پتروگرافی، تعیین کانی شناسی اولیه و بازسازی محیط رسوبی نهشته‌های کربناته سازند مبارک(براساس روند تغییرات ژئوشیمیائی درناحیه آرو درالبرز مرکزی)

محمد حسین آدابی، بیتا ارباب: دانشگاه شهید بهشتی

چکیده

واحدهای سنگ چینه‌ای سازند مبارک در منطقه آرو (۹۵ کیلومتری شرق تهران) با پیشروی دریا در طی کربونیفر زیرین نهشته شده است. این سازند با ناپیوستگی هم‌شیب بر روی سازند جیرود قرار دارد و مرز بالایی آن نیز با سازند دورود (پرمین زیرین) به صورت ناپیوستگی فرسایشی (دیسکانفرمیتی) است. نتایج حاصل از بررسی عناصر اصلی وفرعی ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ و کنش آنها نسبت به یکدیگر، بیانگر کانی شناسی اولیه آراگونیتی است. این رسوبات عمدتاً تحت تأثیر دیاژنز متئوریکی در یک سیستم دیاژنزی نیمه بسته تا باز قرار گرفته‌اند. ١٤ میکروفاسیس از مادستون تا گرینستون تشخیص داده شده است، که در چهار گروه محیطی، دریای باز، سد، لاگون و پهنه جذرومدی نهشته شده‌اند. بازسازی محیط رسوبی با استفاده از مطالعات ژئوشیمیائی بیانگر آن است که رخساره‌های محیط لاگونی و پشت سدی بیشترین تمرکز Sr و توزیع متوسط عناصر Fe ، Mn و Na را نشان می‌دهند، در حالی که در رخساره‌های سدی و دریای باز گستره مقادیر Sr کم می‌شود و برعکس میزان Fe ، Mn و Na افزایش می‌یابد.

مقدمه

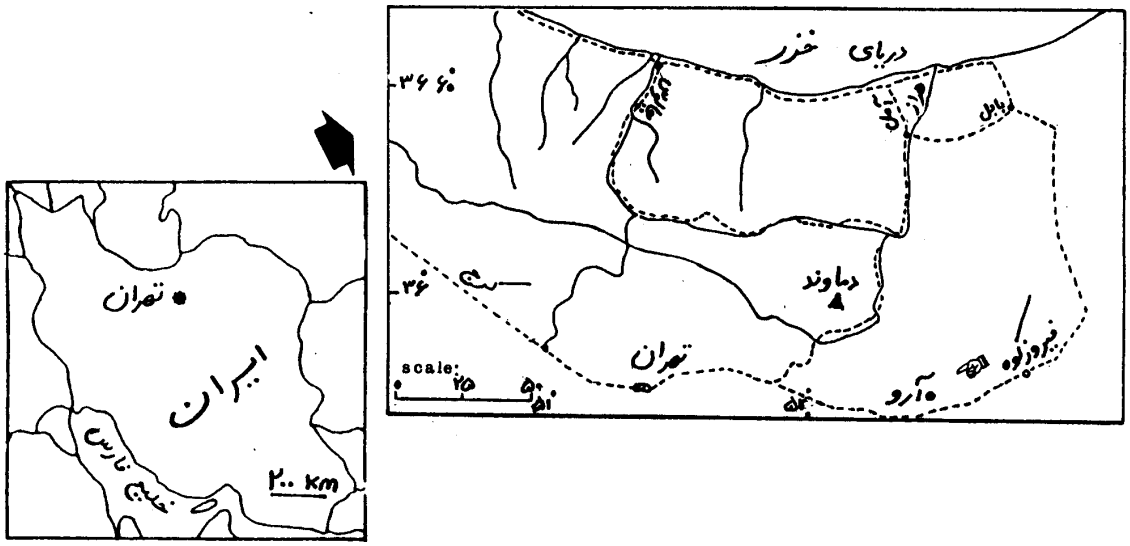
قلمرو مورد بررسی شامل توالی‌هایی از سنگهای کربناته حوضه جنوب البرز مرکزی است که در فاصله ۹۵ کیلومتری شرق تهران و در مختصات جغرافیایی" ۰۰ ′ ۲۳ ° ۵۲ طول شرقی و " ۰۰ ′ ٤٠ ° ۳۵ عرض شمالی قراردارد. در این تحقیق برش سازند مبارک در روستای آرو اندازه گیری شده است. اصلی‌ترین راه ارتباطی مسیر تهران- فیروزکوه است ، که در شکل ۱ اقتباس ازاشتایگر[1](١٩٦٦)[۱] نمایش داده شده است. این منطقه در گذشته بیشتر از دید فسیل شناسی و چینه شناسی مورد بررسی قرار گرفته است، ولی تاکنون بر روی این نهشته‌ها مطالعات ژئوشیمیایی ،دیاژنتیکی وشیمی رخساره‌ها انجام نپذیرفته است. درطی سال‌های اخیر استفاده از شواهد ژئوشیمیایی (عناصراصلی و فرعی وایزوتوپهای پایدار اکسیژن و کربن) نتایج مطلوبی در حل بسیاری از مسائل دیاژنتیکی داشته که مورد توجه بسیاری از پژوهشگران قرار گرفته است(تاکر۱۹۹۳[2][۲]،

واژه های کلیدی : پتروگرافی، ژئوشیمی، ایزوتوپ‌های پایدار، محیط رسوبی، سازند مبارک

۱- Steiger ۲- Tucker

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-15]

نلسون و اسمیت[۱]،۱۹۹۶[۳]، رائو[۲] ۱۹۹۶[٤]، کلاری و مارتیر[۳] ۱۹۹۶[٥]، راسر و فینینجر[٤] ۲۰۰۲[٦]) . در این پژوهش سعی شده است تا براساس مطالعات ژئوشیمیایی، کانی شناسی اولیه ،تفکیک رخساره‌ها و بازسازی محیط رسوبی قدیمه تعیین گردد. شناسایی کانی شناسی اولیه کربناتهای قدیمه بسیار حائز اهمیت است، زیرا تنها می‌توان با درک این مطلب، پیرامون شرایط محیط رسوبی از قبیل درجه حرارت، عمق، شوری و نیز فرآیندهای دیاژنتیکی به خوبی اظهار نظر کرد .



شکل۱- راه‌های دسترسی به رخنمون مورد بررسی (Aru section) نمایش داده شده است.

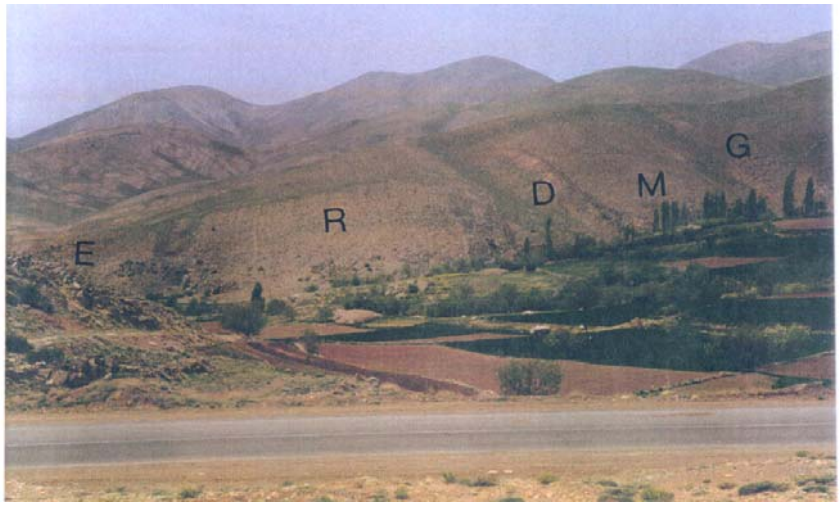
چینه شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه، شامل تشکیلاتی از پرکامبرین تا کواترنر است. رسوبات پالئوزوئیک در این منطقه نسبت به سایر نقاط البرز مرکزی از ضخامت کمتری برخوردار است. (برای اگاهی از رسوبات پالئوزوئیک بالایی منطقه آرو رک : (شکل ۲) برش تیپ سازند مبارک درسال ۱۹٦۳توسط آسرتو[٥] [۷] در شمال مبارک آباد مطالعه شده است. نهشته‌های این سازند در این برش با مارن شروع می‌شود و شامل آهک‌های خاکستری تیره تا سیاه رنگ است. آسرتو ضخامتی حدود ٤٥۰ متر برای این رسوبات در نظر گرفته است. این سازند در برش تیپ بطورهم شیب بر روی سازند میلا قرارگرفته است. در منطقه آرو فرآیند برگشتگی طبقات به خوبی نمایان است و طبقات جوانتر درزیر لایه‌های قدیمیتر قرار دارند. ردیف رسوبی سازند مبارک در برش مورد مطالعه (آرو) شامل تناوبی از آهک‌های تیره رنگ است که با توالی‌های نازک، متوسط و نازک لایه حاوی

۱- Nelson and Smith ۲- Rao ۳- Clari and Martire ٤-Rasser and Fenninger ٥- Aserto

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-15]

ماکروفسیل‌ها و میکروفسیل‌های بازوپایان، مرجانها،خارپوستان، بریوزوئرها و روزنداران بنتیک مشخص است. این نهشته‌ها بر روی سازند جیرود با ناپیوستگی هم شیب قرار می‌گیرند. این رسوبات توسط ردیف رسوبی سازند دورود با ناپیوستگی هم شیب پوشیده می شود. در شکل ۳ ستون چینه شناسی نهشته‌های مورد بحث ترسیم شده است. مصدق (۱۳۷۹)[۸] با توجه به مطالعه میکروفسیل‌های بنتیک سن این سازند را در منطقه مورد مطالعه بخش میانی تورنزین میانی تا ویزئن در نظر گرفته است. نبود رسوبهای کربونیفر بالائی در سراسر ایران و نیز در این برش به علت رخداد هرسینین در زمان مسکوین است که سبب پسروی دریای پالئوتتیس شده، به طوری که عملکرد این رخداد در کربونیفر بالایی به صورت خشکی زائی مشهود است. ضخامت این سازند حدود ۱۰۵ متر اندازه‌گیری شده است .



شکل۲- رخنمون نهشته‌های سازند جیرود (G)، مبارک (M)، دورود (D)، روته (R) و الیکا (E) در منطقه مورد مطالعه

مطالعات پتروگرافی :

حدود ۱۳۰ نمونه مقطع نازک بدون لام تهیه و یک سانتی متر انتهای مقاطع نازک با مخلوط آلیزارین قرمز رنگ و فری سیانید پتاسیم به روش دیکسون[۱] (۱۹۶۵)[۱۰] برای تشخیص کلسیت از دولومیت و تعیین مقادیر آهن رنگ آمیزی شده است. جداسازی رخساره‌ها با توجه به شمارش دانه ها به روش کاروزی[۲] (۱۹۸۹) [۱۱] انجام گرفته است.

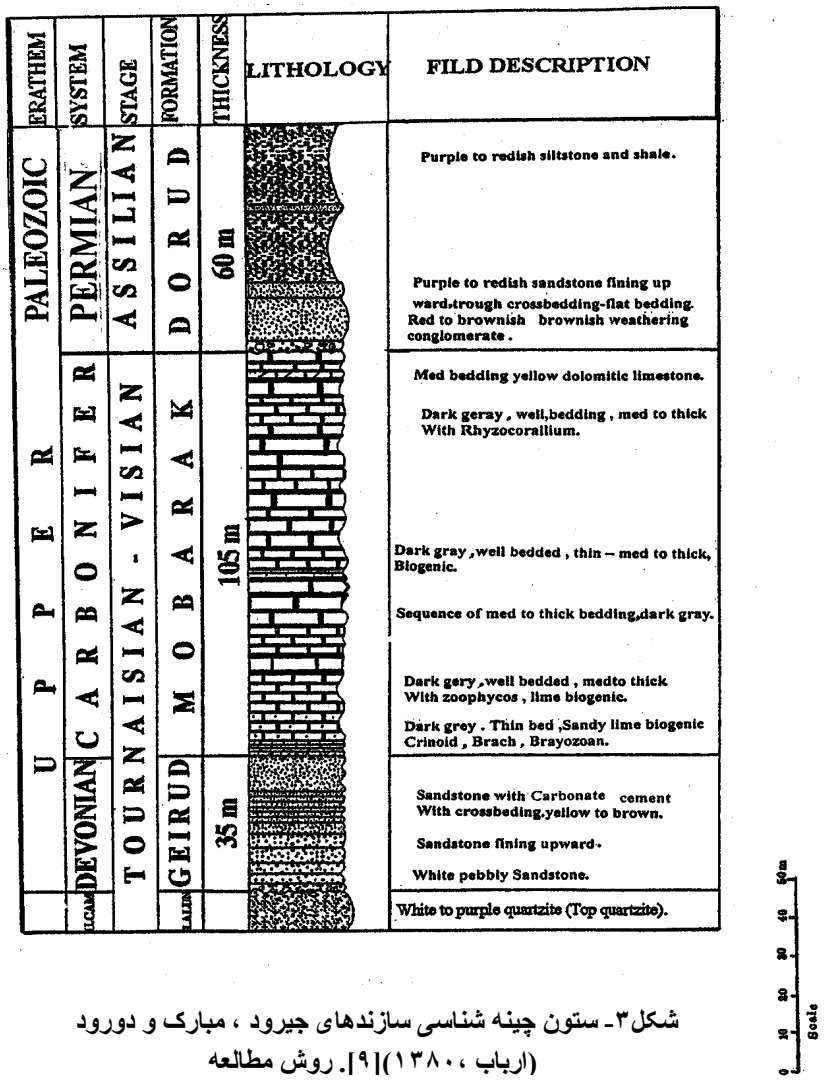
مطالعات ژئوشیمیائی :

تعیین ترکیب ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ و کربن۱۳: در مرحله آنالیزهای ایزوتوپی برای تعیین و اندازه گیری ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن، تعداد ۵ نمونه از سنگ‌های کربناتی (بخش ابتدایی و میانی و انتهایی)

۱- Dickson ۲- Carozzi

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-15]

حوضه سازند مبارک انتخاب شده است. در این آنالیز از نمونه‌هایی که کمتر تحت تاثیر دگرسانی قرار گرفته استفاده شده و سعی برآن بوده است که از پودر نمونه‌هایی که با رگه‌های کلسیتی موجود در سنگ مخلوط نیست استفاده شود تا بدین طریق از بروز خطا در نتایج جلوگیری گردد. پس از پودر کردن نمونه‌ها به وسیله مته‌های دندانپزشکی و دستگاه آسیاب، ۱۵ میلی‌گرم از پودر هر نمونه کربناتی برای آنالیز ایزوتوپی به مرکز آزمایشگاهی علوم دانشگاه تاسمانیا در استرالیا ارسال شده است. این نمونه‌ها به مدت ۲٤ ساعت تحت تأثیر اسید فسفریک و در دمای ۲۵ درجه سانتیگراد قرارگرفته و گازدی اکسید کربن متصاعد شده از هر نمونه به کمک دستگاه طیف سنج جرمی[۱] اندازه‌گیری شده است. خطای اندازه گیری درحد ۰/۱ ± در هزار است. ترکیب ایزوتوپی اکسیژن و کربن یک نمونه به صورت" δ" و برحسب درهزار بیان می‌گردد و نسبت به استاندارد مرجع Vienna Pee Dee Blemnite (VPDB) سنجیده می‌شود.



شکل۳- ستون چینه شناسی سازندهای جیرود ، مبارک و دورود (ارباب ، ۱۳۸۰)[۹]. روش مطالعه

۱- Micromass,602D

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-15]

تجزیه عنصری:

برای آنالیز عنصری تعداد ۱۵ نمونه کربناته سازند مبارک با توجه به تغییرات میکروفاسیس‌ها انتخاب شده است. ۰/۱۲۵گرم از پودر هر نمونه را در محلول یک مول اسید کلریدریک به مدت ٤ ساعت قرار داده‌ایم و سپس آنها را با دستگاه اسپکتروفتومتر جذب اتمی در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی مورد تجزیه کرده‌ایم. گستره مقادیرعناصر اصلی(Ca,Mg) و فرعی (Fe,Mn,Na,Sr) برحسب پی پی ام اندازه‌گیری شده است. درتمام مقادیر قرائت شده میزان درصد ناخالصی‌ها نیز در نظر گرفته شده است. نمونه‌هایی که بیش از ۱۵ درصد مواد غیر قابل حل در اسید داشته در تعبیر و تفسیر اطلاعات از آنها استفاده نشده است.

توصیف میکروفاسیس‌های سازند مبارک

بر اساس ارزیابی مقاطع میکروسکپی ۱٤میکروفاسیس تشخیص داده شده است که در ٤ گروه محیط دریای باز[۱]، سد[۲]، لاگون [۳] و پهنه جذرومدی [٤] قرار گرفته‌اند.

میکروفاسیس‌های دریای باز

MF_1 : بیوکلست مادستون(OM_1)

در این میکروفاسیس، آلوکم‌ها (شامل خرده‌های اسکلتی بریوزوئرها، اسپیکول‌های اسفنج و کرینوئیدها) به میزان ناچیز (کمتر از۳ درصد) در یک متن میکریتی تیره قرار گرفته‌اند. آثار آشفتگی زیستی در بعضی نمونه‌ها به صورت افقی تا کمی مایل قابل رویت است، که گاه ساختار موجی ایجاد کرده‌اند. این فاسیس مربوط به بخش صورت افقی تا کمی مایل قابل رویت است، که گاه ساختار موجی ایجاد کرده‌اند. این فاسیس مربوط به بخش دارای مقادیر کم Sr ،Mg و دارای تمرکز بالایی از عناصر Fe، Mn و Na نسبت به سایر رخساره‌ها است. افزایشFe و Mn بیانگر وجود شرایط احیایی در این محیط است.

نمونه‌های رخساره‌ای این محدوده، دارای درصد بالایی از مواد غیر قابل حل (IR%) ا ند، که بیانگر انرژی بسیار کم در هنگام تشکیل این رخساره است (پلیت۱تصویر ۱). این میکروفاسیس معادل میکروفاسیس استاندارد SMF1 و در کمربند رخساره‌ای استاندارد FB1 ویلسون[٥](۱۹۷۵)[۱۲] قرار دارد.

MF_2 : بیوکلست استراکود مادستون / وکستون با آشفتگی زیستی (OM_2)

بیوکلست‌های این میکروفاسیس عمدتاً شامل خرده‌هایی از پوسته نازک صدف استراکود(حدود ٦ تا ۹ درصد) است. سوزن‌های اسپیکول اسفنج، خرده‌های اکینودرم، بریوزوئرها، و براکیوپودها به مقدارناچیزی وجود دارند.

۱- Open Marine ۲- Barrier ۳- Lagoon ٤- Tidal Flat ٥- Wilson

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-15]

از دانه‌های غیر اسکلتی به مقدار کم پلت‌ها و کوارتز آواری در حد سیلت مشاهده می‌شود که در یک متن میکریتی به صورت شناور قرار گرفته‌اند. استراکودها با پوسته نازک، نشان دهنده انرژی کم محیط و نبود مواد غذایی کافی برای رشد آنهاست. از دیدگاه شیمی رخساره‌ها، این میکروفاسیس با رخساره MF_1 مشابه است، یعنی دارای تمرکز کم عناصر Sr و Mg و تمرکز بالای Fe و Mn است. درصد مواد ناخالصی (IR%) در این رخساره بیشتر است (پلیت ۱ تصویر ۲).

این میکروفاسیس معادل میکروفاسیس استاندارد SMF3 و در کمربند رخساره‌ای استاندارد FB2 ویلسون (۱۹۷۵) قرار دارد.

MF_3 : اکینودرم بریوزوئر بیوکلست وکستون / پکستون (OM_3)

در این میکروفاسیس، قطعات اسکلتی بریوزوئرها به میزان ۱۲ درصد، اکینودرم‌ها ۹ درصد، براکیوپودها ٤ درصد و استراکودها و گاستروپودهای حمل شده نیز به مقدار کم موجود است. ذرات کوارتز آواری نیمه زاویه‌دار تا زاویه‌دار به میزان ٦ درصد، در بخشهای ابتدایی سازند مبارک همراه با این رخساره وجود دارد. از دیدگاه ژئوشیمیایی رخساره‌ها، مقادیر Sr نسبت به رخساره‌های قبلی بیشتر و در حد رخساره لاگونی است. این امر احتمالاً به دلیل وجود متشکله‌های بریوزوئر با ترکیب مینرالوژی مخلوط آراگونیت و کلسیت است. گستره مقادیر Fe و Mn در حد رخساره‌های قبلی است. میزان درصد مواد غیر قابل حل در اسید (IR%) در این رخساره بیشتر از رخساره‌های لاگونی و سدی است که نشان دهنده انرژی اندک موجود در این محدوده است (پلیت ۱، تصویر ۳) .

این میکروفاسیس معادل میکروفاسیس استاندارد SMF4 و در کمربند رخساره‌ای استاندارد FB4 ویلسون (۱۹۷۵) قرار دارد.

MF_4 : بیوکلست اکینودرم پکستون $_4$(OM)

خرده‌های اسکلتی اکینودرم‌ها (اغلب ساقه کرینوئید) به میزان ٥٤ درصد از مهمترین اجزای اسکلتی در این رخساره است. براکیوپودها، بریوزوئرها، استراکودها و فرامینیفرهای بنتیک از اجزای اسکلتی دیگری هستند که به مقدار کم موجود است. ذرات کوارتز با خاموشی مستقیم به مقدار کمتر از ٥ درصد میان آلوکم‌ها و متن میکریتی قرار گرفته است. مشخصه اصلی این رخساره، قطعات بزرگ و کامل پلاک اکینودرم است که بیانگر حمل و نقل مختصر آن است. این فاسیس مربوط به بخش فوقانی دریای باز است .

از دیدگاه ژئوشیمیایی، این رخساره تمرکز کم عناصر Sr و Mg و توزیع بیشتر Ca و Mn و Na را نسبت به رخساره قبلی خود (MF_3) و فاسیس‌های محیط پشت سدی، لاگونی و پهنه جذرومدی نشان می‌دهد. این رفتار ژئوشیمیایی را می‌توان به مینرالوژی کلسیتی اکینودرم‌ها و فرآیند سیلیسی شدن جزیی تا گسترده در این رخساره

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-15]

نسبت داد. مقادیر بالاتر Mn و Na در این رخساره می‌تواند به دلیل تغییر مینرالوژی کلسیت پرمنیزیم به کلسیت کم منیزیم (LMC) و سرعت رشد بالاتر اکینودرم‌ها باشد (پلیت ۱ تصویر ٤).

این میکروفاسیس معادل میکروفاسیس استاندارد SMF4 و در کمربند رخساره‌ای استاندارد FB4 ویلسون (۱۹۷۵) قرار دارد.

میکروفاسیس‌های سدی

میکروفاسیس‌های محیط سدی شامل سه بخش میکروفاسیس‌های سدی رو به دریا، بخش اصلی و بخش پشتی سد در نظر گرفته شده است.

MF_5 : بیوکلست اکینودرم گرینستون (B_1)

ویژگی این رخساره، فراوانی قطعات اسکلتی اکینودرم (ساقه کرینوئیدی) همراه با سیمان‌های سین‌تکسیال، حضور خرده‌های اسکلتی براکیوپودها، بریوزوئرها، فرامینیفرهای بنتیک، و جلبکهای سبز و آبی است. این فاسیس جورشدگی خوبی را نشان می‌دهد. از لحاظ شیمی رخساره، عناصر Sr و Mg دارای گستره مقادیرکم و Ca و Mn و Na و Fe تمرکز بیشتری را نشان می‌دهند. قطعات کرینوئیدی به سبب داشتن مینرالوژی کلسیتی پرمنیزیم (HMC)، بیشتر از قطعات دیگر اسکلتی که مینرالوژی LMC دارند، تحت تأثیر دیاژنز تغییر می‌یابند. ترکیبات ناپایدار کربناته برای رسیدن به یک حالت تعادل پایدار، مقادیر زیادی از Sr و Mg خود را از دست می‌دهد. این رخساره بخش سدی رو به دریا را تشکیل می دهند. میزان درصد مواد ناخالصی (IR%) کم است، زیرا این محدوده بخش پرانرژی حوضه را به خود اختصاص داده است (پلیت ۱ تصویر ٥).

این میکروفاسیس معادل میکروفاسیس استاندارد SMF5 و در کمربند رخساره‌ای استاندارد FB4 ویلسون (۱۹۷۵) قرار دارد.

MF_6: میکروانکوئید، اکینودرم بیوکلست گرینستون(B_2)

این رخساره همانند رخساره MF_5 است، ولی وفور قطعات کرینوئیدی به حد رخساره قبلی نیست. دراین میکروفاسیس، میکروانکوئیدهایی با اندازه‌ای در حد کمتر از ۲ میلی‌متر و به میزان ۹ تا ۱۰ درصد قابل رویت است. شکل میکروانکوئیدها بستگی به میزان انرژی و آشفتگی محیط دارد، و از این رو به حالت متقارن و گاه نامتقارن دیده می‌شوند. از دیدگاه شیمی رخساره‌ها مانند رخساره MF_5 هستند. این میکروفاسیس‌ها یک رخساره تدریجی میان دریای باز (MF_5) و رخساره اصلی سد (MF7) هستند (پلیت ۱، تصویر ٦).

MF_7 : کورال باندستون (B_3)

این رخساره از رشد برجای کلنی مرجان سیرونگوپورا [۱] تشکیل گردیده، و به صورت ریف کومه‌ای کوچک، در بخش سدی قرار دارد. حجرات مرجان تحت تاثیر فرایند دیاژنزی قرار گرفته و توسط سیمان

۱- Syringopora

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-15]

کلسیتی دروزی و شعاعی رشته‌ای پر شده‌اند. با توجه به مطالعات شیمی رخساره میزان Sr متوسط بوده اما مقادیر Na و Fe و Mn نسبت به رخساره‌های بخش لاگونی و بخش جلوی سدی بالاتر است (پلیت ۱، تصویر ۷).

این میکروفاسیس معادل میکروفاسیس استاندارد SMF7 و در کمربند رخساره‌ای استاندارد FB5 ویلسون (۱۹۷۵) قرار دارد.

MF_8: بیوکلست داسی کلادآسه پکستون(B_4)

در این رخساره، جلبک‌های سبز[1] آراگونیتی بیش از ۶۰ درصد مقطع را تشکیل می‌دهد. فرامینیفرهای بنتیک، استراکودها و نیز بیوکلستهای دریای باز به میزان کم قابل رویت است. حجرات جلبک‌ها توسط میکریت و اسپارایت پر شده است. ارتباط عمودی آن با میکروفاسیس‌های سدی و لاگونی است. از لحاظ دیدگاه شیمی رخساره، تمرکز بالای Sr در این رخساره به دلیل وفور جلبک‌های سبز آراگونیتی است. این فاسیس تمرکز متوسطی از عناصر Na و Fe و Mn نسبت به رخساره‌های ذکر شده قبلی و بعدی دارد (پلیت ۱، تصویر ۸). این میکروفاسیس معادل میکروفاسیس استاندارد SMF12 و در کمربند رخساره‌ای استاندارد FB6 ویلسون (۱۹۷۵) قرار دارد.

میکروفاسیس‌های محیط لاگونی

MF_9 : گاستروپود بیوکلست پکستون(L_1)

دراین میکروفاسیس‌ها، خرده‌های اسکلتی گاستروپود حدود ۱۳ درصد از اجزاء اسکلتی را تشکیل می‌دهند. فرامینیفرهای بنتیک، پلسی‌پودها، جلبک‌های سبز، استراکودهای با پوسته ضخیم وکلسیسفر از دیگر اجزای اسکلتی دراین رخساره‌اند که فراوانی به مراتب کمتری نسبت به اجزای اسکلتی گاستروپودها دارند. از اجزای غیر اسکلتی، پلت‌ها حدود ۳ تا ۵ درصد را به خود اختصاص داده است.

(پلیت ۲ تصویر ۱). از دیدگاه شیمی رخساره، این فاسیس دارای مقادیر قابل توجهی Sr و Mg و مقادیر کمتری Mn ، Fe و Na است. درصد مواد ناخالص(IR%) در حد رخساره‌های لاگونی است .

این میکروفاسیس معادل میکروفاسیس استاندارد SMF12 و در کمربند رخساره‌ای استاندارد FB6 ویلسون (۱۹۷۵) قرار دارد.

MF_{10}: گاستروپود بیوکلست وکستون(L_2)

اجزای اسکلتی گاستروپودها، پلسی‌پودها، فرامینیفرهای بنتیک، استراکودها، کلسیسفر، جلبک سبز همراه با قطعات حمل شده اسکلتی بخش فوقانی دریای باز (به میزان کم) در این رخساره قابل رویت است. پلت به عنوان تنها ذرات غیر اسکلتی در این رخساره مشاهده می‌شود. بر اساس مطالعات شیمی رخساره، این میکروفاسیس

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-15]

مشابه با میکروفاسیس‌های بخش‌های دیگر لاگونی است، یعنی دارای تمرکز بالای Sr و Na و مقادیر کمتری Mn و Fe می‌باشد (پلیت ۲ تصویر ۲).

این میکروفاسیس معادل میکروفاسیس استاندارد SMF8 و در کمربند رخساره‌ای استاندارد FB7 ویلسون (۱۹۷۵) قرار دارد.

MF_{11} : بیوکلست مادستون / وکستون با آشفتگی زیستی(L_3)

دراین میکروفاسیس، آلوکم‌های اسکلتی به میزان ۸ درصد در یک متن میکریتی پراکنده‌اند. این آلوکم‌ها شامل خرده‌های جلبکی، کلسیسفرها، گاستروپودها، پلسی‌پودها، استراکودها با پوسته ضخیم و فرامینیفرهای بنتیک است. ویژگی اصلی این رخساره، وجود آشفتگی زیستی به موازات لایه‌بندی است. وجود آلوکم‌هایی نظیر کلسیسفرها بیانگر عمق کم و انرژی پایین محیط است. از دیدگاه مطالعات شیمی رخساره، شبیه به رخساره لاگونی MF_9 است (پلیت ۲ تصویر ۳).

این میکروفاسیس معادل میکروفاسیس استاندارد SMF9 و در کمربند رخساره‌ای استاندارد FB7 ویلسون (۱۹۷۵) قرار دارد.

میکروفاسیس‌های پهنه جذرومدی

این رخساره دارای سه زیر محیط است:الف) اینترتایدال پایینی(بخش پایینی بین حد جذر و مدی) ب) اینترتایدال بالایی (بخش بالائی بین حد جذر و مدی) و ج) سوپراتایدال (بخش فوقانی بالای حد جذر و مدی) می‌باشد.

MF_{12}: بیوکلست فرامینیفر بنتیک پلت گرینستون(TF_1)

این میکروفاسیس دارای اجزای غیر اسکلتی از نوع پلت در حدود ۱۵ تا ۲۵ درصد و خرده‌های اسکلتی نظیر استراکودها، فرامینیفرهای بنتیک (ایندوتیرا و ایرلندیا)، کلسیسفر، جلبک‌های سبز به مقدار ناچیز است. این اجزای در یک زمینه سیمان کلسیتی از نوع دروزی موزائیک و بلوکی قرار گرفته‌اند. پلت‌ها اغلب کروی و بیضی شکل‌اند. این میکروفاسیس در زیر محیط اینترتایدال پایینی تشکیل یافته است. از لحاظ شیمی رخساره، دارای مقادیر بالای Sr و مقادیر کم تا متوسطی از Fe و Mn و Mg است (پلیت ۲ تصویر ٤).

این میکروفاسیس معادل میکروفاسیس استاندارد SMF16 و در کمربند رخساره‌ای استاندارد FB8 ویلسون (۱۹۷۵) قرار دارد.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-15]

MF_{13}: بیوکلست پلت وکستون / پکستون(TF_2)

در این میکروفاسیس اجزای غیراسکلتی پلت به میزان بیش از ۲۵ درصد و خرده‌های اسکلتی استراکودها، فرامینیفرهای بنتیک و کلسیسفر به میزان کم مشاهده می‌گردد. پلت‌های این فاسیس از نوع پلت‌های مدفوعی و لیتیک پلت است. دانه‌های کوچک پلت بیضی شکل و فاقد هرگونه ساختمان داخلی می‌باشند. این رخساره در بخش‌هایی دارای فابریک چشم پرنده‌ای یا فنسترال است و این میکروفاسیس دارای یک متن میکریتی دارد.

MF_{14}: دولومیکریت همراه با قالب تبخیری(TF_3)

این رخساره ازدولومیت‌های ریزبلوراولیه تشکیل یافته است. سودومرف‌های کلسیتیTF_3 که بیانگر کانی‌های تبخیری‌اند در زمینه دولومیت مشاهده می‌گردد. پراکندگی قطعات تبخیری درون میکریت از ویژگی‌های بارز این رخساره است، که نواحی سوپراتایدال (احتمالاً محیط سبخایی) را معرفی می‌کند. این میکروفاسیس در بخش انتهایی سازند مبارک تشکیل یافته است(پلیت ۲ تصویر٦). با توجه به نتایج شیمی رخساره‌ها، این فاسیس دارای گستره مقادیرSr و تمرکز بالای Na و Mn نسبت به رخساره لاگونی و رخساره قبلی است؛ زیرا در دولومیت‌ها، به علت ضریب توزیع و ترکیب مینرالوژیکی مقادیر Sr بسیار پایین و بالعکس مقادیر Fe و Mn و حتی Na بالا است (رائو ۱۹۹٦) .

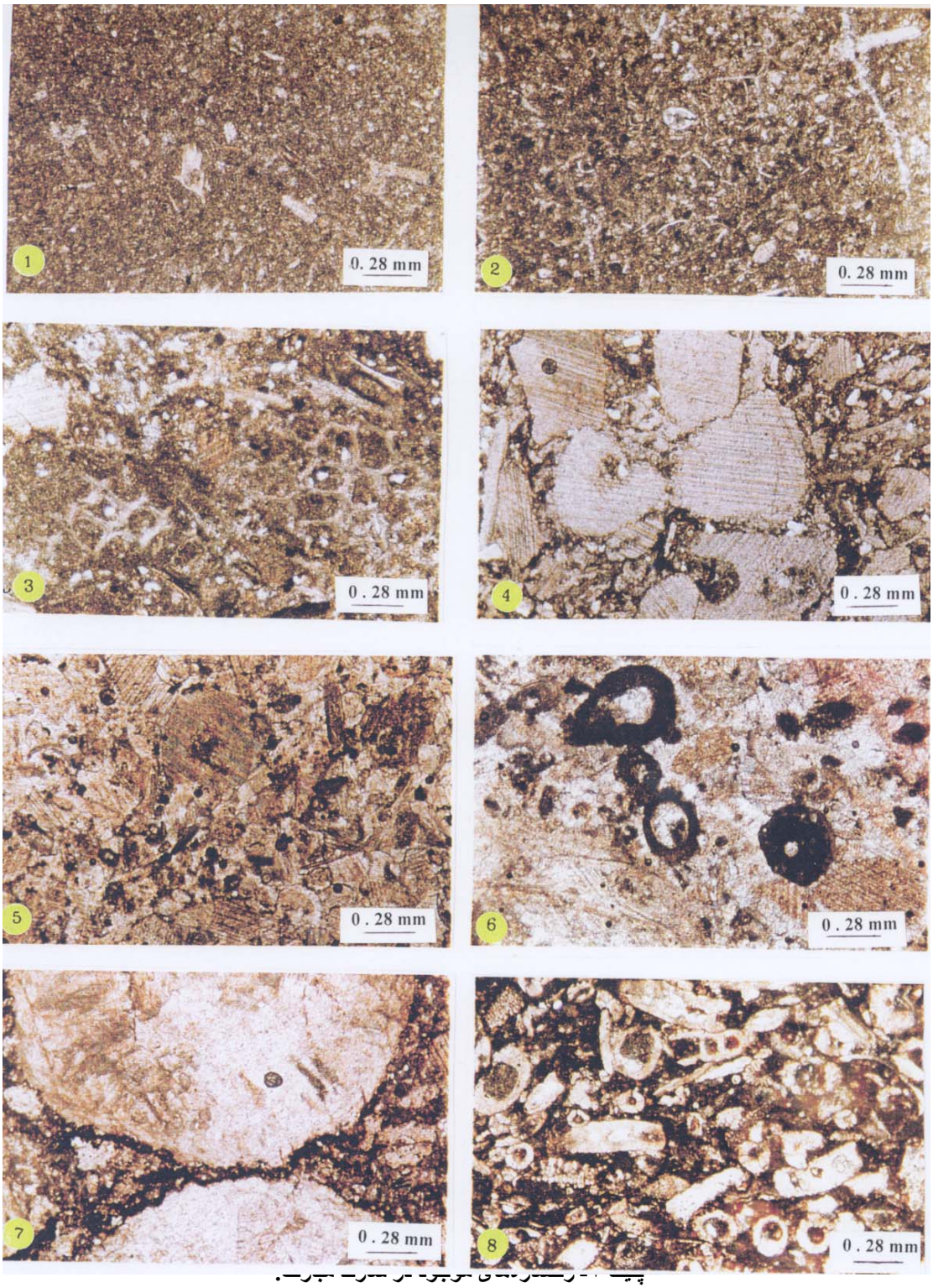
فرآیندهای دیاژنتیکی نظیر انحلال، نئومرفیسم، فشردگی فیزیکی (وجود کنتاکت محدب و مقعر، مماسی یا نقطه‌ای)، انحلال شیمیایی (تشکیل میکرواستیلولیت‌ها در محل تماس قطعات کرینوئیدی) و وجود بلورهای رومبوئدری دولومیت که گاهی در امتداد آنها کانیهای رسی و اکسید آهنی تشکیل شده، آشفتگی زیستی، فابریک ژئوپتال، پرشدگی شکستگی‌ها توسط سیمان کلسیتی، فرآیند فروژنیزه شدن و سیلیسی شدن از رخدادهای مهم متعلق به میکروفاسیسهای مذکور است.

این میکروفاسیس معادل میکروفاسیس استاندارد SMF23 و در کمربند رخساره‌ای استاندارد FB9 ویلسون (۱۹۷۵) قرار دارد.

استیلولیت‌ها و رگه‌های کلسیتی که از مشخصات دیاژنزی بعد از رسوبگذاری است در این رخساره قابل رویت است. بر اساس نتایج ارائه شده از دیدگاه شیمی رخساره‌ها، این رخساره دارای مقادیر بالایی Sr نسبت به رخساره قبلی (MF_{12}) و بعدی خود (MF_{14}) است و در حد رخساره‌های لاگونی از لحاظ یافته‌های ژئوشیمیایی است. میزان مقادیرFe و Mnو Mg در حد متوسط اندازه‌گیری شده است (پلیت ۲ تصویر٥).

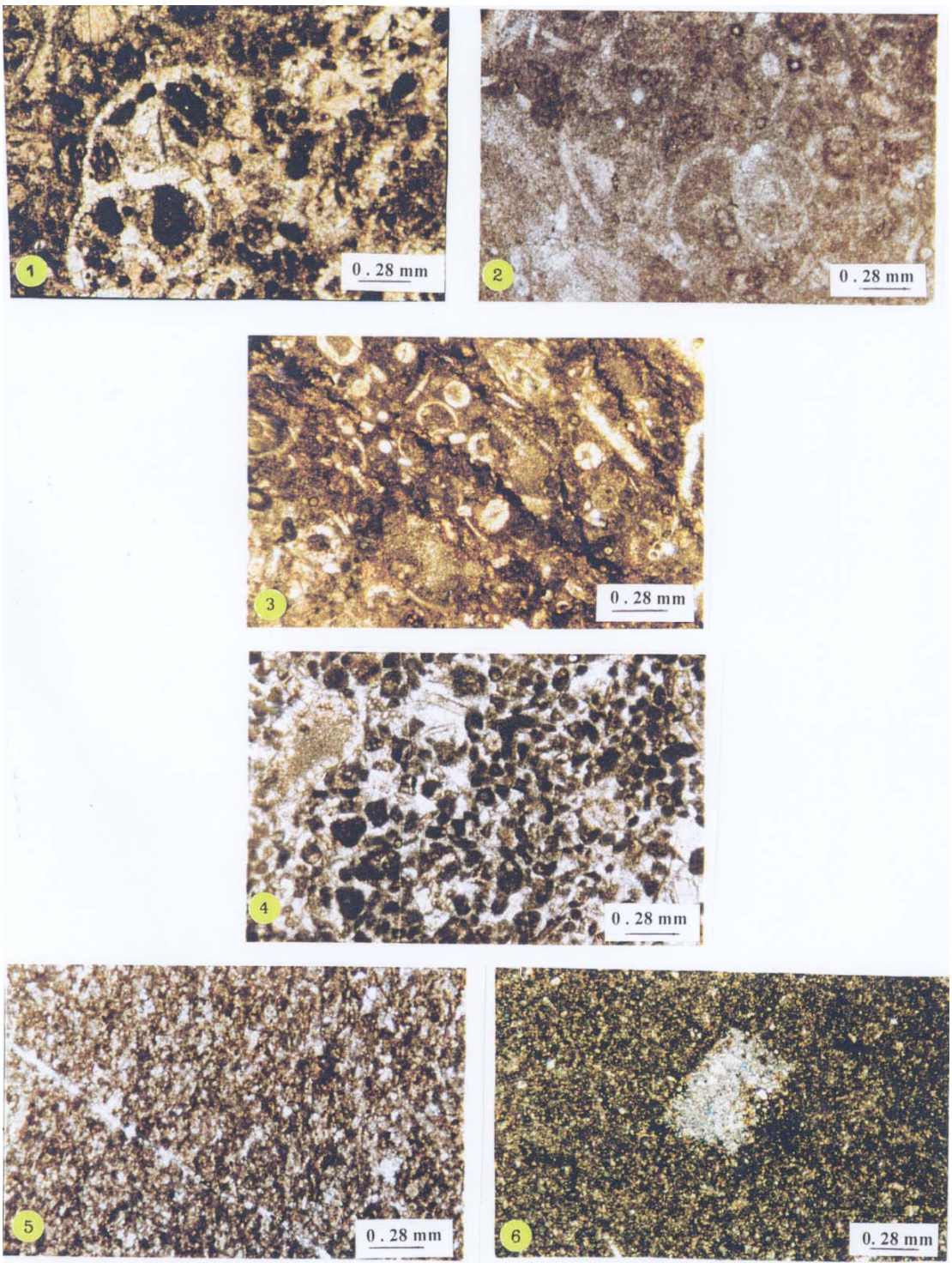
این میکروفاسیس معادل میکروفاسیس استاندارد SMF19 و در کمربند رخساره‌ای استاندارد FB8 ویلسون (۱۹۷۵) قرار دارد.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-15]



۱- بیوکلست مادستون. ۲- بیوکلست استراکود مادستون / وکستون. ۳- اکینودرم ، بریوزوئر بیوکلست وکستون / پکستون . ٤- بیوکلست اکینودرم پکستون. ٥- بیوکلست اکینودرم گرینستون .٦- میکرو انکوئید ، اکینودرم بیوکلست گرینستون ۷- کورال باندستون . ۸- بیوکلست داسی کلادآسهآ پکستون

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-15]



پلیت ۲- ادامه رخساره‌های موجود در سازند مبارک.

۱-گاستروپود بیوکلست پکستون. ۲- گاستروپود بیوکلست وکستون با آشفتگی زیستی ۳- بیوکلست / وکستون با آشفتگی زیستی . ٤- بیوکلست فرامینیفر بنتیک پلت گرینستون. ٥- بیوکلست پلت وکستون / پکستون.٦- دولومیکرایت اولیه همراه با قالب تبخیری

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-15]

نتایج ژئوشیمیائی

کانی‌های اصلی کربناته که در آب دریا تشکیل می‌شوند، عمدتاً از نوع آراگونیت(A)، کلسیت پرمنیزیم (HMC) و کلسیت کم منیزیم (LMC) هستند. مطالعات مختلف نشانگر آن ست که کانی‌های کربناته با تغییرات درجه حرارت، میزان عناصر Ca و Mg در محلول، درجه شوری و فشار گاز کربنیک تغییر می‌یابند (رائو، ۱۹۹۶ومیلیمن[۱]، ۱۹۷٤[۱۳]) . براین اساس آراگونیت و کلسیت پرمنیزیم در آبهای دریاهای کم عمق تشکیل می‌شوند، زیرا رشد کلسیت با منیزیم کم (LMC) توسط یونهای Mg در آبهای گرم متوقف می‌گردد. با افزایش عمق، میزان کلسیت کم منیزیم(LMC) افزایش می‌یابد. درآبهای سرد اثر Mg به عنوان بازدارنده تشکیل کلسیت LMC بی اثر است. در طی تغییرات متیوریک اغلب کانی‌ها به ترکیب پایدار دیاژنتیکی (dLMC) تبدیل می‌شوند.

این ترکیبات پایدار در ارتباط مستقیم با فعل و انفعالات آب و سنگ[۲]اند. اگر میزان فعل و انفعالات آب و سنگ با محلولهای متئوریکی و یا هیدروترمالی بالا باشد، سیستم دیاژنزی باز و اگر این نسبت پایین باشد، سیستم دیاژنزی نیمه بسته تا بسته را نشان می‌دهند. تمرکز عناصر اصلی و فرعی در کانی‌های کربناتی در سیستم‌های دیاژنزی باز با کاهش تمرکز عناصری با ضریب پراکندگی[۳] آنها کمتر از ۱ است، نظیر Sr، Na، Mg، همراه است(براند و وایزر[٤] ۱۹۸۰)[۱٤].

کانی شناسی اولیه آراگونیتی سازند مبارک

استرانسیم:

با استفاده از عناصر فرعی می توان یک کانی شناسی اولیه آراگونیتی برای حوضه مبارک در نظر گرفت. تفسیر پراکندگی کاتیون Sr برای ارزیابی رخدادهای دیاژنزی و تفسیر و تشخیص میکروفاسیس‌ها مهم است. تمرکز کاتیون استرانسیم در شبکه کربناتها یک رابطه ای مستقیم با درجه حرارت آب نشان می‌دهد.

گستره[٦] مقادیرSr با افزایش کانی‌های آراگونیتی افزایش و با افزایش کانیهای کلسیتی کاهش می‌یابد (مورس و مکنزی[٥] ۱۹۹۰ [۱٥] ، رائو و آدابی ۱۹۹۲[۱٦]، حیدری و دیگران ۲۰۰۰ [۱۷]).

گستره[٦] مقادیرSr در نمونه‌های کل کربناته مناطق تروپیکال عهد حاضر بین۸۰۰۰ تا۱۰۰۰۰ پی پی‌ام است(میلیمن ۱۹۷٤). ارزیابی نتایج حاصل از مطالعات سازند مبارک بیانگر آنست که مقادیر Sr بین ۲٤۳ تا ۷٥٦ (میانگین ٥۳٦/٥) پی‌پی‌ام است. در ترسیم مقادیر Sr در مقابل Na چهار محدوده مشخص شده است (شکل٤).

۱- Milliman ۲- Water/rock intetraction ۳- Partition coefficient ٤- Brand and Veizer
٥- Morse and Mackenzie

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-15]

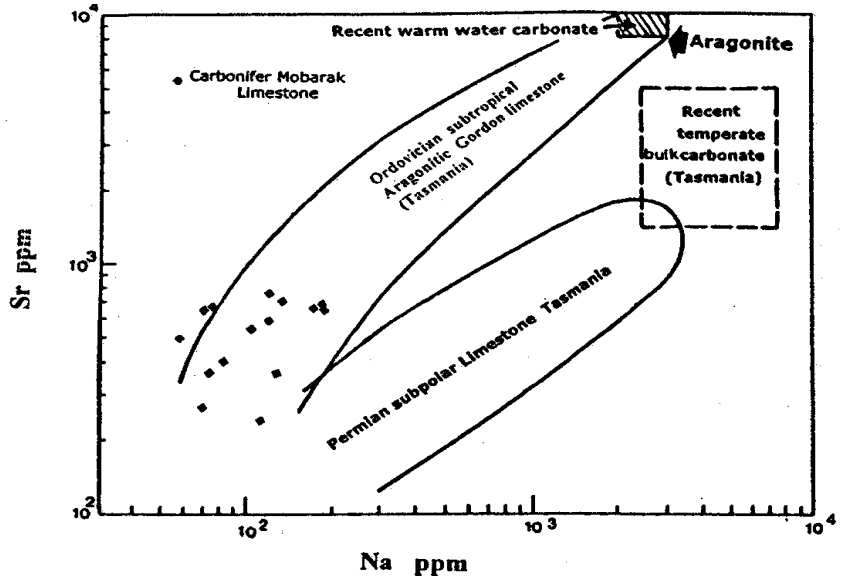
کربنات‌های آبهای گرم عهد حاضر به دلیل کانی شناسی آراگونیتی بالاترین میزان استرانسیم و سدیم را نشان می‌دهند. نمونه‌های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر دارای مقادیر قابل توجهی از Sr و Na دارند.

محدوده[۶] دیگر مربوط به آهک‌های نیمه قطبی[۱] پرمین تاسمانیا در استرالیا است که به دلیل کانی شناسی کلسیتی دارای مقادیر کمتری Sr و Na نسبت به دو محدوده بالایی است. محدوده کربنات‌های اردوویسین آب‌های گرم ساب تروپیکال تاسمانیا دارای تغییرات وسیع Sr,Na است. اغلب نمونه‌های کل کربناته[۲] سازند مبارک در محدوده تعیین شده برای آهک‌های آراگونیتی ساب تروپیکال[۳] اردوویسین تاسمانیا واقع شده است. علت این امر تشابه کانی شناسی بین این دو سازند است.

لازم به ذکر است که علت استفاده از محدوده‌های آهک‌های ساب تروپیکال گوردون تاسمانیا در دسترس بودن اطلاعات عنصری و ایزوتوپی بوده است .در ضمن از آنجایی که کانی شناسی آهک‌های گوردون[۴] آراگونیتی تشخیص داده شده است برای تایید کانی شناسی اولیه کربناتهای سازند مبارک از محدوده‌های ژئوشیمیایی آهک‌های گوردون استفاده و یا به عبارتی با آنها مقایسه شده است.

سدیم:

مقدار سدیم در نمونه‌های کل کربناته سازند مبارک بین ۶۰ تا ۱۹۹(میانگین۱۲۰) پی پی‌ام است. با توجه به شکل٤ نمونه‌های کل کربناته سازند مبارک یک کاهش Na را نسبت به چهار محدوده دیگر نشان می‌دهد که این به دلیل آن است که این نمونه‌ها بیشتر تحت تأثیر دیاژنز متئوریکی قرار گرفته‌اند.



شکل٤- روند تغییرات مقادیرSr نسبت به Na در نمونه‌های کل کربناته سازند مبارک با ٤ محدوده تعیین شده نمایش داده شده است. تمام نمونه‌های سازند مبارک درون محدوده آهک‌های ساب تروپیکال آراگونیتی گوردون تاسمانیا (رائو ۱۹۹۰-۱۹۹۱) قرارگرفته‌اند که این امر به دلیل مشابهت کانی شناسی این دو محدوده است

۱-Subpolar ۲- Bulk Carbnate ۳- Subtropical ٤- Gordn Limestone

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-15]

منگنز و آهن:توزیع Mn و Fe در کلسیت ارگانیکی و آراگونیت ارگانیکی متغیر است. شرایط احیایی طی رشد ارگانیسم‌ها منجر به افزایش مقادیر Mn و Fe درکربناتهای ارگانیکی می‌گردد. توزیع Mn وFe در نمونه‌های کل کربناته سازند مبارک به ترتیب دارای گستره مقادیر ۵۰ تا ۵۸٦ (میانگین ۱۹۵) پی پی‌ام و ۹۹۸ تا ۷۵۰۰ (میانگین ۲۵۲۷) پی پی‌ام است.

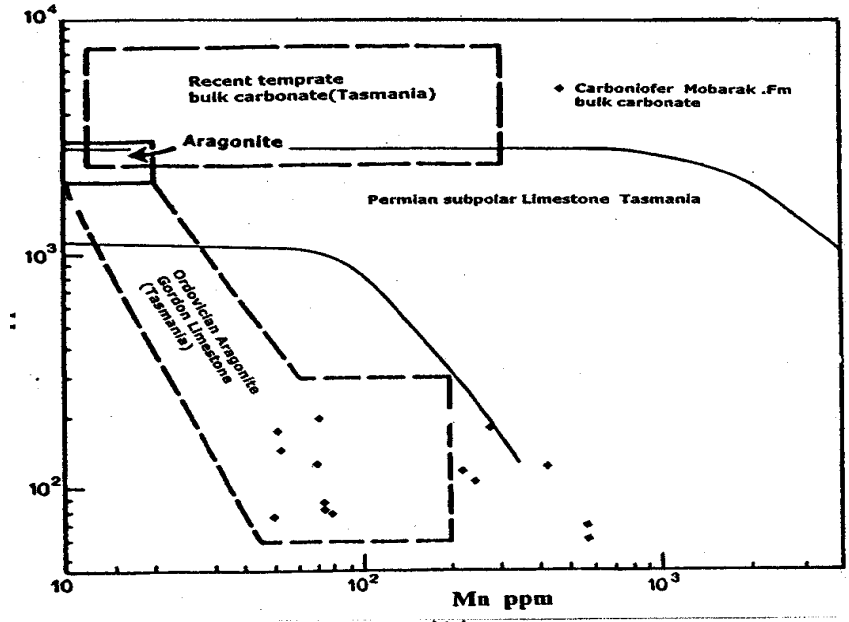
درشکل۵ روند تغییرات گستره مقادیر Na و Mn سازند مبارک نمایش داده شده است. نمونه‌های سازند مبارک اغلب در محدوده آهک‌های آراگونیتی گوردون تاسمانیا دراسترالیا قرار گرفته‌اند. میزان منگنز با افزایش نفوذ آب‌های متئوریکی افزایش می‌یابد. این افزایش به دلیل ضریب تفکیک بالای منگنز(بیش از۱۵) و حالت احیایی در آب‌های متئوریک است. درشکل٦ مقادیر Sr و Mn رسم گردیده است. چنان که مشاهده می‌گردد، اغلب نمونه‌ها در محدوده آهک‌های ساب تروپیکال گوردون قرار گرفته است که به دلیل مشابهت کانی شناسی این دو حوضه است. بر اساس شواهد حاصله از نمودارهای Sr و Na در مقابل Mn چنین استنباط می‌شود که رسوبات سازند مبارک تحت تأثیر دو مرحله از فرآیندهای دیاژنتیکی متئوریکی واقع شده است. اولین مرحله با کاهش Sr و Na و افزایش نامحسوس Mn همراه است، که حاصل تغییرات سریعی است که بر روی کانی آراگونیت در هنگام تبدیل آن به کلسیت پر منیزیم صورت می‌گیرد. دومین مرحله مربوط به افزایش قابل ملاحظهٔ Mn، بدون تغییرات عمده در تمرکز Sr و Na است، این مرحله ناشی از تبدیل HMC به dLMC می باشد و نظیر آن در کربناتهای دریایی گرم وکم عمق قدیمه که تحت تأثیر دیاژنز متئوریکی قرار گرفته‌اند، دیده شده است (براند و وایزر ۱۹۸۰، مورس و مکنزی ۱۹۹۰). چنین روندی در آهک‌های گروه گوردون (رائو ۱۹۹۰)[۱۸] مشاهده شده است. میزان کم منگنز در سازند مبارک به کانی شناسی آراگونیتی و سرعت بالای رسوب‌گذاری نسبت داده می شود.

نسبت Sr/Mn: در طی فرآیند انحلال آراگونیت مقادیر Sr کاهش و برعکس آن Mn افزایش می‌یابد. در شکل۷ نسبت مقادیر Sr/Mn درمقابلMn رسم شده است. مقادیرنسبت Mn/آهک‌های مبارک محدوده‌های میان ۰/۵ تا ۱۳/۵(میانگین۵/۷) را نشان می‌دهد. در این نمودار محدودهٔ نمونه‌های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر تاسمانیا و محدودهٔ آهک‌های آبهای گرم اردوویسین ساب تروپیکال گروه گوردون تاسمانیا تفکیک شده است. نمونه‌های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر به دلیل تشکیل در یک محیط دریایی دارای نسبت بالای Sr/Mn است. اغلب نمونه‌های سازند مبارک در درون و یا مجاورت محدودهٔ آهک‌های گوردون (رائو ۱۹۹۱ -۱۹۹۰)[۱۹] قرار گرفته‌اند، وآن به دلیل مشابهت کانی شناسی این نمونه‌ها است.

نمونه‌های سازند مبارک اغلب در مجاورت و یا درون محدوده آهک‌های ساب تروپیکال آراگونیتی گوردون تاسمانیا(رائو،۱۹۹۱) قرارگرفته‌اند که این بدلیل مشابهت کانی شناسی این دو محدوده است، افزایش چشمگیر

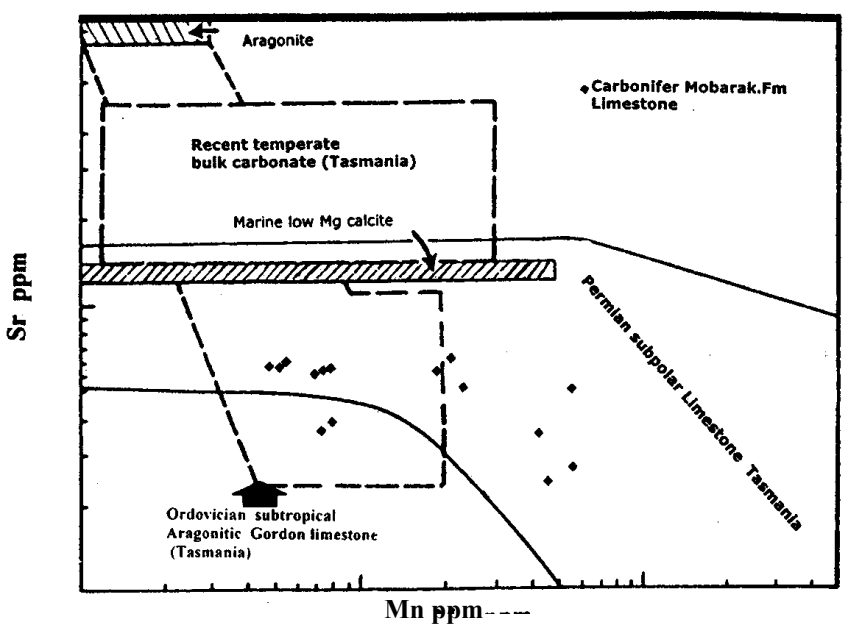
[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-15]

مقادیر Mn و کاهش نسبت Sr/Mn در تعدادی از نمونه‌ها می‌تواند به دلیل تأثیر گسترده دیاژنز متئوریکی در یک محیط نیمه بسته تا باز باشد.



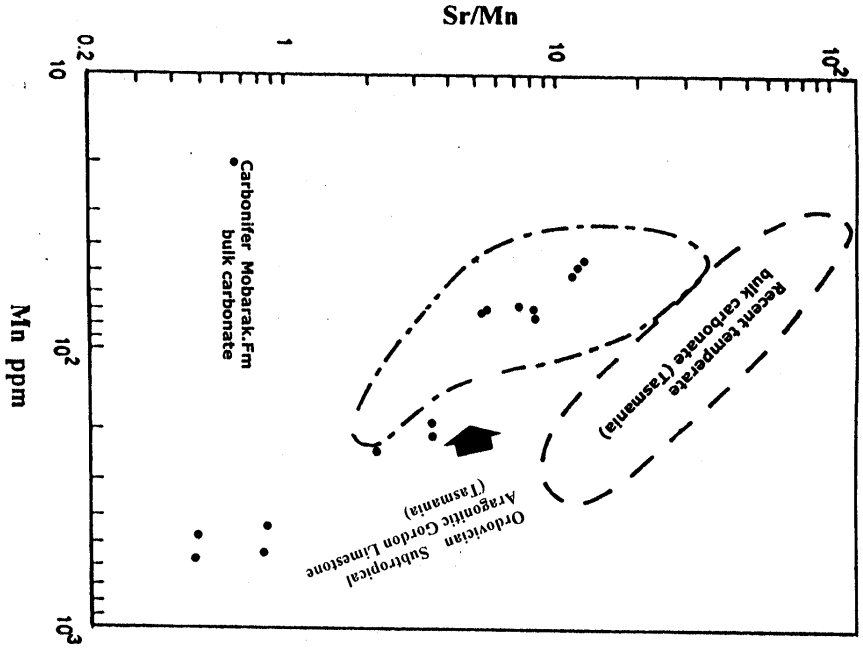
شکل ٥

درشکل٥- روند تغییرات گستره مقادیر Na و Mn سازند مبارک نمایش داده شده است. نمونه‌های سازند مبارک. اغلب در محدوده آهک‌های آراگونیتی گوردون تاسمانیا در استرالیا قرار گرفته‌اند. میزان منگنز با افزایش نفوذ آبهای متئوریکی افزایش می‌یابد. این افزایش به دلیل ضریب تفکیک بالای منگنز (بیش از ١٥) و حالت احیایی در آب‌های متئوریک است.



شکل ٦- تغییرات مقادیرSr نسبت به Mn در نمونه‌های کل کربناته سازند مبارک . اغلب نمونه‌های سازند مبارک به دلیل مشابهت کانی شناسی درون محدوده آهک‌های ساب تروپیکال آراگونیتی گوردون تاسمانیا(رائو، ١٩٩٠) قرارگرفته‌اند.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-15]



شکل۷- روند تغییرات مقادیر Sr/Mn نسبت به Mn درنمونه‌های کل کربناته سازند مبارک.

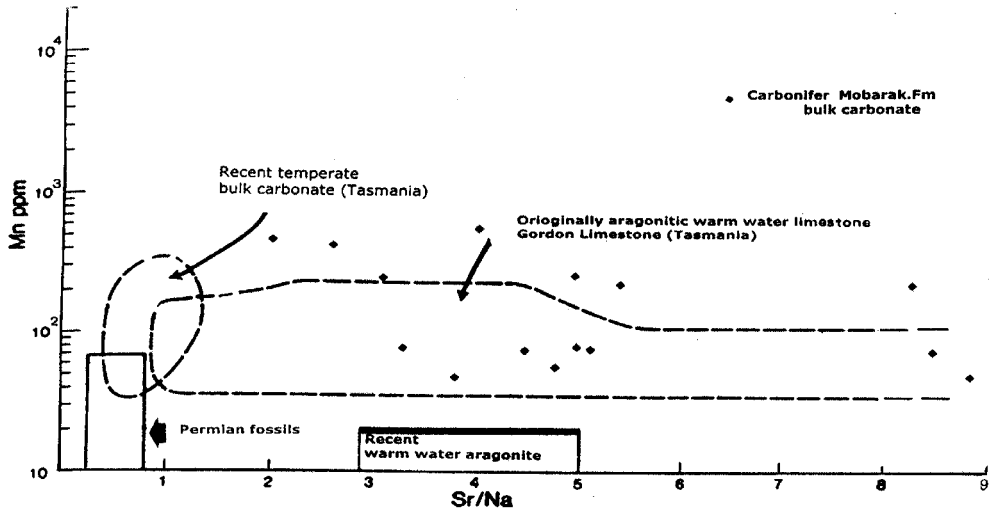
نسبت Sr/Na:

درشکل ۸ نسبت Sr/Na در مقابل Mn ترسیم شده است . آهک‌های آراگونیتی تروپیکال عهد حاضر دارای مقادیر کم منگنز و نسبت بالای Sr/Na در حدود ۳ تا ۵ می باشند. درکربنات‌های کلسیتی مناطق معتدله نسبت Sr/Na کم (در حدود۱) می‌باشد (رائو ۱۹۹۱) [۱۹].نمونه‌های آهکی آبهای گرم اردوویسین ساب تروپیکال گوردون تاسمانیا دارای نسبت بالای Sr/Na (حدود ۱۰) می باشند. در نمونه‌های سازند مبارک نسبت Sr/Na میان ۲ تا ۸/۵ تعیین شده است. اغلب نمونه‌های سازند مبارک روندی مشابه آهک‌های تروپیکال گوردون نشان می دهند که این به دلیل مشابهت کانی شناسی هر دو حوضه است.

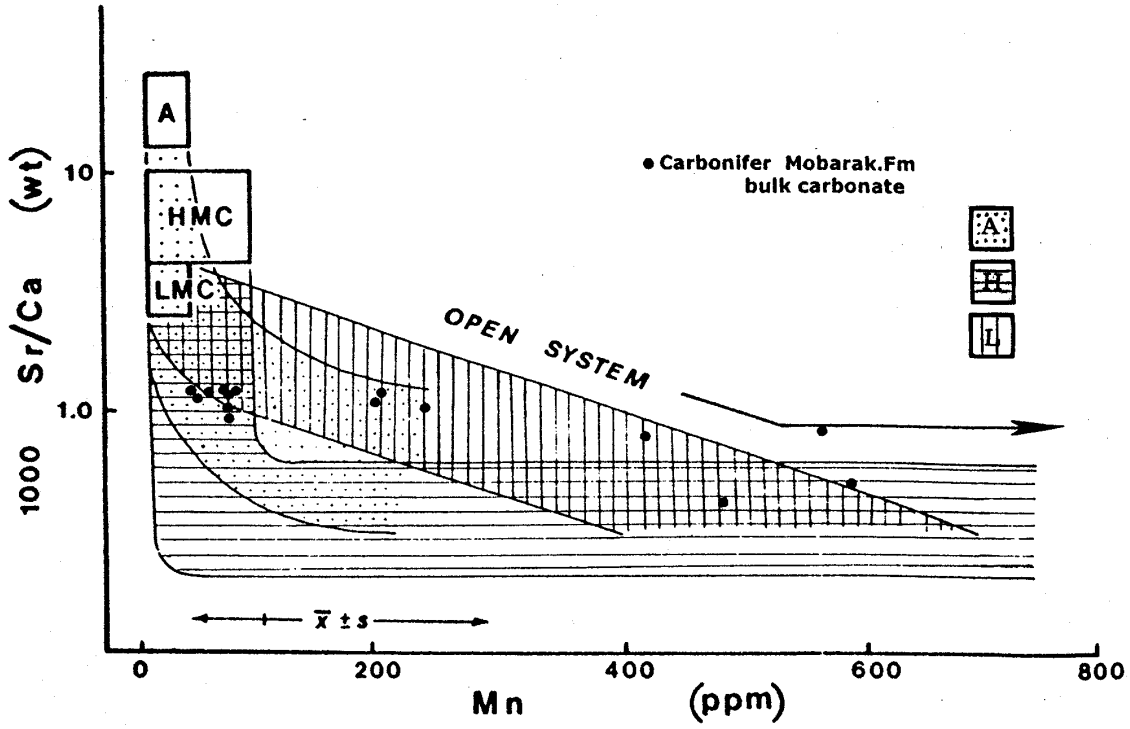
نسبت Sr/Ca:

بر اساس نسبت Sr/Ca و مقادیر Mn می توان روند دیاژنز متئوریکی در سیستم‌های باز و بسته را تعیین نمود (شکل۹). در این نمودار محدوده‌هایی برای روندهای دیاژنتیکی آراگونیت(A) وکلسیت پر منیزیم (HMC) و کلسیت کم منیزیم(LMC) توسط برند و وایزر (۱۹۸۰) مشخص گردیده است. نسبت Sr/Ca سازند مبارک بین ۰/۰۱ تا ۲ (میانگین۱/۲۶) است. در سیستم دیاژنزی باز با افزایش فعل و انفعالات آب به سنگ میزان Sr/Ca کاهش می‌یابد. در سیستم‌های نیمه بسته که فعل و انفعالات آب به سنگ کم است، نسبت Sr/Ca فازهادیاژنزی تغییرات محسوسی نسبت به ترکیبات اولیه ندارد. افزایش منگنز در کلسیت دیاژنتیکی نشانگر باز بودن سیستم است. نمونه‌های سازند مبارک تحت تأثیر فرآیند دیاژنزی در یک محیط نیمه بسته تا باز قرار گرفته‌اند.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-15]



شکل۸- روند تغییرات مقادیر Sr/Na نسبت به Mn در نمونه‌های کل کربناته سازند مبارک. روند قرارگیری نمونه‌های سازند مبارک مشابه آهک‌های ساب تروپیکال آراگونیتی گوردون تاسمانیا (رائو ۱۹۹۰-۱۹۹۱) است. که این به دلیل مشابهت کانی شناسی این دو محدوده است. فسیل‌های پرمین ساب پولار و رسوبات کربناته مناطق معتدله دارای نسبت Sr/Naحدوداً ۱ هستند،که بیانگر منشأ کلسیتی این رسوبات است . نسبت Sr/Na در آهک‌های آب‌های آراگونیتی عهد حاضر بین ۳ تا ۵ است(رائو و آدابی ۱۹۹۲) .

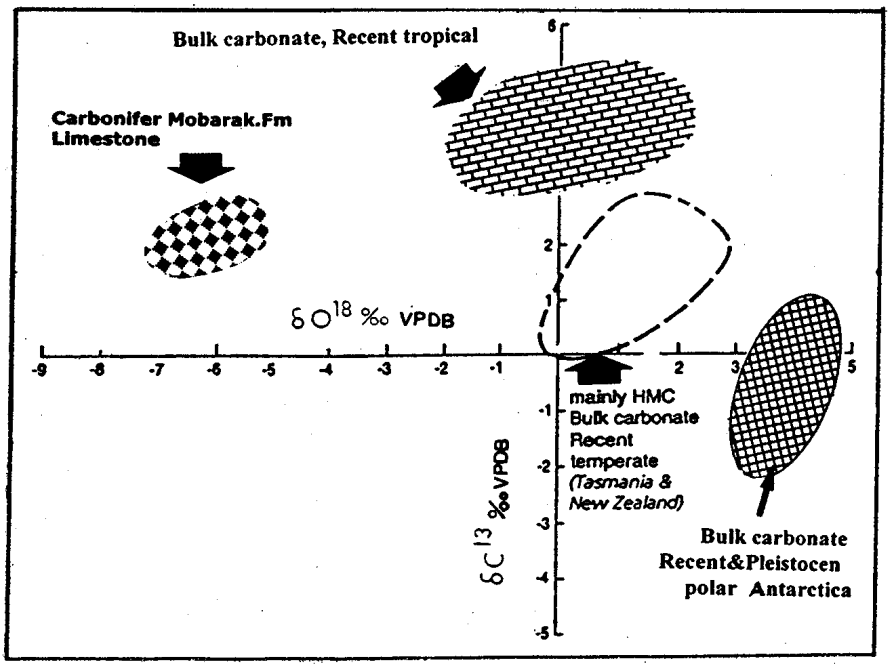


نمودار ۹- نسبت مقادیر Sr/Ca در مقابل Mn ترسیم شده است. با توجه به محدوده‌های تعیین شده توسط برند و وایزر(۱۹۸۰) اغلب داده‌های مبارک در محدوده تغییر وتبدیل از آراگونیت به کلسیت دیاژنتیکی قرار میگیرد. سیستم اغلب تحت تأثیر دیاژنز نیمه بسته تا باز است. افزایش گستره مقادیر Mn زمانی است که سیستم به طور نسبی باز و آب‌های نفوذی احیاء کننده نیز در محیط موجود باشند.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-15]

ایزوتوپهای اکسیژن و کربن

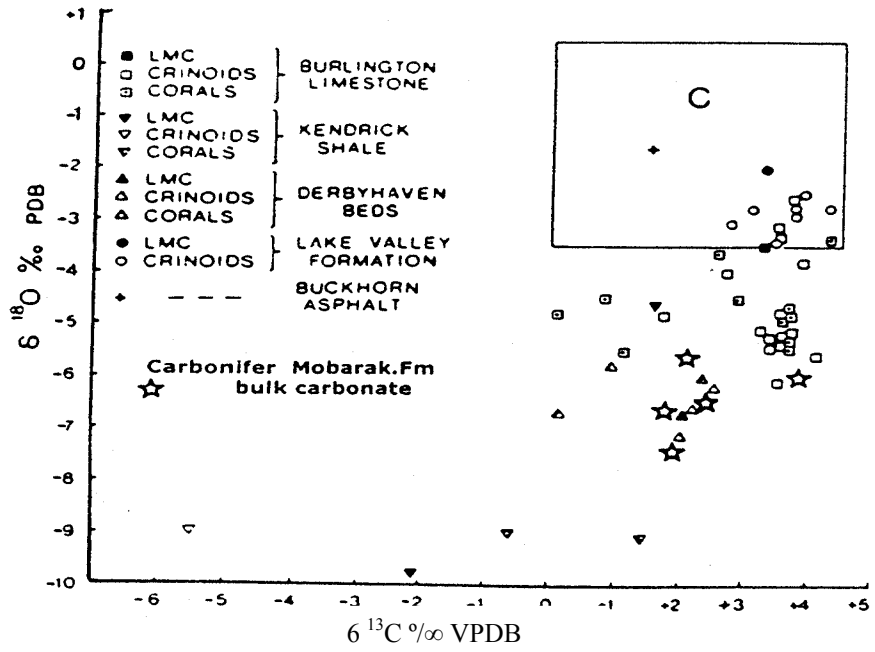
ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ دامنه تغییرات میان ۵/۵۷- تا ۷/۳- و میانگین ۶/۳۸- (‰V PDB) و ایزوتوپ کربن ۱۳ بین ۱/۷۸+ تا ۲/۷+ و میانگین ۲/۱۶+ (‰VPDB) را نشان می‌دهد. در شکل ۱۰ نمونه‌های کل کربناته سازند مبارک با محدوده‌های کل کربناته عهد حاضر تروپیکال، کربناته‌های معتدله عهدحاضر تاسمانیا و نیوزیلند و محدوده کربناتهای قطب جنوب (رائو ۱۹۹۰) مقایسه شده است. محدوده سازند مبارک در نزدیک محدوده کربناتهای تروپیکال عهد حاضر قرار دارد. سبکتر بودن ایزوتوپ اکسیژن در نمونه‌های آهکی مبارک نسبت به محدوده آهک‌های تروپیکال به دلیل تأثیر دیاژنز متئوریکی درحوضه مبارک است. مقایسه میان گستره مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن و داده‌های ایزوتوپی کربونیفر ارائه شده توسط پژوهشگران، بیانگر آن است که گستره ایزوتوپی سازند مبارک با نتایج ارائه شده توسط دیکسون و کلمن[۱] (۱۹۸۰)[۲۰] مطابقت دارد و با متشکله‌های آراگونیتی و کربناتی تشکیلات دربی هون[۲] جزایر بریتانیا قابل مقایسه است. مقادیر ایزوتوپ کربن ۱۳ در حد متشکله‌های فسیلی کربونیفر و مشابه با گستره ایزوتوپی عهد حاضر مشابه است در حالی که مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ به دلیل تأثیر دیاژنز متئوریکی سبکتر است(شکل۱۱). رفتاریا عملکرد ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن دربرابرعناصرفرعی نیز بیانگرکانی شناسی اولیه آراگونیتی برای حوضه مبارک را تشان می‌دهد (شکل‌های ۱۲و۱۳).



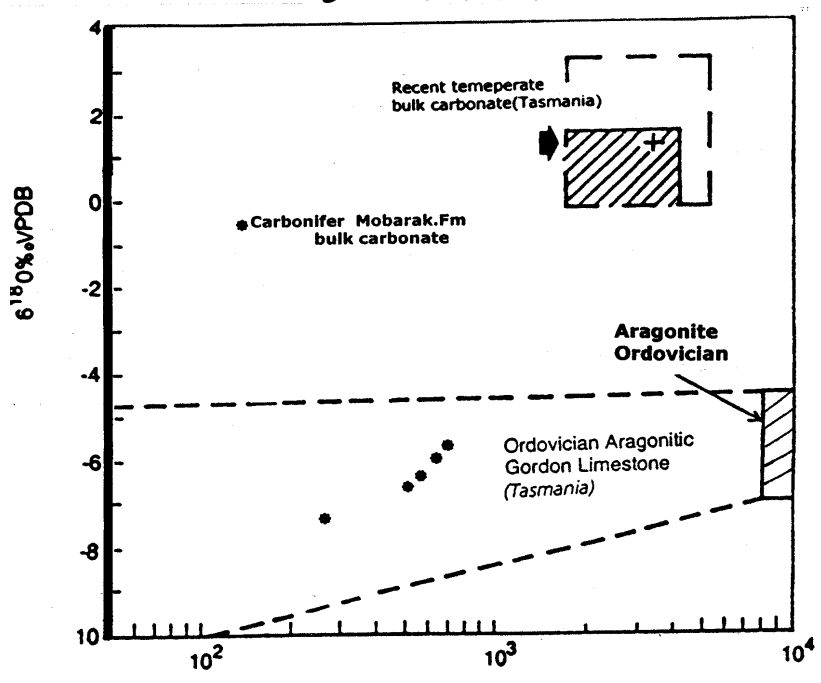
شکل ۱۰- در این نمودار داده‌های ایزوتوپی نمونه‌های کل کربناته سازند مبارک با آهک‌های تروپیکال، آهک‌های مناطق معتدله و قطبی عهد حاضر مقایسه شده است .

۱- Dickson and Coleman ۲ - Derbyhaven

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-15]

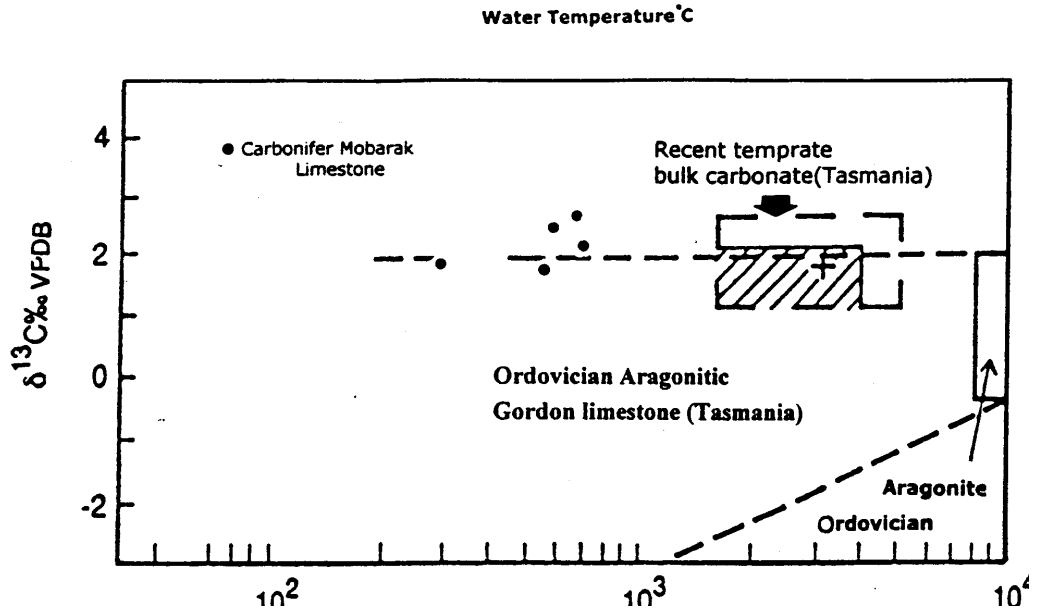


شکل ۱۱- تغییرات ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ و ایزوتوپ کربن ۱۳ در نمونه‌های کل کربناته سازند مبارک و مقایسه آن با محدوده فسیلهای آلتره نشده آراگونیت و کلسیت کم منیزیم. محدوده C محدوده فسیلی کربونیفر برای آن دسته از ترکیباتی که در حال تعادل ایزوتوپی با آب دریا میباشند (دیکسون و کلمن ۱۹۸۰). نمونه‌های کربناته سازند مبارک در نزدیک محدوده ارائه شده توسط دیکسون(۱۹۸۰) و مربوط به توالیهای دربی هاون قرار میگیرند. مقادیر ایزوتوپ کربن سازند مبارک در حد نمونه‌های محدوده C است ، ولی ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ بعلت تأثیر عمده دیاژنز متئوریکی مقادیر سبکتری را نشان می‌دهد.



شکل۱۲- تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در مقابل Sr . در این نمودار نمونه‌های کربناته سازند مبارک درون محدوده آهک‌های آراگونیتی اردوویسین(رائو ، ۱۹۹۰) واقع شده است که این به دلیل مشابهت کانی شناسی بین این دوحوضه می‌باشد.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-15]



شکل۱۳ - تغییرات ایزوتوپ کربن ۱۳ در مقابل Sr نمایش داده شده است. نمونه‌های سازند مبارک درون و یا در مجاورت محدوده آراگونیتی ساب تروپیکال آهک‌های گوردون(رائو، ۱۹۹۰) قرار گرفته است.

نحوه[۶] محاسبه دمای قدیمه[۶]آب دریای کربونیفر

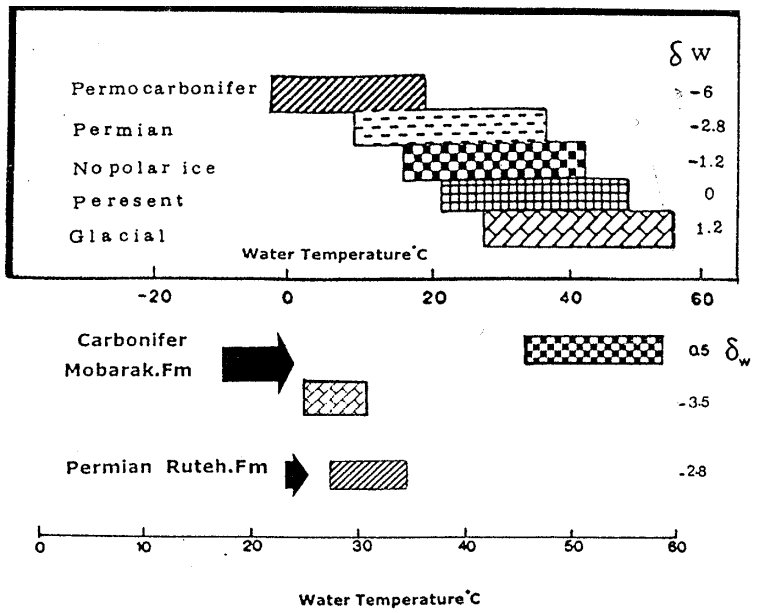
در این مطالعه برای تعیین دمای قدیمه از رخساره‌هایی که دارای حداقل دگرسانی و مقادیر بالایی ازSr و Na و مقادیر ناچیز Fe،Mn بوده‌اند استفاده شده است. درجه حرارت آبهای قدیمه سازند مبارک با استفاده از فرمول شکلتون و کنت[۱](۱۹۷۵)[۲۱] $T°c=16.9-4.38\ (\delta c-\delta w)+0.10(\delta c-\delta w)^2$ در حدود ۲۶ تا ۳۱ درجه سانتی‌گراد است که در این معادله به جایδw مقدار ایزوتوپ اکسیژن۱۸ آب دریای کربونیفرVPDB ‰ ۳/۵- (براند۱۹۸۲)[۲۲] قرارداده شده است(شکل۱٤). به طور کلی برند (۱۹۸۲) معتقد است که آب دریای کربونیفر از نظر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸، VPDB ‰ ۲ ± ۱/۵- نسبت به متوسط آب اقیانوس‌های عهد حاضر در نوسان بوده است.

تجزیه و تحلیل شیمی رخساره‌های موجود در سازند مبارک

به طور کلی در رخساره‌های این سازند یک توزیعی بایمودالی Sr مشاهده می‌شود. در میان رخساره‌ها آنهایی که دارای متشکله‌های آراگونیتی هستند دارای Sr بالا و برعکس رخساره‌هایی که ز متشکله‌های کلسیتی پرمنیزیم (HMC) و کم منیزیم (LMC) تشکیل شده‌اند دارای استرانسیم پایینی دارند. در شکل‌های ۱۵ و۱٦ با استفاده از اطلاعات ژئوشیمیائی٤ محیط رسوبی تشخیص داده شده است که با مطالعات پتروگرافی مطابقت دارد. با استفاده از عناصر Sr و Mn، ۱٤ رخساره مربوط به ٤ محیط رسوبی از یکدیگر تفکیک شده‌اند.

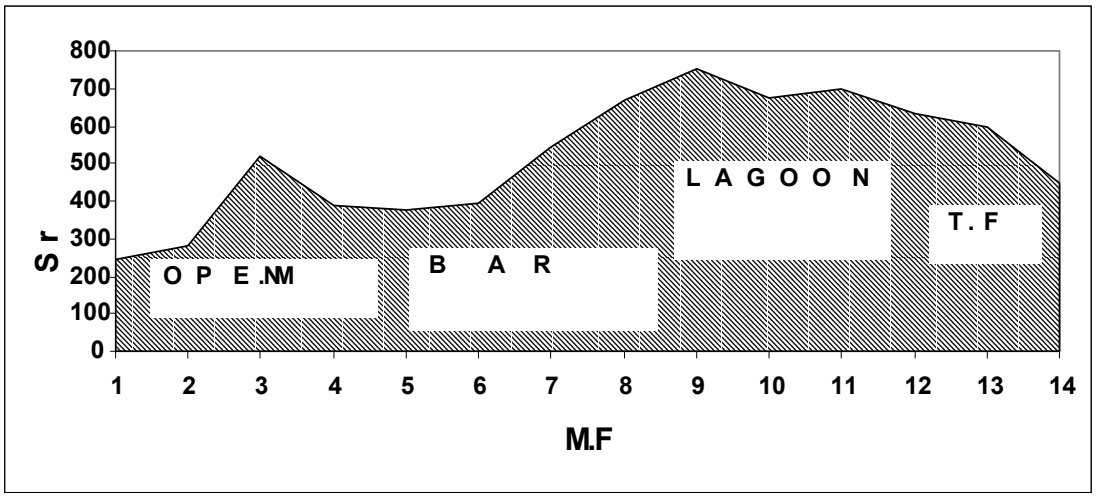
۱- Shackleton and Kennett

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-15]



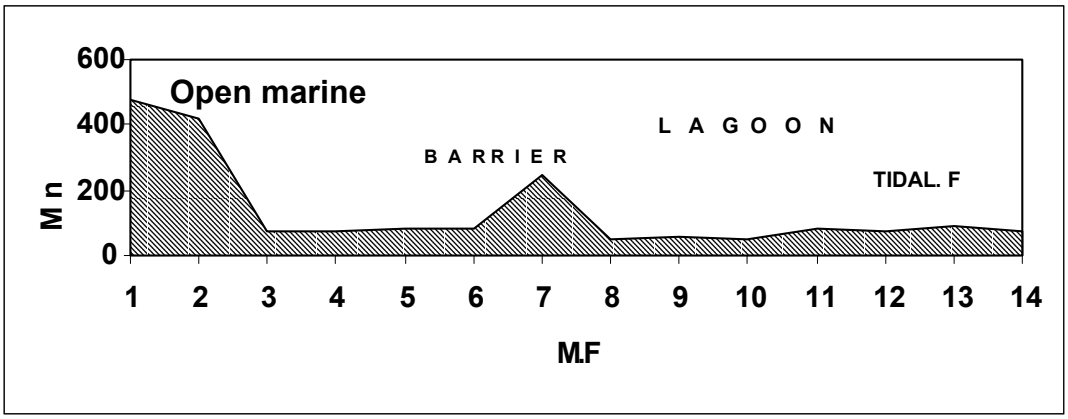
شکل ۱٤ـ محدوده دمای تعیین شده برای نمونه‌های کربناته پرموکربونیفر، کربونیفر مناطق غیر یخچالی و یخچالی عهد حاضر(دیکسون و کلمن ۱۹۸۰) بر اساس ایزوتوپ ۱۸. با توجه به تغییرات ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ آب دریا (δw)، و سنگین ترین ایزوتوپ اکسیژن ، دمای تشکیل کربناتهای سازند مبارک تعیین شده است

رخساره‌های پهنه‌های جذرومدی از نظر تمرکزSr و Na بیشتر از محیطهای سدی و بخش دریای باز و کمتر از رخساره‌های لاگونی است. رخساره‌های همراه با قالب‌های تبخیری سبخایی حاوی مقادیر سدیم بیشتر و Sr کمتری است، در حالی که در محیطهای لاگونی تمرکز عناصر Sr و Na بالا و مقادیر عناصر Fe و Mn کمتر از محیطهای سدی و دریای باز است. در بخش عمیق لاگون مقدار سدیم بیشتر از بخش‌های کم‌عمق لاگونی است. بالا بودن منگنز در رخساره‌های دریای باز به شرایط احیایی محیط بستگی دارد.



شکل۱۵ـ ترسیم مقادیر Sr در مقابل ۱٤ میکروفاسیس سازند مبارک. افزایش چشمگیر میزان استرانسیم در رخساره‌های لاگونی و کاهش آن در محیط سدی و دریای باز نشان داده شده است.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-15]



شکل۱۶- ترسیم مقادیر Mn در مقابل ۱۴ میکروفاسیس سازند مبارک نمایانگر آن است که رخساره‌های دریای باز به دلیل شرائط احیایی بالا دارای میزان منگنز بالایی هستند.

نتیجه‌گیری

ارزیابی نتایج و شواهد ارائه شده نشان می‌دهد که حوضه سازند مبارک دارای یک کانی شناسی اولیه اولیه آراگونیتی است.۱۴ رخساره تفکیک شده در سازند مبارک در ۴ محیط رسوبی دریای باز، سد، لاگون و پهنه جذرومدی برجای گذاشته شده‌اند. در رخساره سدی و دریای باز به علت وفور اسکلت‌هایی با ترکیبات کلسیت پر منیزیم(HMC) نظیر قطعات کرینوئیدی، کاهشSr و افزایش عناصر Mn , Fe , Na مشاهده می‌شود. بالا بودن مقادیر Mn در محیط دریای باز و افزایش چشمگیرSr درمحیط لاگون به ترتیب مربوط به شرایط احیایی بالا و مینرالوژی غالب آراگونیتی دراین دومحیط است. علت تشابه کانی‌شناسی سازند مبارک با آهک‌های ساب تروپیکال گوردون تاسمانیا (استرالیا) شرایط تشکیل آنهاست که در یک پلت فورم کم عمق و گرم کربناته نهشته شده‌اند. کربنات‌های سازند مبارک و گوردون تاسمانیا هر دو نیز تحت تاثیر فرآیند دیاژنز متئوریکی مشابه قرار گرفته‌اند.

منابع

1. R.Steiger, Die geologie derwest-Firuzkuh Area (Zentral Elborz / Iran). Mitt. Geo. Inst. E.T.H. univer.zurich.n.s, (1966) 145.
2. M.E. Tucker, Carbonate diagenesis and sequence stratigraphy. In Wright V.P.(ed) edimentology Review, Blackwells, Oxford (1993) 51-72.
3. C.S. Nelson and A.M, Smith, Stable oxygen and carbon isotopes compositional field for skeletal and diagenetic components in New Zealand Cenozoic nontropical carbonate

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-15]

sediments and limestones: a sysnthesis and review, New Zaland Jour. Geol . Geophysics Vol. 39 (1996) 93-107.

4. C.P. Rao, Modern Carbonates: tropical, temperate and polar, Introduction to Sedimentology and Geochemistry, Carbonates, Hobart, (1996) 206.
5. P.A. Clari and L. Martire, Interplay of cementation mechanical compaction and chemical compaction in nodular limestone of the Resso ammonitico Verenese (Middle –Upper Jurassi ,northeast Itlay), Jour. Sed. Research, Vol . 66 (1996) 447-458.
6. M.W. Rasser and A. Fenninger, Paleoenvironmental and diagenetic implication of oxygen and carbon isotopes ratios from the Upper Jurassic limestone (Northern Calcareous Alps, Austria) Geobios, Vol. 35 (2002) 41-49.
7. R. Assereto, The Paleozoic Formation in central Elborz Iran, perliminary note ,Rivista Italiana di paleontologie stratigrafia vol. 69 (1963) 503-543.

۸- حسین .مصدق، میکروفسیل‌ها، رخساره‌ها، محیطهای رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند مبارک (کربونیفر زیرین) در البرز مرکزی. رساله دکترا دانشگاه تربیت معلم، ۱۷۳ رویه(۱۳۷۹) .

۹- بیتا. ارباب، پتروگرافی،ژئوشیمی و محیط رسوبی نهشته های پالئوزوئیک بالائی در منطقه آرو (البرز مرکزی)، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۱۲ رویه(۱۳۸۰).

10. J.A.D. Dickson, A modified staining technique for carbonate in thin section. Natures, (1965) 205-287
11. A.V. Carozzi , Carbonate Rocks Depositional Model, Prentice Hall New Jersey (1989) 604.
12. J.L. Wilson, Carbonate Facies in Geolgy History. Springer Verlag, Berlin, (1975) 471.
13. J.D. Milliman, Carbonate sedimentology on Hogsty Reef, A Bahamian Atoll,. Jour. Sed. Petrology, Vol. 37 (1967) 658-676.
14. U.Brand and J.Viezer, Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system-1: Trace elements. Jour. Sed. Petrology (1980) 1219-1236.
15. J.W. Morse and F.T. Mackenzie , Geochemistry of Sedimentary Carbonates. Elsevier(1990) 707.
16- C.P. Rao and M.H. Adabi, Carbonate minerals, major and minor elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with water depth in cool temperate carbonates, Western Tasmania. Australia. Mar. Geology, Vol. 103 (1992) 249-272.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-15]

17- E . Heydari, J. Hassandzadeh and W.J. Wade, Geochemistray of central Tethyan Upper Permian and Lower Triassic strata, Abadeh region, Iran, Sed.Geology,Vol.137 (2000) 82-99.

18- C.P. Rao, Petrography, trace elements and oxygen and carbon isotope of Gordon Group carbonates (Ordovician) Florentine Valley, Tasmania, Australia, Sed.Geology, Vol. 66 (1990) 83- 97.

19- C.P. Rao, Geochemical difference between sub-tropical (Ordovician)cool temperate (Recent and Pleistocene) and sub-polar (Permian) carbonates, Tasmania, Australia. Carbonates and Evaporites, Vol.6 (1991) 83-106.

20- J.A.D. Dickson and M.L. Coleman, Change in carbon and oxygen isotope composition during limestone diagenesis. Sedimentology, Vol. 27 (1980) 107-118.

21-N.J. Shackleton and J.P. Kennett, Paleotemperature history of the Cenozoic and the initation of Atlantic glaciation, oxygen and carbon I isotopic analysis in DSDP sites 277, 279. In:Initial reports of the deep sea drilling project (ed .J.D. Kennett, R.E. Houtz) U.S. Government Printing Office, Washingtone (1975) 743-755.

22- U. Brand, The oxygen and carbone isotope composition of carboniferous fossil components: Sea water effects, Sedimentology (1982) 139-147.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-15]