مطالعه فرآیندها تاریخچه دیاژنز سنگ‌های کربناته هم‌ارز سازند بادامو (ژوراسیک زیرین – میانی) در شمال طبس، شرق ایران

خدیجه محمدی غیات‌آبادی*[۱]، غلامرضا میراب‌شبستری[۲] و احمدرضا خزاعی[۳]

۱، ۲ و ۳ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بیرجند، بیرجند

نویسنده مسئول: Kh_mohammadi89@yahoo.com

دریافت: ۹۵/۲/۱۱ پذیرش: ۹۵/۵/۱۳

چکیده

به منظور تفسیر توالی دیاژنزی و تاریخچه دیاژنزی سنگ‌های کربناته سازند بادامو (ژوراسیک زیرین میانی)، برش برگزیده به ضخامت ۱۰۱ متر با لیتولوژی گرینستون تا پکستون در شمال طبس (شرق ایران) مورد مطالعه قرار گرفته است. فرآیندهای دیاژنزی مؤثر بر این سنگ‌ها شامل میکرایتی شدن، سیمانی شدن، فشردگی و انحلال فشاری، نئومورفیسم، دولومیتی شدن، شکستگی و پر شدگی رگه، آشفتگی زیستی و فابریک ژئوپتال است. نتایج آنالیز عنصری نشان‌دهنده آن است که مقدار آهن و منگنز با یکدیگر و با عناصر استرانسیم و سدیم همبستگی مثبت و با عنصر منیزیم همبستگی منفی دارند. بر اساس شواهد پتروگرافی و داده‌های ژئوشیمیایی، توالی پاراژنزی سنگ‌های آهکی سازند بادامو در چهار محیط دریائی، آب شیرین، تدفینی و بالا آمدگی روی داده و نهشته‌ها طی سه مرحله ائوژنز، مزوژنز و تلوژنز تحت تأثیر قرار گرفته‌اند.

واژه‌های کلیدی: سازند بادامو، توالی پاراژنتیکی، سنگ‌های کربناته، شرق ایران، آنالیز عنصری

مقدمه

دیاژنز شامل طیف وسیعی از فرآیندهای فیزیکی، شیمیایی و بیولوژیکی است که بعد از رسوب‌گذاری باعث می‌شود مجموعه رسوبات اولیه و آب‌های میان‌منفذی مرتبط با آن‌ها از نظر بافتی و خصوصیات ژئوشیمیایی به تعادل برسند [۱۳]. این فرآیندها در محیط محصور شده به صورت پیوسته بوده و به عواملی نظیر دما، فشار و شیمی سیالاتی که طی رسوب‌گذاری، تدفین و چرخه‌های بالاآمدگی از تاریخچه تدفین عمل می‌کنند، بستگی دارد. از عوامل ابتدایی که دیاژنز را کنترل می‌کنند می‌توان به تاثیر محیط رسوبی، بافت رسوبات و آب و هوا اشاره نمود [۱۸ و ۲۵].

بیش‌تر مطالعات صورت گرفته در مورد این سازند محدود به محل برش الگو و منطقه کرمان می‌باشد و در پهنه لوت و طبس تاکنون مطالعه قابل‌توجهی صورت نگرفته است. در این تحقیق سعی شده است تا بر اساس مطالعات پتروگرافی و آنالیز عنصری، فرآیندهای مختلف دیاژنزی شناسایی شده و در نهایت توالی پاراژنزی تفسیر گردد.

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

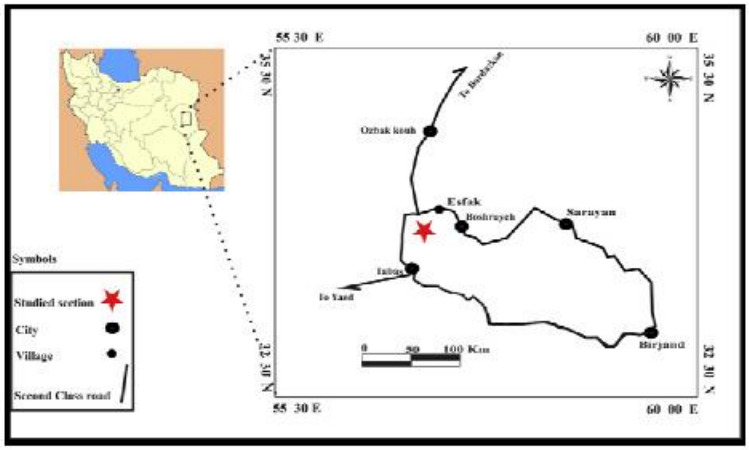
سازند بادامو (توآرسین بالایی- باژوسین میانی) به طور عمده دربردارنده سنگ‌آهک و شیل است و در شرق ایران گسترش دارد [۲۶و ۲۷و ۲۸]. سازند بادامو به گونه هم شیب بر روی سازند شمشک قرار دارد و مرز بالایی آن در منطقه کرمان با سازند هجدک هم‌شیب و مشخص و در منطقه طبس و بلوک لوت با سازند بغمشاه هم‌شیب و ناگهانی و گاه تدریجی است. این سازند در یک محیط دریایی کم عمق نهشته شده است [۶].

منطقه مورد مطالعه از نظر موقعیت جغرافیایی در شرق ایران، در استان یزد واقع است (شکل ۱). در پژوهش حاضر، برش مورد مطالعه در شمال طبس به مختصات جغرافیایی ″۴۵ ′۰۹ °۵۷ طول شرقی و ″۲۶ ′۴۴ °۳۳ عرض شمالی متشکل از آهک االیتی و آهک ماسه‌ای به ضخامت ۱۰۱ متر مطالعه شده است (شکل ۲). در ناحیه طبس سازند بادامو عمدتاً از آهک االیتی تشکیل شده که به طرف شمال به رخساره آهک ماسه‌ای و ماسه‌سنگ تبدیل می‌شود. در مجموع منطقه مورد نظر از لیتولوژی سنگ‌آهک، شیل، ماسه شیلی، سنگ‌آهک ریفی،

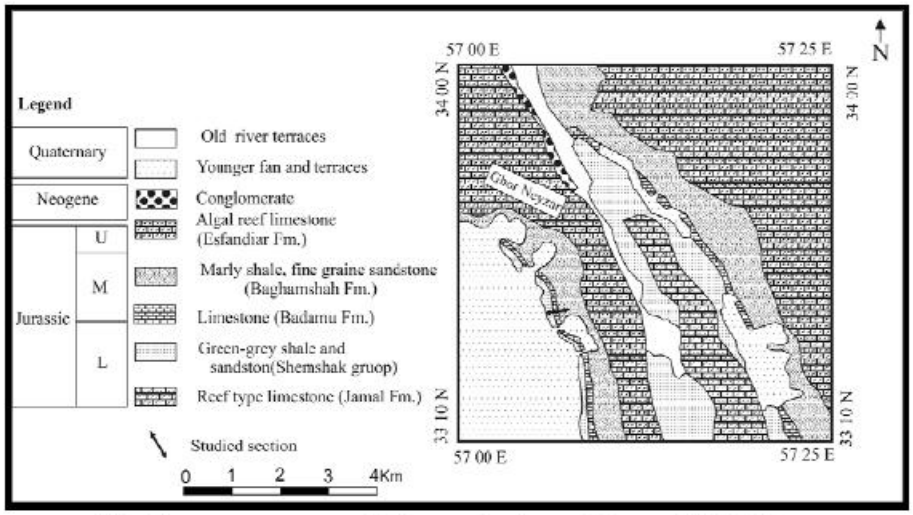
کنگلومرا و ماسه‌سنگ تشکیل شده است که در نقشه زمین‌شناسی قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۳).

روش مطالعه

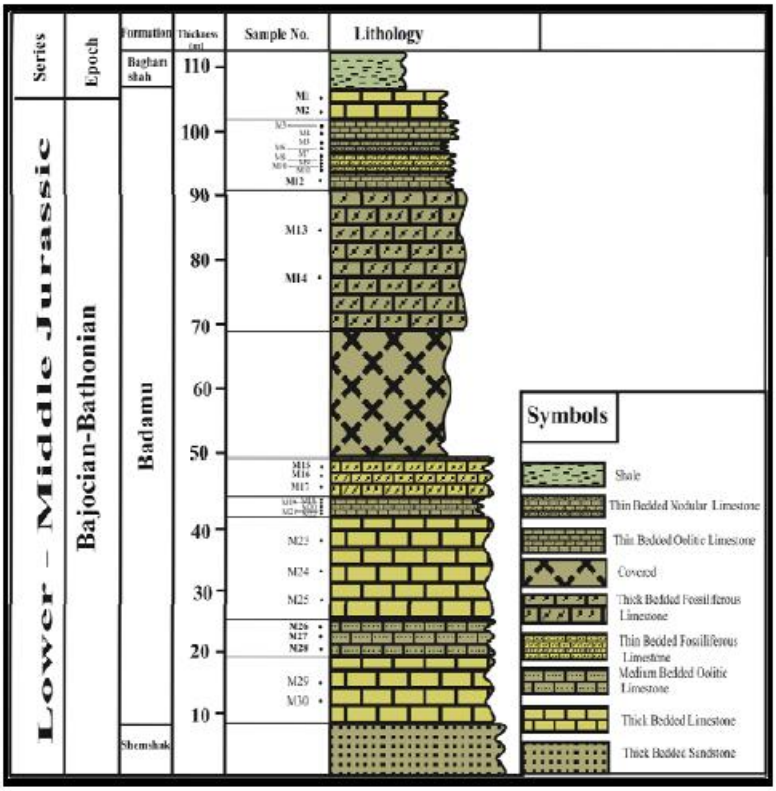
در این مطالعه یک برش از سنگ‌های کربناته هم‌ارز سازند یادامو به ضخامت ۱۰۱ متر در شمال طبس در رشته کوه‌های شتری مورد نمونه‌برداری و اندازه‌گیری قرار گرفته و تعداد ۵۰ عدد مقطع نازک تهیه شده از این نمونه‌ها پس از رنگ‌آمیزی با مخلوط آلیزارین قرمز و فرو سیانید پتاسیم به روش دیکسون [۱۴]، به وسیله میکروسکوپ پلاریزان مطالعه شده‌اند. پس از مطالعه مقاطع نازک، به منظور تعیین عناصر اصلی و فرعی تعداد ۱۶ نمونه از سنگ‌های آهکی انتخاب و آنالیز نمونه‌ها با دستگاه طیف‌سنج جذب اتمی مدل Shimadzo-AAS 670 در آزمایشگاه شیمی دستگاهی گروه شیمی دانشگاه فردوسی مشهد انجام گرفته است. حساسیت عناصر اندازه‌گیری شده به روش طیف‌سنج جذب اتمی بر مبنای یک درصد جذب برای عناصر کلسیم: ۰/۱۸، منیزیم: ۰/۰۰۵، استرانسیم: ۰/۰۲۴، سدیم: ۰/۰۳، منگنز: ۰/۰۴ و آهن: ۰/۰۸۴ می‌باشد. در نمونه‌های مورد مطالعه، مقدار کربنات‌ها بین ۸۵ تا ۹۰/۳ درصد (میانگین ۸۷/۰۴ درصد) و مواد غیر قابل حل بین ۹/۷ تا ۱۵ درصد (میانگین ۱۲ درصد) در تغییر است. مقدار عناصر اصلی (منیزیم و کلسیم) بر حسب درصد و عناصر فرعی (آهن، منگنز، سدیم و استرانسیم) بر حسب پی‌پی‌ام اندازه‌گیری شدند. نتایج آنالیز نمونه‌ها وارد نرم‌افزار اکسل گردیده و مورد پردازش قرار گرفته است و همبستگی داده‌های ژئوشیمیایی محاسبه شده است.



شکل۱. نقشه راه‌های دسترسی به محدوده مورد مطالعه



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی ساده شده ۱:۱۰۰۰۰۰ بشرویه، محدوده مورد مطالعه [۱]



شکل ۳. توالی چینه‌شناسی سازند هم‌ارز بادامو در محل برش مورد مطالعه

فرآیندهای دیاژنتیکی

مطالعات پتروگرافی مقاطع نازک کربناته منجر به شناسایی مجموعه‌ای از فرآیندهای دیاژنتیکی از جمله میکرایتی‌شدن، سیمانی‌شدن، فشردگی و انحلال‌فشاری، نوریختی، دولومیتی‌شدن، شکستگی، آشفتگی زیستی و فابریک ژئوپتال گردید. در ادامه هر یک از فرآیندهای دیاژنزی در منطقه مورد مطالعه، توضیح داده می‌شود.

۱- میکرایتی شدن

میکرایتی شدن یکی از اولین فرآیندهای دیاژنتیکی است که دقیقاً در داخل محیط فریاتیک دریایی در نزدیکی سطح تماس آب و رسوب اتفاق می‌افتد [۹ و ۱۵ و ۲۰]. میکرایتی شدن همزمان یا تەنشینی خرده‌های اسکلتی و در شرایط نرخ رسوب‌گذاری آرام صورت می‌گیرد. این فرآیند در اثر حفاری میکروارگانیسم‌ها از جمله سیانوباکتری‌ها، جلبک‌ها و قارچ‌ها بر سطح آلوکم‌ها ایجاد می‌شود [۱۷]. بر اثر پر شدن این حفرات توسط میکرایت، یک پوشش میکرایتی در اطراف ذرات تشکیل می‌شود [۱۱]. سیانوباکتری‌ها در بخش کم‌عمق دریا و جلبک‌های قرمز و سبز در آب‌های عمیق‌تر با نور کافی فعال‌اند در حالی‌که قارچ‌ها به نور وابسته نیستند [۱۷]. پوشش میکرایتی نقش مهمی را در حفظ شکل دانه بایوکلاست آراگونیتی بعد از انحلال آن در طی دیاژنز ایفا می‌کند [۲]. این فرآیند در محیط‌های دریایی کم عمق و بیش‌تر در محیط‌های فریاتیک دریایی ساکن یا انرژی محیطی پایین دیده می‌شود [۲۹]. فرآیند میکرایتی‌شدن در سازند بادامو در حاشیه الئیدها و اطراف خرده‌های اسکلتی سنگ‌آهک‌های مورد مطالعه مورد مطالعه دیده می‌شود (شکل ۴ الف).

۲- سیمانی شدن

سیمان‌های مشاهده شده در سازند بادامو در زیر شرح داده می‌شود. سیمانی‌شدن یکی از فرآیندهای دیاژنزی است که به‌وسیله آن کانی‌های درجازا در منافذ خالی رسوبات تەنشین شده و باعث تبدیل رسوب به سنگ می‌شوند.

سیمان موزائیک دروزی: در سازند بادامو این سیمان معمولا پرکننده حفرات انحلالی و قالب فسیل‌ها می باشد که این سیمان در شرایط متئوریک نزدیک به سطح و نیز تحت شرایط دفن عمیق تشکیل می‌شود (شکل ۴ پ). این نوع سیمان به صورت پرکننده تخلخل‌های بین‌دانه‌ای، تخلخل‌های قالبی حاصل از انحلال

بیوکلاست‌ها، حفرات درون خرده‌های اسکلتی و شکستگی‌ها که به وسیله بلورهای کلسیت آهن‌دار هم‌بعد تا کشیده و بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار مشخص می‌شود، مشاهده شده است. اندازه دانه‌ها به طرف مرکز حفره افزایش می‌یابد [۱۶].

سیمان کلسیتی رورشدی: این سیمان به صورت حاشیه‌ای شفاف است که در پیوستگی نوری با دانه میزبان تک‌بلوری بزرگ، به ویژه خارپوستان، در محیط دریایی تشکیل می‌شود. سیمان‌های رورشدی خارپوستان مشاهده شده در نمونه‌های آهکی سازند یادامو شفاف و بدون میانبارند[1]، بنابراین می‌توان گفت در محیط دفنی عمیق تشکیل شده‌اند (شکل ۴ پ). سیمان‌های رورشدی حاصل از محیط‌های دریایی نزدیک به سطح، دریایی- وادوز و متئوریک- فریاتیک کدر و دارای میانبار فراوانند.

سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت: این سیمان به صورت رشد حاشیه‌های منفرد یا چندگانه سیمان با ضخامت یکسان در اطراف دانه‌ها می‌باشد، که از بلورهای رشته‌ای، تیغه‌ای و یا ریزبلور تشکیل می‌شود. سیمان‌های حاشیه‌ای هم‌ضخامت مشاهده شده در نمونه‌های آهکی یادامو از نوع منفرد و رشته‌ای می‌باشند (شکل ۴ ت). ضخامت حاشیه در محدوده‌ی ده‌ها میکرون تا چندین میلی‌متر است. این سیمان در محیط‌های فریاتیک- دریایی و وادوز- دریایی رایج می‌باشد [۱۶].

سیمان موزائیکی دانه‌ای: این سیمان به‌وسیله بلورهای کوچک کلسیت حفره پرکن و فاقد جهت‌یابی ترجیحی شناسایی شده و در محیط‌های متئوریک وادوز، متئوریک فریاتیک و دفنی تشکیل می‌شوند [۱۶]. وجود این سیمان در سازند یادامو را می‌توان به محیط‌های دیاژنزی قبل از دفن عمیق نسبت داد که فضای خالی بین دانه‌ها را پر کرده است (شکل ۵ الف).

۳- فشردگی و انحلال‌فشاری

افزایش فشار روباره بر روی سنگ‌آهک‌های سازند یادامو، منجر به فشردگی رسوبات شده است که به دو صورت مکانیکی و شیمیایی شناخته می‌شود. فشردگی مکانیکی در رسوبات دانه‌ای منجر به آرایش نزدیک‌تر دانه‌ها و مسطح شدن پایوکلاست‌های کشیده موازی با سطح لایه‌بندی، له‌شدن و تغییر شکل دانه‌های میکرایتی، ریزش پوشش‌های میکرایتی و از دست دادن آب رسوبات می‌شود. بافت‌های استیلولیت، تماس‌های محدب- مقعر و مضرس بین دانه‌ها نیز بر اثر فشردگی شیمیایی حاصل می‌شوند.

مطالعه پتروگرافی نمونه‌های آهکی سازند یادامو نشان داد که نوع تماس دانه‌ها در اثر فشردگی بر اساس طبقه‌بندی فلوگل [۱۶] از نوع نقطه‌ای، مماسی، محدب-مقعر و مضرس می‌باشد (شکل ۵ ب و ۵ پ).

۴- نوریختی

از نظر فولک [۵] واژه نوریختی شامل تمام تبدیلات بین یک کانی و خودش یا پلی‌مورف آن است. بیش‌تر نوریختی در سنگ‌های آهکی این سازند از نوع افزایشی است، که منجر به تشکیل بلورهای موزائیکی درشت شده است. سنگ‌های کربناته به دلیل ماهیت واکنشی و ناپایداری شدید بسیاری از اجزای تشکیل‌دهنده آن‌ها، و به ویژه کانی‌های آراگونیت و کلسیت با منیزیم زیاد، بیش از سایر سنگ‌ها مستعد دگرسانی هستند [۵]. دو نوع متداول نوریختی مشاهده شده عبارتند از: الف) تشکیل میکرواسپار- اسپار دروغین از میکرایت و ب) کلسیتی شدن اسکلت‌ها، ائیدها و سیمان‌های آراگونیتی اولیه [۲].

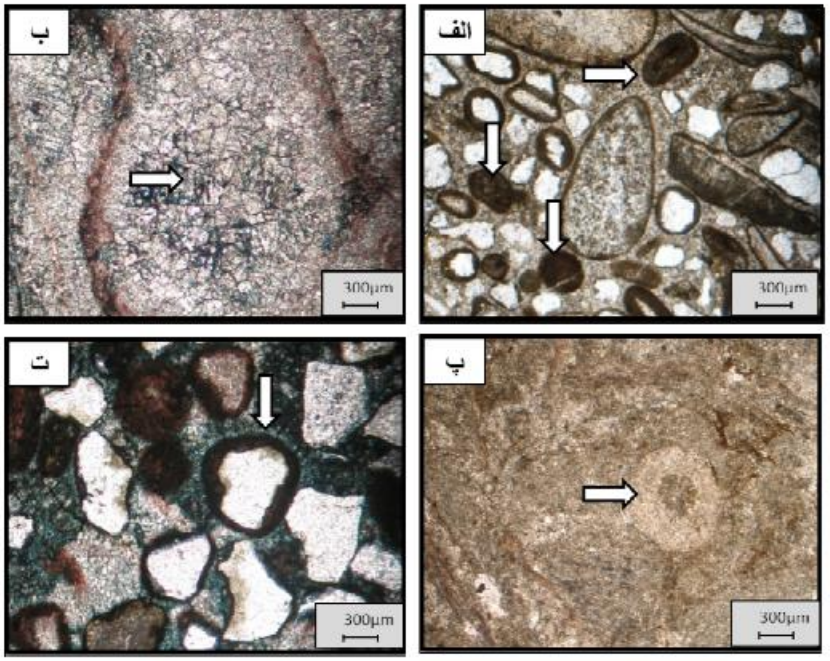
در نمونه‌های آهکی سازند یادامو خمیره میکرایتی به‌طور موضعی و در برخی جاها به طور کامل به میکرواسپار تبدیل شده است (شکل ۵ ت) که می‌تواند نشان‌دهنده وجود رس بیش از ۲ درصد و یون‌های منیزیم متصل به میکرایت می‌باشد [۲].

۵- دولومیتی شدن

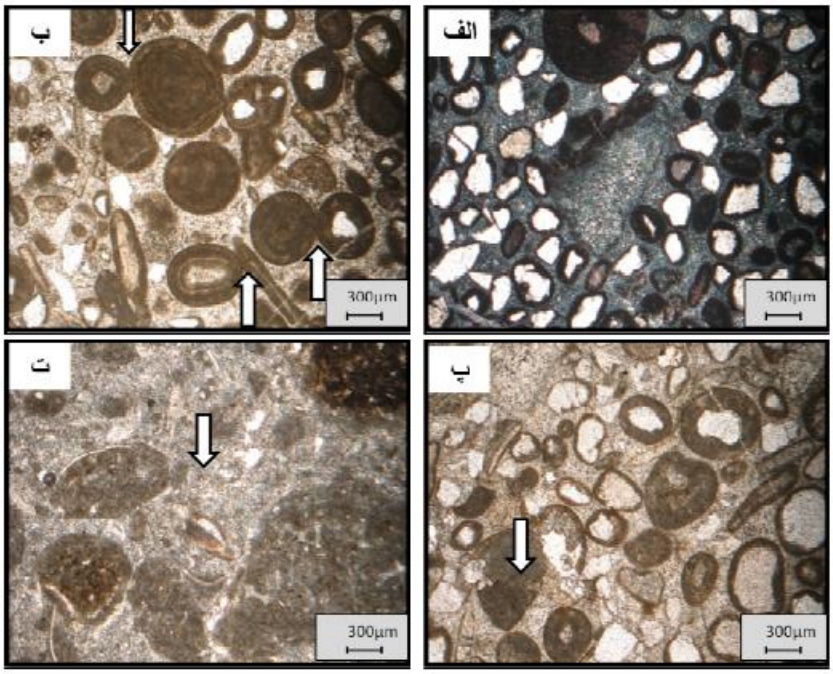
جانشینی کانی‌های کربنات کلسیم توسط دولومیت ممکن است بلافاصله بعد از اینکه رسوبات ته‌نشین شدند، یعنی هم‌زمان با رسوب‌گذاری و در طی دیاژنز اولیه، یا مدتی طولانی بعد از رسوب‌گذاری انجام گیرد. دولومیتی شدن در مناطق اختلاط آب دریا با آب جوی، جایی که درجه شوری کاهش یافته ولی نسبت منیزیم به کلسیم ثابت می‌ماند، روی می‌دهد [۲].

در نمونه‌های آهکی مطالعه شده از سازند یادامو بلورهای شکل‌دار لوزوجهی دولومیت به صورت فابریک انتخابی، و تنها به طور مخرب جانشین ماتریکس شده است (شکل ۶ الف).

[1] Inclusion



شکل ۴. فرآیندهای دیاژنزی در نمونه‌های مورد مطالعه: الف) میکرایتی شدن (PPL)، ب) سیمان موزاییک دروزی (PPL)، پ) سیمان کلسیتی رورشدی هم‌محور (PPL)، ت) سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت (مقطع رنگ‌آمیزی شده) (PPL)



شکل ۵. فرآیندهای دیاژنزی در نمونه‌های مورد مطالعه: الف) سیمان موزائیکی دانه‌ای (مقطع رنگ‌آمیزی شده) (PPL)، ب) تماس دانه ها (PPL)، پ) فشردگی و انحلال‌فشاری (مرز مضرس)(PPL)، ت) میکرواسپار (نئومورفیسم)(PPL).

۶- شکستگی

پدیده مهمی که در تمام مناطق دیاژنزی می‌تواند گسترش یابد، شکستگی است. شکستگی‌ها در هر منطقه دیاژنزی ممکن است حاوی آب‌های سردتر یا گرم‌تر نسبت به آب‌های موجود در همان منطقه دیاژنتیکی دربرگیرنده خود باشند، که این امر باعث تهشت گسترده سیمان در درون شکستگی‌ها می‌شود. در نمونه‌های مورد مطالعه از سازند بادامو شکستگی‌ها دارای گسترش

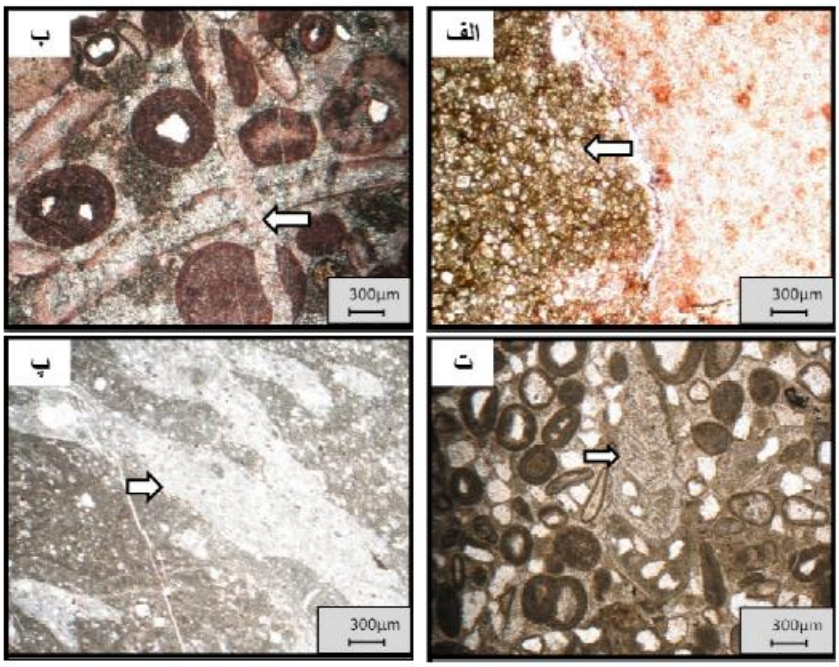
متوسطی می‌باشند و همگی توسط کلسیت و سیلیس پر شده‌اند و بیش‌تر در تصاویر میکروسکوپی مشاهده می‌شوند (شکل ۶ ب). وجود این شکستگی‌ها را می‌توان به فعالیت‌های تکتونیکی مؤثر بر منطقه نسبت داد.

۷- آشفتگی زیستی

موجودات زنده مانند کرم‌ها و سخت‌پوستان با حفر بسترهای رسوبی باعث به‌هم‌ریختگی رسوبات می‌شوند و ممکن است ساختمان‌های رسوبی اولیه را به‌طور کامل از بین ببرند. این عمل توسط موجودات زنده در محیط‌های دریایی و غیردریایی اتفاق می‌افتد. همواره حفرات ایجاد شده بدین روش در مراحل بعدی توسط رسوباتی با اندازه متفاوت یا رسوبات پیرامون خود پر می‌شوند [۳۰]. در شکل ۶ پ آشفتگی زیستی در سازند بادامو نشان داده شده است.

۸- فابریک ژئوپتال

این فابریک در رسوبات سازند بادامو به ندرت مشاهده می‌شود (شکل ۶ ت) که در اثر انحلال پوسته‌های فسیلی و پر شدن قالب آن توسط میکرایت و اسپارایت ایجاد می‌شود و به وسیله آن سطح بالا و پایین رسوبات مشخص می‌شود.



شکل ۶. فرآیندهای دیاژنزی در نمونه‌های مورد مطالعه: الف) دولومیتی‌شدن (مقطع رنگ‌آمیزی شده) (PPL)، ب) شکستگی که توسط سیمان کلسیتی پر شده است (مقطع رنگ‌آمیزی شده)(PPL)، پ) آشفتگی زیستی (PPL)، ت) فابریک ژئوپتال (PPL)

انواع تخلخل‌های مشاهده شده در نمونه‌های مورد مطالعه

در ابتدای نهشت رسوبات کربناته، تخلخل قابل‌توجهی در آن‌ها وجود دارد. تخلخل بر اثر سیمانی‌شدن، فشردگی و انحلال‌فشاری از بین رفته یا کاهش می‌یابد و متقابلاً از طریق انحلال، دولومیتی‌شدن و شکستگی حاصل از تکتونیک افزایش می‌یابد [۲]. تخلخل اولیه و ثانویه توسط رخساره‌ها کنترل می‌شوند. سنگ‌آهک‌های سازند بادامو دارای تخلخل اولیه بالایی بوده‌اند که توسط سیمانی‌شدن از بین رفته‌اند. انواع مختلف تخلخل مشاهده شده در سنگ‌های آهکی سازند بادامو به شرح زیر است:

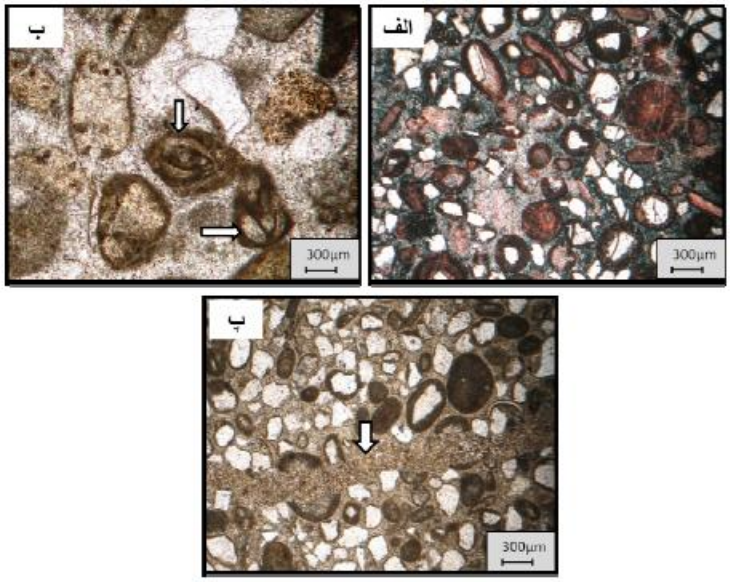
۱- **تخلخل بین‌دانه‌ای**[۱] : این تخلخل هم‌زمان با رسوب‌گذاری و در بین ذرات تشکیل‌دهنده سنگ ایجاد می‌شود [۱۶]. در نمونه‌های این سازند برخی مواقع به دلیل انحلال ماتریکس و یا سیمان، ممکن است تخلخل بین‌دانه‌ای به صورت ثانویه تشکیل شود که میزان این تخلخل در سازند بادامو ۱۵ درصد است که بیش‌تر توسط سیمان موزائیک دروزی و موزائیکی دانه‌ای پر شده است

[۱] intergranular porosity

(شکل ۷ الف). میزان این نوع تخلخل با توجه به بزرگی، جورشدگی، نحوه قرارگیری ذرات و شکل ذرات تغییر می‌کند. افزایش جورشدگی موجب افزایش تخلخل و قرارگیری فشرده ذرات موجب کاهش تخلخل می‌شود [۳].

۲- تخلخل درون‌دانه‌ای: این نوع تخلخل از فابریک سنگ پیروی می‌کند و شامل فضاهای خالی اولیه بخش‌های خالی معین اسکلتی و یا فضاهای باز که با از بین رفتن اجزای درونی کمتر کلسیتی‌شده حاصل شده‌اند، می‌باشد. در سازند بادامو این تخلخل در فضاهای خالی درون ذرات اسکلتی وجود دارد و تمامی تخلخل‌های موجود توسط سیمان موزائیک دروزی و گاهی موزائیکی دانه‌ای پر شده است (شکل ۷ ب).

۳- تخلخل حاصل از شکستگی: این نوع تخلخل از طریق حرکات و فشارهای تکتونیکی، و از طریق فروریختن سنگ‌آهک بر اثر انحلال، نظیر تبخیری‌های بین‌لایه‌ای، تشکیل می‌شود. این نوع تخلخل در سازند بادامو پراکندگی متوسطی داشته و توسط سیمان کلسیتی از بین رفته است (شکل ۷ پ).



شکل ۷. تخلخل‌های پر شده موجود در نمونه‌های مورد مطالعه: الف) تخلخل بین‌دانه‌ای (مقطع رنگ‌آمیزی شده) (PPL)، ب) تخلخل درون دانه‌ای (PPL)، پ) تخلخل حاصل از شکستگی (PPL)

ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی

تشخیص درست ماهیت سیالات و فرآیندهای دیاژنزی و بررسی محیط رسوبی سنگ‌های کربناته، نیازمند تعیین مقدار عناصر اصلی، فرعی و مطالعات ایزوتوپی است [۸ و ۱۰ و ۲۱ و ۳۲]. در رسوبات کربناته (کلسیت، آراگونیت و دولومیت) مقدار عناصر استرانسیم، سدیم، منگنز، آهن، کلسیم و منیزیم در نمونه‌های کل کربناته نواحی مختلف (به دلیل اختلاف در کانی‌شناسی) و نسبت‌های تشکیل دهنده زیستی و غیر زیستی متغیر است [۲۴].

داده‌ها و نتایج آنالیز عنصری

مقادیر عناصر اصلی و فرعی مربوط به ۱۶ نمونه به روش طیف‌سنجی جذب اتمی تعیین شده و پس از کسر مواد نامحلول در جدول ۱ ارائه شده است. نمونه‌های جهت آنالیز انتخاب شده‌اند که کمترین میزان یا فاقد مواد آواری باشند. زیرا وجود دانه‌های آواری نتایج آنالیز را با مشکل مواجه می‌کند. مقدار کلسیم در سنگ آهک‌های مورد مطالعه بین ۴۹/۵۰ تا ۷۹/۷۰ درصد (میانگین ۵۵/۸ درصد) و مقدار منیزیم بین ۰/۵۳ تا ۱/۶۲ درصد (میانگین ۰/۹۵ درصد) در نوسان است. میزان استرانسیم بین ۵۱/۵۳ تا ۸۳/۷۴ پی‌پی‌ام (میانگین ۶۸/۴۴ پی‌پی‌ام)، میزان سدیم بین ۲۰۴/۶۰ تا ۳۵۷/۷۷ پی پی‌ام (میانگین ۲۴۲/۴۶ پی‌پی‌ام)، میزان منگنز بین ۲۷۲/۳۱ تا ۱۹۴۸/۶۲ پی پی‌ام (میانگین ۸۳۳/۵۴ پی‌پی‌ام)، میزان آهن بین ۳۰۶۵/۶۷ تا ۱۱۲۲۹/۷۲ پی‌پی‌ام (میانگین ۵۷۲۷/۳۳ پی‌پی‌ام) در تغییر می‌باشد.

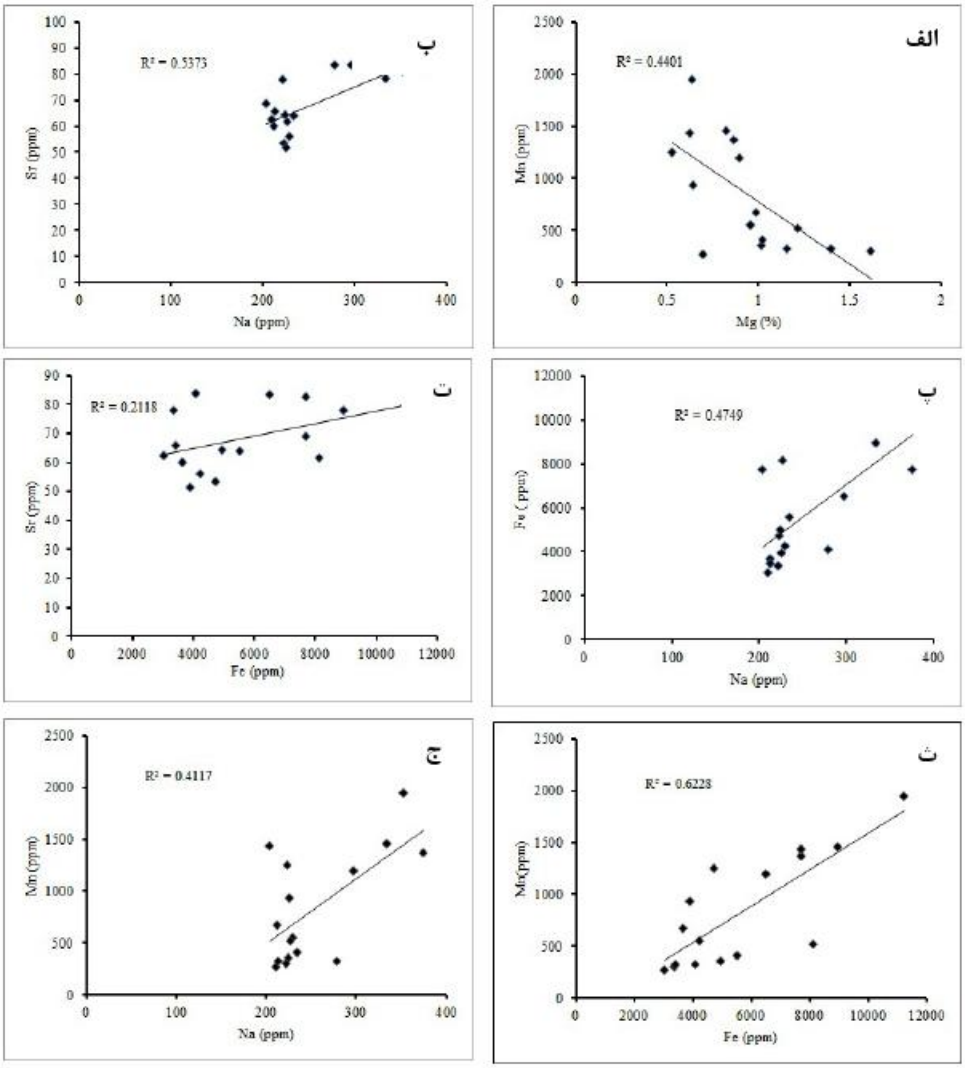
مقدار استرانسیم در نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به کل کربناته مناطق حاره‌ای عهد حاضر (بین ۸۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ پی‌پی‌ام) و کربنات‌های مناطق معتدله (بین ۱۶۴۲ تا ۵۰۰۷ پی‌پی‌ام) [۲۲]، کاهش یافته است (بین ۵۱/۵۳ تا ۸۳/۷۴ پی‌پی‌ام). مقدار استرانسیم در رسوبات کربناته با تغییر کانی‌شناسی از آراگونیت به کلسیت کاهش می‌یابد که این می‌تواند بیانگر دیاژنز متئوریک و تدفینی باشد [۳۲]. مقدار عنصر سدیم در کربنات‌های حاره‌ای عهد حاضر بین ۱۵۰۰ تا ۲۷۰۰ پی‌پی‌ام است [۳۱] که تابع برخی عوامل نظیر میزان شوری، تفریق زیستی، کانی‌شناسی و عمق آب است [۲۳].

میزان سدیم در نمونه‌های سازند بادامو بین ۲۰۴/۶ تا ۳۵۷/۷۷ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۴۲/۴۶ پی‌پی‌ام) تغییر می‌کند که نسبت به کربنات‌های عهد حاضر به دلیل تأثیر فرآیندهای دیاژنتیکی کاهش چشمگیری نشان می‌دهد. در نمونه‌های مورد مطالعه افزایش سدیم در برابر آهن و منگنز می‌تواند ناشی از تأثیر دیاژنز تدفینی باشد. مقدار آهن و منگنز در این نمونه‌ها افزایش نشان می‌دهد و همبستگی مثبت (R= 0.78) بین آن‌ها تأثیر دیاژنز متئوریک و تدفینی را تأیید می‌کند [۳۲].

مقادیر R بین ۱- تا ۱+ تغییر می کنند. وقتی که R=+1 است تطابق و رابطه خطی کاملی بین x و y وجود دارد. وقتی که R= -1 است ناسازگاری کامل بین x و y وجود دارد. اگر R= 0 باشد هیچگونه رابطه‌ای بین x و y وجود ندارد [۴]. به‌طور کلی مقایسه عناصر اصلی و فرعی سنگ‌های کربناته مورد مطالعه ضریب همبستگی نزدیک به ۱+ را نشان می‌دهد و ارتباط معنی‌داری بین دو متغیر وجود دارد (شکل‌های ۸). دیاژنز در سنگ‌های آهکی یک فرآیند انحلال مرطوب و ته‌نشست مجدد محسوب می‌شود و در اثر انحلال آراگونیت و کلسیت دارای منیزیم زیاد و تبدیل آن‌ها به کلسیت دارای منیزیم کم و پایدار، مقدار استرانسیم کاهش یافته و بالعکس تمرکز آهن و منگنز افزایش می‌یابد [۱۱ و ۳۲]. این فرآیند در سطح زمین و توسط نفوذ آب‌های متئوریکی به مقدار زیادی تسهیل می‌گردد [۱۲].

جدول ۱. داده‌های آنالیز عنصری (به روش جذب اتمی) نمونه‌های کربناته مورد مطالعه

Sample No.	Ca (%)	Mg (%)	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Sr (ppm)	Na (ppm)
M2	55.05	1.16	3450.0	322.80	65.80	214.50
M3	55.00	1.62	3386.8	302.64	77.84	222.84
M4a	54.10	1.03	5556.6	410.70	63.76	235.53
M4b	54.00	1.40	4119.7	327.80	83.74	279.70
M5	50.70	0.70	3065.7	272.31	62.46	211.51
M7	53.66	1.02	4975.0	353.04	64.30	225.45
M11	54.00	1.22	8166.9	525.03	61.70	228.08
M12	54.60	0.96	4272.6	555.84	56.30	230.76
M13	49.50	0.65	3948.8	932.23	51.53	226.35
M14	57.00	0.99	3689.7	673.04	60.06	213.53
M15	79.70	0.53	4750.7	1254.8	53.52	224.06
M17	58.80	0.63	7748.3	1439.5	68.80	204.60
M23	50.90	0.87	7737.5	1365.5	82.76	375.77
M24	53.10	0.90	6564.7	1193.0	83.36	298.20
M25	57.60	0.83	8974.4	1459.7	78.09	335.00
M27	55.70	0.64	11229	1948.6	81.09	353.47



شکل ۸. مقایسه عناصر اصلی و فرعی نمونه‌های کربناته مورد مطالعه. الف) همبستگی مثبت بین منگنز و منیزیم(R=0.66)، ب) همبستگی مثبت بین استرانسیم و سدیم(R=0.73)، پ) همبستگی مثبت بین آهن و سدیم (R=0.68)، ت) همبستگی مثبت بین استرانسیم و آهن (R=0.46)، ث) همبستگی مثبت بین منگنز و آهن (R=0.78)، ج) همبستگی مثبت بین منگنز و سدیم (R=0.64)

توالی پاراژنتیکی

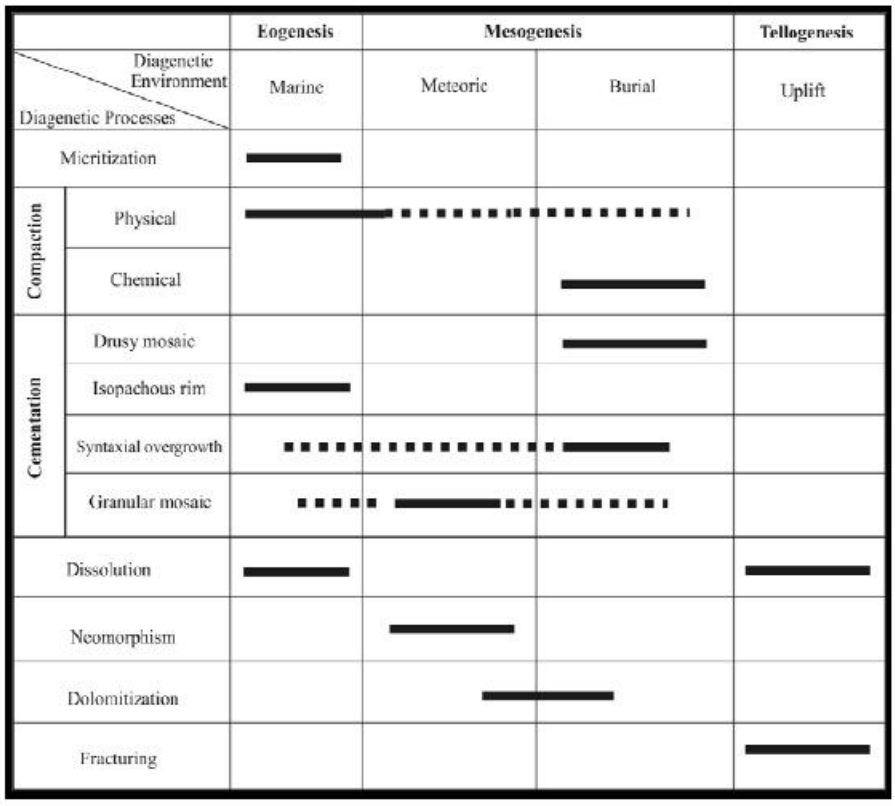
تفسیر توالی‌های پاراژنتیکی در یک ناحیه بیانگر زمان تأثیر فرآیندهای دیاژنتیکی و تقدم و تأخر آن‌هاست. توالی پاراژنتیکی سنگ‌آهک‌های سازند بادامو بر اساس شواهد پتروگرافی، طی چهار مرحله دریایی، آب شیرین، تدفینی و بالاآمدگی به شرح زیر تفسیر شده است (شکل ۹).

دیاژنز دریایی: تأثیر دیاژنز دریایی در سنگ‌های آهکی سازند بادامو در ناحیه مورد مطالعه، با شناسایی فرآیندهای میکرایتی شدن، سیمان هم‌محور و رشد سیمان‌های هم‌ضخامت در اطراف آلوکم‌ها، مشخص می‌شود. بستر مناسب پایدار، عدم فرسایش و سایش مکانیکی، نرخ گردش آب بالا، نرخ رسوب‌گذاری پایین، فوق اشباع بودن آب دریا از کربنات کلسیم و ... از شرایط مساعد برای تشکیل سیمان‌های دریایی محسوب می‌گردد [۳]. برخی الئیدهای موجود در نمونه‌های مورد مطالعه به طور کامل میکرایتی شده‌اند، و هم‌چنین در برخی از پایوکلاست‌ها پوشش میکرایتی به وجود آمده است. سیمان‌های هم‌ضخامت نیز عمدتاً در جایی که عمل شستشوی رسوبات منجر به خروج گل به صورت موضعی شده است، رشد نموده‌اند. برای تشکیل سیمان‌های دریایی هم‌ضخامت به شرایط با انرژی بیش‌تری نیاز است.

دیاژنز آب شیرین: این محیط همانند محیط دریایی در مراحل آغازین، رسوبات را تحت تأثیر قرار می‌دهد. در محیط فریاتیک آب شیرین حفرات بین دانه‌ها همواره پر از آب است و ممکن است سبب انحلال کانی‌های نیمه پایدار نظیر آراگونیت و کلسیت پرمنیزیم گردد. از جمله فاکتورهایی که بر روی فرآیندهای دیاژنتیکی در این محیط مؤثر هستند می‌توان به اندازه دانه‌ها، تخلخل و تراوایی رسوبات، شیمی سیالات درون حفره، آب و هوا، پوشش گیاهی، موقعیت جغرافیایی و مدت زمان تأثیر اشاره نمود [۲۹]. در نمونه‌های مورد مطالعه طی این مرحله از دیاژنز، دانه‌های اسکلتی و غیر اسکلتی ناپایدار حل شده و تخلخل ثانویه به‌صورت انتخابی به‌وجود آمده است. در رخساره‌های گرینستونی این فرآیند به‌صورت انحلال سیمان‌های اولیه و دانـه‌های ناپایدار و در رخساره‌های پکستونی به‌صورت انحلال پوسته‌های فسیلی دیده می‌شود. نئومورفیسم افزایشی به‌صورت تبدیل میکرایت به میکرواسپار نیز ممکن است در این مرحله روی داده باشد.

دیاژنز تدفینی: این مرحله تحت کنترل عواملی از جمله وزن رسوبات طبقات بالایی، شیمی درون حفرات، فشار و دماست. در این محیط دیاژنزی برخی فرآیندها از جمله فشردگی شیمیایی و فیزیکی، تشکیل برخی سیمان‌ها از جمله پلوکی و دروزی و دولومیتی شدن صورت می‌گیرند [۱۹]. از تأثیرات تدفین بر روی رسوبات سازند بادامو می‌توان به تشکیل سیمان‌های پلوکی، افزایش تراکم دانه‌ها، شکسته شدن پوسته‌ها، تماس‌های محدب- مقعر و مضرس اشاره کرد [۱۶ و ۲۹].

بالاآمدگی: در مرحله نهایی دیاژنز بر اثر چین‌خوردگی رسوبات، درزه‌ها و شکستگی‌ها گسترش پیدا می‌کنند، شکستگی‌ها فابریک‌های مربوط به مرحله تدفین را قطع کرده‌اند که نشان‌دهنده ایجاد آن‌ها در مرحله بالاآمدگی است. درزه‌ها عموماً توسط سیمان کلسیتی و گاهی سیلیس پر شده‌اند. تشکیل سیمان پلوکی که درون حفرات انحلالی تشکیل شده‌اند را نیز می‌توان در ارتباط با این مرحله در نظر گرفت.



شکل ۹. توالی پاراژنتیکی سنگ‌های کربناته سازند بادامو در برش مورد مطالعه

نتیجه‌گیری

سنگ‌های کربناته هم‌ارز سازند بادامو پس از رسوب‌گذاری تحت تأثیر فرآیندهای دیاژنزی از جمله میکرایتی شدن، سیمانی شدن، نئومورفیسم، فشردگی، انحلال، شکستگی و پر شدگی رگه‌ها و به‌صورت خیلی محدود دولومیتی شدن قرار گرفته‌اند. این فرآیندها طی سه مرحله و در محیط‌های دیاژنزی دریایی، آب شیرین، تدفینی و بالاآمدگی انجام شده است. فرآیندهای میکرایتی شدن و سیمان‌ها ی رورشدی و هم‌محور در مرحله دیاژنز دریایی رخ داده‌اند، انحلال، نئومورفیسم و تشکیل سیمان‌های بلوکی، گرانولار، موزائیک هم‌بعد و رورشدی هم‌محور در مرحله دیاژنز آب شیرین اتفاق افتاده است. هم‌چنین فشردگی فیزیکی، استیلولیت و تشکیل سیمان‌های بلوکی، گرانولار، موزائیک هم‌بعد و رورشدی هم‌محور و دولومیت مربوط به مرحله دیاژنز دفنی بوده و توسعه شکستگی‌ها و پر شدگی آن‌ها در مرحله بالا آمدگی روی داده است. با استفاده از آنالیز عنصری، مراحل تشکیل هر یک از فرآیندها شناسایی شده، به‌طوری‌که افزایش آهن و منگنز مؤید تأثیر دیاژنز متئوریک است. هم‌چنین کاهش سریع مقدار استرانسیم در مقابل افزایش کلسیم می‌تواند مؤید افزایش عمق تدفین باشد.

منابع

[۱] آقانباتی، ع (۱۳۷۳) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بشرویه، ورقه ۷۴۵۷. سازمان زمین‌شناسی کشور.

[۲] تاکر، م. ای (۱۳۸۶) سنگ‌شناسی رسوبی. ترجمه سیدرضا موسوی حرمی و اسدا... محبوبی، نشر جهاد دانشگاهی مشهد، ۴۹۳ ص.

[۳] رحیم‌پور بناب، ح (۱۳۹۰) سنگ‌شناسی کربناته ارتباط دیاژنز و تکامل تخلخل، انتشارات دانشگاه تهران، ۴۸۷ ص.

[۴] رولینسون، ه (۱۳۸۱) کاربرد داده‌های ژئوشیمیایی (ارزیابی، نمایش، تفسیر)، ترجمه علیرضا کریم‌زاده ثمرین، انتشارات دانشگاه تبریز، ۵۵۸ ص.

[۵] فولک، ر (۱۳۸۷)پترولوژی سنگ‌های رسوبی، ترجمه محمدحسین آدابی و غلامرضا میرابشبستری، انتشارات آرین زمین، ۳۶۵ ص.

[۶] محمدی غیاث‌آبادی، خ (۱۳۹۱) مطالعه پتروگرافی و محیط رسوبی سازند بادامو (ژوراسیک زیرین میانی) در کوه‌های شتری، شرق ایران، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه بیرجند، ۱۶۳ ص.

[7] 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): in Proceedings, 13th Geological Conference Australia, (abst), p. 6.

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

[9] Adams, A.E., & Mackenzie, W.S (1998) A colour atlas of carbonate sediments and rocks under the microscope: Longman, London, 180p.

[10] Ando, A., Kawahata, H., & Kakegawa, T (2006) Sr/Ca ratios as indicators of varying modes of pelagic carbonate diagenesis in the ooze, chalk and limestone realms. Sedimentary Geology, v. 191, p. 37-53.

[11] Bathurst, R.G.C (1975) carbonate sediments and their diagenesis: Elsevier, North Holland, 658 p.

[12] Budd, D.A (1992) Dissolution of high-Mg calcite fossils and formation of biomolds during mineralogical stabilization. Carbonates and Evaporates, v. 7, p. 74-81.

[13] Burley, S.D., Kantorowicz, J.D. & Waugh, B (1985) Clastic diagenasis. In, Brenchley P.J. & Williams B.P.J. (Eds.), Sedimentology, Recent Developments and Applied Aspects. Geological Society of London Special Publication, c 18, p. 189-226.

[14] Dickson, J.A.D (1965) A modified staining technique for carbonates in thin section: Nature, v. 205, 587pp.

[15] El-Saiy, A.K., & Jordan, B.R (2007) Diagenetic aspects of Tertiary carbonates west of the Northern Oman Mountains, United Arab Emirates: Journal of Asian Earth Sciences, v. 31, p. 35-43.

[16] Flügel, E (2010) Microfacies of carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application. Springer-Verlag, Berlin, 976p.

[17] Garcia-Pichel, F (2006) Possible mechanisms for the boring on carbonate by microbial phototrophs: Sedimentary Geology, v. 185, p. 205-213.

[18] Kim, Y., & Lee, Y.L (2004) Diagenesis of shallow marine sandstones, the Lower Ordovician Dongjeom Formation, Korea, response to relative sea-level changes. Journal of Asian Earth Sciences, v. 23, p. 235-245.

[19] Longman, M. W (1980) Carbonate diagenetic textures from near surface diagenetic environments. American Association of

Petroleum Geology Bulletin, v. 64, p. 461-487.

[20] MacNeil, A. & Jones, B (2003) Dolomitization of the Pedro-castle Formation (Pliocene), Cayman Brac, British West Indies: Sedimentary Geology, v. 162, p. 219-238.

[21] Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Brenner, R.L., & Gonzalez, L.A (2002) Diagenetic history of late Paleocene potential carbonats reservoir Rock, Kopet Dagh basin, NE Iran, Journal of Petroleum Geology, v. 25, p. 465-484.

[22] Milliman, J.D (1974) Marine carbonates: New York, Springer-Verlag, 375 p

[23] 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, v. 103, p. 249-272.

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

[25] Read, J.S., Eriksson, K.A. & Kowalewski, M (2005) Climate, depositional and burial controls on diagenesis of Appalachian Carboniferous sandstone: qualitative and quantitative methods. Sedimentary Geology, v. 176, p. 225-246.

[26] Seyed-Emami, K (1967) Zur Ammoniten Fauna and strtigraphie der Badamu kalke bei Kerman, Iran (Jura-oberes unter Toarcium bis mitteles Bujucium). Unpub. Thesis Indwing Maximilian Univ, Munchen,. 180p.

[27] Seyed-Emami, K (1971) The Jurassic Badamu Formation in the Kerman region with remarks on the Jurassic stratigraphy of Iran, Geological Survey of Iran, Report No. 19, p. 5-79.

[28] Seyed-Emami, K (1988) Eine Ammoniten-Fauna aus der Badamu-Formation (Unterbajacium, Sauzei-Zone westlich von Kerman, Zentral Iran). Palaont. Z. 62. p. 71-86.

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

[30] Tucker, M.E (2003) Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origion of Sedimentary Rocks: Blackwell, Scientific Publication, London, 260 p.

[31] Veizer, J (1983) Trace element and isotopes in sedimentary carbonate, Review in Mineralogy, v. 11, p. 265-300.

[32] Winefield, P.R., Nelson, C.S., & Hodder, A.P.W (1996) Discriminating temprate carbonates and their diagenetic environments using bulk elemental geochemistry, a reconnaissance study based on New Zeland Cenozoic Limestones. Carbonates and Evaporites, v. 11, p. 19-31.