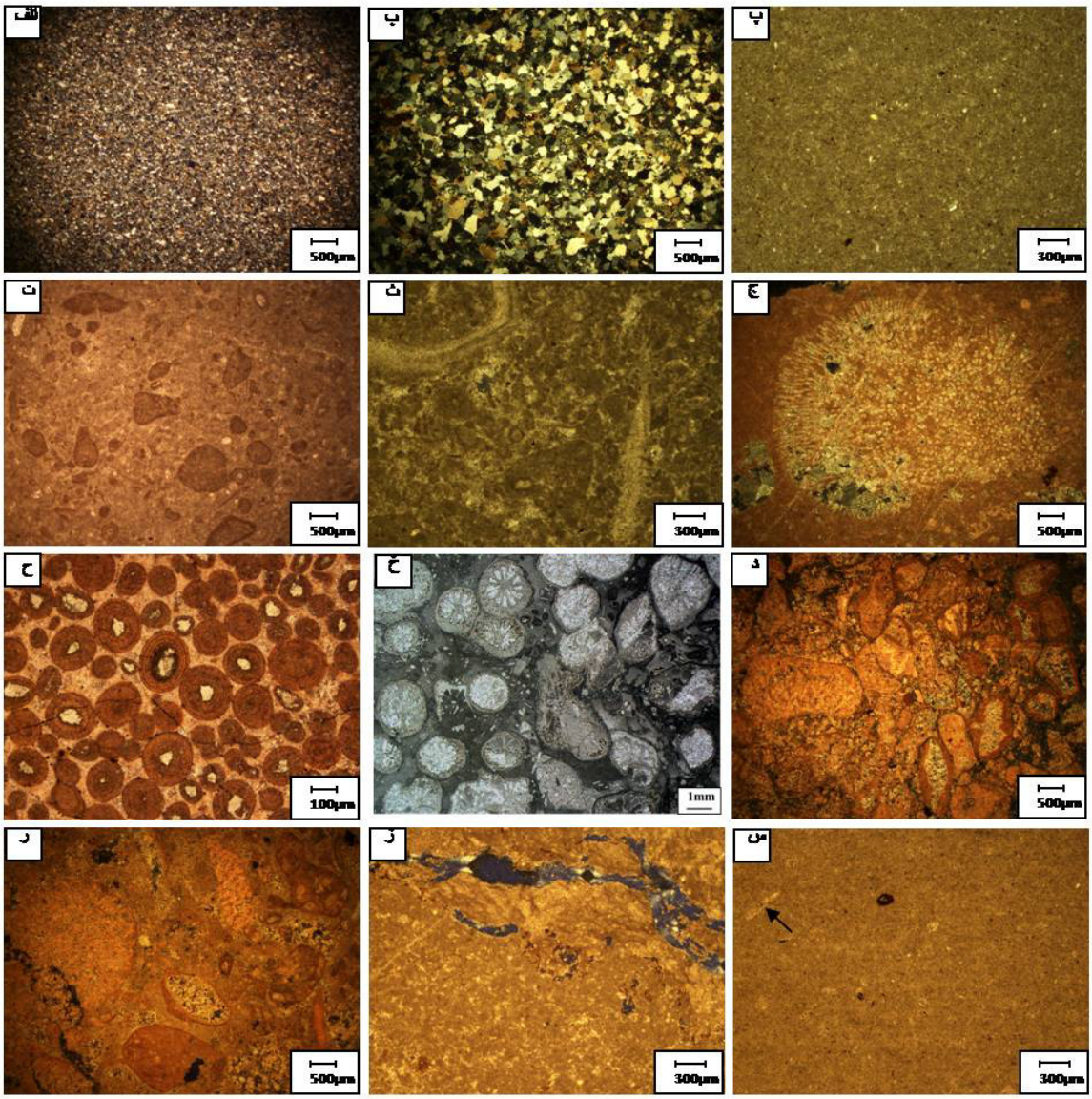
ریزرخساره M_2: وکستون پلوییدی/ بایوکلستی (Bioclastic/Peloidal Wackestone Microfacies)

در این ریزرخساره فراوانی پلوییدها بین ۲۰ تا ۲۵ درصد متغیر است. اندازه‌ی این پلوییدها ریز و جورشدگی نسبتا بالایی دارند. فراوانی بایوکلست‌ها بین ۱۰ تا ۱۵ درصد بوده و شامل جلبک، بریوزوئر، پوسته‌های بازوپا و دوکفه‌ای، قطعات خارپوستان و به مقدار خیلی کمتر اسپیکول اسفنج، کلسیسفر، استراکود و فرامینی‌فرهای بنتیک است (شکل ۶ ز). در این ریزرخساره اینتراکلست با فراوانی ۱ تا ۸ درصد و ذرات تخریبی کوارتز با فراوانی کمتر از ۱ درصد وجود دارند. این ریزرخساره معادل SMF_2 فلوگل [۲۹] و FZ_3 ویلسون [۶۳] می‌باشد. این ریزرخساره در بخش میانی دریای باز ته‌نشست می‌شود.

ریزرخساره M_3: وکستون پلوییدی (Peloidal Wackestone Microfacies)

شاخص‌ترین آلوکم‌ها در این ریزرخساره پلویید با فراوانی ۱۰ تا ۲۰ درصد است (شکل ۶ س). اندازه‌ی این پلوییدها ریز و جورشدگی نسبتا بالایی دارند. بایوکلست‌ها نیز با

فراوانی کمتر از ۳ درصد شامل پوسته‌های دوکفه‌ای، بازوپا، قطعات خارپوستان و همین‌طور اسپیکول اسفنج است. ذرات آواری کوارتز هم با فراوانی ۱ تا ۳ درصد در زمینه پراکنده شده‌اند. از دیگر مشخصات این ریزرخساره می‌توان به حضور ماتریکس میکرایتی فراوان (۷۰ تا ۸۰ درصد) در بین دانه‌ها و عدم گسترش سیمان اسپاری (کمتر از ۳ درصد) که خود شاخص انرژی پایین محیط است و آثار آشفتگی زیستی اشاره کرد. این ریزرخساره معادل SMF_2 فلوگل [۲۹] و FZ_3 ویلسون [۶۳] می‌باشد. محل ته‌نشست این ریزرخساره نیز در بخش انتهایی دریای باز است.



شکل۶. تصاویر برگزیده میکروسکوپی از ریز رخساره‌های مشاهده شده: الف) ماسه سنگ خیلی دانه‌ریز لیت آرنایت (سدآرنایت/چرت آرنایت) مربوط به قسمت پایینی حاشیه ساحلی، ب) ماسه سنگ دانه متوسط لیت آرنایت (سدآرنایت/چرت آرنایت) مربوط به قسمت بالایی حاشیه ساحلی، پ) وکستون پلوییدی، ت) وکستون پلوییدی/ اینتراکلستی، ث) پکستون پلوییدی / بایوکلستی،ج) فلوتستون بایوکلستی/ پلوییدی، ح) گرینستون اوولیتی، خ) فریمستون مرجانی، د) رودستون اینتراکلستی/ آنکولیتی، ر) رودستون بایوکلستی/ اینتراکلستی، ز) وکستون پلوییدی/ بایوکلستی، س) وکستون پلوییدی حاوی سوزن اسفنج

تفسیر محیط رسوب‌گذاری

بر اساس شناسایی و تفکیک ریزرخساره‌های موجود در برش کوه سیدآباد و با توجه به کمیت و نوع اجزای تشکیل‌دهنده‌ی آن‌ها و نیز با بررسی تغییرات عمودی ریزرخساره‌ها، محیط رسوب‌گذاری و شرایط تشکیل آن‌ها تفسیر شده است. ریزرخساره‌های شناسایی شده براساس تقسیم‌بندی ویلسون [۶۳] و فلوگل [۲۹] در قالب چهار کمربند رخساره‌ای که به ترتیب از کم عمق به عمیق شامل ساحلی، لاگون، سد و دریای باز می‌باشند، در ارتباط و پیوستگی با هم قرار دارند.

کمربند رخساره‌ای ساحلی: در نمونه‌های مورد مطالعه هیچ گونه شاهدی مبنی بر قاره‌ای بودن این ماسه‌سنگ‌ها موجود نیست. مطالعات بافتی صورت گرفته بر روی ماسه‌سنگ‌های سازند قلعه‌دختر نشان می‌دهد که درصد ماتریکس رسی در نمونه‌ها کمتر از ۵ درصد و از لحاظ مچوریتی بافتی نیز در حد مچور می‌باشند. با توجه موقعیت واحدهای سنگی مربوط به این رخساره در توالی سنگ‌چینه‌ای و مجاورت این ماسه‌سنگ‌ها با سنگ‌آهک، شیل و مارن‌های محیط کم عمق دریایی و نیز وجود ساخت رسوبی ریپل‌مارک متقارن و کانی گلاکونیت درجازا (شکل ۵) که وجود آن در رسوبات قدیمه بیانگر محیط دریایی است [۱۱]، می‌توان محیط تشکیل این رخساره را به پهنه ساحلی نسبت داد.

کمربند رخساره‌ای لاگون: ریزرخساره‌های وکستون پلوییدی (L_1)، وکستون پلوییدی/ اینتراکلستی (L_2)، پکستون پلوییدی/ بایوکلستی (L_3)، مادستون رسی (L_5)، فلوتستون بایوکلستی/ پلوییدی (L_6) و ۱ پتروفاسیس گلی شیل سیلتی (L_4) در این کمربند رخساره‌ای قرار می‌گیرند. ریزرخساره L_1 به دلیل داشتن گل آهکی فراوان در یک محیط رسوبی آرام نهشته شده است [۱۶ و ۴۶]. در ریزرخساره‌ی L_6 حضور برخی از اجزای سازنده‌ی ریف نظیر خرده‌های مرجانی، ناشی از شکسته شدن قطعات سد در اثر بادهای طوفانی و یا امواج و ریختن آن‌ها به درون رسوبات لاگون است [۱۱]. فقدان قطعات اسکلتی و غالب بودن پلوییید در ریزرخساره‌های مذکور، موید محیط لاگون است [۵۸]. با توجه به شواهد گوناگون مانند فراوانی پلت، ذرات تخریبی کوارتز، میکرایتی شدن شدید دانه‌ها و آشفتگی زیستی، می‌توان این ریزرخساره‌ها را به منطقه لاگون نسبت داد [۲۹، ۴۰ و ۶۱]. پتروفاسیس گلی L_4 نیز در بخش‌های نسبتا عمیق کمربند رخساره‌ای لاگون قرار می‌گیرند، که اندازه‌ی رسوبات این منطقه دانه ریز است و نسبت به ریزرخساره‌ی کربناته L_5 (رسوبات بسیار دانه ریز) در اعماق کمتر قرار می‌گیرد.

کمربند رخساره‌ای سد: این کمربند شامل ۳ ریزرخساره‌ی گرینستون اوولیتی (B_1)، فریمستون مرجانی (B_2) و رودستون اینتراکلستی/ آنکولیتی (B_3) می‌باشد. با توجه به فقدان گل آهکی و فراوانی زیاد دانه‌ها که از ویژگی‌های محیط پر انرژی سد است [۲۹ و ۶۳] این ریزرخساره‌ها می‌تواند به بخش سد نسبت داده شوند. مقادیر بالای سیمان کلسیت اسپاری و نبود میکرایت نشان‌دهنده تشکیل نهشته‌ها در محیط پر انرژی و بالاتر از سطح اثر امواج می‌باشد [۳۲، ۳۷ و ۳۹]. این انرژی زیاد محیط، به شسته شدن میکرایت و پر شدن فضای بین دانه‌ها توسط سیمان کلسیت اسپاری منجر گردیده است. به علاوه در ریزرخساره‌ی B_1 به علت انرژی زیاد، ورود مواد آواری نیز اتفاق می‌افتد که این ذرات آواری به عنوان هسته، در تشکیل اووئیدها (در ریزرخساره گرینستون اوولیتی) بسیار مفیدند. هم‌چنین در ریزرخساره فریمستونی حضور پوسته‌های فسیلی جانوران ریف‌ساز مانند مرجان و جلبک قرمز دلیل دیگر وجود سد می‌باشد [۷]. به نظر می‌رسد با افزایش یکباره انرژی در شرایط طوفانی ریزرخساره‌ی B_3 به صورت برش‌های رسوبی در درون کانال‌های جذرومدی و محیط کم ژرفای دریایی تشکیل شده است [۲۹]. بنابراین این ریزرخساره که ارتوکم اصلی آن اسپارایت می‌باشد و به طور عمده شامل اینتراکلست‌های درشت و گردشده و آنکوئید است، نیز مؤید نهشته‌های کانال‌های بین این سدها است.

کمربند رخساره‌ای دریای باز: این کمربند شامل ۳ ریزرخساره‌ی کربناته‌ی رودستون بایوکلستی/ اینتراکلستی (M_1)، وکستون پلوییدی/ بایوکلستی (M_2) و وکستون پلوییدی (M_3) است. با توجه به فراوانی زمینه میکرایتی، تمام ریزرخساره‌های مذکور در زیر سطح اثر امواج و در محیطی آرام با انرژی پایین که رسوب‌گذاری عمدتاً به شکل ته‌نشست رسوبات ریز دانه مانند رس‌ها و گل‌های کربناته صورت می‌گیرد، نهشته شده‌اند [۳۷]. حضور خرده‌های اسکلتی موجودات استنوهالین در ریزرخساره‌های M_1 و M_2 همچون خارپوستان و بریوزوآ که اغلب به تغییرات شوری حساس هستند [۳۵ و ۴۹] و

نیز مشخصات بافتی و موقعیت چینه‌نگاری این طبقات حاکی از تشکیل این ریزرخساره‌ها در محیط دریای باز و تحت شرایط انرژی متوسط تا کم است [۲۹ و ۶۳]. وجود خرده‌هایی از موجودات ریف‌ساز در ریزرخساره‌ی M_1 می‌تواند دلیلی بر ریزش سد در اثر جریانات دریایی یا اثر امواج بر کمربند سدی باشد. وجود ذرات دانه ریز و نبود سیمان در ریزرخساره M_3 دلیلی بر نهشته شدن آن در محیط آرام با انرژی پایین است [۱۶]. همراهی پلوپید با سوزن اسفنج، می‌تواند بیانگر شکل‌گیری ریزرخساره فوق در یک محیط نسبتا عمیق وابسته به دریای باز باشد [۲۹].

تغییرات عمودی رخساره‌ها و ارائه‌ی الگوی رسوب‌گذاری

از آن‌جایی که توالی‌های رخساره‌ای کربناته، به طور کلی حاصل تغییرات محیطی در طی زمان هستند [۶۱] پس می‌توان با شناسایی ریزرخساره‌ها و شرایط تشکیل آن‌ها، محیط رسوب‌گذاری را تفسیر و الگویی برای ته‌نشست این رسوبات ارائه نمود. کمربندهای رخساره‌ای ساحلی، لاگون، سد و دریای باز بر اساس ریز رخساره‌های توصیف شده، در یک پلاتفرم کربناته کم عمق جای می‌گیرند. با توجه به تغییر ناگهانی در رخساره‌ها، که به دلیل شکست کف حوضه در شلف‌های لبه‌دار رایج است [۲۶] و گسترش رخساره‌های ریفی (بایوستروم) [۴] در طول حاشیه فلات پرانرژی، که چرخش آب را در مرداب تا اندازه‌ای کنترل می‌کنند [۷]، وجود دانه‌های آنکوئید و آگرگات (خاص شلف‌های لبه‌دار) و با در نظر گرفتن تغییرات جانبی و عمودی ریزرخساره‌های شناسایی شده و قانون والتر [۴۲]، پلاتفرم کربناته از نوع فلات حاشیه‌دار برای نهشته‌های کربناته و آواری سازند قلعه دختر در برش کوه سیدآباد پیشنهاد می‌شود. الگوی رسوب‌گذاری پیشنهادی به طور شماتیک در شکل ۸ نمایش داده شده است. در برش مورد مطالعه ستون تغییرات این رخساره‌ها و رسم منحنی نوسانات نسبی سطح آب دریا (شکل ۷) نشان می‌دهد که رسوبات کربناته و آواری توالی مورد مطالعه از سازند قلعه‌دختر سه روند عمیق شونده و دو روند کم عمق شونده را در محیط‌های دریای باز، سد، لاگون و پهنه ساحلی مشخص می‌کند.

فرآیندهای دیاژنزی موثر بر توالی مورد مطالعه

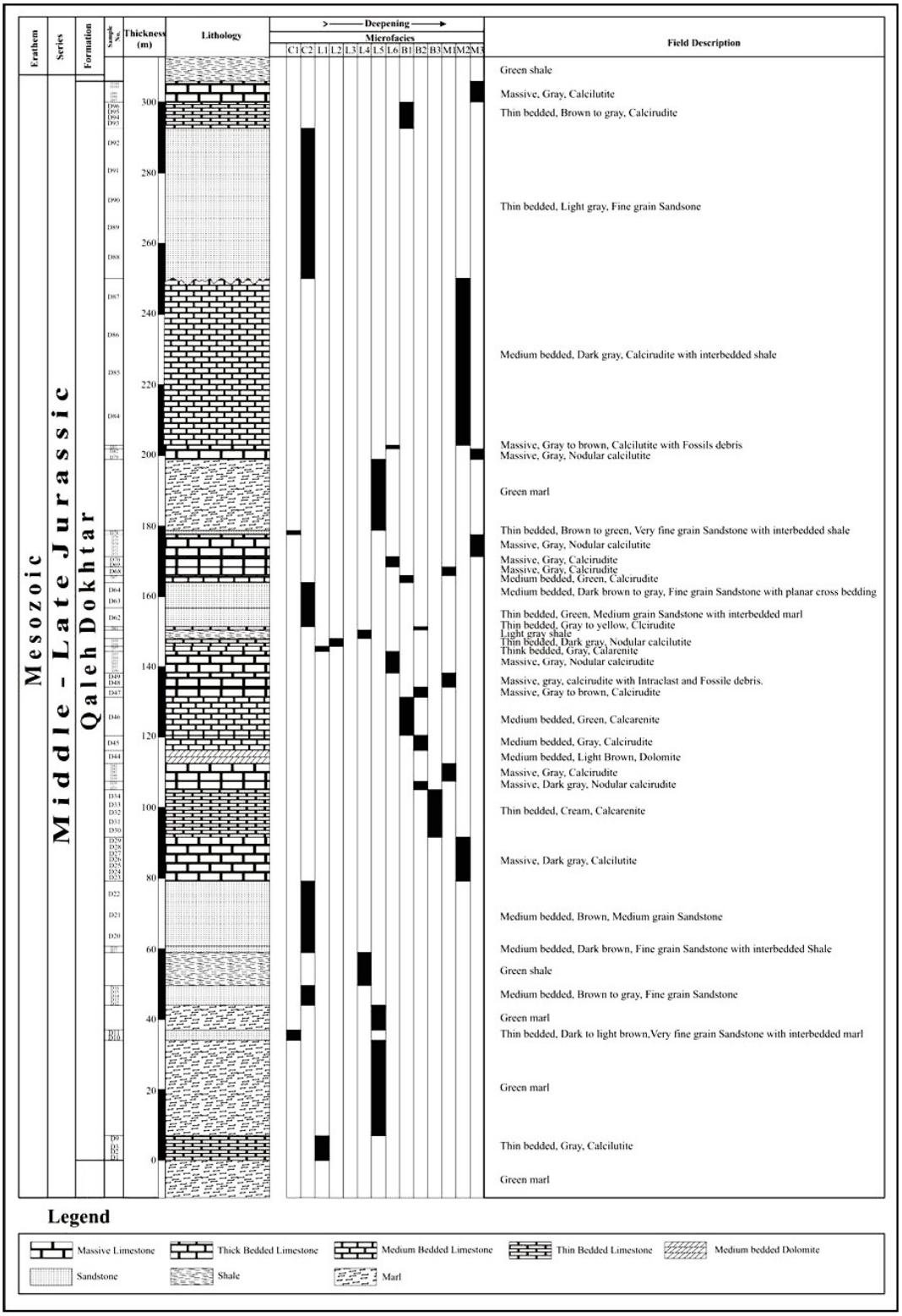
سنگ‌های کربناته سازند قلعه‌دختر در برش مورد مطالعه تحت تأثیر فرآیندهای دیاژنزی گوناگونی نظیر فشردگی فیزیکی و شیمیایی، میکرایتی شدن، نئومورفیسم، انحلال، تشکیل انواع تخلخل‌ها، سیمانی شدن، جانشینی، آشفتگی زیستی و تشکیل فابریک ژئوپتال قرار گرفته است. انواع فرآیندهای دیاژنزی مشاهده شده در نمونه‌های مورد مطالعه به شرح ذیل است:

میکرایتی شدن: میکرایتی شدن در سازند قلعه‌دختر در بسیاری از موارد بافت اولیه دانه را تخریب کرده (شکل ۹ الف) و در موارد دیگر به صورت غلاف میکرایتی[1] در اطراف حجره‌ها و پوسته فسیل‌ها و یا به دور اجزای غیراسکلتی نظیر اینتراکلست‌ها و اووئیدها عمل کرده است.

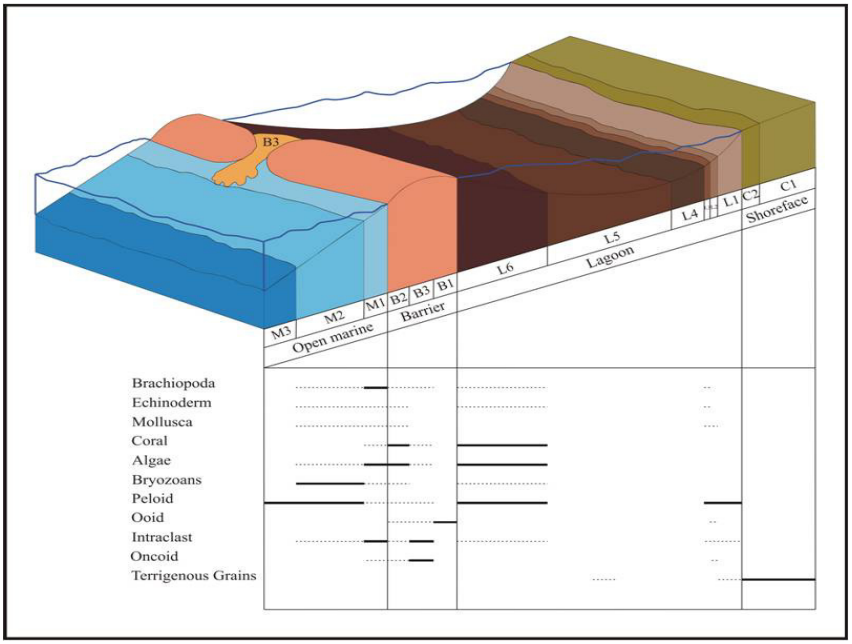
فشردگی: فشردگی در نمونه‌های مورد مطالعه به دو صورت فیزیکی و شیمیایی دیده می‌شود. فشردگی فیزیکی در سنگ‌های آهکی سازند قلعه‌دختر به میزان زیاد قابل مشاهده نیست، این امر حاکی از تشکیل برخی سیمان‌ها در مراحل ابتدایی دیاژنز می‌باشد که موجب تثبیت اجزای تشکیل‌دهنده سنگ‌ها و یا به عبارت دیگر تبدیل سریع رسوب به سنگ می‌گردد. از مهم‌ترین آثار فشردگی فیزیکی در رخساره‌های دانه‌پشتیبان می‌توان به تماس‌های نقطه‌ای (شکل ۹ ب)، خطی و محدب- مقعر بین آلوکم‌ها اشاره نمود با این‌حال اثرات فشردگی فیزیکی در رخساره‌های گل‌پشتیبان چندان مشخص نیست. در این سازند استیلولیت‌ها (شکل ۹ پ)، درزه‌های انحلالی و سطوح بین دانه‌ای مضرس که محصول انحلال فشارشی طی تراکم شیمیایی در مراحل دیاژنز تدفینی می‌باشد دیده می‌شود.

نئومورفیسم: این فرآیند در بسیاری از نمونه‌های نازک میکروسکوپی از نوع افزایشی به طور فراگیر به هر دو صورت پورفیروئید و یکپارچه[2] دیده می‌شود، که در طی آن میکرایت به طور موضعی به میکرواسپار (شکل ۹ ت) و سودواسپار (اسپار دروغین) تبدیل شده است.

[1] Micritic envelope
[2] Coalesive



شکل ۷. توالی سنگ چینه‌ای و تغییرات عمق رخساره‌ها در سازند قلعه دختر در برش کوه سیدآباد



شکل ۸. الگوی شماتیک ارائه شده برای محیط رسوب‌گذاری قدیمه و توزیع ریزرخساره‌ها و اجزای تشکیل‌دهنده سازند قلعه دختر در برش کوه سیدآباد (بدون مقیاس)

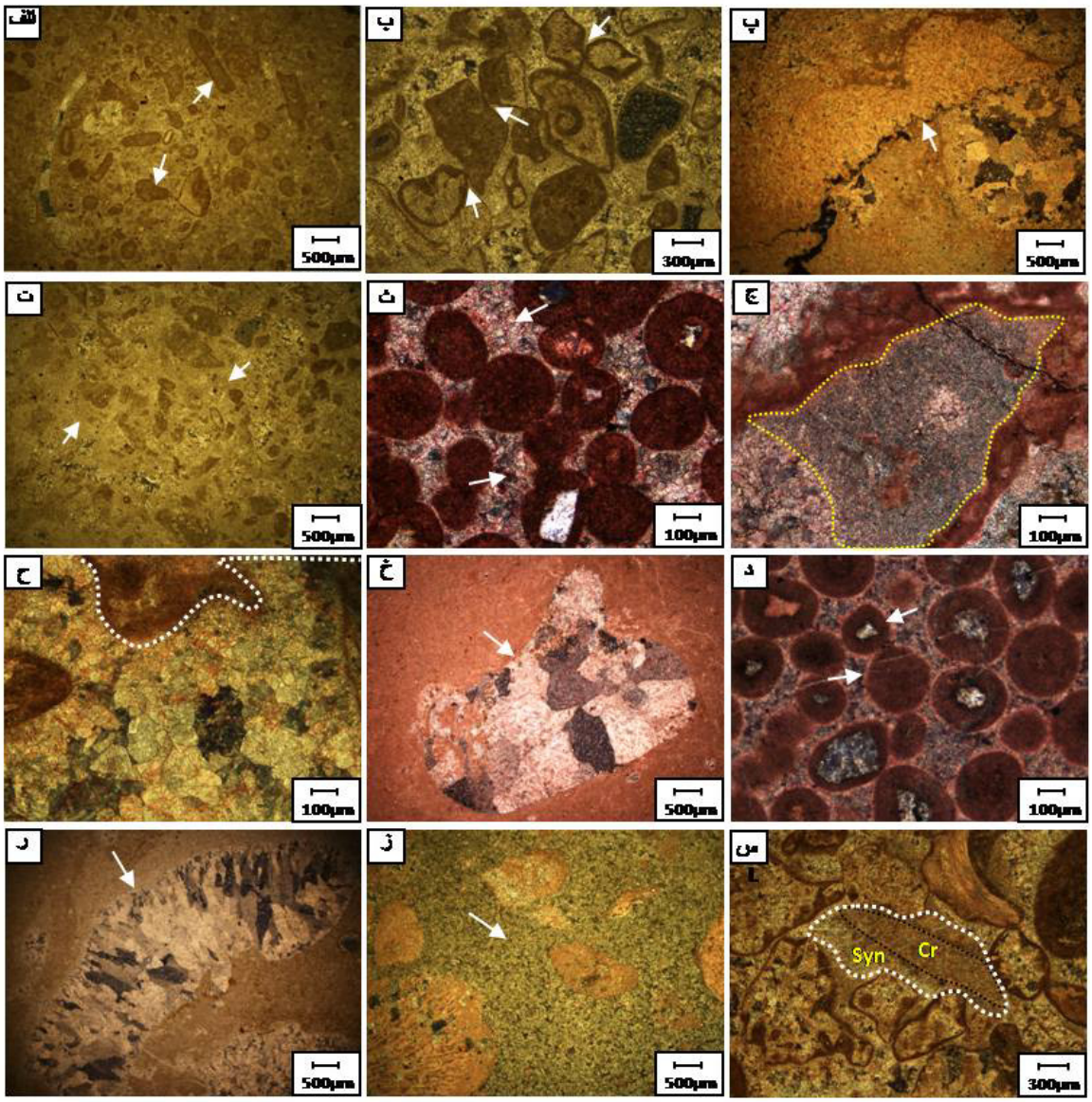
سیمانی شدن: سیمان‌های شناسایی شده بر اساس انواع سیمان‌های ارائه شده توسط فلوگل [۲۹]، در سازند قلعه دختر شامل انواع زیر است:

سیمان موزاییکی هم بعد: این سیمان در مقاطع مورد مطالعه فراوان بوده و اغلب به فرم سیمان پرکننده‌ی قالب‌های حل شده‌ی فسیل‌ها، رگه‌ها و به مقدار کمتر در درون حفرات و فضای بین و درون دانه‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۹ ث). رنگ‌آمیزی نمونه‌ها نشان می‌دهد که این سیمان بیش‌تر به صورت سیمان کلسیتی بدون آهن و کمتر آهن‌دار دیده می‌شود، که موید تغییر شرایط محلول‌های سیمان‌ساز از اکسیدان به احیایی است. این سیمان در نمونه‌های قلعه‌دختر در محیط متئوریکی تشکیل شده است.

سیمان دانه‌ای هم بعد یا گرانولار: در سنگ‌های کربناته مورد بررسی، این سیمان از بلورهای ریز و نسبتا هم اندازه تشکیل شده است که از فراوانی بالایی برخوردار است و در تمام رخساره‌ها گسترش دارد. این سیمان به شکل پرکننده فضای بین دانه‌ای، حفره‌ای، رگـه‌ها و قالب‌های حل شده‌ی فسیلی مـشاهده می‌شود (شـکل ۹ ج). نمـونه‌های مورد مـطالعه در این سیـمان بعد از رنگ‌آمیزی، بیش‌تر بدون آهن و به مقدار کمتر آهن‌دار دیده شده است. این سیمان را می‌توان به محیط دیاژنزی قبل از تدفین عمیق نسبت داد.

سیمان کلسیت دروزی: در مقاطع میکروسکوپی مورد مطالعه، این سیمان بیش‌تر در ریزرخساره‌های فریمستونی، رودستونی، فلوتستونی و وکستونی گسترش دارد و به فرم سیمان‌های پرکننده قالب‌های فسیلی و حفرات دیده می‌شود (شکل ۹ ح). در برخی از نمونه‌های رنگ‌آمیزی شده از حاشیه به طرف مرکز حفره به ترتیب دو نوع سیمان فاقد آهن و آهن‌دار را می‌توان دید که نشان‌دهنده تغییر در ترکیب شیمیایی آب‌های زیرزمینی در گردش باشد. بنابراین این سیمان به طور عمده در شرایط متئوریک نزدیک به سطح و نیز تحت شرایط دفن عمیق تشکیل می‌شود.

سیمان کلسیتی بلوکی: این نوع سیمان در نمونه‌های مورد مطالعه از فراوانی خوبی برخوردار است و بیش‌تر در ریزرخساره‌های دانه‌پشتیبان مشاهده می‌شود. سیمان بلوکی اکثرا بدون آهن است که بیش‌تر در پوسته‌های انحلال‌یافته‌ی مرجان، دوکفه‌ای و ...، درون حفرات و رگه‌ها مشاهده شده است (شکل ۹ خ). این نوع سیمان علاوه بر محیط‌های آب شیرین، در محیط‌های دفنی نیز تشکیل می‌گردد [۲۹، ۳۳ و ۶۰].



شکل ۹. تصاویر میکروسکوپی برگزیده از مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنتیکی در نمونه‌های کربناته سازند قلعه دختر: الف) میکرایتی شدن، ب) تماس نقطه‌ای بین آلوکم‌ها، پ) استیلولیتی شدن، ت) نئومورفیسم افزایشی، ث) سیمان موزاییکی هم بعد فاقد آهن، ج) سیمان هم بعد آهن‌دار، ح) سیمان کلسیت دروزی فاقد آهن با رشد افزایشی بلورها به سمت مرکز حفره، خ) سیمان کلسیت بلوکی فاقد آهن، د) سیمان حاشیه‌ای هم ضخامت بدون آهن در اطراف اووئیدها، ر) سیمان تیغه‌ای- منشوری درون یک حفره، ز) سیمان دولومیتی آهن‌دار بی وجه در بین آلوکم‌ها ، س) سیمان رورشدی هم محور (Syn) در اطراف یک قطعه خارپوست (Cr).

سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت: این نوع سیمان دریایی در سازند قلعه‌دختر گسترش زیادی نداشته و احاطه کننده‌ی آلوکم‌های اسکلتی و غیر اسکلتی بخصوص اووئیدها است و بنابراین کاهش‌دهنده‌ی تخلخل بین دانه‌ای بوده و از تراکم آلوکم‌ها در محیط متئوریکی و تدفینی جلوگیری می‌کند (شکل ۹ د).

سیمان تیغه‌ای- منشوری کلسیتی: سیمان تیغه‌ای با ترکیب کانی‌شناسی کلسیت پرمنیزیم [۱۷ و ۶۱]، از بلورهای طویل اسکالانوئدرال (مثلثی) تشکیل شده است. در نمونه‌های مورد مطالعه از سازند قلعه‌دختر، این سیمان گسترش کمی داشته و به فرم سیمان پرکننده‌ی قالب‌های فسیلی و حفرات بیش‌تر در رخساره‌های رودستونی و فریمستونی مشاهده می‌شود (شکل ۹ ر).

سیمان دولومیتی: اگرچه بیش‌ترین حجم دولومیت‌های موجود در سازند قلعه‌دختر بصورت جانشینی اجزای سنگ کربناته اولیه اعم از آلوکم‌ها و ماتریکس می‌باشد با این حال مواردی از تشکیل سیمان دولومیتی هم در این سازند مشاهده می‌شود. در نمونه‌های مورد مطالعه انواع سیمان‌های دولومیتی ریز تا خیلی درشت بلور (دولومیت زین‌اسبی) قابل مشاهده‌اند که به صورت سیمان پرکننده‌ی فضای بین دانه‌ها (شکل ۹ ز)، و در جایی که آلوکم‌ها انحلال پیدا کرده‌اند و تخلخل‌های قالبی آن‌ها باقی‌مانده است سیمان دولومیتی تخلخل‌های قالبی و حفره‌ای را اشغال کرده است. این دولومیت‌ها که به صورت سیمان پرکننده فضاهای خالی هستند، در مراحل پایانی دیاژنز و در درجه حرارت بالا تشکیل می‌شوند [۱۰].

سیمان رورشدی هم‌محور: این سیمان به طور معمول دارای ترکیب کانی‌شناسی کلسیت پرمنیزیم و پیوستگی نوری با دانه در برگیرنده خود می‌باشد [۲۹]. سیمان نام برده به صورت ناچیز در نمونه‌های بررسی شده مشاهده شدند که از نوع کدر و اینکلوژن‌دار مربوط به محیط آب‌های نرمال دریایی است (شکل ۹ س).

انحلال و تخلخل: انحلال فرآیند اصلی دیاژنتیکی است که منجر به توسعه‌ی تخلخل شده است. تخلخل یک پیش شرط لازم برای عملکرد دیاژنز است و مطالعه آن در سنگ‌های کربناته جهت فهم فرآیندهای دیاژنتیکی و به ویژه ارزیابی سنگ‌های مخزن لازم می‌باشد [۴۴]. در این پژوهش به منظور تقسیم بندی تخلخل‌های شناسایی شده در سازند قلعه‌دختر از رده‌بندی [۲۲] استفاده شده است که عبارتند از تخلخل‌های تحت کنترل فابریک که شامل تخلخل‌های بین‌دانه‌ای، درون‌دانه‌ای (شکل ۱۰ الف)، بین‌بلورین (شکل ۱۰ ب)، قالبی، رشدی (شکل ۱۰پ)، پناهگاهی (شکل ۱۰ت) است و تخلخل‌های بدون انتخاب فابریک هم شامل تخلخل‌های حاصل از شکستگی (شکل ۱۰ث)، حفره‌ای (شکل ۱۰ج)، کانالی و استیلولیتی (شکل ۱۰ح) می‌باشد. در سنگ‌های کربناته مورد مطالعه، اغلب تخلخل‌های تحت کنترل فابریک تا مرحله مزوژنز و آغاز مرحله بالاآمدگی در اثر فرآیندهای فشردگی و سیمانی شدن از بین رفته‌اند و تنها برخی از انواع تخلخل‌ها (حفره‌ای، کانالی و استیلولیتی) که تحت کنترل فابریک نیستند و یا در طی مرحله بالاآمدگی ایجاد شده‌اند به صورت پر نشده باقی‌مانده‌اند. بنابراین سازند قلعه‌دختر در بخش‌هایی از شرق ایران می‌تواند سنگ مخزن نسبتا مناسبی باشد [۳].

فابریک ژئوپتال: این فابریک در نمونه‌های مورد بررسی در درون پوسته‌ی استراکود، برخی حجرات مرجان و اووئید به طور محدود در سازند قلعه‌دختر مشاهده می‌شود (شکل ۱۰ خ).

زیست آشفتگی: این فرآیند در مقاطع مورد مطالعه به صورت آثار بورینگ[1] (شکل ۱۰ د) در رخساره‌ی سدی مشاهده می‌شود.

جانشینی: جانشینی یکی از فرآیندهای دیاژنزی است که در طی دیاژنز اولیه و نهایی انجام می‌شود [۵۹]. جانشینی‌های مشاهده شده در رخساره‌های سازند قلعه دختر عبارتند از:

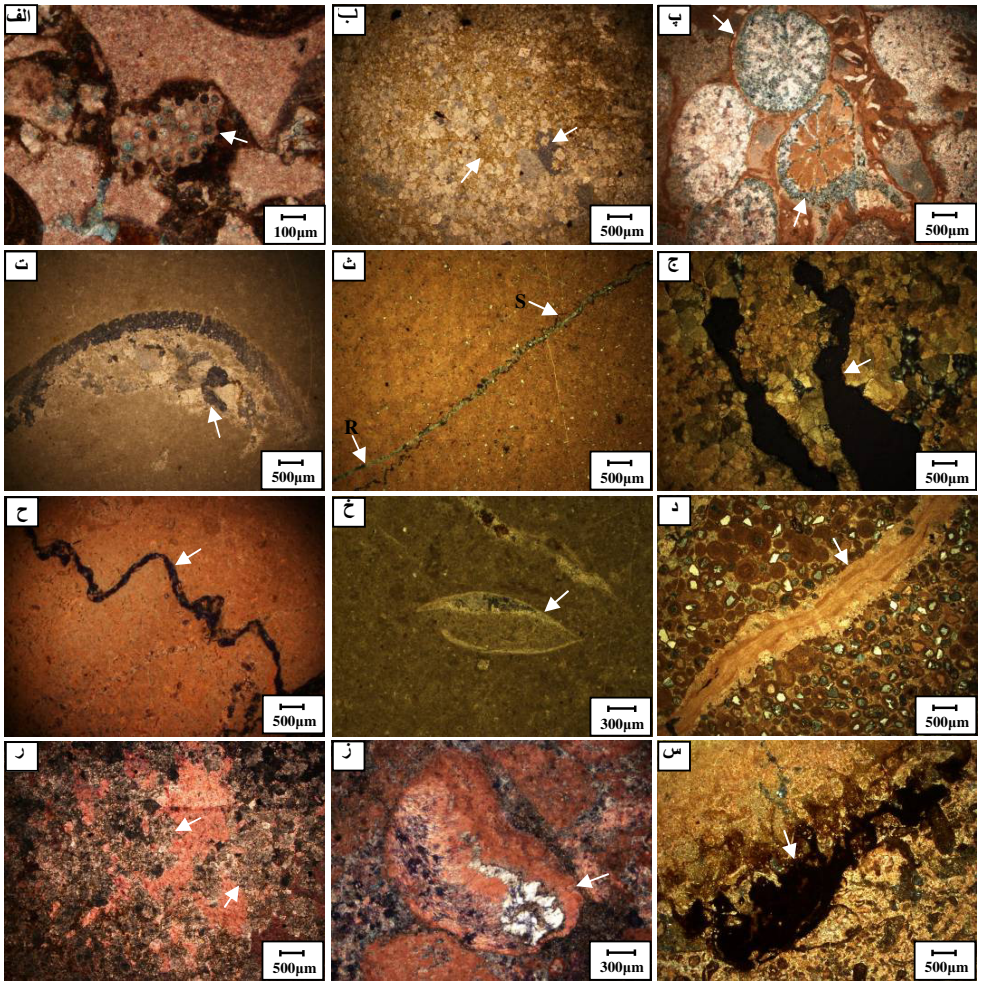
دولومیتی شدن: جانشینی دولومیت به جای کربنات کلسیم به طرق مختلفی صورت می‌گیرد. دولومیت‌های مختلف در محیط‌های متفاوتی شکل می‌گیرند. بر مبنای شکل بلور، اندازه و بافت دولومیت تا حدودی می‌توان محیط ته‌نشست را تشخیص داد [۵۴]. دولومیت‌های جانشینی در سنگ‌های این سازند به اشکال ریزبلور، متوسط بلور و درشت بلور قابل مشاهده است. در نمونه‌های مورد مطالعه رومبوئدرهای دولومیت با حواشی اکسید آهن در ماتریکس دانه ریز در ریزرخساره‌های وکستونی در مراحل اولیه دیاژنز رخ داده است [۶۴]. هم‌چنین تمرکز بلورهای دولومیت در مجاری و حواشی رگچه‌های انحلالی و استیلولیت هم موید تشکیل آن‌ها در مراحل تدفینی است [۳۶]. در این نمونه‌ها، اکثر دولومیت‌ها بدون آهن و تعداد چشمگیری آهن‌دار هستند این شرایط به همراه اندازه‌ی درشت بلورها مؤید محیط دیاژنز تدفینی در مرحله دفن کم عمق و عمیق است (شکل ۱۰ ر).

سیلیسی شدن: این فرآیند به فرم جانشینی انتخابی در فسیل‌ها یا گسترش ندول‌ها و لایه‌های چرتی انجام می‌شود [۷]. جانشینی و رسوب سیلیس در سنگ‌های کربناته نیازمند اشباع سیالات درون منافذ از سیلیس و شرایط اسیدی است [۳۸]. در نمونه‌های مورد مطالعه، شواهد سیلیسی شدن به صورت پراکنده در آلوکم‌هایی از

[1] Boring

قبیل بازوپا و مرجان و اینتراکلست دیده می‌شود (شکل ۱۰ز)، به احتمال زیاد سیلیس لازم برای فرآیند سیلیسی شدن در این سازند، از انحلال کوارتزهای آواری و دگرسانی کانی‌های رسی موجود در شیل‌ها تأمین شده است [۱۹، ۳۴ و ۴۱]. در مقاطع مورد مطالعه، انحلال کوارتزهای آواری به صورت سطوح بین دانه‌ای مضرس و محدب- مقعر در ماسه‌سنگ‌های سازند قلعه‌دختر قابل مشاهده می‌باشد. همین‌طور ممکن است واحدهای شیلی سازند قلعه دختر نیز تأمین کننده‌ی سیلیس برای فرآیند سیلیسی شدن باشند.

هماتیتی شدن: کانی‌های آهن‌دار یکی از شاخص‌های مهم شرایط شیمیایی رسوبات هستند، که عملاً در تمام سنگ‌های رسوبی به اندازه چند درصد وجود دارند [۶۰]. در نمونه‌های مورد مطالعه، شواهد هماتیتی شدن به صورت پرکننده حجرات مرجان، دوکفه‌ای و اووئیدها، در حواشی آلوکم‌ها و اکثر دولومیت‌ها، آغشتگی زمینه میکرایتی و سیمان‌های موجود، در امتداد استیلولیت‌ها و درزه‌های انحلالی قابل مشاهده است (شکل ۱۰س). منشأ آهن می‌تواند حاصل انحلال کانی‌های رسی یا انتقال توسط آب‌های جوی باشد، با توجه به وجود لایه‌های شیل در سازند قلعه دختر منشأ آهن احتمالا از انحلال کانی‌های رسی است.



شکل ۱۰: تصاویر میکروسکوپی برگزیده از مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنتیکی در نمونه‌های کربناته سازند قلعه دختر: الف) تخلخل درون دانه‌ای اولیه پر شده با کلسیت در حجرات بریوزوئر، ب) تخلخل بین بلوری پر شده با اکسید آهن و سیمان کلسیت اسپاری در بین بلورهای دولومیت، پ) تخلخل رشدی پر شده با سیمان کلسیت اسپاری در ریز رخساره فریمستون مرجانی، ت) تخلخل پناهگاهی پر شده با سیمان کلسیت اسپاری در پناه قطعه‌ی خارپوست، ث) تخلخل حاصل از شکستگی که توسط سیمان کلسیت اسپاری پر شده R) و استیلولیت (S) را قطع کرده است ، ج) تخلخل حفره‌ای، ح) تخلخل استیلولیتی در نمونه‌ی میکرایتی ، خ) فابریک ژئوپتال در پوسته‌ی استراکود ، د) آثار بورینگ در ریز رخساره گرینستون اوولیتی، ر) بلورهای دولومیت وجه‌دار آهن‌دار (D) (فلش سفید) به همراه کلسیت بدون آهن (C)، ز) جایگزینی سیلیس در پوسته‌ی فسیل براکیوپود، س) جانشینی آهن در متن سنگ.

توالی پاراژنتیکی

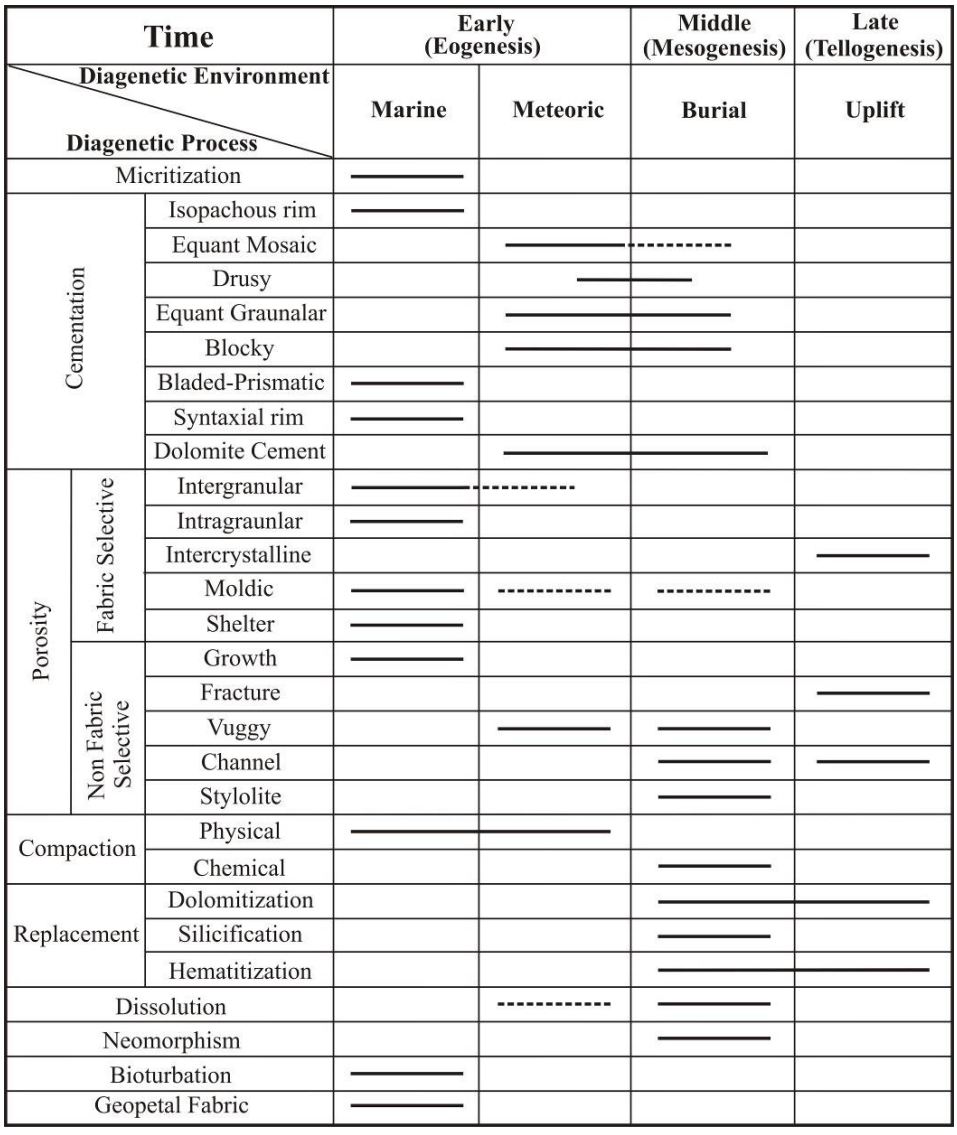
تفسیر توالی‌های پاراژنتیکی در یک ناحیه بیان‌گر زمان تأثیر فرآیندهای دیاژنتیکی و تقدم و تأخر آن‌ها می‌باشد [۶۱]. فرآیندهای دیاژنتیکی متعددی در طی مراحل مختلف، سنگ‌های مورد مطالعه را تحت تأثیر قرار داده است. فرآیندهای سیمانی شدن، تخلخل‌های اکثرا پر شده با سیمان، دولومیتی شدن، نئومورفیسم، فشردگی شیمیایی (به ویژه تشکیل استیلولیت) از مهم‌ترین و گسترده‌ترین فرآیندهای دیاژنزی در برش مورد مطالعه از سازند قلعه‌دختر می‌باشد. تشکیل سیمان کلسیتی اولیه (هم‌ضخامت، تیغه‌ای – منشوری، رورشدی، موزائیکی هم‌بعد، بلوکی، دانه‌ای هم‌بعد و دروزی)، آشفتگی زیستی، میکرایتی شدن، تشکیل فابریک ژئوپتال، تخلخل‌های تحت کنترل فابریک، تخلخل حفره‌ای و همین‌طور فشردگی فیزیکی در طی دیاژنز اولیه (ائوژنز) صورت گرفته است. این مرحله از دیاژنز شامل فرآیندهایی است که رسوبات را در حین ته‌نشست و بلافاصله پس از ته‌نشست تحت تأثیر قرار می‌دهند [۶۱]. به نظر می‌رسد که در این سازند رسوبات پس از تحمل دیاژنز اولیه در بستر دریا ابتدا تحت تأثیر دیاژنز متئوریک قرار گرفته‌اند و بعد وارد محیط دیاژنز تدفینی شده‌اند. در نمونه‌هایی که تحت تأثیر سیمانی شدن در محیط متئوریک قرار گرفته‌اند، فضاهای باقی‌مانده توسط سیمان‌های دیاژنز تدفینی و دولومیت‌های درشت بلور آهن‌دار (نشان دهنده‌ی شرایط احیایی) پر شده‌اند. از مهم‌ترین شواهد دیاژنز تدفینی می‌توان به فشردگی دانه‌ها بصورت تماس محدب- مقعر و مضرس اشاره کرد که با افزایش عمق تدفین، در اثر انحلال فشاری استیلولیت و درزه‌های انحلالی تشکیل شده است. عبور سیالات خورنده سبب انحلال شده و انواع تخلخل‌های حفره‌ای، کانالی و استیلولیتی تشکیل می‌شوند. جریان سیالات از مجاری استیلولیت‌ها و درزه‌های انحلالی منجر به تشکیل دولومیت در مجاری و حواشی استیلولیت‌ها و درزه‌های انحلالی شده است. از دیگر تأثیرات تدفین بر روی رسوبات سازند قلعه‌دختر می‌توان به سیلیسی شدن و هماتیتی شدن نیز اشاره کرد. نئومورفیسم افزایشی نیز در این مرحله عمل کرده است. برخی سیمان‌ها نظیر سیمان دانه‌ای، بلوکی، دولومیتی و دروزی (که از حاشیه به طرف مرکز حفرات آهن‌دار شده‌اند) از فرآیندهای این مرحله به شمار می‌آیند. وجود شکستگی‌های پر شده از سیمان موزائیکی بدون آهن و بعضا آهن‌دار که استیلولیت‌ها را قطع کرده‌اند و همین‌طور قطع شدن دولومیت زین‌اسبی توسط رگه‌ی دولومیت ریزبلور با حاشیه‌ی اکسید آهن، می‌تواند بیانگر تشکیل رگه‌ها بعد از ورود به محیط دیاژنز تدفینی باشد. ایجاد شکستگی‌ها، تشکیل تخلخل‌های بین بلوری و کانالی، دولومیتی شدن و هماتیتی شدن، در طول دیاژنز نهایی (تلوژنز) صورت گرفته است. به احتمال زیاد در هنگام بالا آمدن رسوبات، یون‌های آهن توسط آب‌های جوی و از طریق شکستگی‌ها به داخل رسوبات نفوذ کرده و در شرایط اکسیدان، اکسید آهن آب‌دار تشکیل و با گذشت زمان به هماتیت تشکیل شده است. ترتیب رخدادها و پدیده‌های دیاژنتیکی بر اساس تقدم و تأخر زمانی نسبی آن‌ها در شکل ۱۱ نشان داده شده است.

ژئوشیمی عنصری سنگ آهک‌های سازند قلعه دختر

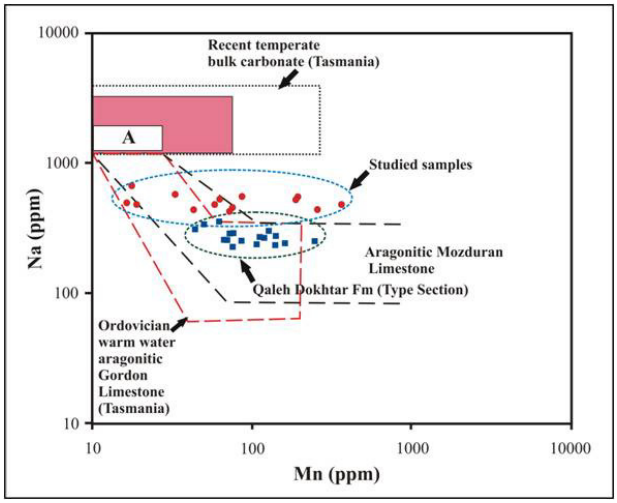
مطالعات مختلف نشان داده است که از ژئوشیمی رسوبی می‌توان در تعبیر و تفسیر مسائل مختلف زمین‌شناسی استفاده نمود. تعیین ترکیب کانی‌شناسی اولیه، تعیین میزان دگرسانی، تفکیک انواع محیط‌های دیاژنتیکی (متئوریکی، تدفینی و دریایی) و روند های دیاژنزی [۱۳، ۱۵ و ۴۸] و شناسایی کربنات‌های مناطق حاره‌ای، معتدله و قطبی از مهم‌ترین کاربردهای مطالعات ژئوشیمیایی است که در این پژوهش بیش‌تر مورد توجه می‌باشند.

ترکیب عناصر اصلی و فرعی در نمونه‌های مورد مطالعه: مقادیر عناصر اصلی کلسیم و منیزیم (بر حسب درصد) و عناصر فرعی آهن، منگنز، استرانسیم و سدیم (بر حسب میلی‌گرم بر کیلوگرم) در نمونه‌های مورد مطالعه، پس از کسر مواد نامحلول در اسید محاسبه شد. این مقادیر برای عنصر اصلی کلسیم بین ۲۶/۷۴ تا ۳۸/۱۱ درصد (میانگین ۳۲/۴۵ درصد) و برای عنصر منیزیم بین ۰/۳۲ تا ۴/۷۳ درصد (میانگین ۲/۸۱ درصد) در نوسان است (جدول۱). مقایسه‌ی مقادیر منیزیم و کلسیم نشان می‌دهد که اکثر نمونه‌های مورد مطالعه، از نوع سنگ آهک و آهک دولومیتی شده است. مقادیر استرانسیم ۱۵۵/۸۹ تا ۶۹۹/۴۵ میلی‌گرم بر کیلوگرم (میانگین

۳۶۲/۸۴ میلی‌گرم بر کیلوگرم)، سدیم بین ۳۷۵/۷۶ تا ۵۹۰/۶۹ میلی‌گرم بر کیلوگرم (میانگین ۴۵۴/۵۱ میلی گرم بر کیلوگرم)، منگنز بین ۱۵/۴۹ تا ۳۱۵/۸۴ میلی گرم بر کیلوگرم (میانگین ۹۴/۶۵ میلی‌گرم بر کیلوگرم) و آهن در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۳۰۰/۷۶ تا ۱۲۹۳/۲۶ میلی‌گرم بر کیلوگرم (میانگین ۷۴۸/۲۰ میلی گرم بر کیلوگرم) در تغییر است (جدول۱). مقدار استرانسیم و سدیم در این نمونه‌ها نسبت به معادل‌های عهد حاضر پایین‌تر است زیرا مقدار استرانسیم تحت تأثیر فرآیندهای دیاژنتیکی (به‌ویژه دیاژنز متئوریک) کاهش چشمگیری می‌یابد [۱۴ و۲۰]. بالا بودن مقادیر استرانسیم در برخی نمونه‌های مورد بررسی نیز تأکیدی بر ترکیب اولیه‌ی آراگونیتی است. وجود میانگین ۱۰۲/۱۶ میلی‌گرم بر کیلوگرم منگنز در نمونه‌ها چنین تفسیر می‌شود که این نمونه‌ها تحت تأثیر دیاژنز متئوریکی و شرایط احیایی قرار گرفته‌اند. روند مثبت تغییرات آهن در مقابل منگنز هم نشان‌دهنده افزایش تأثیر دیاژنز تدفینی در یک محیط احیایی است. ترسیم مقادیر سدیم در برابر منگنز (شکل ۱۲) نشان می‌دهد که سنگ آهک‌های سازند قلعه‌دختر نیز همانند سنگ‌های آهکی سازند مزدوران [۱۴]، گوردون تاسمانیا [۴۷] و برش الگوی قلعه دختر [۵] ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی داشته‌اند.



شکل۱۱. توالی پاراژنتیکی سنگ‌های کربناته سازند قلعه دختر در برش کوه سید آباد



شکل۱۲. ترسیم تغییرات مقادیر سدیم در برابر منگنز در نمونه‌های مورد مطالعه توسط آدابی و رائو [۱۵]

جدول ۱. داده‌های حاصل از آنالیز عناصر اصلی و عناصر فرعی نمونه‌های مورد مطالعه به روش طیف‌سنجی جذب اتمی

Sample No.		I. R. (%)	Ca (%)	Mg (%)	Mn (mg/kg)	Fe (mg/kg)	Sr (mg/kg)	Na (mg/kg)
1	D-107	7.5	34.56	4.02	228.67	1233.68	212.22	375.76
2	D-76	3.3	30.51	2.54	70.6	582.22	177.72	404.37
3	D-106	9.3	30.56	2.33	161.24	1293.26	637.49	452.42
4	D-82	8.8	29.11	1.85	315.84	1224.03	245.31	406.94
5	D-64	0.8	35.44	3.37	33.1	469.64	372.05	573.45
6	D-46	6.5	37.32	3.41	172.38	823.21	699.45	478.09
7	D-50	6.7	29.90	2.36	15.97	321.51	495.97	590.69
8	D-28	4.2	38.11	0.32	15.49	300.76	317.83	458.29
9	D-63	9.7	27.25	2.22	74.63	817.25	263.62	476.26
10	D-93	6.8	37.11	2.87	17.94	450.53	323.47	449.12
11	D-57	9.5	30.89	2.35	50.63	885.25	398.1	404
12	D-36	8.1	29.35	2.72	54.81	770.2	429.08	458.29
13	D-41	6.1	37.38	4.24	38.78	703.84	351.63	387.13
14	D-48	1.6	26.74	4.73	75.02	599.48	155.89	448.38
Average		6.35	32.45	2.81	94.65	748.20	362.84	454.51

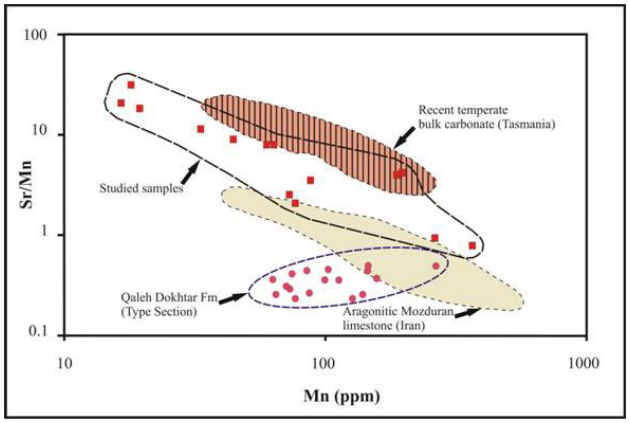
نسبت Sr/Mn: در نمونه‌های مورد مطالعه از سازند قلعه دختر نسبت Sr/Mn بین ۰/۷۷ تا ۳۱/۰۴ (میانگین ۸/۸۱) در نوسان است. روند کاهشی تغییرات نسبت استرانسیم به منگنز در مقابل مقادیر منگنز را می‌توان به انحلال بالا توسط فرآیندهای دیاژنتیکی متئوریک نسبت داد [۴۸]. در سنگ‌آهک‌های سازند قلعه‌دختر تغییرات زیادی در نسبت Sr/Mn در مقابل Mn نسبت به محدوده سنگ آهک‌های آراگونیتی مزدوران و نمونه‌های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر تاسمانیا دیده می‌شود که این حالت معرف یک سیستم دیاژنتیکی نیمه بسته[1] و انحلال و رسوب‌گذاری مجدد کلسیت کم منیزیم پایدار می‌باشد [۱] (شکل۱۳).

نسبت Sr/Na: کربنات‌های حاره‌ای دیرینه و عهد حاضر را می‌توان از معادل‌های غیر حاره‌ای آن‌ها توسط نسبت Sr/Na و میزان منگنز تفکیک کرد [۱۳، ۴۸ و ۵۰]. این نسبت در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۰/۳۴ تا ۱/۴۶در نوسان است و با مقادیر منگنز، رابطه مثبت نشان می‌دهد و این حاکی از آراگونیتی بودن ترکیب اولیه‌ی سنگ

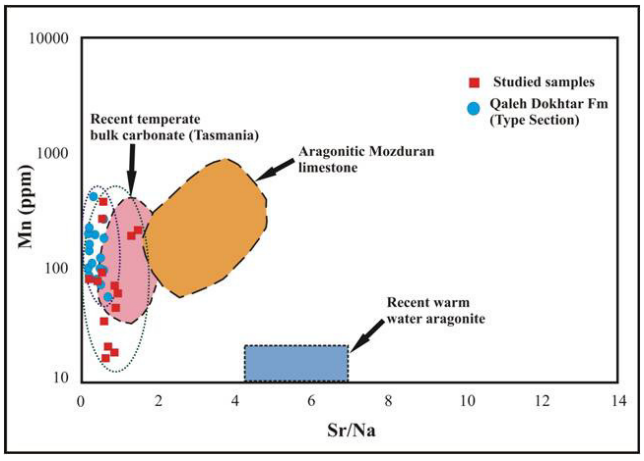
[1] Semi-closed diagenetic system

آهک‌های مورد مطالعه می‌باشد. با توجه به شکل ۱۴ و با در نظر گرفتن کاهش مقادیر استرانسیم و سدیم و افزایش منگنز در طی دیاژنز در نمونه‌های سازند قلعه دختر و مقایسه‌ی نسبت Sr/Na در این نمونه‌ها با نسبت Sr/Na نمونه‌های مناطق حاره‌ای و معتدله عهد حاضر، به نظر می‌رسد که نمونه‌های مورد مطالعه، از نظر ترکیب نزدیک به نمونه‌های کل کربناته مناطق نیمه حاره‌ای عهد حاضر باشد. بررسی نقشه‌های دیرینه ژوراسیک میانی– پسین نشان می‌دهد که جایگاه ورقه ایران در حاشیه شمالی اقیانوس نئوتتیس تقریباً در منطقه نیمه‌گرمسیری و عرض جغرافیایی ۲۰ تا ۳۰ درجه شمالی مطابق با موقعیت دیرینه جغرافیایی اروپا قرار داشته است [۲۸، ۵۷ و ۶۲] که با نتایج ژئوشیمی مذکور هم‌خوانی دارد.

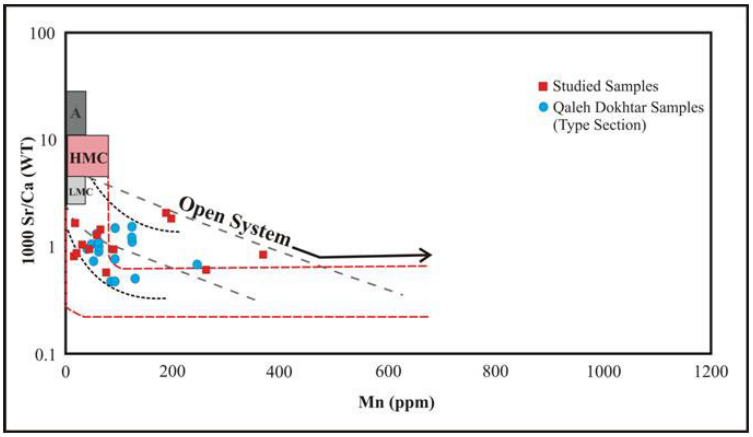
نسبت Sr/Ca: بر اساس ترسیم نسبت Sr/Ca در برابر Mn می‌توان روند دیاژنز را در سامانه‌های بسته و باز تعیین نمود [۲۱]. نسبت Sr/Ca در کربنات‌ها به نسبت Sr/Ca در آب دریا و ضریب توزیع استرانسیم بستگی دارد [۵۲ و ۵۶]. در سیستم دیاژنزی باز با افزایش تبادلات آب و سنگ میزان Sr/Ca کاهش می‌یابد درحالی‌که در سیستم‌های بسته و نیمه بسته که فعل و انفعالات آب به سنگ کم است، نسبت Sr/Ca در فازهای دیاژنزی، تغییرات محسوسی نسبت به ترکیبات اولیه ندارد [۱۳]. در نمونه‌های مورد مطالعه نسبت 1000Sr/Ca بین ۰/۵۸ تا ۲/۰۸ در نوسان است. با توجه به محدوده‌های ترسیم شده توسط برند و ویزر [۲۱] برای روند دیاژنتیکی آراگونیت (A)، کلسیت با منیزیم بالا (HMC) و کلسیت کم منیزیم (LMC)، به نظر می‌رسد که محیط دیاژنتیکی توالی مورد مطالعه از نظر ژئوشیمیایی یک سیستم بسته تا نیمه بسته بوده است (شکل ۱۵). هم‌چنین نمونه‌های آهکی برش الگوی قلعه‌دختر [۵] نیز تحت تأثیر سیستم دیاژنتیکی نیمه بسته قرار گرفته‌اند.



شکل ۱۳. تغییرات Sr/Mn در مقابل Mn در نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار ارائه شده توسط رائو [۴۸]



شکل ۱۴. تغییرات مقادیر منگنز در مقابل نسبت Sr/Na در نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار ارائه شده توسط آدابی و رائو [۱۵]



شکل ۱۵. نمودار مقادیر Mn در برابر Sr/Ca در نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار ارائه شده توسط برند و ویزر [۲۱]

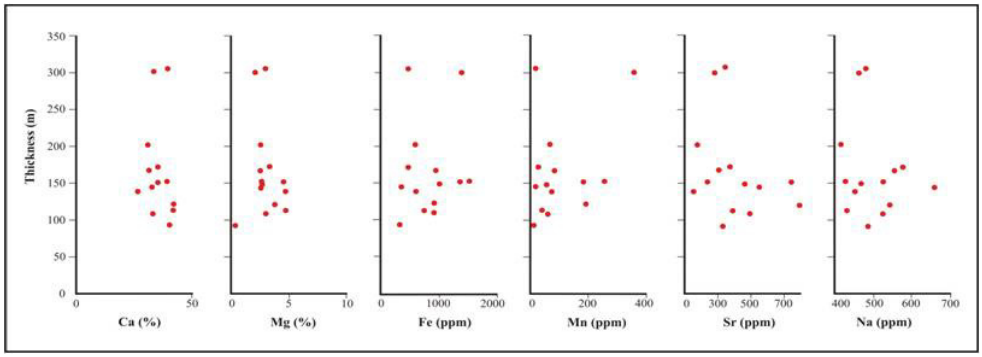
روند تغییرات عناصر اصلی و فرعی در طول توالی مورد مطالعه: در سیستم‌های دیاژنتیکی باز، تبادلات ژئوشیمیایی با سازندهای مجاور در طی دیاژنز تدفینی می‌تواند منجر به بروز روند افزایشی یا کاهشی مقادیر عناصر اصلی و فرعی در بخش زیرین یا بالایی توالی مورد مطالعه گردد [۴۳]. در این پژوهش، ترسیم تغییرات مقادیر عناصر اصلی و فرعی در برابر ضخامت سازند روند مشخصی را نشان نمی‌دهد که این موضوع نشان می‌دهد که سازند قلعه دختر از سازندهای مجاور خود تأثیر قابل توجهی نپذیرفته و در نتیجه سیستم دیاژنتیکی بسته تا نیمه بسته بوده است (شکل۱۶).

نتیجه‌گیری

بر اساس اطلاعات حاصل از مشاهدات صحرایی، سازند قلعه‌دختر در برش کوه سید آباد، شامل ۳۰۶/۳ متر سنگ آهک‌های نازک تا ضخیم لایه و توده‌ای، دولومیت، ماسه‌سنگ، شیل و مارن است. در این برش سازند قلعه دختر به صورت هم‌شیب بر روی سازند بغمشاه قرار دارد و مرز بالایی آن با واحد شیلی به رنگ سبز زیتونی در تماس است. با توجه به کیفیت و نوع اجزای اسکلتی و غیراسکلتی تشکیل‌دهنده‌ی سنگ‌های آهکی و آواری مورد مطالعه و بافت این سنگ‌ها، تعداد یازده ریزرخساره‌ی آهکی و دو پتروفاسیس آواری در قالب چهار کمربند رخساره‌ای ساحلی، لاگون، سد و دریای باز شناسایی گردید. بر اساس ارتباط ریزرخساره‌ها و پتروفاسیس‌های شناسایی شده و پراکندگی آن‌ها در طول توالی مورد مطالعه، این سنگ‌ها در یک پلاتفرم کربناته از نوع شلف لبه‌دار نهشته شده است. نتایج حاصل از مطالعات پتروگرافی و رنگ‌آمیزی مقاطع نازک میکروسکوپی نشان می‌دهد فرآیندهای سیمانی شدن، تخلخل‌های اکثرا پر شده با سیمان، دولومیتی شدن، نئومورفیسم، فشردگی شیمیایی (به‌ویژه تشکیل استیلولیت) از مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنزی در برش مورد مطالعه می‌باشد. مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که سنگ‌های کربناته سازند قلعه‌دختر در برش کوه سیدآباد، پس از تحمل دیاژنز اولیه در بستر دریا ابتدا تحت تأثیر دیاژنز متئوریک قرار گرفته‌اند و بعد وارد محیط دیاژنز تدفینی شده‌اند. بالاآمدگی آخرین مرحله از تأثیر فرآیندهای دیاژنزی بر روی سنگ‌های آهکی سازند قلعه‌دختر بوده است. سنگ‌های آواری هم تحت تأثیر دیاژنز دریایی، تدفینی و بالاآمدگی قرار گرفته‌اند. زمان تأثیر دیاژنز تدفینی بر روی سنگ‌های آهکی و آواری طولانی بوده است. بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی سنگ‌های کربناته مورد مطالعه دارای ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی بوده‌اند. هم‌چنین این سنگ‌ها در یک محیط دیاژنتیکی بسته تا نیمه بسته نهشته شده‌اند و از نظر ترکیب نزدیک به نمونه‌های کل کربناته مناطق نیمه حاره‌ای عهد حاضر می‌باشند.

سپاسگزاری

بدین وسیله از نظرات ارزنده‌ی داوران محترم که در بهبود کیفیت این مقاله بسیار موثر بوده است صمیمانه قدردانی می‌شود.



شکل ۱۶. روند تغییرات مقادیر عناصر اصلی و فرعی در مقابل ضخامت توالی مورد مطالعه

منابع

[۱] آدابی، م .ح (۱۳۹۰) ژئوشیمی رسوبی، انتشارات آرین زمین، ۵۰۳ صفحه.

[۲] آقانباتی، ع (۱۳۸۹) زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.

[۳] افسا، ز (۱۳۹۴) پتروگرافی، محیط رسوبی و ژئوشیمی واحد کربناته سازند قلعه دختر (ژوراسیک میانی-پسین؟) در برش کوه سید آباد، شمال قاین، شرق ایران. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد زمین‌شناسی- گرایش رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشگاه بیرجند، ۲۳۲ صفحه.

[۴] افسا، ز.، میراب‌شبستری، غ. و خزاعی، ا (۱۳۹۳) نخستین گزارش رخساره ریف از سازند قلعه دختر (ژوراسیک میانی-پسین) در پهنه لوت. مجموعه مقالات هجدهمین همایش انجمن‌زمین شناسی ایران، صفحه ۷۴۰ تا ۷۴۶.

[۵] امینی، د (۱۳۹۱) مطالعه پتروگرافی و محیط رسوبی واحد کربناته‌ی سازند قلعه دختر (ژوراسیک میانی- بالایی) در محل برش الگو (روستای قلعه دختر) واقع در شمال‌شرق رشته کوه شتری، شرق ایران. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد زمین‌شناسی- گرایش رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشگاه بیرجند، ۱۸۷ صفحه.

[۶] بهرامی‌راد، ع. و اهری‌پور، ر (۱۳۹۳) ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سنگ‌آهک‌های سازند دلیچای در شمال‌شرق شاهرود (برش ری‌آباد). نشریه علمی-پژوهشی رخساره‌های رسوبی، شماره هفتم، صفحه ۱۹۶-۲۰۷.

[۷] تاکر، م (۱۳۸۸) سنگ‌شناسی رسوبی، مقدمه‌ای بر منشأ سنگ‌های رسوبی. ترجمه موسوی حرمی و اسدا... محبوبی، مشهد، انتشارات جهاد دانشگاهی، ۴۹۳صفحه.

[۸] رحیم‌پور بناب، ح (۱۳۸۹) سنگ‌شناسی کربناته، بانگرشی بر کیفیت مخزنی، انتشارات دانشگاه تهران، ۵۵۴ صفحه.

[۹] علوی نائینی، م (۱۳۷۰) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ قاین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

[۱۰] فتحی، س. و مصدق، ح (۱۳۹۰) بررسی تأثیر فرآیندهای دیاژنز بر روی سنگ‌های آهکی دولومیتی شده ژوراسیک میزبان سرب و روی آهوانو، شمال دامغان، ایران. پترولوژی، شماره هشتم، صفحه ۸۵-۹۸.

[۱۱] موسوی حرمی، ر (۱۳۸۹) رسوب‌شناسی، آستان قدس رضوی، ۴۷۴ صفحه.

[۱۲] میرزایی محمودآبادی، ر. و افقه، م (۱۳۸۸) محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازندهای ساچون و جهرم در منطقه‌ی شیراز. فصلنامه‌ی زمین‌شناسی کاربردی، شماره یک، صفحه ۵۹-۷۵.

[13] Adabi, M. H., & Asadi-Mehmandosti, E (2008) Microfacies and Geology of the Iland Formation in the Tang-E Rashid area, Izeh, S. W. Iran: Journal of Asian Earth Sciences, v. 33, p. 267-277.

[14] Adabi, M. H. & Rao, C.P (1991) Petrographic and geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of upper Jurassic Carbonate (Mozduran Formation), Sarakhs area, Iran: Sedimentary Geology, v. 72, p. 253-276.

[15] Adabi, M.H. & Rao, C.P (1996) Petrographic, elemental and isotopic criteria for the recognition of carbonate mineralogy and climates during the Jurassic (e.g., from Iran and Australia). Proceedings, 13th Geological Conference Australia (Abst.), p. 6.

[16] Adachi, N., Ezaki, Y. & Liu, J (2004) The origins of peloids immediately after the end Permian extinction, Guizhou Province, South China. Sedimentary Geology, v. 164, p. 161-178.

[17] Al-Sharhan, A. S. & Whittle, G. L (1995) Carbonate – Evaporite Sequences of the Late Jurassic, Southern and Southwestern Arabian Gulf. AAPG Bull, v.79, No.11, p.1608-1630.

[18] Baccelle, L. & Bosellini, A (1965) Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocche sedimentary. annali dell universita di Ferrara (Nuova Serie), sezione 9, Scienze

geologichea e paleontologiche, Vol.1, no. 3,59-62, 15 Pls.
[19] Bjorlyyke K., Egeberg P.K (1993) Quartz cementation in sedimentary basins. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 77, p. 1538-1548.
[20] Brand, U. & Morrison, J.O (1987) Biogeochemistry of fossil marine inverteBrates: Geoscience of Canada, v. 14, p. 85- 107.
[21] Brand, U. and Veizer, J (1980) Chemical Diagenesis of multicomponent Carbonate System: Journal of sedimentary petrology, v. 51, p. 987-997.
[22] Choquette, P.W. and Pray, L.C (1970) Geologic nomenclature and classification of porosity in carbonates. American Association of Petroleum Geologists sedimentary Bulletin, v. 54, p. 207–250.
[23] Colombié, c., Schnyder, J. & Carcel, D (2012) Shallow-water marl–limestone alternations in the Late Jurassic of western France: Cycles, storm event deposits or both?: Journal of Sedimentary Geology, v. 271, p. 28-43.
[24] Dickson, J.A.D (1965) A modified staining technique for carbonates in thin section: Nature, v. 205, p. 587.
[25] Dunham, R.J (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture: American Association of Petroleum Geologist: Memoir 1, p. 108–121.
[26] El gadi, M. S. M. & Brookfield, M. E (1999) Open carbonate ramp facies, microfacies and paleoenvironments of the Gramame Formation (Maastrichtian), Pernambuco-Paraíba Basin, Northeastern Brazil. Journal of South American Earth Sciences. v. 12, p. 411-433.
[27] Embry, A.F. & Klovan, J.E (1971) A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island: N.W.T. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 19(4), p. 730-781.
[28] Enay, R. & Guiraud, R. E (1993) Callovian (162 to 158 Ma). In: Dercourt, J., Ricou, L.E., & Vrielynck, B. (eds) Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. Gauthier-Villars, Paris, p. 81–95.
[29] Flügel, E (2010) Microfacies analysis of carbonate rocks: analyses, interpretation and application. Springer-Verlag, Berlin, 976 p.
[30] Folk, R. L (1980) Petrography of sedimentary rocks: Hemphill PuBlishing Company. 182p.
[31] Fürsich, F. T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K. & Majidifard, M.R (2003) Evidence of synsedimentary tectonics in the northern Tabas Block, east-central Iran: The Callovian (Middle Jurassic) Sikhor Formation .Facies, v. 48, p. 151–170.
[32] Geel, T (2000) Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope: empirical models based on microfacies analysis of Paleogene deposits in Southeastern Spain Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 155(3), p. 211-238.
[33] Haijun, Zh., Lin, D., Xunlian, W., Lei., Qingshan, W., and Guoying, X (2006) Carbonate Diagenesis Controlled By Glacioeustatic Sea-Level Changes, A Case Study from the CarBoniferous-Permian Boundary Section at Xikou, China. Journal of China University of Geosciences, v. 17 (2), p. 103-114.
[34] Hesse R (1989) Silica diagenesis: Origin of inorganic and replacement cherts. Earth Science Rewievs. v. 26, p. 253-284.
[35] Holcova, Z. & Zagorsek, K (2008) Bryozoa, foraminifera and calcareous nannoplankton as environmental proxies of the "bryozoan event" in the Middle Miocene of the Central Paratethys (Czech Republic). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 267, p. 216–234.
[36] Hood S.D., Nelson C.S., & Kamp P.J.J (2004) "Burial dolomitisation in a non tropical carbonate petroleum reservoir: the Oligocene Tikorangi Formation", Taranaki Basin, New Zealand, Sedimentary Geology, v. 172, P. 117-138.
[37] Irwin, M.L (1965) General theory of epiric clear water sedimentation. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 49, p. 445-459.
[38] Maliva, R., and Siever, R (1988) Pre-Cenozoic nodular cherts, evidence for opal-CT precursors and direct quartz replacement. American Journal of Science, v. 288, p. 799-809.
[39] Masse, J.P., Fenerci, M. & Pernarcic, E. (2003) Palaeobathymetric reconstruction of peritidal carbonates, Late Barremian, Urgonian, sequences of province (SE France). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 200, p. 65-81.
[40] Maurer, F., Martini, R., Rettori, R., Hillgärtner, H. & Cirilli. S (2009) The geology of Khuff outcrop analogues in the Musandam Peninsula, United Arab Emirates and Oman. GeoArabia. v. 14, p.125–158.
[41] McBride, W.S (1989) Quartz cement in sandstone. Earth Science Reviews, v. 26, p. 69-112.
[42] Middleton, G.V (1973) Johannes Walther's Law of the correlation of facies. Geological Society of America Bulletin, v. 84, p. 979-988.

Reineckeiidae (Ammonoidea) from the Callovian (Middle Jurassic) of the Shotori Range (East-Central Iran). Neues Jahrbuch für Geologie und Pala¨ontologie, Monatshefte, v.3, p. 184–192.

[54] Sibley D.F., Greeg J.M (1987) Classification of dolomite rock texture. Journal of Sedimentary Petrology, v. 57, p. 967-975.

[55] Stöcklin, J., Eftekhar-Nezhad, J. & Hushmand-Zadeh, A (1965) Geology of the Shotori Range (Tabas area, east Iran). Geological Survey of Iran, Report No. 3, 69.

[56] Stoll, H.M. and Schrag, D.P (1998) Effects of Quaternary Sea Level Cycles a strontium in Seawater. Geochim Osmochim, v. 62, p. 1107-1118.

[57] Thierry, J (2000) Middle Callovian (157–155 Ma). In: DERCOURT, J., Gaetani, M. et al. (eds.) Atlas Peri-Tethys Palaeogeographical Maps, CCGM/CGMW, Paris, p. 71–97.

[58] Tomasovych, A (2004) Microfacies and depositional environment of Upper Triassic intraplatform carbonate basin; the Fatric unit of West Carpathians (Slovakia). Facies, v. 50, p. 77-105.

[59] Tucker, M.E (1993) Carbonate diagenesis and sequence stratigraphy, In, V.P. Wright (editor), Sedimentology Review, Blackwells, Oxford, p. 51-72.

[60] Tucker, M.E (2003) Sedimentary Petrology. Thired edition. Blackwells. Oxford. 260p.

[61] Tucker, M.E. & Wright, V.P (1990) Carbonate Sedimentology, Blackwell, Oxford, 482p.

[62] Wilmsen, M., Fürsich, F.T. & Seyed-Emami, K (2003) Revised lithostratigraphy of the Middle and Upper Jurassic Magu Group of the northern Tabas Block, east-central Iran. Newsletters on Stratigraphy, v. 39(2/3), p. 143–156.

[63] Wilson, J.L (1975) Carbonate Facies in Geologic History, Springer, New York, 471p.

[64] Zenger D.H., Dunham J.B (1988) Dolomitization of Siloro-Devonian limestones in a deep core (5350 meters), southeastern New Mexico. In Shukla V., Baker P.A. (Eds.), Sedimntology and geochemistry of Dolostones. Soc. Econ. Paleo. Min., Sp. Pub.v. 43, p.161-173.

[43] Mirab Shabestari, G., Worden, R.H. & Marshall, J.D (2009) Source of cement in the Great Oolite Reservoir, Storrington Oilfield, Weald Basin, south of England. Journal of Science, Islamic Republic of Iran, v. 20(1), p. 41-53.

[44] Moore, C.H (2001) Carbonate Reservoirs: Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework: Elsevier, Amsterdam, Developments in Sedimentology, no. 55, 444 p.

[45] Munnecke, A. & Westphal, H (2004) Shallow-water aragonite recorded in bundles of limestone–marl alternations the Upper Jurassic of SW Germany: Sedimentary Geology, V. 164, P. 191-202.

[46] Papazzoni, C.A. & Trevisani, E (2006) Facies analysis, palaeoenvironmental reconstruction, and biostratigraphy of the "Pesciara di Bolca" (Verona, northern Italy): An early Eocene Fossil- Lagerstätte. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 242(1-2), p. 21–35.

[47] Rao, C.P (1990) Geochemical characteristics of cool-temperate carbonates, Tasmania, Australia, Carbonates and Evaporites, v. 5, p. 209-221.

[48] Rao, C.P (1991) Geochemical differences between subtropical (Ordovician), cool-temperate (recent and Pleistocene) and subpolar carbonates, Tasmania, Australia, Carbonates and Evaporites, v. 6, p. 83-106.

[49] Saber, S.G (2012) Depositional framework and sequence stratigraphy of the Cenomanian- Turonian rocks on the western side of the Gulf of Suez, Egypt. Cretaceous Research, v. 37, p. 300-318.

[50] Salehi, M. A., Adabi, M. H., Ghobishavi, A. & Ghalavand, H (2007) Recostruction of sedimentary environment and petrographic and geochemical evidence of aragonite original mineralogy of Lower Cretaceous carbonate rocks (Fahliyan Formation) in the Zagros sedimentary basin, Iran. 13th Bathurst meeting, Norwich, UK. (Abstract).

[51] Schairer G., Seyed-Emami K., Fürsich FT., Senowbari-Daryan B., Aghanabati, S.A. & Majidifard, M.R (2000) Stratigraphy, facies analysis and ammonite fauna of the Qaleh Dokhtar Formation at the type locality west of Boshrouyeh (East-central Iran). N J.b Geol Paläont Ab.h, v. 216, p. 35–66.

[52] Schlanger, S.O (1988) Strontium storage and release during deposition and diagenesis of marine Carbonates related to sea level variations In: Physical and Chemical Weathering in Geochemical Cycles, Lerman, A. & MayBeck, M., (Eds.), p. 323-339.

[53] Seyed-Emami, K., Schairer, G., Fürsich, F.T., Wilmsen, M. & MajidIfard, M.R (2002)