

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

محمد حسین آدابی، بیتا ارباب: دانشگاه شهید بهشتی

چکیده

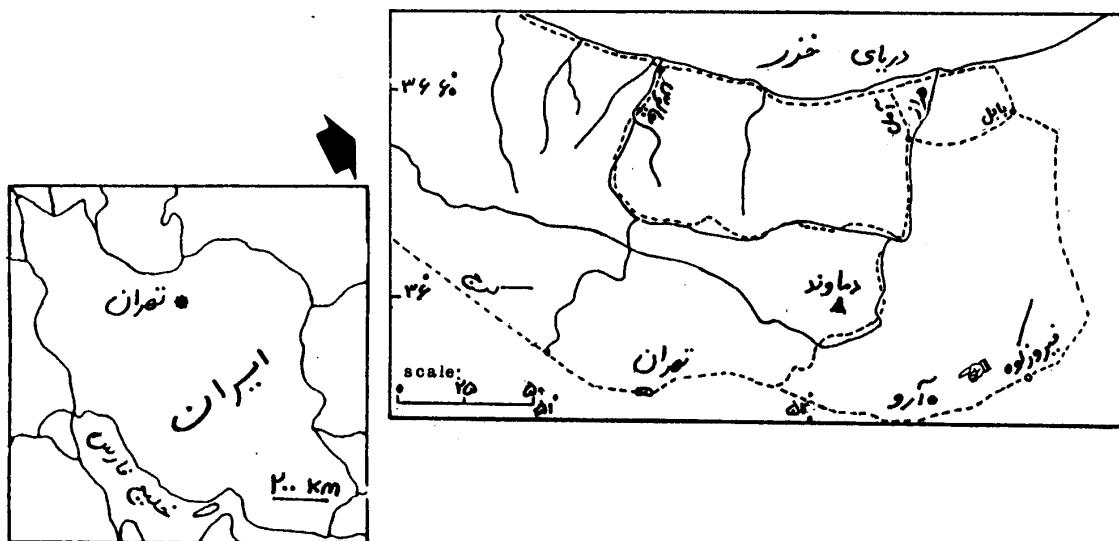
واحدهای سنگ چینهای سازند مبارک در منطقه آرو (۹۵ کیلومتری شرق تهران) با پیشروی دریا در طی کربونیفر زیرین نهشته شده است. این سازند با ناپیوستگی همثیب بر روی سازند جیروود قرار دارد و مرز بالایی آن نیز با سازند دورود (پرمین زیرین) به صورت ناپیوستگی فرسایشی (دیسکانفرمیتی) است. نتایج حاصل از بررسی عناصر اصلی و فرعی ایزوتوبهای پایدار اکسیزن ۱۸ و کربن ۱۳ و کنش آنها نسبت به یکدیگر، بیانگر کانی شناسی اولیه آرگونیتی است. این رسوبات عمدها تحت تأثیر دیاژنز متاوریکی در یک سیستم دیاژنزی نیمه بسته تا باز قرار گرفته‌اند. ۱۴ میکروفاسیس از مادستون تا گرینستون تشخیص داده شده است، که در چهار گروه محیطی، دریای باز، سد، لاغون و پهنه جزرومدی نهشته شده‌اند. بازسازی محیط رسوی با استفاده از مطالعات ژئوشیمیائی بیانگر آن است که رخسارهای محیط لagonی و پشت سدی بیشترین تمرکز Sr و توزیع متوسط عناصر Fe ، Mn و Na را نشان می‌دهند، در حالی که در رخسارهای سدی و دریای باز گستره مقادیر Sr کم می‌شود و بر عکس میزان Na افزایش Mn ، Fe 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 " ۰ ۴۰ ۰ ۲۳ ۰ ۰ ۵۲ ۰ طول شرقی و " ۰ ۰ ۰ ۰ ۳۵ ۰ 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 از اشتایگر^۱ (۱۹۶۶)[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 ژئوشیمیائی، دیاژنتیکی و شیمی رخسارهای انجام نپذیرفته است. در طی سال‌های اخیر استفاده از شواهد ژئوشیمیائی (عناصر اصلی و فرعی و ایزوتوبهای پایدار اکسیزن و کربن) نتایج مطلوبی در حل بسیاری از مسائل دیاژنتیکی داشته که مورد توجه بسیاری از پژوهشگران قرار گرفته است (تاکر ۱۹۹۳^۲[۲]،

واژه‌های کلیدی : پتروگرافی، ژئوشیمی، ایزوتوبهای پایدار، محیط رسوی، سازند مبارک

نلسون و اسمیت^۱، راؤ^۲ [۱۹۹۶]، کلاری و مارتیر^۳ [۱۹۹۶]، راسر و فینینجر^۴ [۲۰۰۲] و پژوهش سعی شده است تا براساس مطالعات ژئوشیمیایی، کانی شناسی اولیه، تفکیک رخسارها و بازسازی محیط رسوی قیمه تعیین گردد. شناسایی کانی شناسی اولیه کربناتهای قدیمه بسیار حائز اهمیت است، زیرا تنها می‌توان با درک این مطلب، پیرامون شرایط محیط رسوی از قبیل درجه حرارت، عمق، شوری و نیز فرآیندهای دیاژنتیکی به خوبی اظهار نظر کرد.



شکل ۱- راههای دسترسی به رخمنون 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 در سال ۱۹۶۳ اتوسط آسرتو^۵ 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 ۴۵۰ متر برای این رسوبات در نظر گرفته است. این سازند در برش تیپ بطور هم شیب بر روی سازند میلا قرار گرفته است. در منطقه آرو فرآیند برگشتگی طبقات به خوبی نمایان است و طبقات جوانتر در زیر لایه‌های قدیمی‌تر قرار دارند. ردیف رسوی 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

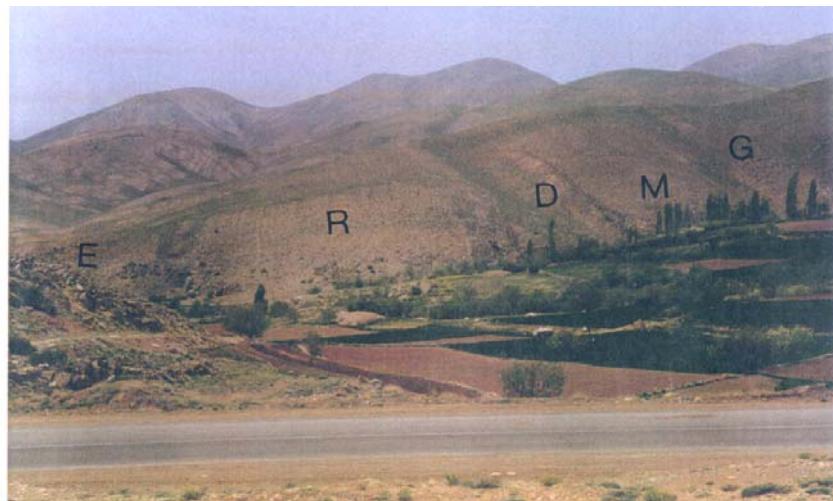
^۲- Rao

^۳- Clari and Martire

^۴- Rasser and Fenninger

^۵- Aserto

ماکروفسیل‌ها و میکروفسیل‌های باز و پایان، مرجانها، خارپوستان، بریوز و ئرها و روزنداران بنتیک مشخص است. این نهشته‌ها بر روی سازند جیرود با ناپیوستگی هم شیب قرار می‌گیرند. این رسوبات توسط ردیف رسوی سازند دورود با ناپیوستگی هم شیب پوشیده می‌شود. در شکل ۳ ستون چینه شناسی نهشته‌های موردن ترسیم شده است. مصدق (۱۳۷۹)[۸] با توجه به مطالعه میکروفسیل‌های بنتیک سن این سازند را در منطقه مورد مطالعه بخش میانی تورنزن میانی تا ویژن 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 در بیان پالئوتیس شده، به طوری که عملکرد این رخداد در کربونیفر بالائی به صورت خشکی زائی مشهود است. ضخامت این سازند حدود ۱۰۵ متر اندازه‌گیری شده است.



شکل ۲- رخمنون 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 پتابسیم به روش دیکسون^۱ (۱۹۶۵)[۱۰] برای تشخیص کلسیت از دولومیت و تعیین مقادیر آهن رنگ آمیزی شده است. جداسازی رخسارها با توجه به شمارش دانه‌ها به روش کاروزی^۲ (۱۹۸۹)[۱۱] انجام گرفته است.

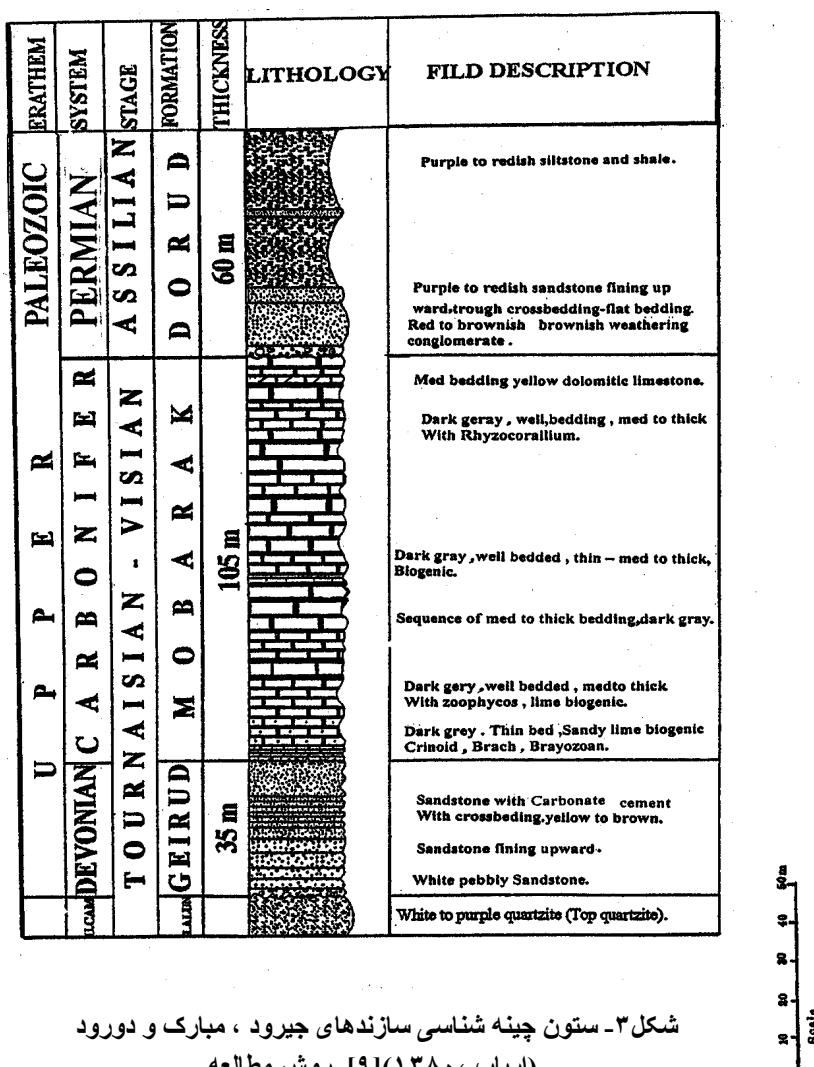
مطالعات ژنوشیمیائی:

تعیین ترکیب ایزوتوب اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳: در مرحله آنالیز‌های ایزوتوبی برای تعیین و اندازه‌گیری ایزوتوب‌های پایدار اکسیژن و کربن، تعداد ۵ نمونه از سنگ‌های کربناتی (بخش ابتدایی و میانی و انتهایی)

۱- Dickson ۲- Carozzi

حوضه سازند مبارک انتخاب شده است. در این آنالیز از نمونه هایی که کمتر تحت تاثیر دگرسانی قرار گرفته استفاده شده و سعی برآن بوده است که از پودر نمونه هایی که با رگه های کلسيتی موجود در سنگ مخلوط نیست استفاده شود تا بدین طریق از بروز خطا در نتایج جلوگیری گردد. پس از پودر کردن نمونه ها به وسیله متنه های دندانپزشکی و دستگاه آسیاب، ۱۵ میلی گرم از پودر هر نمونه کربناتی برای آنالیز ایزوتوپی به مرکز آزمایشگاهی علوم دانشگاه تasmانيا در استرالیا ارسال شده است. این نمونه ها به مدت ۲۴ ساعت تحت تاثیر اسید فسفریک و در دمای ۲۵ درجه سانتیگراد قرار گرفته و گازدی اکسید کربن متصاعد شده از هر نمونه به کمک دستگاه طیف سنج جرمی^۱ اندازه گیری شده است. خطای اندازه گیری در حد $0.1 \pm$ در هزار است. ترکیب ایزوتوپی اکسیژن و کربن یک نمونه به صورت "δ" و برحسب در هزار بیان می گردد و نسبت به استاندارد

مرجع Vienna Pee Dee Blemnite (VPDB) سنجیده می شود.



شکل ۳- ستون چینه شناسی سازند های جیرود ، مبارک و دورود (ارباب، ۱۳۸۰، [۹]). روش مطالعه

تجزیه عنصری:

برای آنالیز عنصری تعداد ۱۵ نمونه کربناته سازند مبارک با توجه به تغییرات میکروفاسیس‌ها انتخاب شده است. ۱۲۵ گرم از پودر هر نمونه را در محلول یک مول اسید کلریدریک به مدت ۴ ساعت قرار داده‌ایم و سپس آنرا با دستگاه اسپکتروفتومتر جذب اتمی در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی مورد تجزیه کردہ‌ایم. گستره مقادیر عناصر اصلی (Ca, Mg) و فرعی (Fe, Mn, Na, Sr) بر حسب پی‌پی ام اندازه‌گیری شده است. در تمام 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 استقاده نشده است.

تصویف میکروفاسیس‌های سازند مبارک

بر اساس ارزیابی مقاطع میکروسکوپی ۴ میکروفاسیس تشخیص داده شده است که در ۴ گروه محیط دریای باز^۱، سد^۲، لاجون^۳ و پنهان جذرومدی^۴ قرار گرفته‌اند.

میکروفاسیس‌های دریای باز**MF₁ : بیوکلست مادستون (OM₁)**

در این میکروفاسیس، آلوکم‌ها (شامل خرددهای اسکلتی بریوزوئرها، اسپیکول‌های اسفنج و کرینتوئیدها) به میزان ناچیز (کمتر از ۳ 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 و دارای تمرکز بالایی از عناصر Fe، Mn و Na نسبت به سایر رخساره‌ها است. افزایش Fe و Mn بیانگر وجود شرایط احیایی در این محیط است.

نمونه‌های رخساره‌ای این محدوده، دارای درصد بالایی از مواد غیر قابل حل (IR%) اند، که بیانگر انرژی بسیار کم در هنگام تشکیل این رخساره است (پلیت اتصویر ۱). این میکروفاسیس معادل میکروفاسیس استاندارد SMF1 و در کمربند رخساره‌ای استاندارد FB1 ویلسون^۹ (۱۹۷۵)[۱۲] قرار دارد.

MF₂ : بیوکلست استراکود مادستون / وکستون با آشفتگی زیستی (OM₂)

بیوکلست‌های این میکروفاسیس عمدتاً شامل خرددهایی از پوسته نازک صدف استراکود (حدود ۶ تا ۹ درصد) است. سوزن‌های اسپیکول اسفنج، خرددهای اکینوئر، بریوزوئرها، و برآکیوپودها به مقدار ناچیزی وجود دارند.

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 MF₁ 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.

MF₃ : اکینودرم بریوزوئر بیوکلست وکستون / پکستون (OM₃)

در این میکروفاسیس، قطعات اسکلتی بریوزوئرها به میزان ۱۲ درصد، اکینودرم‌ها ۹ درصد، برآکیوپودها ۴ درصد و استراکودها و گاستروپودهای حمل شده نیز به مقدار کم موجود است. ذرات کوارتز آواری نیمه زاویدار تا زاویدار به میزان ۶ درصد، در بخش‌های ابتدایی سازند مبارک همراه با این رخساره وجود دارد. از دیدگاه ژئوشیمیایی رخساره‌ها، مقادیر Fe و Mn در حد رخساره‌های قبلی بیشتر و در حد رخساره لاغونی است. این امر احتمالاً به دلیل وجود متسلکله‌های بریوزوئر با ترکیب مینرالوژی مخلوط آرگونیت 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 لاغونی 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.

MF₄ : بیوکلست اکینودرم پکستون ۴ (OM₄)

خرده‌های اسکلتی اکینودرم‌ها (غلب ساقه کرینوئید) به میزان ۴۵ درصد از مهمترین اجزای اسکلتی در این رخساره است. برآکیوپودها، بریوزوئرها، استراکودها و فرامینیفرهای بننیک از اجزای اسکلتی دیگری هستند که به مقدار کم موجود است. ذرات کوارتز با خاموشی مستقیم به مقدار کمتر از ۵ درصد میان آلومک‌ها 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 Na و Mn را نسبت به رخساره قبلی خود (MF₃) و فاسیس‌های محیط پشت سدی، لاغونی و پهنه جزرومی نشان می‌دهد. این رفتار ژئوشیمیایی را می‌توان به مینرالوژی کلسیتی اکینودرم‌ها و فرآیند سیلیسی شدن جزیی تا گسترده در این رخساره

نسبت داد. مقادیر بالاتر Mn و Na در این رخساره میتواند به دلیل تغییر مینرالوژی کلسیت پرمیزیم به کلسیت کم منیزیم (LMC) و سرعت رشد بالاتر اکینودرم‌ها باشد (پلیت ۱ تصویر ۴). 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.

MF₅ : بیوکلسیت اکینودرم گرینستون (B₁)

ویژگی این رخساره، فراوانی قطعات اسکلتی اکینودرم (ساقه کرینوئیدی) همراه با سیمان‌های سین‌تکسیال، حضور خرده‌های اسکلتی برآکیوپودها، بریوزوئرها، فرامینیفرهای بننیک، و جلبکهای سبز و آبی است. این فاسیس جورشده‌گی خوبی را نشان می‌دهد. از لحاظ شیمی رخساره، عناصر Sr و Mg دارای گستره مقادیر کم و Ca و Na و Mn و Fe تمرکز بیشتری را نشان می‌دهند. قطعات کرینوئیدی به سبب داشتن مینرالوژی کلسیتی پرمیزیم (HMC)، بیشتر از قطعات دیگر اسکلتی که مینرالوژی LMC دارند، تحت تأثیر دیاژنر 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 می‌دهند. میزان درصد مواد ناخالصی (IR%) کم است، زیرا این محدوده بخش پرانرژی حوضه را به خود اختصاص داده است (پلیت ۱ تصویر ۵).

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

MF₆ : میکروانکوئید، اکینودرم بیوکلسیت گرینستون (B₂)

این رخساره همانند رخساره MF₅ است، ولی وفور قطعات کرینوئیدی به حد رخساره قبلی نیست. در این 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 رخسارهای مانند رخساره MF₅ هستند. این میکروفاسیس‌ها یک رخساره تدریجی میان دریایی باز (MF₅) و رخساره اصلی سد (MF7) هستند (پلیت ۱، تصویر ۶).

MF₇ : کورال باندستون (B₃)

این رخساره از رشد بر جای کانی مرجان سیرونگوپورا^۱ تشکیل گردیده، و به صورت ریف کومه‌ای کوچک، در بخش سدی قرار دارد. حجرات مرجان تحت تأثیر فرایند دیاژنری قرار گرفته و توسط سیمان

۱- Syringopora

کلسيتى در روز و شعاعی رشته‌ای پر شده‌اند. با توجه به مطالعات شيمى رخساره ميزان Sr متوسط بوده اما مقادير Na و Mn نسبت به رخساره‌های بخش لاگونی و بخش جلوی سدی بالاتر است (پليت ۱، تصوير ۷). اين ميكروفاسيون معادل ميكروفاسيون استاندارد SMF7 و در كمربند رخساره‌اي استاندارد FB5 ويلسون (۱۹۷۵) قرار دارد.

(MF₈) بيوكلست داسی کلاداسه پکستون (B₄)

در اين رخساره، جلبيک‌هاي سبز^۱ آراغونيتی بيش از ۶۰ درصد مقطع را تشکيل مي‌دهد. فرامينيفرهای بنتیک، استراکودها و نیز بیوکلستهای دریای باز به میزان کم قابل رویت است. حجرات جلبيک‌ها توسط میکریت و اسپارایت پر شده است. ارتباط عمودی آن با ميكروفاسيون‌های سدی و لاگونی است. از لحاظ ديدگاه شيمى رخساره، تمرکز بالای Sr در اين رخساره به دليل وفور جلبيک‌هاي سبز آراغونيتی است. اين فاسيون تمرکز متوسطی از عناصر Na و Fe و Mn نسبت به رخساره‌های ذكر شده قبلی و بعدی دارد (پليت ۱، تصوير ۸). اين ميكروفاسيون معادل ميكروفاسيون استاندارد SMF12 و در كمربند رخساره‌اي استاندارد FB6 ويلسون (۱۹۷۵) قرار دارد.

ميكروفاسيون‌های محیط لاگونی

(MF₉) گاستروپود بیوکلست پکستون (L₁)

در اين ميكروفاسيون‌ها، خرددهای اسکلتی گاستروپود حدود ۱۳ درصد از اجزاء اسکلتی را تشکيل مي‌دهند. فرامينيفرهای بنتیک، پلسيپودها، جلبيک‌هاي سبز، استراکودهای با پوسته ضخیم و کلسيفسفر از دیگر اجزای اسکلتی در اين رخساره‌اند که فراوانی به مراتب كمتری نسبت به اجزای اسکلتی گاستروپودها دارند. از اجزای غیر اسکلتی، پلت‌ها حدود ۳ تا ۵ درصد را به خود اختصاص داده است.

(پليت ۲ تصوير ۱). از ديدگاه شيمى رخساره، اين فاسيون دارای مقادير قابل توجهی Sr و Mg و مقادير كمتری Mn ، Fe و Na است. درصد مواد ناخالص(IR%) در حد رخساره‌های لاگونی است.

اين ميكروفاسيون معادل ميكروفاسيون استاندارد SMF12 و در كمربند رخساره‌اي استاندارد FB6 ويلسون (۱۹۷۵) قرار دارد.

(MF₁₀) گاستروپود بیوکلست وکستون (L₂)

اجزای اسکلتی گاستروپودها، پلسيپودها، فرامينيفرهای بنتیک، استراکودها، کلسيفسفر، جلبيک سبز همراه با قطعات حمل شده اسکلتی بخش فوقانی دریای باز (به میزان کم) در اين رخساره قابل رویت است. پلت به عنوان تنها ذرات غیر اسکلتی در اين رخساره مشاهده می‌شود. بر اساس مطالعات شيمى رخساره، اين ميكروفاسيون

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

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

MF₁₁ : بیوکلست مادستون / وکستون با آشفتگی زیستی (L₃)

در این میکروفاسیس، آلوکم‌های اسکلتی به میزان ۸ درصد در یک متن میکریتی پراکنده‌اند. این آلوکم‌ها شامل خرده‌های جلبکی، کلیسیفرها، گاستروپودها، پلیسیپودها، استراکودها با پوسته ضخیم و فرامینیفرهای بنتیک است. ویژگی اصلی این رخساره، وجود آشفتگی زیستی به موازات لایه‌بندی است. وجود آلوکم‌هایی نظیر کلیسیفرها بیانگر عمق کم و انرژی پایین محیط است. از دیدگاه مطالعات شیمی رخساره، شبیه به رخساره لاغونی MF₉ 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) اینترتايدال پایینی (بخش پایینی بین حد جذر و مدی) (ب) اینترتايدال بالایی (بخش بالائی بین حد جذر و مدی) و (ج) سوپراتايدال (بخش فوقانی بالای حد جذر و مدی) می‌باشد.

MF₁₂ : بیوکلست فرامینیفر بنتیک پلت گرینستون (TF₁)

این میکروفاسیس دارای اجزای غیر اسکلتی از نوع پلت در حدود ۱۵ تا ۲۵ درصد و خرده‌های اسکلتی نظیر استراکودها، فرامینیفرهای بنتیک (ایندوتیرا و ایرلنديا)، کلیسیفر، جلبک‌های سبز به مقدار ناچيز است. این اجزای در یک زمینه سیمان کلستی از نوع دروزی موzaïek و بلوكی قرار گرفته‌اند. پلت‌ها اغلب کروی و بیضی شکل‌اند. این میکروفاسیس در زیر محیط اینترتايدال 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 ۴).

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

MF₁₃: بیوکلست پلت وکستون / پکستون (TF₂)

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

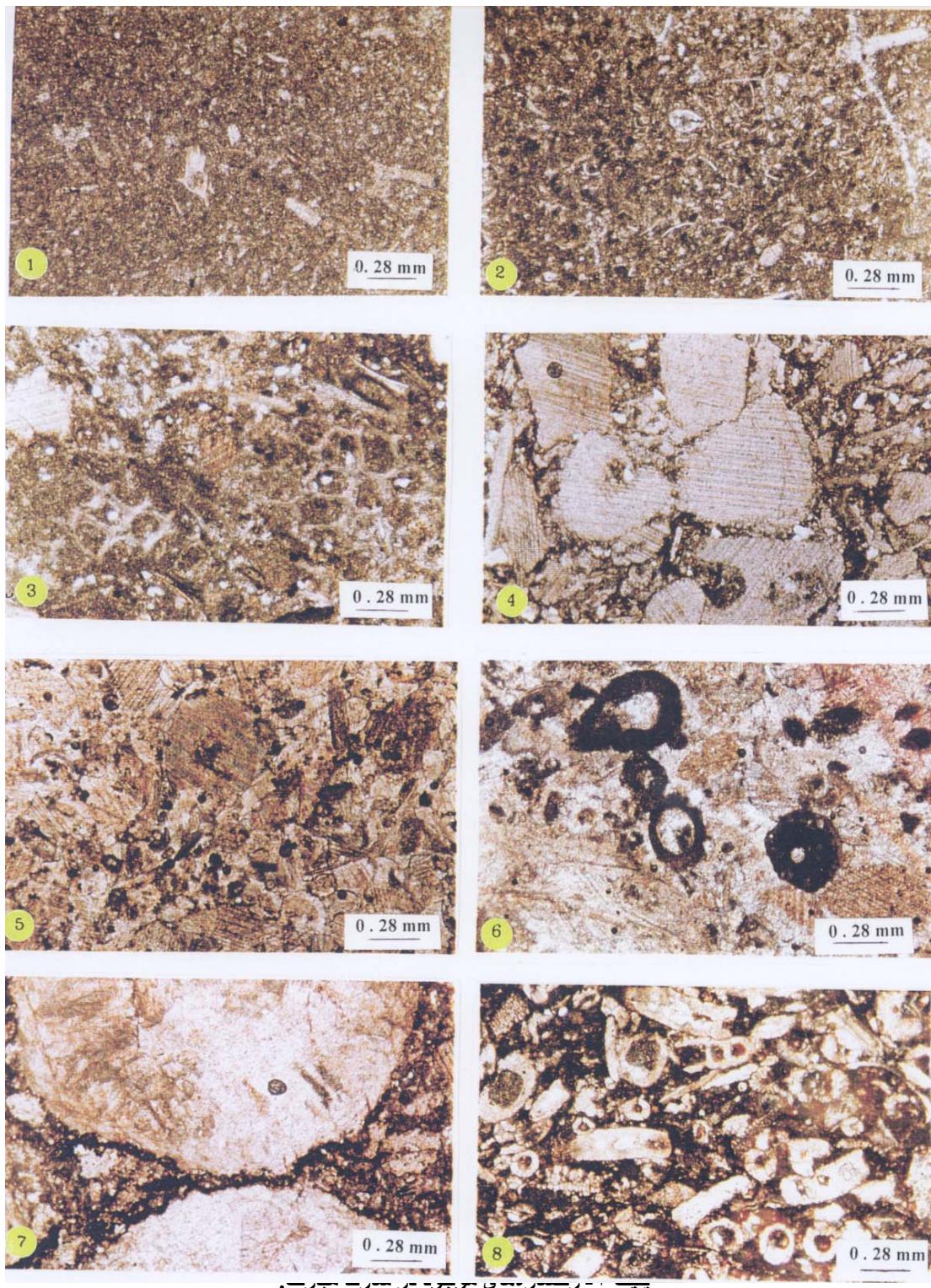
MF₁₄: دولومیکریت همراه با قالب تبخیری (TF₃)

این رخساره از دولومیت‌های ریزبلور اولیه تشکیل یافته است. سودومرف‌های کلسیتی₃ TF₃ 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 تصویر ۶). با توجه به نتایج شیمی رخساره‌ها، این فاسیس دارای گستره مقادیر Sr و مرکز 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 (رانو ۱۹۹۶).

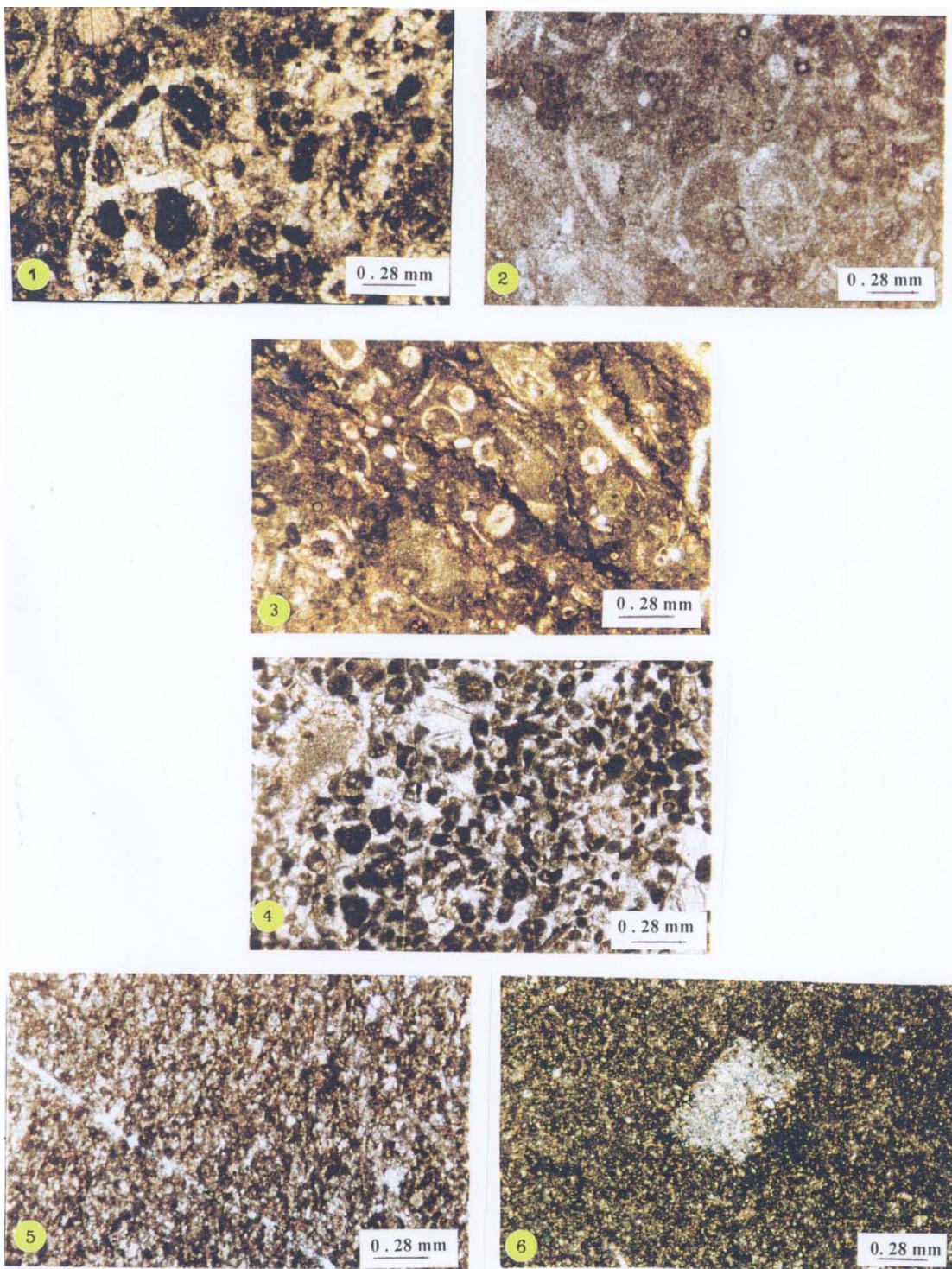
فرآیندهای دیاژنیکی نظیر انحلال، نئومرفیسم، فشردگی فیزیکی (وجود کن tact محدب و مقعر، مماسی یا نقطه‌ای)، انحلال شیمیایی (تشکیل میکرواستیلویت‌ها در محل تماس قطعات کرینوئیدی) و وجود بلورهای رومبوندی دولومیت که گاهی در امتداد آنها کانیهای رسی و اکسید آهنی تشکیل شده، آشفتگی زیستی، فابریک ژئوپیتال، پرشدگی شکستگی‌ها 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.

استیلویت‌ها 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 (MF₁₂) و بعدی خود (MF₁₄) است و در حد رخساره‌های لاگونی از لحاظ یافته‌های ژئوشیمیایی است. میزان مقادیر Fe و Mn در حد متوسط انداز مگری شده است (پلیت ۲ تصویر ۵). این میکروفاسیس معادل میکروفاسیس استاندارد SMF19 و در کمربند رخساره‌ای استاندارد FB8 ویلسون (۱۹۷۵) قرار دارد.



۱- بیوکلست مادستون. ۲- بیوکلست استراکود مادستون / وکستون. ۳- اکینودرم ، بریوزوئر بیوکلست وکستون / پکستون . ۴- بیوکلست اکینودرم پکستون. ۵- بیوکلست اکینودرم گرینستون . ۶- میکرو انکوئید ، اکینودرم بیوکلست گرینستون ۷- کورال باندستون . ۸- بیوکلست داسی کلاداسه آ پکستون



پلیت ۲ - ادامه رخسارهای موجود در سازند مبارک.

۱- گاستروپود بیوکلست پکستون. ۲- گاستروپود بیوکلست وکستون با آشفتگی زیستی ۳- بیوکلست / وکستون با آشفتگی زیستی . ۴- بیوکلست فرامینیفر بنتیک پلت گرینستون. ۵- بیوکلست پلت وکستون / پکستون. ۶- دولومیکرایت اولیه همراه با قالب تبخیری

نتایج ژئوشیمیائی

کانی‌های اصلی کربناته که در آب دریا تشکیل می‌شوند، عمدتاً از نوع آرگونیت(A)، کلسیت پرمیزیم (HMC) و کلسیت کم میزیم (LMC) هستند. مطالعات مختلف نشانگر آن است که کانی‌های کربناته با تغییرات درجه حرارت، میزان عناصر Ca و Mg در محلول، درجه شوری و فشار گاز کربنیک تغییر می‌یابند (رائو، ۱۹۹۶ و میلیمن^۱، ۱۹۷۴). براین اساس آرگونیت و کلسیت پرمیزیم 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 میزیم (LMC) افزایش می‌یابد. در آبهای سرد اثر Mg به عنوان بازدارنده تشکیل کلسیت LMC بی‌اثر است. در طی تغییرات متیوریک اغلب کانی‌ها به ترکیب پایدار دیازننیکی (dLMC) تبدیل می‌شوند.

این ترکیبات پایدار در ارتباط مستقیم با فعل و انفعالات آب و سنگ آند. اگر میزان فعل و انفعالات آب و سنگ با محلولهای متئوریکی و یا هیدروترمالی بالا باشد، سیستم دیازنی باز و اگر این نسبت پایین باشد، سیستم دیازنی نیمه بسته تا بسته را نشان می‌دهد. تمرکز عناصر اصلی و فرعی در کانی‌های کربناته در سیستم‌های دیازنی باز با کاهش تمرکز عناصری با ضریب پراکنده^۲ آنها کمتر از ۱ است، نظیر Sr، Na، Mg، همراه است (براند و وایزر^۳ ۱۹۸۰).

کانی شناسی اولیه آرگونیتی سازند مبارک

استرانسیم:

با استفاده از عناصر فرعی می‌توان یک کانی شناسی اولیه آرگونیتی برای حوضه مبارک در نظر گرفت. تقسیر پراکنده کاتیون Sr برای ارزیابی رخدادهای دیازنی و تقسیر و تشخیص میکروفاسیس‌ها مهم است. تمرکز کاتیون استرانسیم در شبکه کربناتهای یک رابطه ای مستقیم با درجه حرارت آب نشان می‌دهد.

گسترهٔ مقادیر Sr با افزایش کانی‌های آرگونیتی افزایش و با افزایش کانی‌های کلسیتی کاهش می‌یابد (مورس و مکنزی^۴ ۱۹۹۰، رائو و آدابی^۵ ۱۹۹۲، حیدری و دیگران ۲۰۰۰[۱۷]).

گسترهٔ مقادیر Sr در نمونه‌های کل کربناته مناطق تزویچکال عهد حاضر بین ۸۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ پی‌پی‌ام است (میلیمن ۱۹۷۴). ارزیابی نتایج حاصل از مطالعات سازند مبارک بیانگر آنست که مقادیر Sr بین ۲۴۳ تا ۷۵۶ (میانگین ۵۳۶/۵) پی‌پی‌ام است. در ترسیم مقادیر Sr در مقابل Na چهار محدوده مشخص شده است (شکل ۴).

۱- Milliman

۲- Water/rock intetraction

۳- Partition coefficient

۴- Brand and Veizer

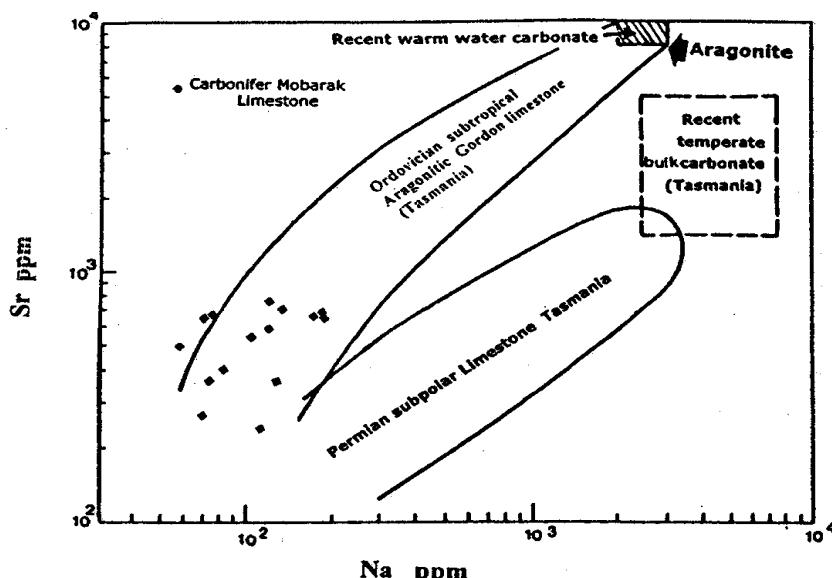
۵- Morse and Mackenzie

کربنات‌های آبهای گرم عهد حاضر به دلیل کانی شناسی آرگونیتی 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 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 آرگونیتی 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 استقاده 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 آرگونیتی تشخیص داده شده است برای تایید کانی شناسی اولیه کربناتهای سازند مبارک از محدوده‌های ژئوشیمیایی آهک‌های گوردون استقاده و یا به عبارتی با آنها مقایسه شده است.

سدیم:

مقدار سدیم در نمونه‌های کل کربناته سازند مبارک بین ۶۰ تا ۱۹۹ (میانگین ۱۲۰) پی‌پی‌ام است. با توجه به شکل ۴ 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.



شکل ۴ - روند تغییرات مقادیر Sr نسبت به Na در نمونه‌های کل کربناته سازند مبارک با ۴ محدوده تعیین شده نمایش داده شده است. تمام نمونه‌های سازند مبارک درون محدوده آهک‌های ساب تروپیکال آرگونیتی گوردون تاسمانیا (رانو ۱۹۹۰-۱۹۹۱) قرارگرفته‌اند که این امر به دلیل مشابهت کانی شناسی این دو محدوده است

^۱-Subpolar

^۲- Bulk Carbntate

^۳- Subtropical

^۴- Gordn Limestone

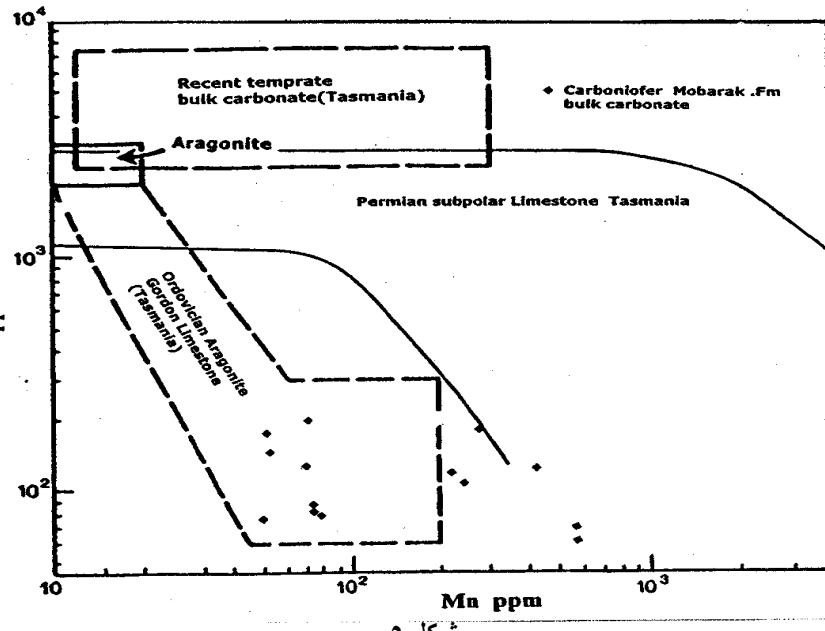
منگنز و آهن: توزیع Mn و Fe در کلسیت ارگانیکی و آرگونیت ارگانیکی متغیر است. شرایط احیایی طی رشد ارگانیسم‌ها منجر به افزایش مقادیر Mn و Fe در کربناتهای ارگانیکی می‌گردد. توزیع Mn و Fe در نمونه‌های کل کربناته سازند مبارک به ترتیب دارای گستره مقادیر ۵۰ تا ۵۸۶ (میانگین ۹۵) پی‌پی‌ام و ۹۹۸ تا ۷۵۰۰ (میانگین ۲۵۲۷) پی‌پی‌ام است.

در شکل ۵ روند تغییرات گستره مقادیر Na و Mn سازند مبارک نمایش داده شده است. نمونه‌های سازند مبارک اغلب در محدوده آهک‌های آرگونیتی گوردون تاسمانیا در استرالیا قرار گرفته‌اند. میزان منگنز با افزایش نفوذ آب‌های متنوریکی افزایش می‌یابد. این افزایش به دلیل ضریب تقسیم بالای منگنز (بیش از ۱۵) و حالت احیایی در آب‌های متنوریک است. در شکل ۶ 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 استنبط می‌شود که رسوبات سازند مبارک تحت تأثیر دو مرحله از فرآیندهای دیاژنتیکی متنوریکی 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 آرگونیت در هنگام تبدیل آن به کلسیت پر منیزیم صورت می‌گیرد. دومین مرحله مربوط به افزایش قابل ملاحظه^۶ Mn، بدون تغییرات عده در مرکز Sr و Na است، این مرحله ناشی از تبدیل HMC به dLMC می‌باشد و نظیر آن در کربناتهای دریایی گرم و کم عمق قدیمه که تحت تأثیر دیاژنت متنوریکی 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 آرگونیتی و سرعت بالای رسوب‌گذاری نسبت داده می‌شود.

نسبت Sr/Mn: در طی فرآیند انحلال آرگونیت مقادیر Sr کاهش و بر عکس آن Mn افزایش می‌یابد. در شکل ۷ نسبت مقادیر Sr/Mn در مقابل Mn رسم شده است. مقادیر نسبت Mn/آهک‌های مبارک محدوده‌های میان ۰/۵ تا ۱۳/۵ (میانگین ۵/۷) را نشان می‌دهد. در این نمودار محدوده^۷ نمونه‌های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر تاسمانیا و محدوده^۸ آهک‌های گرم اردوویسین ساب تروپیکال گروه گوردون تاسمانیا تقسیم 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 محدوده^۹ آهک‌های گوردون (رائو ۱۹۹۱) [۱۹] قرار گرفته‌اند، و آن به دلیل مشابهت کانی شناسی این نمونه‌ها است.

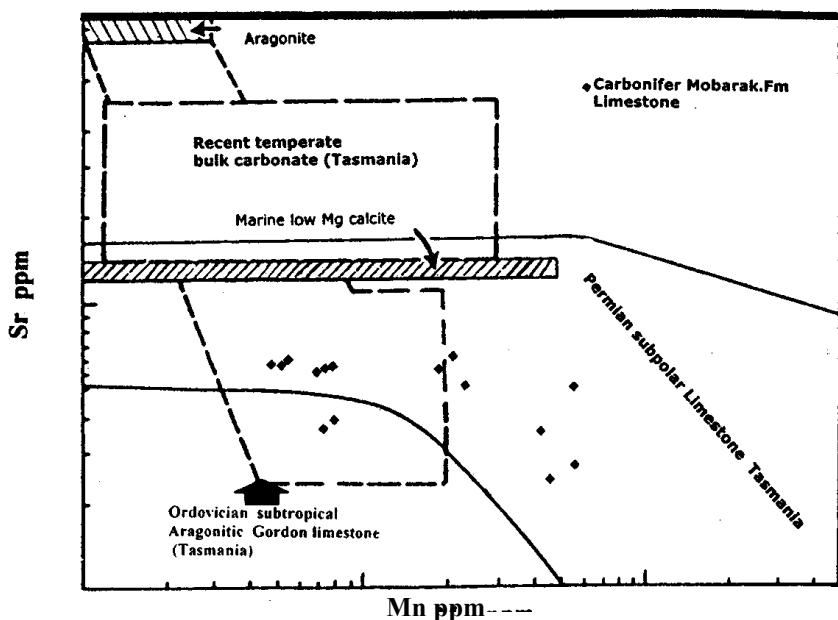
نمونه‌های سازند مبارک اغلب در مجاورت و یا درون محدوده آهک‌های ساب تروپیکال آرگونیتی گوردون تاسمانیا (رائو، ۱۹۹۱) قرار گرفته‌اند که این بدلیل مشابهت کانی شناسی این دو محدوده است، افزایش چشمگیر

مقادیر Mn و کاهش نسبت Sr/Mn در تعدادی از نمونه‌ها می‌تواند به دلیل تأثیر گستردگی دیاژنر نزدیکی در یک محیط نیمه بسته تا باز باشد.

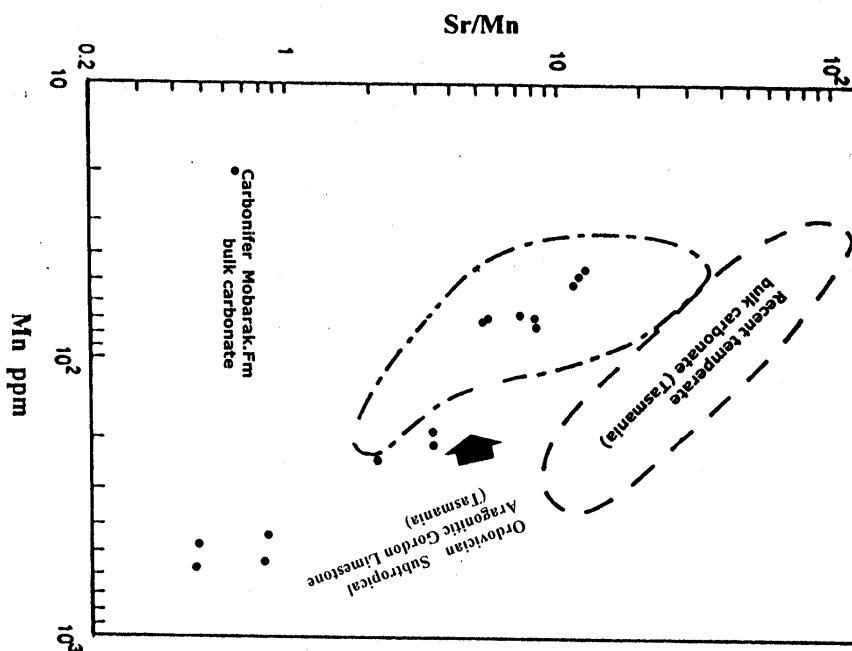


شکل ۵

در شکل ۵- روند تغییرات گستره مقادیر Na و Mn سازند مبارک نمایش داده شده است. نمونه‌های سازند مبارک. اغلب در محدوده آهک‌های آرگونیتی گوردون تاسمانیا در استرالیا قرار گرفته‌اند. میزان منگنز با افزایش نفوذ آبهای متوریکی افزایش می‌یابد. این افزایش به دلیل ضریب تفکیک بالای منگنز (بیش از ۱۵) و حالت احیایی در آب‌های متوریک است.



شکل ۶- تغییرات مقادیر Sr نسبت به Mn در نمونه‌های کل کربناته سازند مبارک. اغلب نمونه‌های سازند مبارک به دلیل مشابهت کانی شناسی درون محدوده آهک‌های ساب تروپیکال آرگونیتی گوردون تاسمانیا (رانو، ۱۹۹۰) قرار گرفته‌اند.



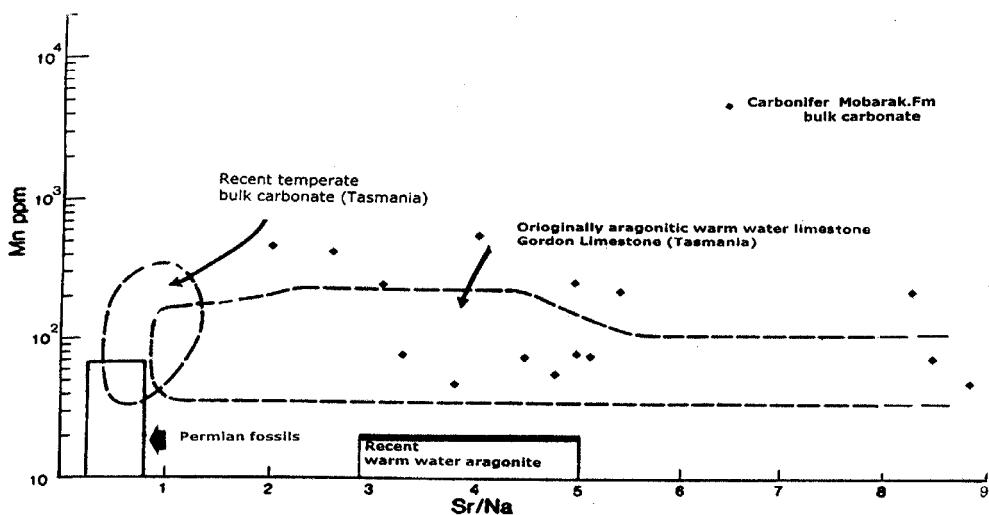
شکل ۷- روند تغییرات مقادیر Sr/Mn نسبت به Mn در نمونه‌های کل کربناته سازند مبارک.

نسبت : Sr/Na

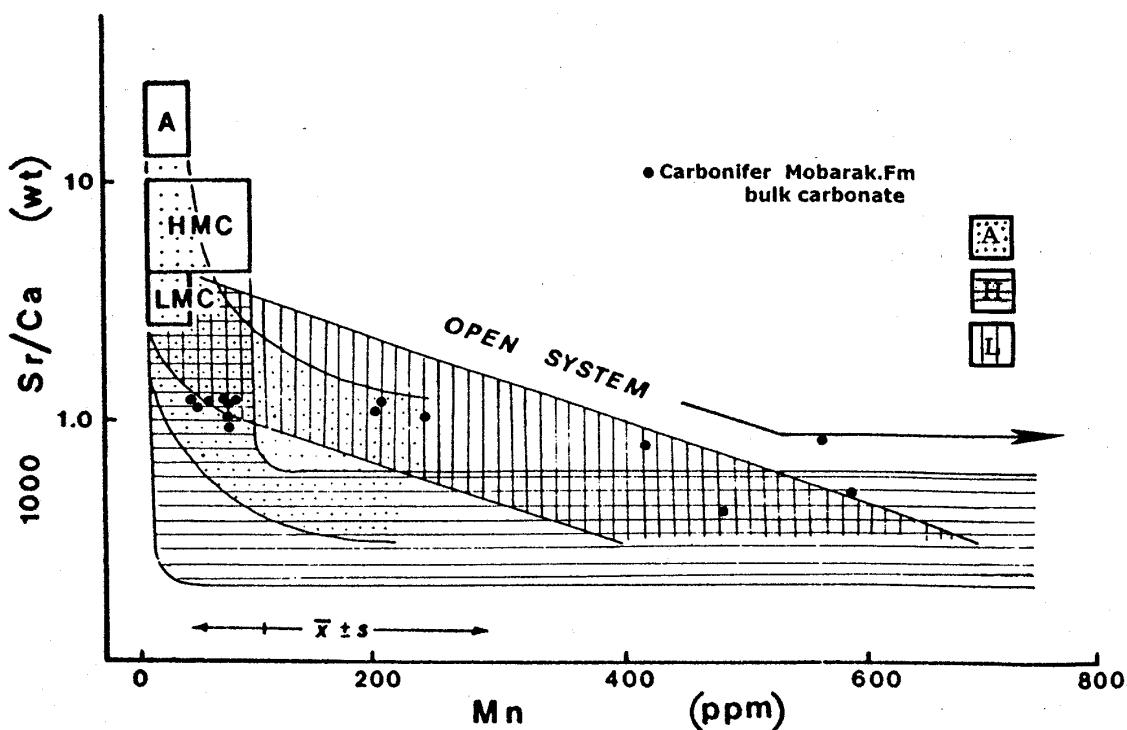
در شکل ۸ نسبت Sr/Na در مقابل Mn ترسیم شده است. آهک‌های آرگونیتی تروپیکال عهد حاضر دارای مقادیر کم منگنز و نسبت بالای Sr/Na در حدود ۳ تا ۵ می‌باشد. در کربنات‌های کلسیتی مناطق معتدله نسبت Sr/Na کم (در حدود ۱) می‌باشد (رانو ۱۹۹۱) [۱۹]. نمونه‌های آهکی آبهای گرم اردوویسین ساب تروپیکال گوردون تاسمانیا دارای نسبت بالای Sr/Na (حدود ۱۰) می‌باشد. 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 می‌دهند که این به دلیل مشابهت کانی شناسی هر دو حوضه است.

نسبت : Sr/Ca

بر اساس نسبت Sr/Ca و مقادیر Mn می‌توان روند دیاژنر متوالیکی در سیستم‌های باز و بسته را تعیین نمود (شکل ۹). در این نمودار محدوده‌هایی برای روندهای دیاژنریکی آرگونیت (A) و کلسیت پر منیزیم (HMC) و کلسیت کم منیزیم (LMC) توسط برند و وایزر (۱۹۸۰) مشخص گردیده است. نسبت Sr/Ca سازند مبارک بین ۰/۰ تا ۲ (میانگین ۱/۲۶) است. در سیستم دیاژنری 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 فاز هادیاژنری تغییرات محسوسی نسبت به ترکیبات اولیه ندارد. افزایش منگنز در کلسیت دیاژنریکی نشانگر باز بودن سیستم است. نمونه‌های سازند مبارک تحت تأثیر فرآیند دیاژنری در یک محیط نیمه بسته تا باز قرار گرفته‌اند.



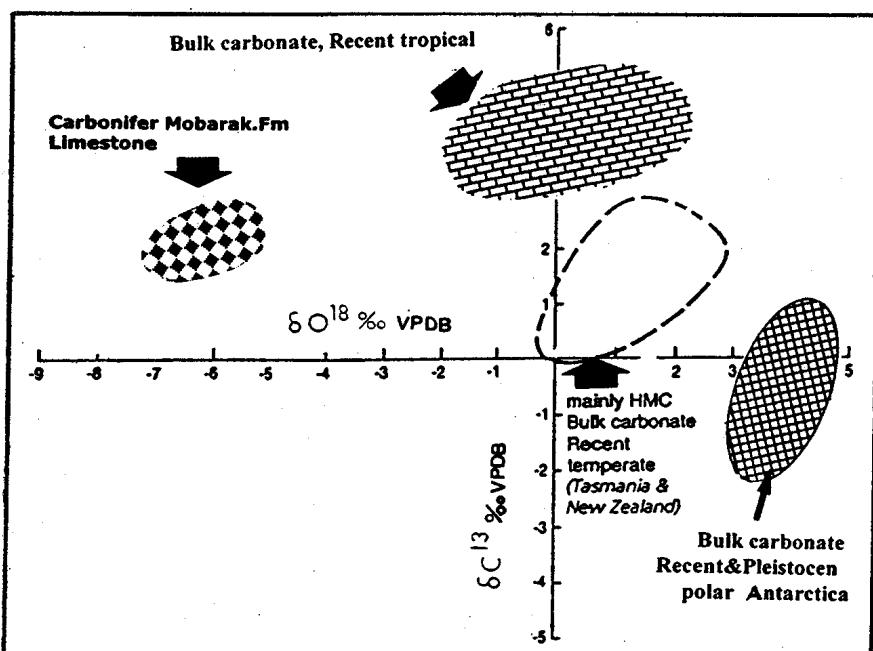
شکل ۸- روند تغییرات مقادیر $\text{Mn}/\text{Sr/Na}$ نسبت به Mn در نمونه‌های کل کربناته سازند مبارک. روند قرارگیری نمونه‌های سازند مبارک مشابه آهک‌های ساب تروپیکال آراؤگونیتی گوردون تاسمانیا (رانو ۱۹۹۰-۱۹۹۱) است. که این به دلیل مشابهت کانی شناسی این دو محدوده است. فسیل‌های پرمین ساب پولار و رسوبات کربناته مناطق معتمله دارای نسبت Sr/Na حدوداً ۱ هستند، که بیانگر منشأ کلسیتی این رسوبات است. نسبت Sr/Na در آهک‌های آب‌های آراؤگونیتی عهد حاضر بین ۳ تا ۵ است (رانو 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 و تبدیل از آراؤگونیت به کلسیت دیاژنتیکی قرار می‌گیرد. سیستم اغلب تحت تاثیر 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.

ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن

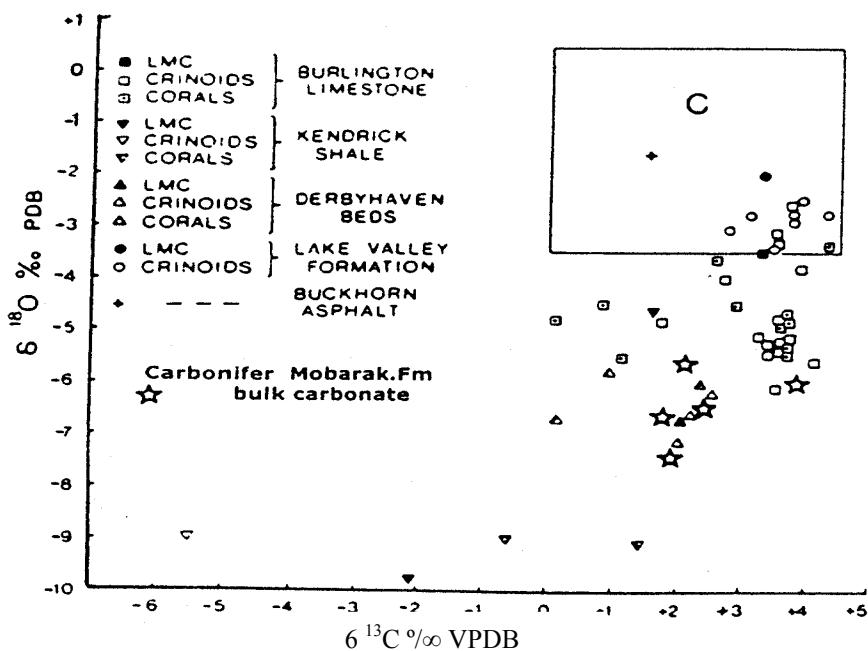
ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ دامنه تغییرات میان $-5/57$ - $-7/3$ - و میانگین $6/38$ - $6/38$ V PDB و ایزوتوپ کربن ۱۳ بین $+1/78$ - $+2/7$ - و میانگین $+2/16$ - $+2/16$ VPDB را نشان می‌دهد. در شکل ۱۰ نمونه‌های کل کربناته سازند مبارک با محدوده‌های کل کربناته عهد حاضر تروپیکال، کربناته‌های معتدله عهد حاضر تاسمانیا و نیوزیلند و محدوده کربناتهای قطب جنوب (رانو 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 متوریکی در حوضه 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] مطابقت دارد و با مشکلهای آرگونیتی و کربناتی تشکیلات دربی هون^۲ جزایر بریتانیا قابل مقایسه است. مقادیر ایزوتوپ کربن ۱۳ در حد مشکلهای فسیلی کربونیفر و مشابه با گستره ایزوتوپی عهد حاضر مشابه است در حالی که مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ به دلیل تأثیر دیاژنز متوریکی سبکتر است (شکل ۱۱). رفتاریا عملکرد ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن دربرابر عناصر فرعی نیز بیانگر کانی شناسی اولیه آرگونیتی برای حوضه مبارک را نشان می‌دهد (شکل‌های ۱۲ و ۱۳).



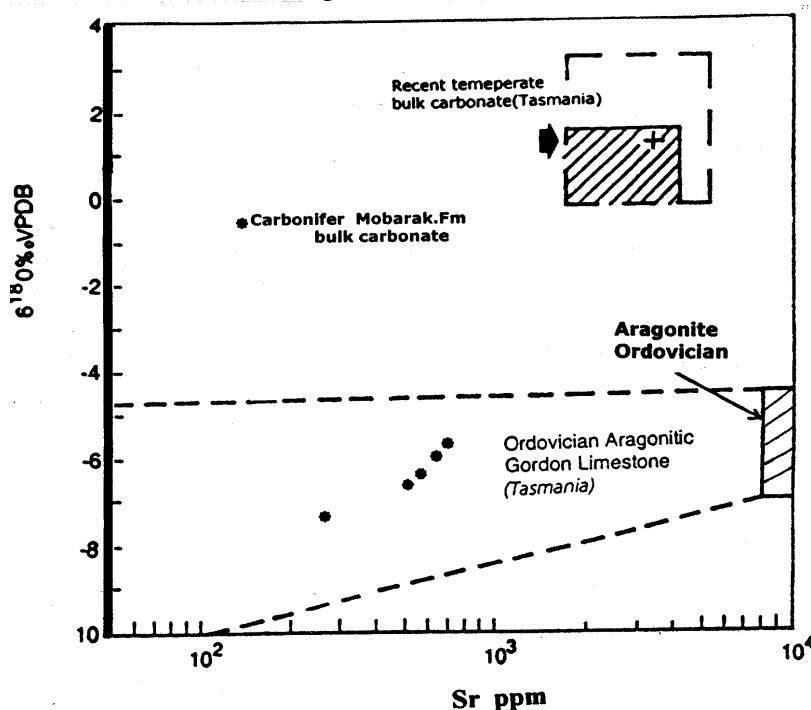
شکل ۱۰- در این نمودار داده‌های ایزوتوپی نمونه‌های کل کربناته سازند مبارک با آهک‌های تروپیکال، آهک‌های مناطق معتدله و قطبی عهد حاضر مقایسه شده است.

۱- Dickson and Coleman

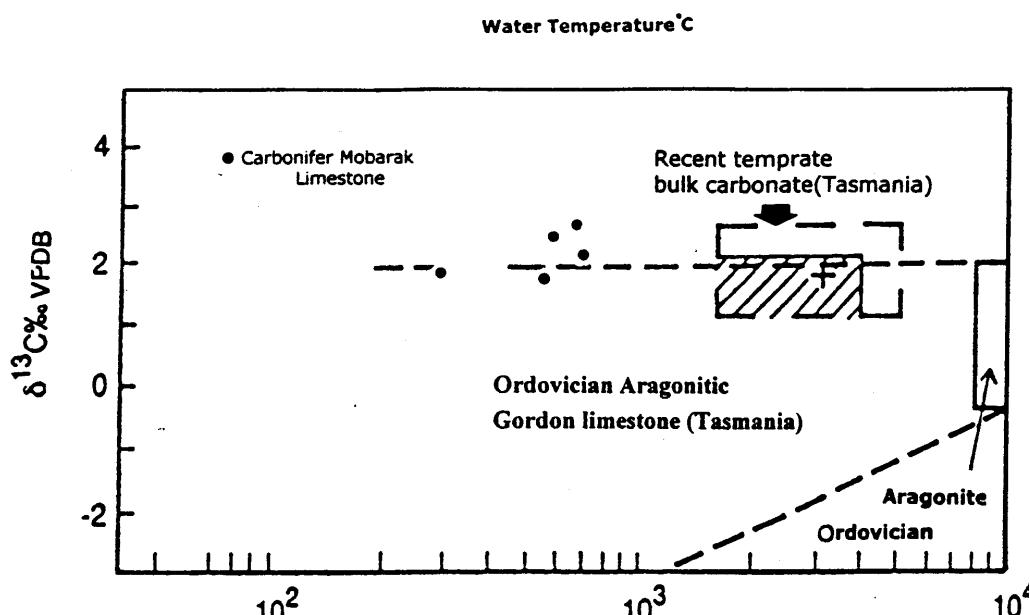
۲- Derbyhaven



شکل ۱۱- تغییرات ایزوتوب اکسیژن ۱۸ و ایزوتوب کربن ۱۳ در نمونه‌های کل کربناته سازند مبارک و مقایسه آن با محدوده فسیلهای آتره نشده آرگونیت و کلسیت کم منزیم. محدوده C محدوده فسیلهای کربونی برای آن دسته از ترکیباتی که در حال تعادل ایزوتوبی 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 ایزوتوب کربن سازند مبارک در حد نمونه‌های محدوده C است، ولی ایزوتوب اکسیژن ۱۸ بعلت تاثیر عده دیاژنز متوریکی مقادیر سبکتری را نشان می‌دهد.



شکل ۱۲- تغییرات ایزوتوب اکسیژن در مقابل Sr. در این نمودار نمونه‌های کربناته سازند مبارک درون محدوده آهک‌های آرگونیتی اردوویسین (رانو، ۱۹۹۰) واقع شده است که این به دلیل مشابهت کانی شناسی بین این دو حوضه می‌باشد.



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

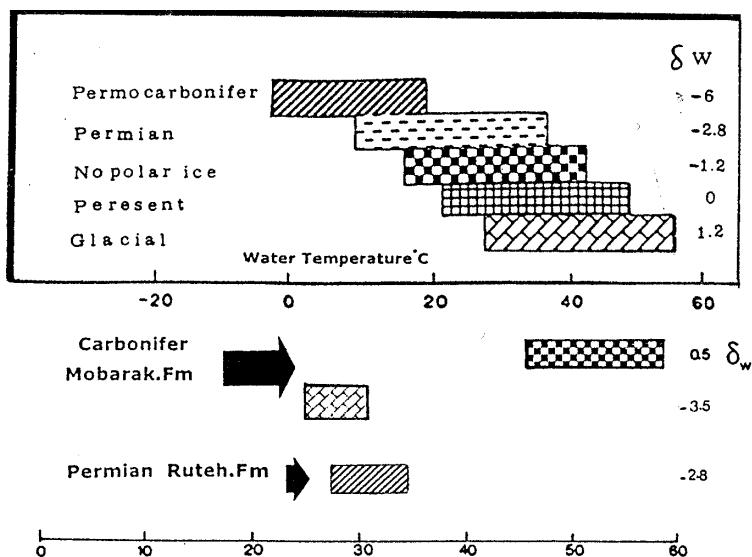
نحوهٔ محاسبه دمای قدیمهٔ آب دریای کربونیفر

در این مطالعه برای تعیین دمای قدیمه از رخسارهایی که دارای حداقل دگرسانی و مقادیر بالایی از Sr و مقادیر ناچیز Fe, Mn بوده‌اند استقاده شده است. درجه حرارت آبهای قدیمه سازند مبارک با استقاده از فرمول شکلتون و کنت^۱ ($T^{\circ}\text{C} = 16.9 - 4.38(\delta\text{C} - \delta\text{W}) + 0.10(\delta\text{C} - \delta\text{W})^2$) [۲۱] (۱۹۷۵) در حدود ۲۶ تا ۳۱ درجه سانتی‌گراد است که در این معادله به جای δW مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ آب دریای کربونیفر ۰.۵٪- (براند ۱۹۸۲) [۲۲] قرار داده شده است (شکل ۱۴). به طور کلی برند (۱۹۸۲) معتقد است که آب دریای کربونیفر از نظر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸، $18 \pm 2\%$ VPDB نسبت به متوسط آب اقیانوس‌های عهد حاضر در نوسان بوده است.

تجزیه و تحلیل شیمی رخسارهای موجود در سازند مبارک

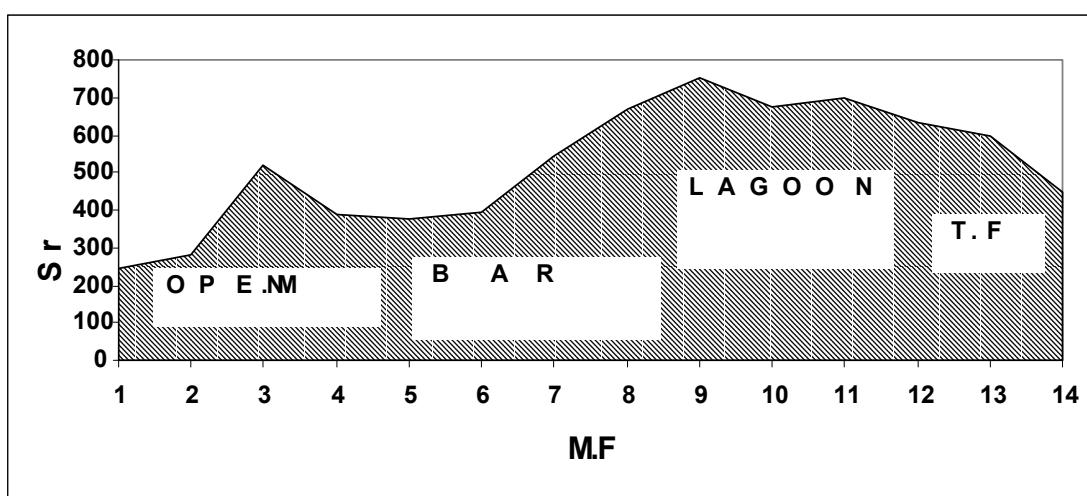
به طور کلی در رخسارهای این سازند یک توزیعی بایمودالی Sr مشاهده می‌شود. در میان رخسارهای آهایی که دارای متشکله‌های آراغونیتی هستند دارای Sr بالا و بر عکس رخسارهایی که ز متشکله‌های کلسیتی پرمیزیم (HMC) و کم منیزیم (LMC) تشکیل شده‌اند دارای استرانسیم پایینی دارند. در شکل‌های ۱۵ و ۱۶ با استقاده از اطلاعات ژئوشیمیائی^۲ محیط رسوبی تشخیص داده شده است که با مطالعات پتروگرافی مطابقت دارد. با استقاده از عناصر Sr و Mn، ۱۴ رخساره مربوط به^۳ محیط رسوبی از یکدیگر تفکیک شده‌اند.

^۱- Shackleton and Kennett

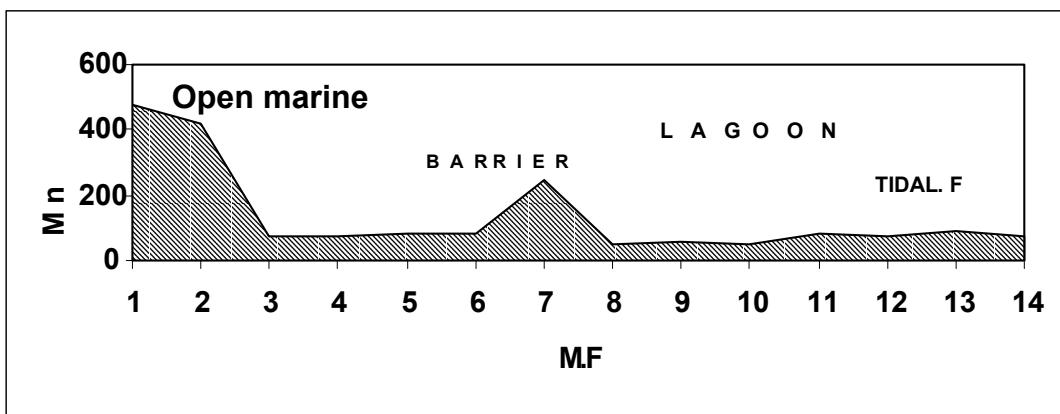


شکل ۴- محدوده دمای تعیین شده برای نمونه های کربناته پرموکربونیفر، کربونیفر مناطق غیر یخچالی و یخچالی عهد حاضر (دیکسون و کلمن ۱۹۸۰) بر اساس ایزوتوپ $\delta^{18}\text{O}$. با توجه به تغییرات ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ آب دریا (δw)، و سنگین ترین ایزوتوپ اکسیژن، دمای تشکیل کربناتهای سازند مبارک تعیین شده است

رخسارهای پهنه‌های جذرومدی از نظر تمرکز Sr و Na بیشتر از محیط‌های سدی و بخش دریایی باز و کمتر از رخسارهای لاگونی است. رخسارهای همراه با قالب‌های تبخیری سبخایی حاوی مقادیر سدیم بیشتر و 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 دریایی باز است. در بخش عمیق لاگون مقدار سدیم بیشتر از بخش‌های کم عمق لاگونی است. بالا بودن منگنز در رخسارهای دریایی باز به شرایط احیایی محیط بستگی دارد.



شکل ۵- ترسیم مقادیر Sr در مقابل میکروفاسیس سازند مبارک. افزایش چشمگیر میزان استرانسیم در رخسارهای لاگونی و کاهش آن در محیط سدی و دریایی باز نشان داده شده است.



شکل ۱۶ - 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 آرگونیتی است. ۱۴ رخساره تکیک شده در سازند مبارک در ۴ محیط رسوی دریای باز، سد، لاجون و پهنه جذرومدی بر جای گذاشته شده‌اند. در رخساره سدی و دریای باز به علت وفور اسکلت‌هایی با ترکیبات کلسیت پر منیزیم (HMC) نظیر قطعات کرینوئیدی، کاهش Sr و افزایش عناصر Mn, Fe, Na مشاهده می‌شود. بالا بودن مقادیر Mn در محیط دریای باز و افزایش چشمگیر Sr در محیط لاجون به ترتیب مربوط به شرایط احیایی بالا و مینرالوژی غالب آرگونیتی در این 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 دیاژن دیاژن متاوریکی مشابه قرار گرفته‌اند.

منابع

1. R. Steiger, Die geologie der west-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) sedimentology 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

- 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. Asereto, The Paleozoic Formation in central Elborz Iran, perliminary note ,Rivista Italiana di paleontologie stratigrafia vol. 69 (1963) 503-543.
- ۸- حسین مصدق، میکروفسیل‌ها، رخسار‌ها، 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 آزو (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 Geolg 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.

- 17- E . Heydari, J. Hassanzadeh and W.J. Wade, Geochemistry 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 initiation 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.