

دیاژنز، میکروفاسیس و تعیین کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های سازند آسماری در برش کوه ریگ

امید کاک‌مم^۱، محمدحسین آدابی^{۲*} و عباس صادقی^۳

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.

۲. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.

۳. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.

تاریخ دریافت: ۹۲/۹/۵

تاریخ پذیرش: ۹۳/۴/۱

چکیده

این مطالعه با هدف بررسی فرایندهای دیاژنتیکی، میکروفاسیس و دلایل ژئوشیمیایی تأیید کننده کانی-شناسی اولیه نهشته‌های کربنات سازند آسماری به سن الیگو-میوسن در برش سطحی تاقدیس ریگ واقع در میدان نفتی کوه ریگ صورت گرفته است. در این منطقه سازند آسماری با ۳۶۴ متر ضخامت به صورت یک توالی از سنگ‌های کربنات نازک، متوسط و ضخیم لایه تا توده‌ای بیرون‌زدگی پیدا کرده است. بر اساس بافت‌های رسوبی، مطالعات پتروگرافی و فوناهای موجود، ۱۲ میکروفاسیس مختلف کربنات‌شناسایی شده است. این میکروفاسیس‌های کربنات در چهار زیرمحیط پهنه جزر و مدی، لاگون، سدی/شول و زیرمحیط دریای باز تشکیل شده است. نبود نهشته‌های توربیدیتی، کمربند ریفی و تغییر تدریجی رخساره‌ها نشان می‌دهد که سازند آسماری در یک محیط رمپ کربنات تک شیب (هموکلینال) نهشته شده است. فرایندهای اصلی دیاژنتیکی شناسایی شده شامل دولومیتی شدن، سیمانی شدن، میکرایتی شدن، انحلال، فشردگی و جانشینی می‌باشند. شواهد پتروگرافی و تغییرات عناصر اصلی و فرعی و مقایسه آن با محدوده‌هایی که توسط محققین مختلف برای کانی‌شناسی کلسیتی و آراگونیتی ارائه شده‌اند حاکی از کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی برای کربنات‌های سازند آسماری است. نسبت Sr/Na بالا، کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی را پیشنهاد می‌کند. تغییرات Sr و Na در مقابل Mn تبدیل کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی به کلسیت طی دو مرحله ثبات دیاژنتیکی را تأیید می‌کند. رسم تغییرات نسبت Sr/Ca در مقابل Mn نشان می‌دهد که سنگ آهک‌های آسماری تحت تأثیر دیاژنز متئوریکی در یک سیستم بسته تا نیمه بسته دیاژنتیکی قرار گرفته است.

واژه‌های کلیدی: سازند آسماری، ژئوشیمی، کانی‌شناسی اولیه، فرایندهای دیاژنتیکی، تاقدیس ریگ

مقدمه

الیگوسن قرار دارد و سازند گچساران به‌طور ناپیوسته سازند آسماری را در بیشتر مناطق می‌پوشاند.

محیط رسوبی سازند آسماری به‌صورت یک رمپ کربنات در حاشیه اقیانوس نئوتیس در محل فعلی زاگرس چین‌خورده، فروافتادگی دزفول و زون ایزه و از الیگوسن زیرین (روپلین) تا میوسن میانی (بوردیگالین) گسترش داشته است (Ehrenberg et al., 2007). در این پژوهش سعی شده است تا بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی عنصری، ترکیب کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های سازند

کربنات‌های آب‌های کم عمق در سازند آسماری به سن الیگو-میوسن یکی از مهمترین مخازن نفتی در حوضه زاگرس محسوب می‌شوند. برش الگوی سازند آسماری در تنگ گل ترش در استان خوزستان توسط Richardson (1924) اندازه‌گیری شده که شامل ۳۱۴ متر سنگ آهک، سنگ آهک دولومیتی و سنگ آهک آرژلیتی است (مطیعی ۱۳۷۴). به‌طور کلی، سازند آسماری به‌طور پیوسته بر روی میکروفاسیس‌های عمیق‌تر سازند پایده به سن پالئوسن-

لایه تا توده‌ای همراه با لایه‌هایی از سنگ آهک مارلی و دولومیت می‌باشد (شکل ۲).

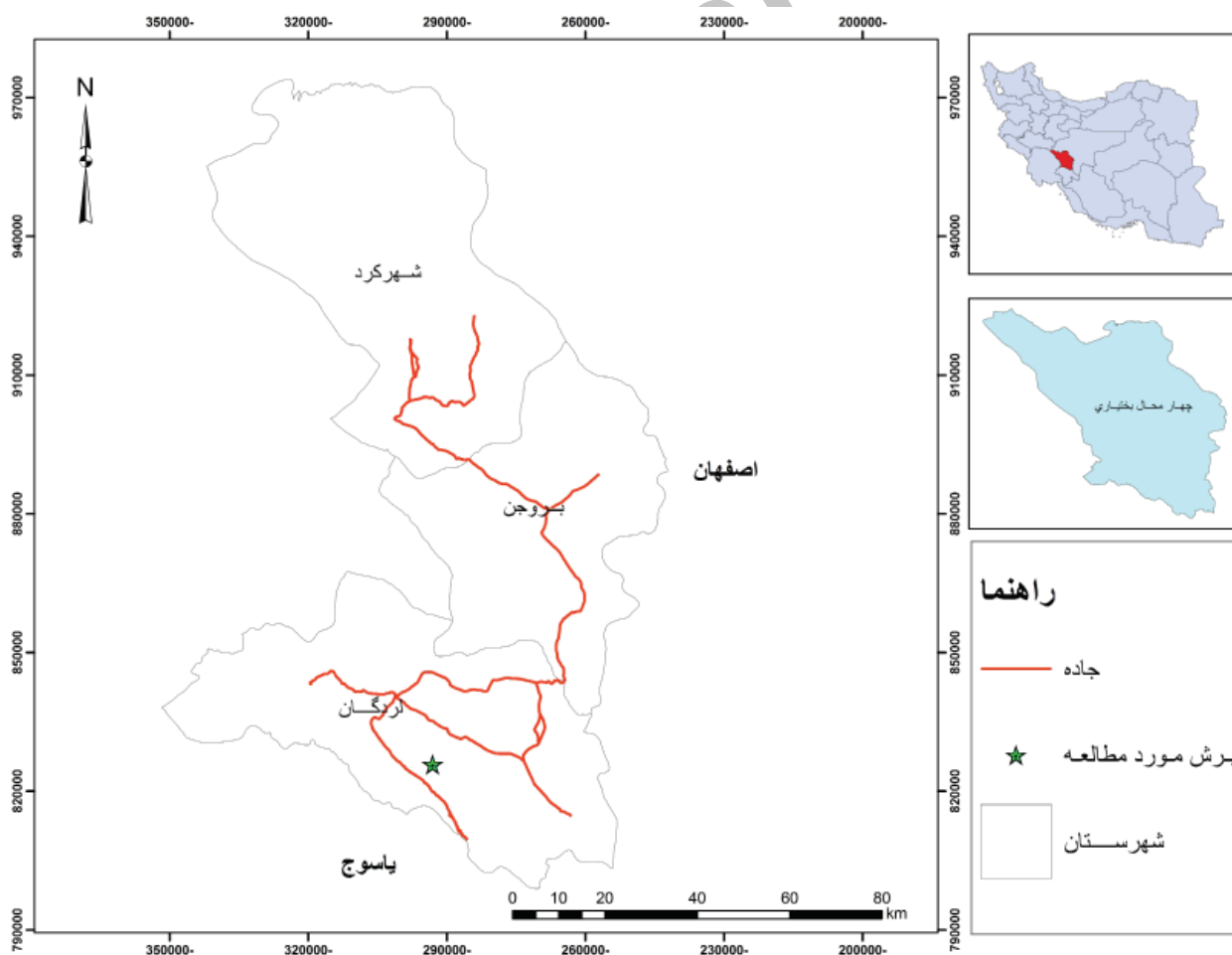
روش مطالعه

در مرحله نخست، برش فوق در صحرا مطالعه گردید و با توجه به مشخصات سنگ‌شناسی و تغییرات لایه‌بندی بیش از ۱۶۴ نمونه برداشت شد. به طوری‌که از هر لایه یک نمونه و برای لایه‌های ضخیم تا توده‌ای حداقل دو نمونه برداشت شد و از آن‌ها مقطع نازک تهیه گردید. مقاطع نازک، پس از رنگ‌آمیزی توسط محلول آلیزارین قرمز رنگ و فروسیانید پتاسیم (Dickson, 1965) جهت شناسایی کلسیت از دولومیت توسط میکروسکوپ پلاریزان مطالعه شدند. شناسایی ریزرخساره‌های کربناتی در ناحیه مورد مطالعه بر پایه مشاهدات ماکروسکوپی (صحرایی) و مطالعات آزمایشگاهی انجام شده است. نامگذاری سنگ‌های کربناتی بر اساس روش Dunham (1962) و تحلیل ریزرخساره‌ها و محیط‌رسوبی با استفاده از روش‌های Wilson (1975) و Flugel (2010) انجام شده است. نامگذاری دولومیت‌ها بر اساس مطالعات Adabi (2009) صورت گرفته است.

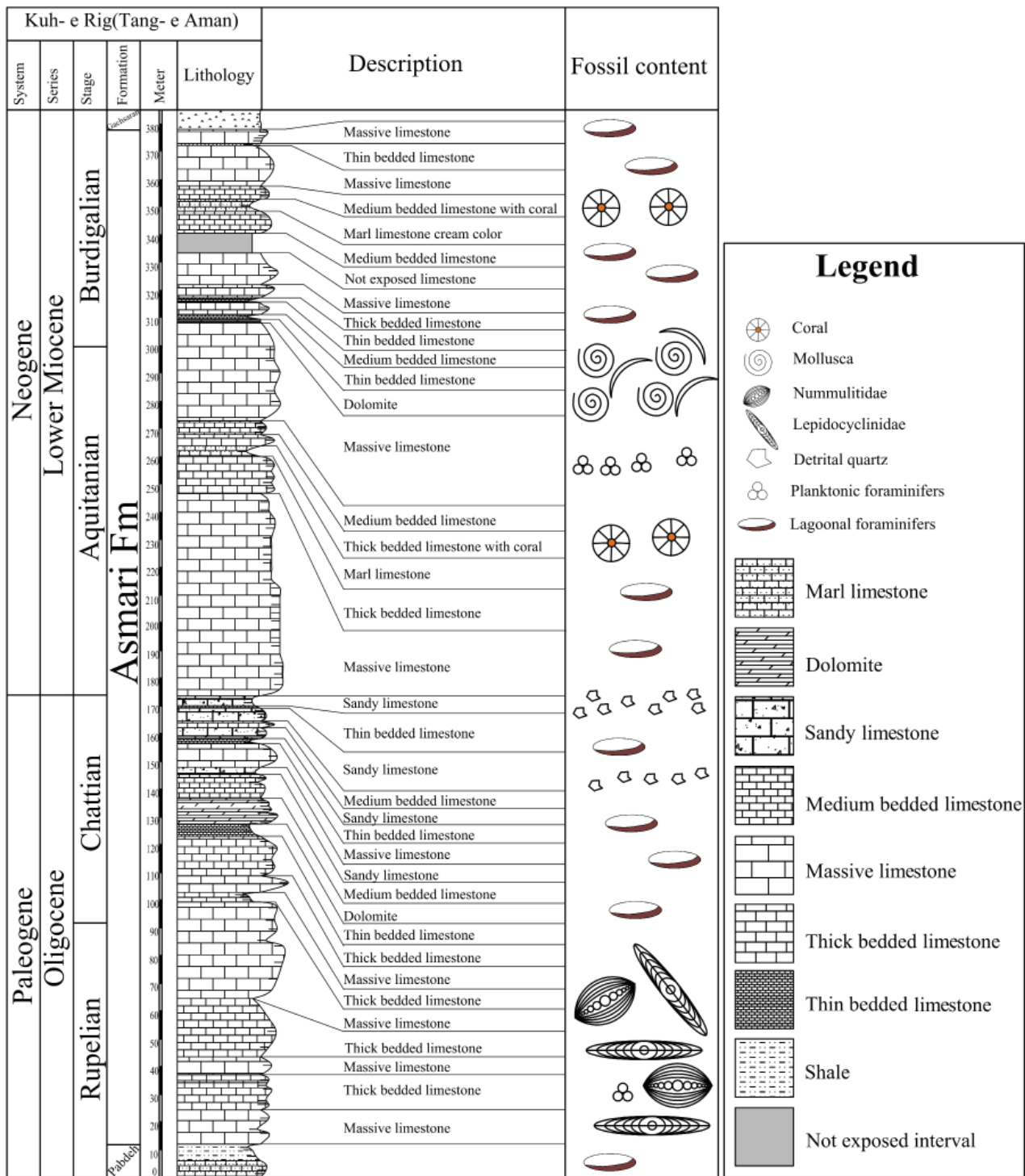
آسماری در برش مورد نظر مشخص شود. کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها می‌تواند اطلاعاتی پیرامون شرایط محیط رسوبگذاری از قبیل دما، عمق، شوری و نیز فرایندهای دیاژنتیکی در اختیار ما قرار دهد (Adabi and Rao, 1991; Rao, 1996). علاوه بر این میکروفاسیس، محیط رسوبی و فرایندهای دیاژنتیکی نیز مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

جایگاه زمین‌شناسی، چینه‌شناسی و موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

زون ایزه قسمتی از کمربند چین‌خورده رورانده زاگرس است که از شمال به حد جنوبی زون روراندگی-ها، در جنوب به حد شمالی فروافتادگی دزفول، در شرق به گسل کازرون و از غرب به گسله عامل خمش بالا رود محدود می‌باشد (مطیعی، ۱۳۷۴). برش مورد مطالعه در جنوب استان چهارمحال و بختیاری و در شمال شرقی زون ایزه با روند شمال-غربی-جنوب شرقی قرار گرفته است. این برش در محدوده جغرافیایی $31^{\circ} 14' 32''$ عرض شمالی و $51^{\circ} 08' 22''$ طول شرقی واقع شده است (شکل ۱). توالی چینه‌شناسی از قاعده تا رأس سازند آسماری در این برش شامل ۳۶۷ متر آهک‌های نازک لایه، متوسط لایه، ضخیم



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه. محل برش با علامت ستاره مشخص شده است.



شکل ۲. ستون چینه‌شناسی سازند آسماری در برش مورد مطالعه.

حسب درصد و عناصر فرعی (Na و Mn, Fe, Sr) بر حسب ppm اندازه‌گیری شده است.

فرایندهای دیاژنزی

مهم‌ترین فرایندهای دیاژنزی که سنگ‌های آهکی سازند آسماری را در برش مورد مطالعه تحت تأثیر قرار داده‌اند، شامل

جهت بررسی‌های ژئوشیمیایی، پودر ۳۰ نمونه میکرایتی که جهت آنالیز ژئوشیمیایی معتبرترند. (Asmerom et al., 1991; Adabi, 2009)، از سنگ آهک‌های سازند آسماری با دستگاه جذب اتمی (AAS) در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی برای تعیین عناصر اصلی و فرعی مورد آزمایش قرار گرفتند. گستره مقادیر عناصر اصلی (Ca و Mg) بر

نئومورفیسیم، دولومیتی شدن، سیمانی شدن، میکرایتی شدن، انحلال، فشردگی و جانشینی می‌باشند.

میکرایتی شدن: در محیط‌های کم عمق دریایی، بعضی از جلبک‌های آبی-سبز غیراسکلتی به درون اجزاء اسکلتی دیگر موجودات نفوذ و آن را سوراخ می‌کنند. این سوراخ‌ها بعد از مرگ جلبک با میکرایت پر می‌شوند اگر این فرایند ادامه پیدا کند، حاشیه‌های خرده‌های صدف می‌توانند به صورت کامل توسط میکرایت جایگزین شوند. این فرایند را میکرایتی شدن و جانشینی حاشیه صدف توسط میکرایت را پوشش میکرایتی می‌نامند (Bathurst, 1966).

میکرایتی شدن: در این برش از سازند آسماری به ویژه در رخساره‌های گرینستونی در بخش‌های سدی مشاهده شده است. اگر چه میکرایتی شدن موجب کاهش تراوایی می‌شود اما در مقابل انحلال نسبتاً مقاوم بوده و دانه‌ها را از تراکم شیمیایی و مکانیکی در طول دیاژنز تدفینی محافظت می‌کنند (Bathurst, 1975; Jor- dan and Abdullah, 1988) (شکل ۳-۱).

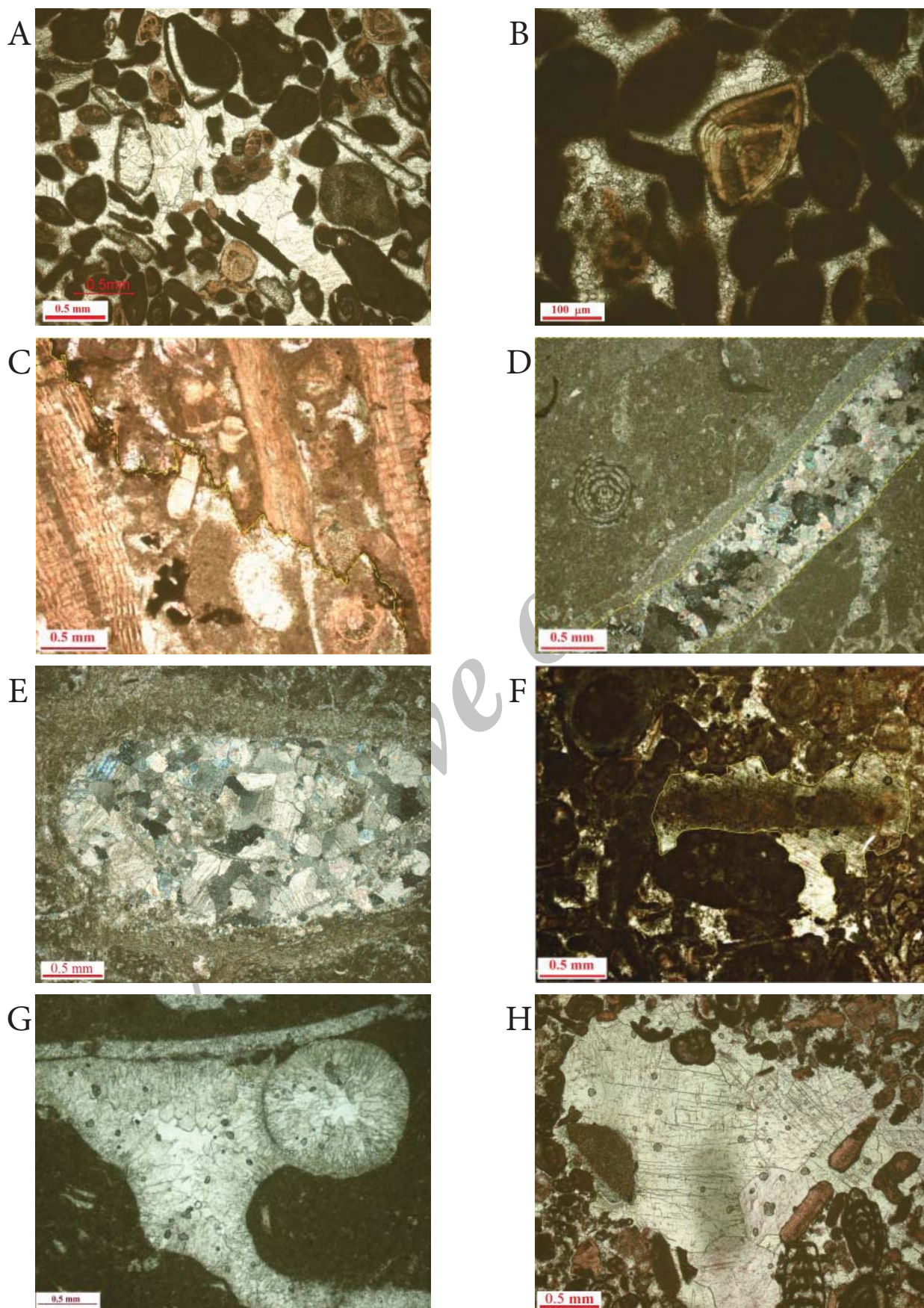
سیمانی شدن: سیمان‌هایی که در برش مورد مطالعه دیده شده‌اند، شامل سیمان کلسیتی با فابریک تیغه‌ای، شعاعی، دروزی، بلوکی، سین تکسیال، فیبری هم‌محور و پویکیلو تاپیک است. سیمان تیغه‌ای اولین نسل سیمان بوده که فضای داخلی حجره‌های فسیلی را می‌پوشاند (شکل ۳-۲). سیمان شعاعی وابسته به رخساره بوده و در رخساره گرینستون بایوکلستی مشاهده می‌شود (شکل ۳-۳). سیمان دروزی در داخل رگه‌ها و همچنین حفرات انحلالی و تخلخل‌های قالبی دیده می‌شود به صورتی که اندازه بلورها از حاشیه حفرات به سمت مرکز حفره افزایش می‌یابد (شکل ۳-۴). سیمان بلوکی عمدتاً فضای بین دانه‌ها و گاه درزه و شکاف‌ها را پر کرده است (شکل ۳-۵). سیمان بلوکی علاوه بر محیط‌های متاوریکی در محیط‌های تدفینی نیز تشکیل می‌شود (Flugel, 2010). این سیمان به همراه سیمان دروزی با تشکیل در تخلخل‌های اولیه و ثانویه موجب کاهش تخلخل مفید و در نتیجه کاهش کیفیت مخزنی در این سازند شده است. سیمان سین تکسیال بر روی پوسته‌های اکتینودرم تشکیل شده است این نوع سیمان محدود به محیط خاصی نبوده و گسترش آن در رخساره‌هایی که دارای خرده‌های اکتینودرم است به وضوح قابل مشاهده است (شکل ۳-۶). سیمان فیبری هم‌محور در محیط‌های دریایی فریاتیکی و وادوز و نیز در محیط وادوز تشکیل می‌شود (Flugel, 2010). این سیمان در سازند آسماری در رخساره گاستروپود و کستون، درون تخلخل‌های قالبی ناشی از انحلال پوسته آراگونیتی گاستروپودها و عمود بر آن‌ها به سمت درون حفرات توسعه پیدا کرده است (شکل ۳-۷). سیمان پویکیلو تاپیک در رخساره گرینستونی پشت سد دیده می‌شود و به صورت بلورهای درشت اجزاء اسکلتی و غیراسکلتی را در بر گرفته است. این نوع سیمان طی دیاژنز تدفینی فضای خالی باقی مانده از دیاژنز اولیه را پر کرده است (Jiemin et al., 2011) و در نتیجه موجب کاهش کیفیت مخزنی در برش مورد مطالعه شده

است (شکل ۳-۸).

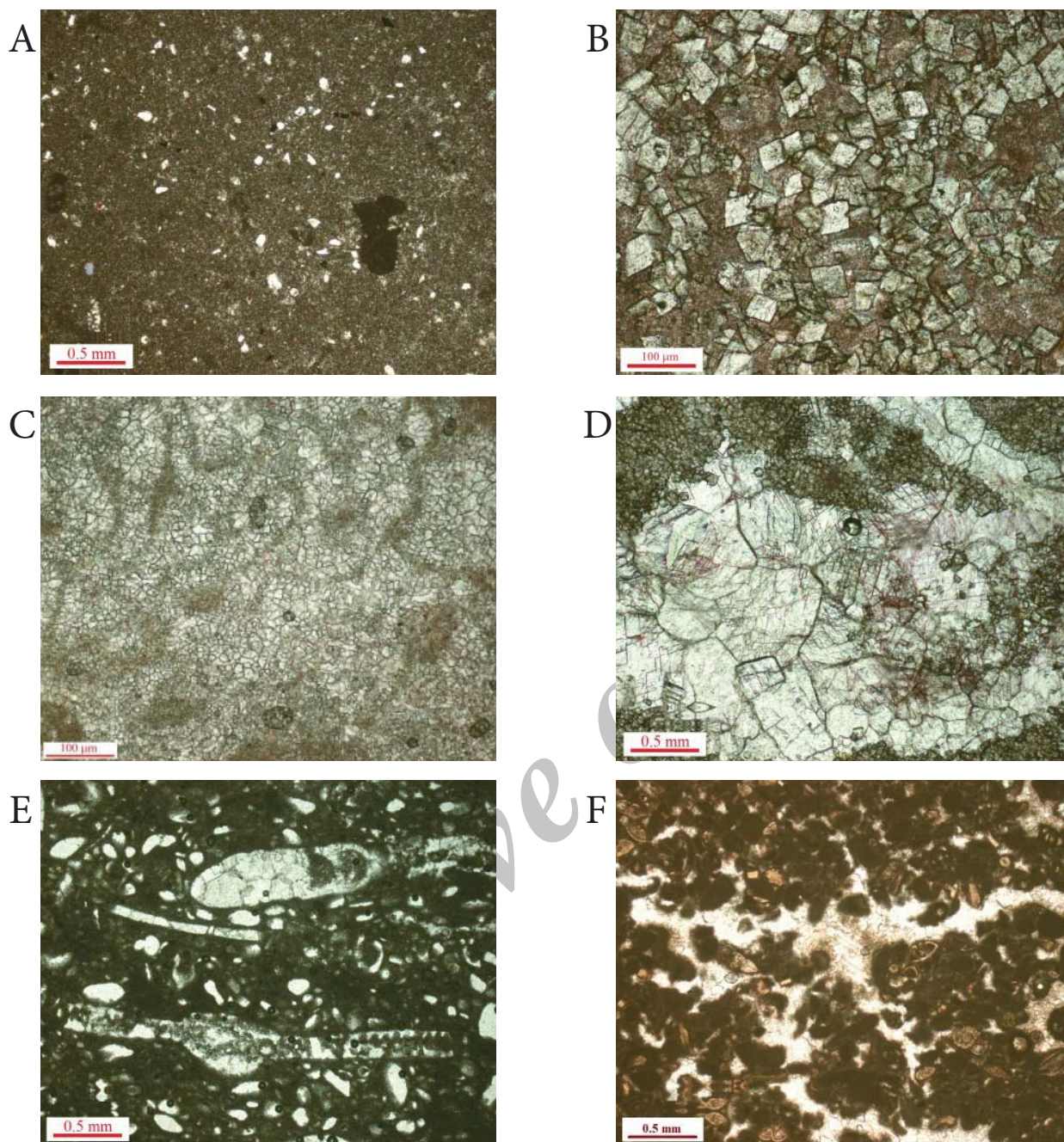
دولومیتی شدن: دولومیت نوع اول (دولومیکرایت) فراوانترین نوع دولومیت مشاهده شده در برش مورد مطالعه است (شکل ۴-۱). این دولومیت‌ها تقریباً همزمان با رسوبگذاری بوده و در اثر جانشینی کلسیت با منیزیم بالا و نیز سایر نهشته‌های پهنه‌های کشندی تشکیل می‌شوند (Adabi, 2009). فابریک و اندازه خیلی ریز بلورها و وجود ذرات پراکنده کوارتز در حد سیلت در این دولومیت‌ها تأییدی بر این موضوع است. دولومیت نوع دوم (دولومیکرواسپاریت) در درجه دوم فراوانی قرار دارد (شکل ۴-۲). در این نوع دولومیت، رومبندرهای شکل دار دولومیت با اندازه ۱۰ تا ۲۲۰ میکرون در بین ماتریکس گل آهکی شناورند (Adabi, 2009). دولومیکرواسپاریت معمولاً از جانشینی سنگ‌های آهکی و یا از تبلور دولومیکرایت‌ها به وجود می‌آیند و باعث کاهش میزان تخلخل می‌شوند (Adabi, 1996). گروه سوم دولومیت با اندازه بلورهای بین ۷۰ تا ۲۶۰ میکرون است. دولومیت نوع سوم باعث تخریب بافت‌های رسوبی اولیه گردیده و در نتیجه شناسایی بافت‌های اولیه رسوبی مشکل است (شکل ۴-۳). این نوع دولومیت معمولاً از جانشینی سنگ‌های آهکی قبلی و یا از تبلور مجدد دولومیت‌های تشکیل شده اولیه حاصل شده است (Mazzullo, 1992; Adabi, 2009). گروه بعدی دولومیت نوع چهارم یا دولومیت درشت بلور حفره پرکن است. این نوع دولومیت از بلورهای درشت شفاف و اغلب شکل دار با مرزهای مسطح و با اندازه بلورهای بین ۲۰۰ تا ۵۰۰ میکرون تشکیل شده و به صورت سیمان فضاهای کوچک و بزرگ و شکستگی‌ها را پر نموده است که در نتیجه باعث کاهش تخلخل گردیده است (Adabi, 1996). دولومیت درشت بلور اسپاری پرکننده حفرات در شرایط دفنی کم عمق یعنی در مراحل آخر دیاژنز تشکیل می‌شود (Mazzullo, 1992). در برش مورد مطالعه این نوع دولومیت با بلورهای درشت و شفاف، و به ویژه در بین رگه‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۴-۴).

انحلال: انحلال عمدتاً در محیط‌های دیاژنتیکی نزدیک سطح رخ می‌دهد اما ممکن است در طی تدفین عمیق نیز صورت گیرد (Tucker, 2001). انحلال مهمترین فرایند دیاژنتیکی است که موجب افزایش تخلخل و تراوایی می‌شود. انحلال در کرنات‌های سازند آسماری موجب ایجاد نوع تخلخل شامل تخلخل قالبی، حفره‌ای، کانالی و تخلخل بین دانه‌ای توسعه یافته گردیده است. تخلخل قالبی به‌ویژه در رخساره‌های لاگونی و نیز سدی در دانه‌هایی مانند گاستروپودها، مرجان‌ها، پلسی‌پودها و نیز برخی از فرامینیفرا دیده می‌شود (شکل ۴-۵). تخلخل حفره‌ای در بیشتر رخساره‌ها به فراوانی قابل مشاهده است. تخلخل بین دانه‌ای توسعه یافته تنها در تعدادی از رخساره‌های مربوط به دریای باز مشاهده می‌شود (شکل ۴-۶).

نئومورفیسیم: نئومورفیسیم در سنگ‌های آهکی عمدتاً از نوع افزایشی می‌باشد که با افزایش اندازه بلور همراه است (Tucker, 2001). در طی فرایند دیاژنز، اجزاء تشکیل‌دهنده آراگونیتی یک



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی فرایندهای دیازنتیکی سازند آسماری. (A) میکرایتی شدن، (B) سیمان تیغه‌ای، (C) سیمان شعاعی، (D) سیمان دروزی، (E) سیمان بلوکی، (F) سیمان سین تکسیال، (G) سیمان فیبری هم‌محور، (H) سیمان پویکیلو تاپیک.



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی فرایندهای دیاژنتیکی سازند آسماری. (A) دولومیت نوع اول، (B) دولومیت نوع دوم، (C) دولومیت نوع سوم، (D) دولومیت نوع چهارم، (E) تخلخل قالبی، (F) تخلخل بین دانه‌ای توسعه یافته.

دمای تدفین، فشار آب‌های منفذی و ترکیب شیمیایی آب‌های منفذی است (Flügel, 2010). اثرات فشردگی مکانیکی به دلیل گل‌پشتیبان بودن بیشتر نمونه‌های سازند آسماری در برش مورد مطالعه چندان مشخص نیست ولی در برخی موارد که دانه‌ها در مجاورت یکدیگر قرار گرفته‌اند، فشردگی مکانیکی منجر به خمیدگی و نیز شکستگی آن‌ها شده است. افزایش عمق تدفین منجر به ایجاد تراکم شیمیایی می‌شود که در این برش به صورت تماس محدب - مقعر و مضرس (میکرواستیلولیت) بین دانه‌ها و نیز استیلولیتی شدن نمایان شده است. استیلولیت‌ها که توسط

سنگ آهک ممکن است بدون این که تخلخل زیادی در سنگ به وجود آید، به کلسیت تبدیل شود.

این فرایند در تعدادی از نمونه‌های نازک میکروسکوپی سازند آسماری به طور چشمگیر مشاهده می‌شود که طی آن میکرایت به طور موضعی به ریزاسپار و شبه اسپار تبدیل شده است. شایان ذکر است فرایند نئومورفیزم تغییر چندانی در میزان تخلخل مفید سنگ ایجاد نکرده است.

فشردگی: این فرایند به دو صورت مکانیکی و شیمیایی عمل می‌کند مهم‌ترین فاکتورهای موثر بر تراکم شامل عمق تدفین،

در چهار محیط رسوبی در توالی الیگو- میوسن سازند آسماری شامل دریای باز، سد بایوکلستی، لاگون و پهنه جزر و مدی نهشته شده‌اند. این ریزرخساره‌ها به ترتیب از بخش کم عمق به سمت بخش عمیق حوضه در جدول ۲ معرفی شده‌اند.

مدل رسوبی

آنالیز رخساره‌ها به ما اجازه تفسیر محیط‌های کربناته دریایی می‌جزا شامل چهار محیط رسوبی در توالی الیگو - میوسن شامل دریای باز، سد بایوکلستی، لاگون و پهنه جزر و مدی را در برش مورد مطالعه می‌دهد. این چهار محیط متشکل از ۱۲ ریز رخساره از حوضه تا خشکی شامل ۳ رخساره دریای باز، ۳ رخساره سدی، ۱ رخساره لاگون باز، ۳ رخساره لاگون محدود شده و ۲ رخساره پهنه جزر و مدی می‌باشد.

بر اساس میکروفاسیس‌های مورد بحث، چینه شناسی و آنالیز رسوبی، روند کم‌عمق شدن تدریجی از حوضه به سمت پلانفرم کم‌عمق، عدم حضور آنکوئیدها، پیژوئیدها و دانه‌های اگرگات که خاص شلف کربناته بوده و یا به ندرت در رمپ‌های کربناته یافت می‌شوند (Flugel, 2010) و نیز عدم حضور رخساره‌های ریزشی و لغزشی، محیط کربناته رمپ هموکلینال را برای نهشته‌های سازند آسماری در منطقه مورد مطالعه پیشنهاد می‌شود (شکل ۵).

تعیین کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های سازند آسماری

مطالعه ترکیب کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها در طی فانروزوئیک توسط محققان بسیاری مورد بحث و بررسی قرار گرفته است

اکسید آهن و مواد نامحلول پر شده‌اند، به موازات یکدیگر و به‌صورت لایه‌بندی قرار دارند و دارای فراوانی متوسط در این برش هستند.

توالی دیاژنتیکی

فرایندهای دیاژنتیکی شناسایی شده در سنگ آهک‌های سازند آسماری حاکی از آن است که این فرایندها در سه محیط اصلی دریایی، تدفینی و متائوریک به وقوع پیوسته‌اند. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که بیشتر فرایندهای دیاژنتی از جمله فابریک اغلب تخلخل‌های ایجاد شده، بیشتر انواع سیمان‌های موجود (نظیر انواع سیمان‌های دولومیتی، بلوکی و پویکیلو تاپیک) و فرایندهای اصلی دیاژنتی (نظیر انحلال دانه‌های اسکلتی کلسیتی، فرایند فشردگی که در تعدادی از رخساره‌ها منجر به استیلولیتی شدن شده است و فرایند دولومیتی شدن که منجر به ایجاد انواع دولومیت‌ها شده است) که ذکر آنها گذشت در طی دیاژنز تدفینی و نیز دیاژنز جوی در طی مرحله بالآمدگی و قرار گرفتن در محیط جوی حاصل شده‌اند. انواع فرایندهای دیاژنتی و روند تغییرات پیشنهادی برای آنها در برش مورد مطالعه از سازند آسماری در جدول ۱ نشان داده شده است.

ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی

بر اساس مطالعه سنگ‌نگاری بافت‌ها، آلوکم‌ها و اجزاء اسکلتی موجود در مقاطع نازک سازند آسماری در منطقه مورد مطالعه، ۱۲ ریزرخساره کربناته شناسایی شده است. این ریزرخساره‌ها

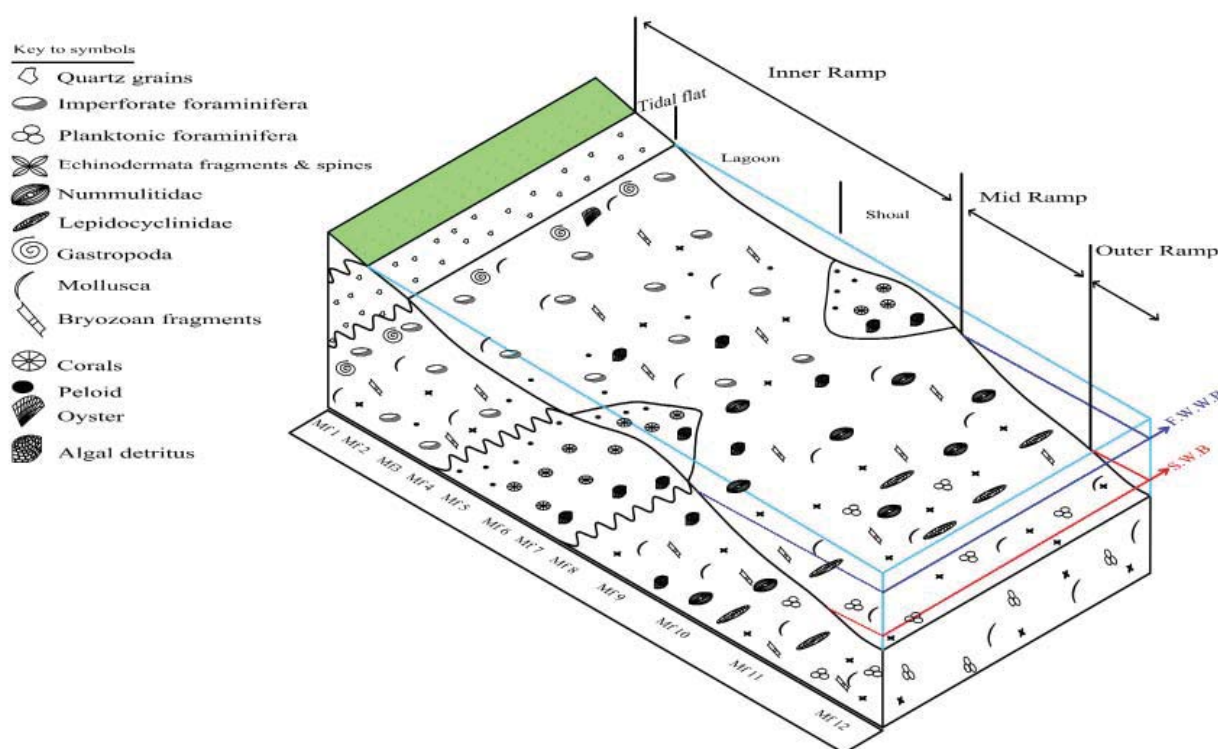
جدول ۱. توالی پاراژنتیکی سازند آسماری در برش کوه ریگ.

| Events | | Early Diagenesis | Late Diagenesis |
|------------------------------|------------------|--------------------|----------------------------------|
| Micritization & Micrite Rims | | ----- | |
| Dissolution | | Aragonite | Calcite(Bioclast) |
| Compaction | | Physical | Chemical compaction (Stylolites) |
| Calcite Cementation | | Marine | Syntaxial/ Drusy |
| Neomorphism | | ----- | |
| Replacement | Dolomitization | Sabkha/ Supratidal | Dolomite cement |
| | Phosphatization | ----- | |
| | Glauconitization | ----- | |

جدول ۲. رخساره‌های سازند آسماری در برش کوه ریگ.

| رخساره‌ها | مشخصات | تفسیر |
|--|--|--|
| مادستون با تخلخل چشم پرنده‌ای | از گل سنگ آهکی - دولومیتی ریز دانه و میکروکریستالین تشکیل شده، فاقد هر گونه آلوم یا فسیلی است و ساختمان‌های فنسترال به خوبی در آن توسعه یافته‌اند. اثری از تبخیری‌ها و یا قالب آن‌ها در این رخساره دیده نمی‌شود. | طبیعت ریزدانه و عدم وجود هر نوع فونا و بایوکستی نشان دهنده نهشت این رخساره در محیط پهنه جزر و مدی است. همچنین توسعه ساختمان‌های فنسترال و چشم پرنده‌ای شاخص زون پهنه جزر و مدی است (Shinn et al., 1965; Ginsburg and Hardie, 1975; Adabi and Asadi Mehmandosti, 2008). |
| مادستون با دانه‌های پراکنده کوارتز | این رخساره شامل گل سنگ آهکی - دولومیتی با دانه‌های پراکنده و ریز کوارتز تحریمی در اندازه سیلت تا ماسه، به میزان ۵ درصد است. آثار آشفستگی زیستی به ندرت در آن دیده می‌شود. در این رخساره هیچ گونه شواهدی مبنی بر قرار گرفتن در معرض هوا وجود ندارد. | ارتباط عمودی با رخساره‌های لاگونی، نبود فوناها، بافت غنی از گل و نبود شواهد قرار گرفتن در معرض هوا در این رخساره نشان‌دهنده محیط رسوبی بخش پایینی زیر محیط اینترتایدال است (Vaziri- Moghaddam et al., 2010; Adabi et al., 2010). |
| وکستون - پکستون دارای گاستروپود فرامینیفر کفزی و اویستر | فسیل کامل گاستروپود، دوکفه‌ای و نرم‌تنان اجزاء اصلی تشکیل دهنده این رخساره هستند. دیگر اجزاء تشکیل دهنده که به صورت فرعی حضور دارند شامل بریوزوا، اکینودرم، کلاوولینا و تکستولارید می‌باشند. | در محیط‌های پرتنش، گاستروپودها می‌توانند اصلی‌ترین تشکیل‌دهندگان رسوبات باشند (Scholle and Scholle, 2003). این ریزرخساره نشان‌دهنده بخش‌های داخلی و دارای چرخش محدود آب پلاتفرم داخلی کربناته مربوط به قسمت انتهایی محیط لاگون و زون یوفوتیک است. |
| وکستون - پکستون دارای میلیولید، بورلیس و بایوکست | مهمترین اجزاء تشکیل دهنده این رخساره فرامینیفرهای بنتیک بدون منفذ با دیواره پورسلانوز نظیر میلیولید و بورلیس هستند. دیگر اجزاء شامل مئاندروپسینا، آرکیاس و دندریتینا هستند. | مشخصات بافتی و واقع شدن تعداد زیادی از فرامینیفرهای پورسلانوز بدون منفذ با تنوع پایین نشان‌دهنده محیطی با شوری بالا است. این رخساره در یک لاگون بسته و در مجاورت پهنه جزر و مدی نهشته شده است. |
| وکستون - پکستون با فرامینیفرهای بدون منفذ و بایوکست | اجزاء غالب این رخساره، فرامینیفرهای بنتیک با دیواره بدون منفذ شامل آرکیاس پنروپلیس، دندریتینا مئاندروپسینا، بورلیس و میلیولید هستند. دیگر اجزاء که به صورت فرعی حضور دارند شامل کلاوولینا، پلوئید، بیژنرینا، تکستولاریا و الفیدیوم هستند. | این رخساره در یک محیط لاگونی بسته نهشته شده است. شرایط محدود شده و بسته توسط کم بودن یا حتی نبودن بایوتاهای نرمال دریایی و فراوانی اجزاء اسکلتی بایوتاهای محیط‌های محدود پیشنهاد می‌شود. |
| وکستون - پکستون با فرامینیفرهای منفذدار، بدون منفذ و بایوکست | اجزاء اصلی این رخساره فرامینیفرهای منفذدار و بدون منفذ هستند. فرامینیفرهای منفذدار معمول در این رخساره شامل نومولیت‌های با اندازه بزرگ تا متوسط، روتالیا، آمفیستژینا، آمونیا، الفیدیوم و میوزپسینا هستند. فرامینیفرهای بدون منفذ شامل میلیولید، بورلیس، دندریتینا، آستروتیلینا و مئاندروپسینا هستند. | همزیستی فرامینیفرهای بنتیک منفذدار و بدون منفذ و نیز وضعیت چینه‌شناسی قرار گرفتن در بالای رخساره‌های لاگونی نشان‌دهنده نهشت این رخساره در یک لاگون باز با چرخش نرمال آب دریا و آب‌های با اکسیژن می‌باشد (Pomar, 2001; Romero et al., 2002; Renema, 2006). |

| رخساره‌ها | مشخصات | تفسیر |
|---|---|---|
| گرینستون دارای پلویید و بایوکلاست | پلوئیدها بیش از ۳۰ درصد این رخساره را تشکیل می‌دهند. فرامینفرهای منفذدار و بدون منفذ از دیگر تشکیل دهندگان اصلی این رخساره هستند. | وجود پلوئیدها به مقدار زیاد، فرامینفرهای موجود در این رخساره، بافت گرینستون و نیز جورشدگی و بافت دانه‌ها مؤید محیطی با انرژی بالا برای این رخساره است. پس با توجه به فراوانی پلوئیدها و وجود فسیل‌های قابل تشخیص، این رخساره در محیط سدی و حاشیه لاگونی نهشته شده است (Flugel 2010; Khatibi Mehr and Adabi 2013). |
| باندستون مرجانی | این رخساره توسط غلبه کلنی‌های مرجان اسکلراکتین که به صورت سالم و غالباً برجها می‌باشند، مشخص می‌شود. | این رخساره به وسیله ارگانسیم‌های برجها به صورت یک ریف ارگانیکی در حاشیه پلاتفرم و به صورت محلی بالاتر از سطح قاعده امواج معمولی تشکیل شده است (Wilson, 1975). |
| وکستون - پکستون دارای کورالیناسه‌آ، کورال و بایوکلاست | این رخساره توسط فراوانی مرجان و کورالیناسه‌آ مشخص می‌شود. بایوکلاست‌های موجود در این رخساره شامل خرده‌های اکتینوئید، بریوزوا، دیسکوربیس، روتالیا و نرم‌تنان هستند. | این رخساره به محیط سدی، حاشیه دریای باز نسبت داده می‌شود. این امر توسط اندازه میلی‌متری و اریزه‌های مشتق شده از ذرات ریف به خصوص جلبک قرمز و مرجان تایید می‌شود. |
| وکستون - پکستون دارای اپرکولینا و بایوکلاست | اپرکولینا و هتروستژینا فراوانترین اجزاء بیژنیکی این رخساره هستند. دیگر بایوکلاست‌های موجود در این رخساره شامل فرامینفرهای پلانکتون، توبوسلاریا و خرده‌های اکتینوئید می‌باشند. | حضور فرامینفرهای پلانکتونیک به مقدار بسیار کم و اپرکولیناهای بزرگ و کشیده نشان‌دهنده رسوبگذاری در آب‌های نسبتاً عمیق و در شرایط زون الیگوفوتیک است (Geel, 2000; Romero et al., 2002; Bassi et al., 2007). |
| پکستون دارای لپیدوسیکلینا، نومولیتید و بایوکلاست | فوناهای اصلی تشکیل دهنده این رخساره، فرامینفرهای بنتیک، کشیده و بزرگ شامل نومولیتیدها و لپیدوسیکلیندها هستند. | ترکیب ماتریکس میکرایتی و فراوانی فوناهای اسکلتی شاخص دریای باز شامل نومولیتیدها و لپیدوسیکلیندهای بزرگ و کشیده، اکتینودرم و بریوزوا نشان‌دهنده نهشت این رخساره در یک محیط دریای باز با انرژی کم تا متوسط و بین قاعده امواج طوفانی و امواج معمولی است (Wilson, 1975; Flugel, 2010; Khatibi and Adabi, 2013). |
| مادستون - وکستون با فرامینفرهای پلانکتونیک | دانه‌های اسکلتی غالب در این رخساره، فرامینفرهای پلانکتونیک (گلوبیژرینا) هستند. اجزاء اسکلتی کمتر معمول شامل بایوکلاست‌های مشتق شده از اکتینوئید و پوسته‌های دوکفه‌ای است. | میزان بالای میکرایت، ریزدانه بودن و حضور فرامینفرهای پلانکتونیک منعکس‌کننده محیطی با آشفتگی نسبتاً کم، انرژی هیدرودینامیکی آرام و آب‌های عمیق با شوری نرمال، در رمپ خارجی و به سمت حوضه برای این رخساره است (Wilson, 1975; Cosovic et al., 2004; Flugel, 2010). |



شکل ۵. موقعیت رخساره‌ها و مدل رسوبی پیشنهادی برای رسوبگذاری سازند آسماری در برش کوه ریگ.

کربنات‌های آب گرم ساب تروپیکال بوده است (آدابی، ۱۳۹۰). در این پژوهش از شواهد پتروگرافی و عنصری برای مقایسه این اطلاعات با آراگونیت‌های آب گرم عهد حاضر، کربنات‌های کلسیتی معتدله آب سرد، کربنات‌های ساب تروپیکال اردوئین با مینرالوژی اولیه آراگونیتی، کربنات‌های کلسیتی آب سرد ساب پولار پرمین تاسمانیا و کربنات‌های ژوراسیک بالایی سازند مزدوران، آهک‌های آراگونیتی سازند ایلام و آهک‌های آراگونیتی سازند فهلیان برای شناسایی کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها استفاده شده است.

داده‌های ژئوشیمیایی

مقادیر حداکثر، حداقل و میانگین عناصر اصلی و فرعی در نمونه‌های کربنات سازند آسماری در برش کوه ریگ در جدول ۳ نشان داده شده است.

(برای مثال، Sandberg, 1983; Wilkinson et al., 1985; Hardie, 1996; Dickson, 2004). این محققان بر این باورند که مینرالوژی کربنات‌های دیرینه ممکن است از رسوبات عهد حاضر متفاوت باشد. هر چند تعدادی دیگر از محققان پیشنهاد می‌کنند که فرضیه تغییر مینرالوژی اولیه کربنات‌ها در طی زمان نیاز به ارزیابی دوباره دارد (Bates and Brand, 1990; Rao, 1991; Morse et al., 1997; Adabi, 2004; Adabi and Asadi, 2008). شناسایی کربنات‌های ساب تروپیکال گروه گوردون اردوئین تاسمانیا در استرالیا (Rao, 1990)، کربنات‌های ژوراسیک بالایی (سازند مزدوران) در حوضه کپه‌داغ (Adabi and Rao, 1991)، سنگ آهک‌های سازند ایلام در منطقه تنگ رشید در زون ایزه به سن کرتاسه (Adabi and Asadi, 2008)، کربنات‌های سازند فهلیان به سن کرتاسه (Adabi et al., 2010) بر پایه شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که آراگونیت، کانی غالب در این

جدول ۳. مقادیر عناصر اصلی و فرعی در نمونه‌های سازند آسماری.

| | Sr (ppm) | Na (ppm) | Mn (ppm) | Fe (ppm) | % Ca | % Mg | Sr/Na |
|---------|----------|----------|----------|----------|-------|-------|-------|
| Maximum | 2110 | 610 | 130 | 1199 | 40 | 3.34 | 5.18 |
| Minimum | 322 | 237 | 16 | 166 | 33 | 0.008 | 1.5 |
| Mean | 1233 | 356 | 46.6 | 586 | 38.51 | 0.52 | 3.4 |

ژئوشیمی

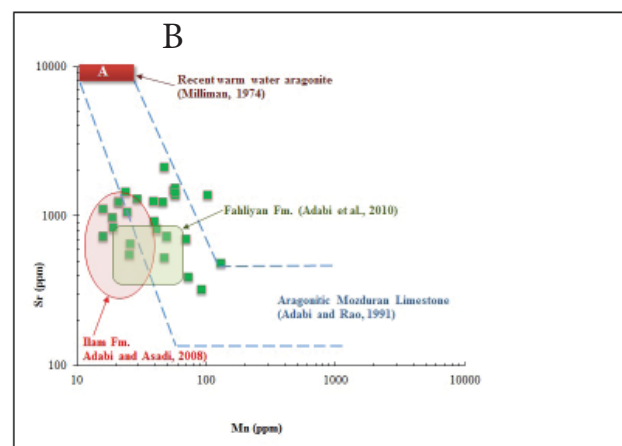
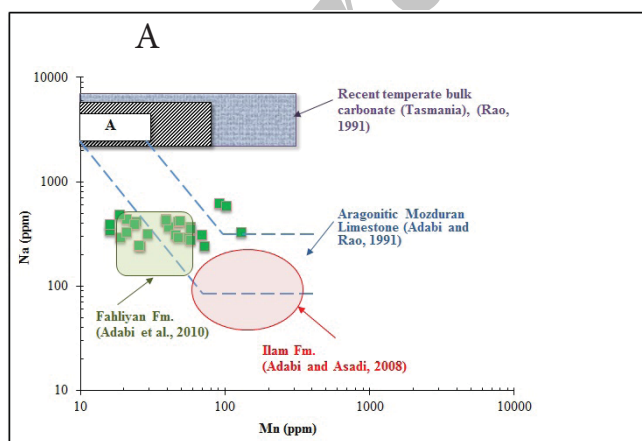
می‌دهد که بیشتر نمونه‌ها در داخل و یا در نزدیکی محدوده‌های آراگونیتی آب گرم نیمه استوایی سازند فهلیان (Adabi et al., 2010)، سازند ایلام (Adabi and Asadi, 2008) و سنگ آهک آراگونیتی گروه گوردون تاسمانیا (Rao, 1991) واقع می‌شوند (شکل ۷- A).

منگنز (Mn): در آراگونیت‌های آب گرم عهد حاضر، تمرکز Fe و Mn کمتر از ۲۰ ppm (Milliman, 1974) و در رسوبات کلسیتی دریا‌های کم عمق معتدله عهد حاضر حدود ۳۰۰ ppm می‌باشد (Rao and Adabi, 1992). ضریب توزیع Mn حدود ۱۵ بوده و در آب‌های متاوریکی تمرکز بالایی دارد (Rao, 1990). مقادیر Mn در نمونه‌های کربناته کوه ریگ دارای محدوده‌ای بین ۱۶ تا ۱۳۰ ppm (به‌طور میانگین ۶۶ ppm) می‌باشد. میزان Mn در این نمونه‌ها در مقایسه با نمونه‌های کربناته استوایی و معتدله عهد حاضر به دلیل تأثیر دگرسانی دیاژنتیکی توسط محلول‌های غیر دریایی است. ترسیم مقادیر استرانسیم و سدیم در مقابل منگنز نشان می‌دهد که تقریباً تمام نمونه‌ها در داخل یا نزدیکی محدوده‌های سنگ آهک آراگونیتی سازند مزدوران (Adabi and Rao, 1991)، سازند ایلام (Adabi and Asadi Me-, 2008) و سازند فهلیان (Adabi et al., 2010) قرار می‌گیرند (شکل ۶). تغییرات مقادیر Sr, Na و Mn در این نمونه‌ها نشان‌دهنده تأثیر دگرسانی دیاژنتیکی به دلیل جانشینی آراگونیت توسط کلسیت طی دو مرحله ثبات دیاژنتیکی است (Adabi and Rao, 1991).

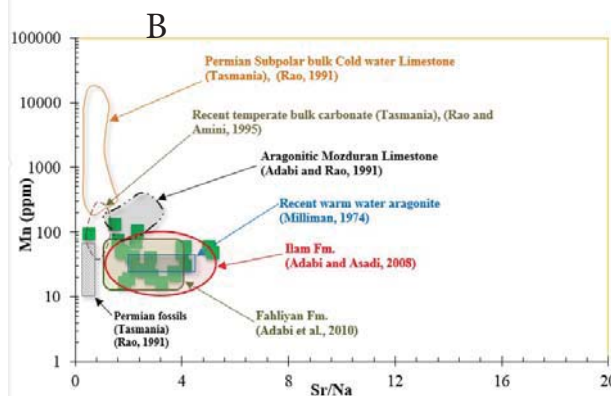
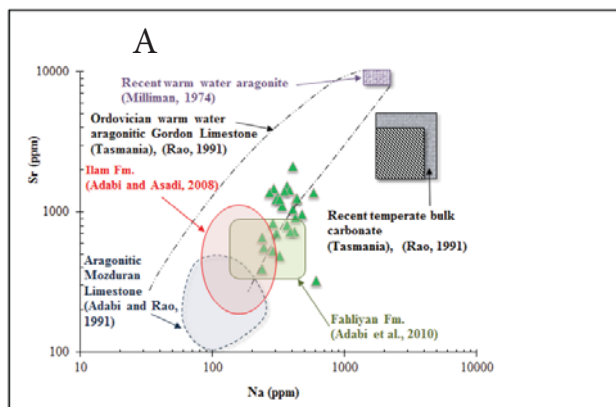
نسبت Sr/Na: کربنات‌های حاره‌ای قدیمه و عهد حاضر از معادل‌های غیر حاره‌ای عهد حاضر آنها توسط محتوای Mn و نسبت Sr/Na متمایز می‌شوند (Winefield et al., 1996; Adabi and Asadi Mehmandosti, 2008; Adabi et al., 2010; Khat-ibi and Adabi, 2013). رسوبات آراگونیتی حاره‌ای عهد حاضر دارای Mn پایین و نسبت Sr/Na بالا به میزان ۳ تا ۵ (میانگین ۴)

استرانسیم (Sr): تمرکز Sr در نمونه‌های آراگونیتی غیر زیستی استوایی عهد حاضر بین ۸۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ ppm است (Milliman, 1974) در حالی که محتوای Sr در کلسیت زیستی، بدون هر گونه دگرسانی دیاژنتیکی، ۱۰۰۰ ppm می‌باشد (Rao, 1996; Adabi and Rao, 1991). تمرکز Sr با افزایش میزان آراگونیت (and Rao, 1991) و نیز با افزایش دمای آب (Morse and Mac-kenzie, 1990) افزایش می‌یابد. تمرکز Sr در نمونه‌های کربناته سازند آسماری در برش کوه ریگ محدوده‌ای بین ۳۲۲ تا ۲۱۱۰ ppm (به‌طور میانگین ۱۲۳۳ ppm) می‌باشد (جدول ۳). مقادیر Sr در این نمونه‌ها بسیار پایین‌تر از نمونه‌های کربناته مشابه عهد حاضر می‌باشد که می‌تواند به دلیل تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی به‌ویژه دیاژنز متاوریکی باشد (Adabi and Rao, 1991). در شکل ۶ - A و B محدوده‌های کلسیتی و آراگونیتی آب‌های دریایی عهد حاضر و دیرینه برای مقایسه ارائه گردیده است.

سدیم (Na): تمرکز Na در نمونه‌های آراگونیتی غیر زیستی استوایی عهد حاضر بین ۱۵۰۰ تا ۲۷۰۰ ppm (میانگین ۲۵۰۰ ppm) است (Veizer, 1983; Rao and Adabi, 1992) در صورتی که محتوای Na در رسوبات کلسیتی معتدله عهد حاضر بالاتر از حد میانگین (تقریباً ۵۰۰۰ ppm) می‌باشد. تمرکز Na در رسوبات کربناته به شوری، تفریق جنبشی و بایولوژیکی، کانی‌شناسی و عمق آب بستگی دارد (Morrison and Brand, 1986; Rao and Adabi, 1992). آنالیز عناصر اصلی و فرعی نشان می‌دهد که میزان Na در نمونه‌های میکرایتی سازند آسماری بین ۲۳۷ تا ۶۱۰ ppm (به‌طور میانگین ۳۵۶ ppm) در تغییر است. این میزان Na، پایین‌تر از معادل‌های کلسیتی و آراگونیتی آب گرم عهد حاضر به دلیل تأثیر دگرسانی‌های دیاژنتیکی و به‌ویژه تأثیر آب‌های متاوریکی می‌باشد؛ چرا که ضریب توزیع Na کمتر از ۱ بوده و در این آب‌ها تمرکز پایینی دارد. ترسیم مقادیر Sr در مقابل Na نشان



شکل ۶. ترسیم مقادیر Na و Sr در مقابل Mn (A) ترسیم مقادیر Na در مقابل Mn (B)، مقادیر Sr در مقابل Mn در نمونه‌های کربناته سازند آسماری که با محدوده کربنات‌های عهد حاضر مناطق حاره‌ای (Milliman, 1974)، کربنات‌های عهد حاضر مناطق معتدله (تاسمانیا) (Rao, 1991)، کربنات‌های ژوراسیک بالایی (سازند مزدوران) (Adabi and Rao, 1991)، سنگ آهک‌های سازند ایلام در زون ایذه به سن کرتاسه (Adabi and Asadi Mehmandosti, 2008) و کربنات‌های سازند فهلیان به سن کرتاسه (Adabi et al., 2010) مقایسه گردیده است.

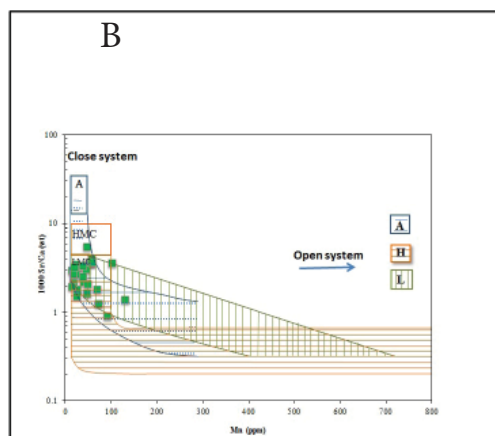
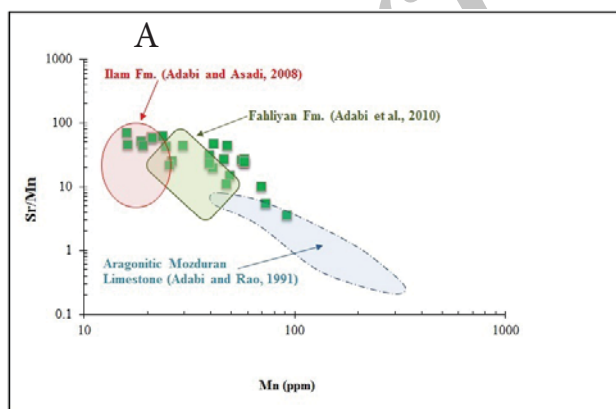


شکل ۷. A. تغییرات Sr در مقابل Na، نمونه‌های کربناته سازند آسماری با محدوده کربنات‌های آراگونیتی آب گرم عهد حاضر (Milliman, 1974)، کربنات‌های عهد حاضر مناطق معتدله (Rao, 1991)، سنگ آهک آراگونیتی گروه گوردون اردوئین تاسمانیا (Rao, 1991)، کربنات‌های آراگونیتی سازند مزدوران (Adabi and Rao, 1991)، سنگ آهک‌های سازند ایلام (Adabi and Asadi, 2008) و سازند فهلیان (Adabi et al., 2010) مقایسه گردیده است. B. تغییرات Sr/Na در برابر Mn در سنگ آهک‌های سازند آسماری که با محدوده کربنات‌های عهد حاضر مناطق معتدله (Rao and Amini, 1995)، کربنات‌های آب سرد نیمه قطبی پرمین (تاسمانیا) (Rao, 1991)، کربنات‌های آراگونیتی سازند مزدوران (Adabi and Rao, 1991)، سازند ایلام (Adabi and Asadi Mehmandosti, 2008) و سنگ آهک‌های سازند فهلیان (Adabi et al., 2010) مقایسه گردیده است.

می‌یابد (Budd, 2002). تغییرات نسبت Sr/Mn در مقابل Mn نشان می‌دهد که نمونه‌های کربناته سازند آسماری به دلیل تشابه ترکیب کانی‌شناسی در داخل و یا نزدیکی محدوده‌های آراگونیتی سازندهای مزدوران، فهلیان و ایلام قرار گرفته‌اند (شکل ۸-۱). تأثیر مشابه فرایندهای دیاژنتیکی تحت شرایط احیایی منجر به افزایش مشابه میزان Mn در این نمونه‌ها شده است و به همین دلیل نمونه‌های کربناته سازند آسماری در داخل و یا نزدیکی محدوده‌های ذکر شده قرار گرفته‌اند. در شکل ۸-۲ بسته تا نیمه بسته بودن سیستم دیاژنتیکی نشان داده شده است و تائیدی بر شکل ۸-۱ می‌باشد.

می‌باشند در صورتی که نمونه‌های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر دارای Mn بالا و نسبت Sr/Na پایین به میزان کمتر از ۱ تا تقریباً ۱ می‌باشند (Adabi and Rao, 1991; Rao, 1996). میانگین نسبت Sr/Na در نمونه‌های کربناته سازند آسماری ۳/۴ می‌باشد که این میزان در محدوده کربنات‌های آراگونیتی آب گرم قرار می‌گیرد (شکل ۷-۲).

نسبت Sr/Mn: ترسیم مقادیر نسبت Sr/Mn در مقابل Mn به‌عنوان معیار مفیدی برای تخمین میزان انحلال سنگ آهک‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد (Rao, 1991)، چرا که در اثر انحلال آراگونیت و کلسیت با منیزیم بالا و تبدیل آن به کلسیت کم منیزیم دیاژنتیکی، میزان Sr کاهش یافته و تمرکز Mn افزایش



شکل ۸. A. ترسیم مقادیر Sr/Mn در مقابل Mn در نمونه‌های کربناته سازند آسماری. در این نمودار نمونه‌های کربناته سازند آسماری در برش کوه ریگ با محدوده‌های کربنات‌های ژوراسیک بالایی سازند مزدوران (Adabi and Rao, 1991)، سنگ آهک‌های سازند ایلام (Adabi and Asadi, 2008) و کربنات‌های سازند فهلیان به سن کوتاه (Adabi et al., 2010) مقایسه گردیده است. B. ترسیم مقادیر Mn در مقابل Sr/Ca در نمونه‌های کربناته سازند آسماری که با محدوده روندهای دیاژنتیکی آراگونیت (A)، کلسیت با منیزیم بالا (HMC)، و کلسیت کم منیزیم (LMC) که توسط برند و وایزر (Brand and Veizer, 1980) مشخص گردیده است، مقایسه شده است. در این شکل تقریباً تمام نمونه‌های کربناته سازند آسماری در محدوده آراگونیتی (A) با نسبت Sr/Ca بالا و میزان Mn تقریباً پایین قرار گرفته‌اند این حالت بیانگر تشکیل واحدهای کربناته سازند آسماری در یک سیستم دیاژنتیکی بسته تا نیمه بسته می‌باشد.

آهک‌های سازند آسماری دستخوش تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی به ویژه متائوریکی قرار گرفته‌اند (شکل ۹).

شواهد پتروگرافی

وجود دانه‌های اسکلتی متنوع، فراوانی پلویدها، دولومیکرایت‌های هم‌زمان با رسوبگذاری و وجود مقداری اینتراکلست در سنگ آهک‌های سازند آسماری در برش مورد مطالعه، مشابه آب‌های دریایی گرم و کم عمق عهد حاضر می‌باشد (Lees, 1975). علاوه بر این، وجود تخلخل‌های قالبی که معمولاً بر اثر انحلال دانه‌های کربناته با ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی حاصل می‌شوند (Adabi and Rao, 1991) تأییدی بر کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی در این کربنات‌ها محسوب می‌شود.

نتیجه‌گیری

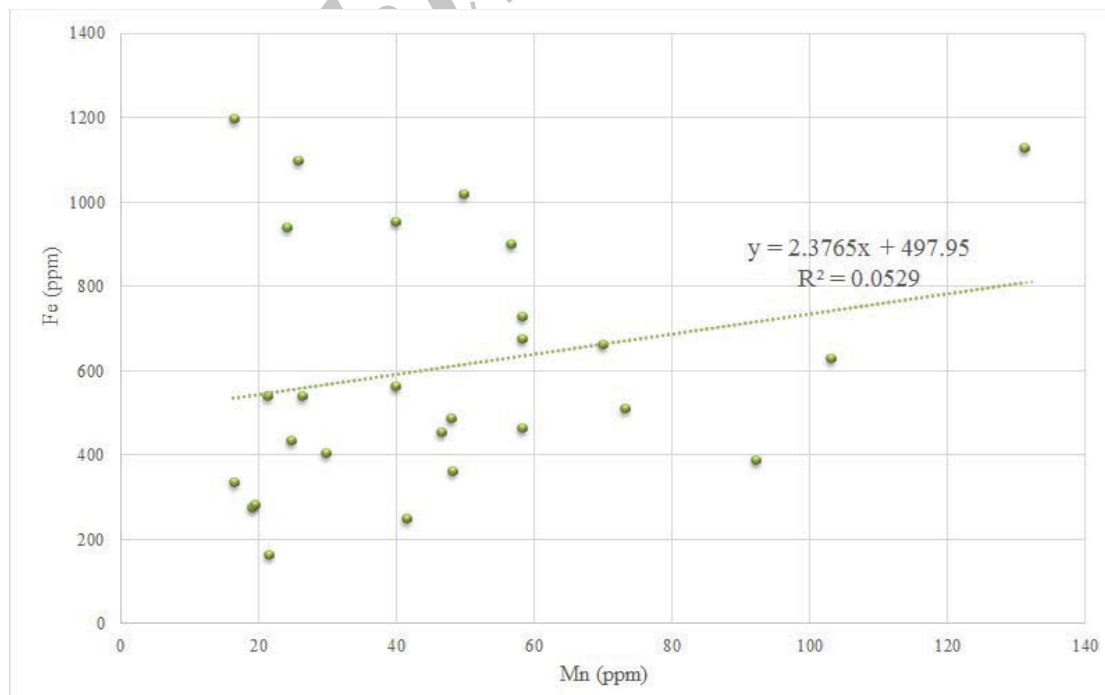
۱) در سازند آسماری ۱۲ ریزرخساره مربوط به چهار کمربند رخساره‌ای پهنه کشندی، لاگون، سد و دریای باز شناسایی شده است. بر اساس ریزرخساره‌ها، چینه‌شناسی و آنالیز رسوبی، عدم حضور پیژوئیدها و آنکوئیدها، عدم حضور رخساره‌های ریزشی و لغزشی و نیز فراوانی فرامینفرهای بتیک بزرگ، یک محیط کربناته رمپ هموکلینال برای نهشته‌های کربناته سازند آسماری در منطقه مورد مطالعه پیشنهاد می‌شود.

۲) سیمانی شدن، دولومیتی شدن و انحلال، اصلی‌ترین فرایندهای دیاژنتزی مؤثر بوده‌اند که بافت اولیه و تخلخل را در این سازند تحت تأثیر قرار داده‌اند.

۳) بیشترین نوع دیاژنتز تأثیرگذار بر روی نمونه‌های کربناته

نسبت Sr/Ca: بر اساس نمودار نسبت Sr/Ca در مقابل Mn می‌توان روند دیاژنتز در سیستم‌های باز و بسته را تعیین نمود (Veizer, 1983). در شکل B-۸ محدوده‌هایی برای روندهای دیاژنتیکی آراگونیت (A)، کلسیت با منیزیم بالا (HMC) و کلسیت کم منیزیم (LMC) توسط (Brand and Veizer (1980) مشخص شده است. در سیستم دیاژنتزی باز، با افزایش نسبت تبادل آب و سنگ میزان Sr/Ca کاهش می‌یابد و در نتیجه نسبت Sr/Ca فازهای دیاژنتزی کمتر از ترکیبات اولیه خواهد بود، اما در سیستم دیاژنتزی نیمه بسته به دلیل کمتر بودن فعل و انفعالات آب به سنگ، نسبت Sr/Ca فازهای دیاژنتزی تغییرات محسوسی نسبت به ترکیبات اولیه ندارد. بالا رفتن میزان Mn در کلسیت دیاژنتیکی نشان‌دهنده باز بودن سیستم و تأثیر آب‌های احیاء‌کننده می‌باشد (Cicero and Lohmann, 2001). در نمونه‌های کربناته سازند آسماری، تغییرات مقادیر Sr/Ca و نیز Mn، حاکی از آن است که این نمونه‌ها تحت تأثیر دیاژنتز متائوریکی در یک محیط بسته تا نیمه بسته دیاژنتیکی قرار گرفته‌اند.

آهن (Fe): مقدار Fe در آراگونیت‌های مناطق حاره‌ای کمتر از ۲۰ ppm است (Milliman, 1974). تمرکز Fe در نمونه‌های کربناته سازند آسماری بین ۱۶۶ تا ۱۱۹۹ ppm (میانگین ۵۸۶ ppm) در تغییر است. میزان Fe ارتباط مستقیمی با مقادیر Mn دارد و با افزایش میزان Mn بر مقادیر Fe نیز افزوده می‌گردد. میزان Fe همانند Mn با افزایش شرایط احیایی، افزایش می‌یابد. شباهت تغییرات مقادیر Fe و Mn حاکی از منشاء یکسان این عناصر و شباهت نحوه ورود آن‌ها به شبکه کربنات‌ها می‌باشد (Vincent et al., 2006). این ارتباط گویای آن است که سنگ



شکل ۹. ترسیم مقادیر Fe در مقابل Mn در نمونه‌های کربناته سازند آسماری. در این شکل تغییرات Fe در مقابل Mn یک روند خطی افزایشی و نسبتاً ملایم را نشان می‌دهد.

micrite chemistries. *Geologische Rundschau*, 79, 27-46.

- Bathurst, R.G.C., 1975. *Carbonate Sediments and their Diagenesis*. New York: Elsevier Science Publication Company.

- Bathurst, R.G.C., 1966. Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites. *Geological Journal*, 5, 15-32.

- Brand, U. and Veizer, J., 1980. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system – 1: trace elements. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50, 1219-1236.

- Budd, D., 2002. The relative roles of compaction and early cementation in the destruction of permeability in carbonate grainstones: a case study from the Paleogene of west-central Florida. *Journal of Sedimentary Research*, 72, 116-128.

- Cicero, A. and Lohmann, K.C., 2001. Sr/Mg variation during rock – water interaction: implication for secular changes in the elemental chemistry of ancient seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65, 741-761.

- Cosovic, V., Drobne, K. and Moro, A., 2004. Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula). *Facies*, 50, 61-75.

- Dickson, J., 1965. Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrology*, 205, 491-505.

- Dickson, S., 2004. The arum Paris- continuum of mycorrhizal symbioses. New Phytologist article first published online. *Plant Anaerobiosis*, 163, 187-200.

- Dunham, R., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: *Classification of Carbonate Rocks*. *Journal of American Association Petroleum Geology*, 1, 121.

- Ehrenberg, S.N., Pickard, N.A.H., Laursen, G.V., Monibi, S., Mossadegh, Z.K., Svâna, T.A., Aqrabi, A.A.M., McArthur, J.M. and Thirlwall, M.F., 2007. Strontium isotope stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene - Lower Miocene), SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 30, 2, 107-128.

- Flügel, E., 2010. *Microfacies Analysis of Limestones, Analysis Interpretation and Application*. Springer-Verlag, 976.

- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of paleogene deposits in

سازند آسماری از نوع دیاژنز جوی بوده است.

۴) ترکیب کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های سازند آسماری بر اساس روند تغییرات عناصر فرعی نظیر نسبت Sr/Na در مقابل Mn و Na در مقابل Mn و نیز شواهد پتروگرافیکی، به‌طور غالب آراگونیت بوده است.

۵) تغییرات نسبت Sr/Ca در مقابل Mn نشان می‌دهد که دگرسانی دیاژنتیکی رخ داده بر روی این نهشته‌ها، در یک سیستم بسته تا نیمه بسته اتفاق افتاده است.

منابع

- آدابی، م.ح.، ۱۳۹۰. ژئوشیمی رسوبی، انتشارات آراین زمین، چاپ دوم، ۵۰۳.

- مطیعی، ه.، ۱۳۷۴. زمین‌شناسی ایران - چینه‌شناسی زاگرس. انتشارات سازمان زمین‌شناسی، ۵۵۶.

- Adabi, M.H. and Rao, C.P., 1991. Petrographic and geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of the Upper Jurassic carbonates (Mozduran Formation), Sarakhs area, Iran. *Sedimentary Geology*, 72, 253-267.

- Adabi, M.H. and 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. and 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.

- Adabi, M.H., 2004. A re-evaluation of aragonite versus calcite seas. *Carbonates and Evaporites*, 19, 133-141.

- Adabi, M.H., 2009. Multistage dolomitization of the Upper Jurassic Mozduran Formation, Kopeh dagh Basin, NE Iran. *Carbonates and Evaporites*, 24, 16-32.

- Adabi, M.H., 1996. Sedimentology and geochemistry of carbonates from Iran and Tasmania. Ph.D. Thesis, University of Tasmania, 470.

- Asmerom, Y., Jackson, S.B., Knoll, A.H., Butterfield, N.J., and Swett, K., 1991. Strontium isotopic variation of Neoproterozoic seawater: implication for crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 2883-2894.

- Bassi, D., Hottinger, L. and Nebelsick, J.H., 2007. Larger Foraminifera from the Upper Oligocene of the Venetian area, northeast Italy. *Palaeontology*, 50, 845-868.

- Bates, N.R. and Brand, N., 1990. Secular variation of calcium carbonate mineralogy, an evaluation of ooid and

- southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155, 211–238.
- Ginsburg, R.N. and Hardie, L.A., 1975. Tidal and Storm Deposits Northwest-ern Andros Island, Bahamas. In: Ginsburg, R.N. (Ed.). *Tidal Deposits*. Springer – Verlag, Berlin, 201–208.
 - Hardie, L.A., 1996. Secular variation in seawater chemistry: an explanation for the coupled secular variation in the mineralogies of marine limestone and potash evaporate over the past 600 m.y. *Geology*, 24, 279-283.
 - Jiemin, Lu., Wilkinson, M. and Haszeldine, S., 2011. Carbonate cements in Miller field of the UK North Sea: a natural. *Environment Earth Science*, 18, 507–517.
 - Jordan, C.F. and Abdullah, M.V., 1988. Arun field: a giant gas-condensate field producing from Miocene reef facies, North Sumatra Basin, Indonesia. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 72, 203.
 - Khatibi Mehr, M. and Adabi, M.H., 2013. Microfacies and geochemical evidence for original aragonite mineralogy of a foraminifera-dominated carbonate ramp system in the late Paleocene to Middle Eocene, Alborz basin, Iran. *Carbonates and Evaporites*, 13, 127-148.
 - Lees, A., 1975. Possible influence of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation. *Marine Geology*, 19, 159-198.
 - Mazzullo, L., 1992. Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: a review. *Carbonates and Evaporites*, 7, 21- 37.
 - Millinian, J., 1974. *Marine Carbonates Recent Sedimentary Carbonates, Part 1*. Springer-Verlag, New York, 375.
 - Morrison, J.O. and Brand, U., 1986. Geochemistry of recent marine invertebrates. *Geoscience Canada*, 13, 237-254.
 - Morse, J.W., Mackenzie, F.T., 1990. *Geochemistry of Sedimentary Carbonates*. New York, Elsevier, 707.
 - Morse, J.W., Wang, Q. and Tsio, M.Y., 1997. Influences of temperature and Mg/Ca ratio on CaCO₃ precipitates from sea water. *Geology*, 25, 85- 87.
 - Pomar, L., 2001. Types of carbonate platforms: a genetic approach. *Basin Research*, 13, 313-334.
 - Rao. C.P. and Adabi. M.H., 1992. Carbonate minerals, major and minor elements and oxygen and carbon isotopes and thier variation with water depth in cool. temperate catbonates, western, Tasmania. Australia. *Marine Geology*, 103, 249-272.
 - Rao, C., 1990. Petrography, trace elements and oxygen and carbon isotopes of Gordorr Group carbonate (Ordovician), Florentine Valley, Tasmania, Australia. *Sedimentary Geology*, 66, 83 97.
 - Rao, C., 1991. Geochemical differences between subtropical (Ordovictan), temperate (Recent and Pleistocene) and subpolar (Permian) carbonates, Tasmania, Australia. *Carbonates and Evaporites*, 6, 83-106.
 - Rao, C., 1996. Elemental composition of marine calcite from modern temperate shelf brachiopods, bryozoans and bulk carbonates, eastern Tasmania, Australia. *Carbonates and Evaporites*, 11, 1-18.
 - Renema, W., 2006. Large benthic foraminifera from the deep photic zone of a mixed siliciclastic-carbonate. *Marine Micropaleontology*, 58, 73-82.
 - Richardson, P., 1924. The geology and oil measures of southwest Persia. *Journal Institute Petroleum Technology*, 10, 256-283.
 - Romero, J., Caus, E. and Rossel, J., 2002. A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on Late Middle Eocene deposits on the margin of the south Pyrenean basin (SE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 179, 43-56.
 - Sandberg, P.A., 1983. An oscillating trend in Phanerozoic nonskeletal carbonate mineralogy. *Nature*. 305, 19-22.
 - Shinn, E., Ginsburg, R.N. and Llyod, R.M., 1965. Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahamas. In *Pray. Paleontologists and Mineralogist*, 180.
 - Scholle, P.A. and Scholle, D.S.U., 2006. *A color Guide to the Petrography of Carbonate Rock: grain, texture, porosity, diagenesis*. American Association Petroleum Geology Bulletin, 549.
 - Tucker, M., 2001. *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. Blackwells, 272.
 - Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafiyan, A., Taheri, A., and Motiei, H, 2010. Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: microfacies, paleoenvironment and depositional sequence. *Revista Mexicana de Ciencias Geologicas*, 27, 56-71.
 - Veizer, J., 1983. Trace elements and isolopes in sedimentary carbonates. *Reviews in Mineralogy*, 11, 265-300.
 - Vincent, B., Allan, T.L., Gaumet, F., Karimi, Z., Laursen, G.V., Lotfpour, M., Masse, P., Moallemi, S.A.,

Monibi, S., Tahmasbi, A.R., Van Buchen, F. and Verdenne, V., 2006. Quantitative stratigraphy in the Oligocene-early Miocene carbonate system in the Dezful Embayment (SW Iran). *GeoArabia*, 12, 12.

- Wilkinson, B.H., Owen, R.M. and Carroll, A. R., 1985. Submarine hydrothermal weathering, global eustasy and carbonate polymorphism in Phanerozoic marine oolites. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55, 171-183.

- Wilson, J., 1975. *Carbonate Facies in Geological history*. Springer, 471.

- Winefield, P.R., Nelson C.S. and Hodder, A.P.W, 1996. Discriminating temperate carbonates and their diagenetic environments using bulk elemental geochemistry, a reconnaissance study based on New Zealand Cenozoic limestones. *Carbonates and Evaporites*, 11, 19-31.

Archive of SID