تعیین مینرالوژی اولیه، بازسازی محیط رسوبی نهشته های سازند روته حوضه البرز مرکزی با استفاده از مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی

نوشته : دکتر محمد حسین آدابی * و بیتا ارباب

Primary Mineralogy, reconstruction of sedimentary environment of the Ruteh Formation in Central Alborz. A Petrography & Geochemical approach

By: Dr. M.H.Adabi*, and B.Arbab*

چکیده

واحد رسوبی بیوژنیک سازند روته با ناپیوستگی هم‌شیب بر روی واحد آواری سازند دورود و در زیر یک افق تخریبی - لاتریتی واقع در حد فاصل سازندهای روته و الیکا نهشته شده است . ستبرای این توالی ۱۶۰ متر اندازه گیری شده است . رسوبات کربناته این سازند بطور عمده تحت تأثیر دیاژنز فریاتیک متئوریکی در یک سیستم نیمه بسته (Semi closed) قرار گرفته است. با توجه به توزیع عناصر اصلی و فرعی و گستره ایزوتوپی اکسیژن ۱۸ وکربن ۱۳ نهشته‌های کربناته این سازند قابل مقایسه با آهکهای ساب‌پولار (Subpolar) پرمین تاسمانیا در استرالیا است. این انطباق می‌تواند به دلیل شباهت بین مینرالوژی سازند روته با محدوده آهکهای کلسیتی پرمین تاسمانیا باشد.

مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن مربوط به نمونه‌های آهکی سازند روته درون محدوده براکیوپودهای پرمین با عرض جغرافیایی کم تا متوسط واقع شده است که می‌تواند به دلیل مینرالوژی کلسیتی مشابه باشد . محدوده درجه پارینه دما بر اساس سنگین‌ترین مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ و با در نظر گرفتن مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ آب دریای پرمین برابر ‰VPDB۲/۸- بین ۲۷ تا ۳٤/۵ درجه سانتی‌گراد تعیین شده است. بر اساس مطالعات آزمایشگاهی تعداد ۹ میکروفاسیس (مادستون تا گرینستون) تشخیص داده شده است که در سه محیط دریای باز ، سد و لاگون بر جای گذاشته شده‌اند. رخساره مربوط به پهنه جذرومدی در این سازند به علت رخداد فرسایشی مشاهده نشده است.

با توجه به تجزیه و تحلیل شیمی رخساره‌ها ،رخساره‌های مربوط به محیط لاگونی و بخش پشت سدی به دلیل داشتن اجزاء متشکله اسکلتی بیوتیک (biotic) آراگونیتی بیشترین تمرکز Sr و توزیع متوسط عناصر Fe، Na و Mn را نشان می‌دهند. در رخساره‌های دریای باز میزان عناصر Na ، Fe ، Mn افزایش و تمرکز عنصر Sr کاهش می‌یابد. بیشترین تمرکز Mg متعلق به رخساره‌هایی با وفور جلبک‌های قرمز (Red algae) می‌باشد.

واژه های کلیدی : مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیائی ، بازسازی محیط رسوبی ، میکروفاسیس ، سازند روته ، ایران

Abstract

Ruteh Formation is overlain with distinct laterite - detrital horizon between Elika and Ruteh Formation and is underlain disconformably by Dorud Formation. The Permian sequence is composed of 160 meters of dark to light fossiliferous limestone. Geochemical studies illustrates that these carbonates were affected mostly by distal pheratic meteoric diagenesis.

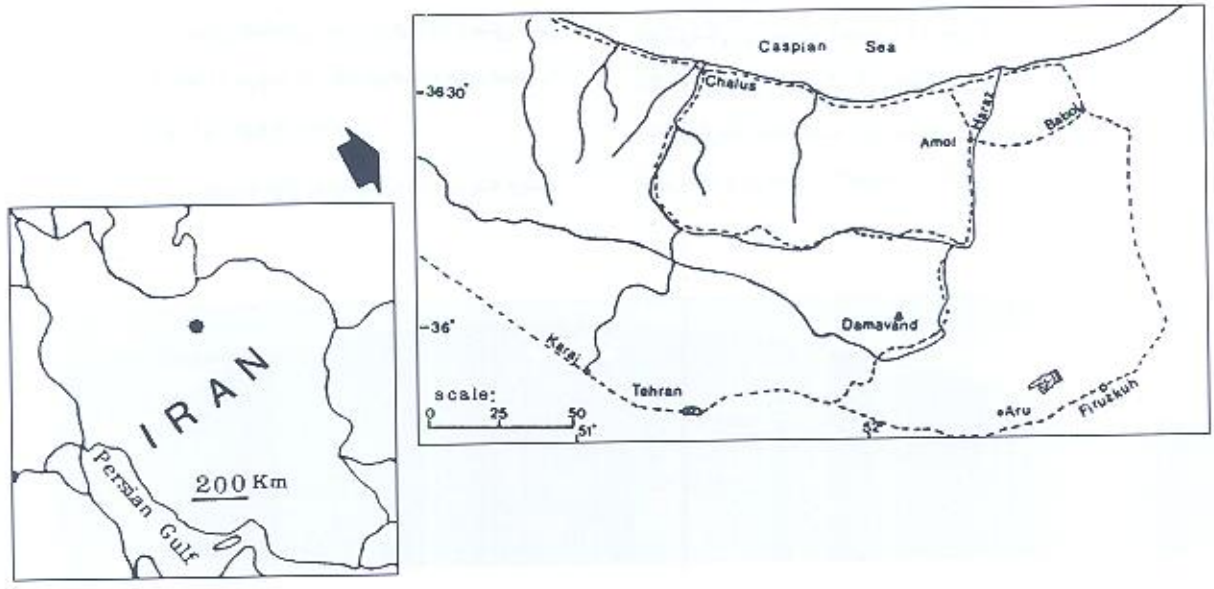
Elemental and $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ values of limestone in Rutch Formation led to recognition of calcitic mineralogy. These data fall within subpolar Permian Limestone (Tasmania , Australia) field due to similar calcitic mineralohgy. Palcotemperature study indicates an ambient temperature between 27-34.5°c .
Facies analysis and petrographic studies led to recognition of 9 microfacies deposited in an open marine,bar and lagoon environments . On the basis of facies chemistry, the high Sr contens arc due to aragonitic components deposited in lagoon to back barrier environments. The high Mg concentration is related to the high abundance of red algae (Gymnocodiacea).

Keywords: Petrographic and Geochemical studies, Sedimentary Environment Reconstruction, Microfacies, Ruteh Formation, Iran

مقدمه

در این تحقیق برشی از سنگهای مربوط به توالیهای رسوبی کربناته پالئوزوئیک بالائی ، منطقه روستای آرو ، در خاور البرز مرکزی، ۹۵ کیلومتری خاور تهران انتخاب گردیده است .این منطقه بین مختصات جغرافیائی " ۰۰ ′ ۲۳ ° ۵۲ طول خاوری و " ۰۰ ′ ۴۰ ° ۳۵ عرض شمالی قرار دارد (شکل ۱) . مطالعاتی که در گذشته در این منطقه انجام شده بیشتر از دید فسیل شناسی و چینه شناسی بوده ، ولی تاکنون بر روی این نهشتهها مطالعات ژئوشیمیایی ،دیاژنتیکی و شیمی رخسارهها انجام نپذیرفته است .

اکنون حدود چند دهه ای است که کاربرد آنالیزهای ژئوشیمیائی (عناصر اصلی و فرعی و ایزوتوپهای پایدار اکسیژن و کربن) اطلاعات ارزشمندی در اختیار محققین قرار داده است . در این پژوهش سعی بر آن بوده است تا براساس مطالعات ژئوشیمیایی و پتروگرافی بتوان میترالوژی اولیه ، تفکیک شیمی رخساره ها و بازسازی محیط رسوبی پارینه را تعیین نمود. شناسایی میترالوژی اولیه پارینه کربناتها بسیار حائز اهمیت است، زیرا میتوان با درک این مطلب پیرامون شرایط محیط رسوبی چون دما، ژرفا، شوری و نیز فرآیندهای دیاژنتیکی بخوبی اظهار نظر نمود.



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

چینه شناسی منطقه

در شکلهای ۲ و ۳ رسوبات پالئوزوئیک بالایی منطقه آرو مشخص شده است. برش تیپ سازند روته نیز اولین بار توسط Assereto(1963) در دره روته واقع در دره جاجرود معرفی گردید. او ستبرای سازند را ۲۳۰ متر اندازه گیری کرده است .در برش آرو، آهکهای خاکستری روشن با ناپیوستگی هم شیب بر روی واحد آواری سازند دورود قرار می گیرد و در بالای این سازند، حدود ۲۰ متر شیلهای زرد تا قرمز رنگ و مواد لاتریتی غنی از ترکیبات آهن‌دار همراه با یک کنگلومرای قاعده‌ای به رنگ قهوه‌ای تا قرمز تیره متشکل از قطعات کوارتز با جورشدگی بد قرار گرفته است(قاسمی نژاد ۱۳۶۷) . عقیده بر این است که پیشروی دریای نسن در دامنه های شمالی البرز با رسوبات دریایی توام بوده ، اما در دامنه های جنوبی رسوبات تخریبی با ستبرای کم همراه با لاتریت بر جا گذاشته است، لذا این واحد تخریبی - لاتریتی را میتوان معادل یا هم ارز سازند نسن در نظر گرفت (مذاکرات شفاهی دکتر شمیرانی ، ۱۳۸۱) . بر روی واحد لاتریتی، لایه‌های زرد رنگ آهک استراکوددار و آهکهای ورمیکوله نازک لایه سازند الیکا قرار می گیرد .ردیف رسوبی سازند روته در برش آرو، شامل توالیهای آهکهای ماسه‌ای و آهکی ، خاکستری روشن نازک ، متوسط و ستبر لایه همراه با مرجانها، براکیوپودها، بریوزوئرها، کرینوئیدها و جلبکها بصورت ماکروفسیل و میکروفسیل تشکیل یافته است. در توالیهای رسوبی این سازند ساختار رسوبی بیوژنیکی نظیر آثار زیستی زئوفیکوس (Zoophycos) وکندریتس (Chondrites) نیز مشاهده می گردد (شکل ٤) . شاکری (۱۳۸۰) بر اساس مطالعاتی که بر روی آثار زیستی این سازند انجام داده‌اند ، زئوفیکوسها را مربوط به یک حوضه به طور عمده با ترازهای انرژی پایین و محیطی آرام مربوط میدانند.

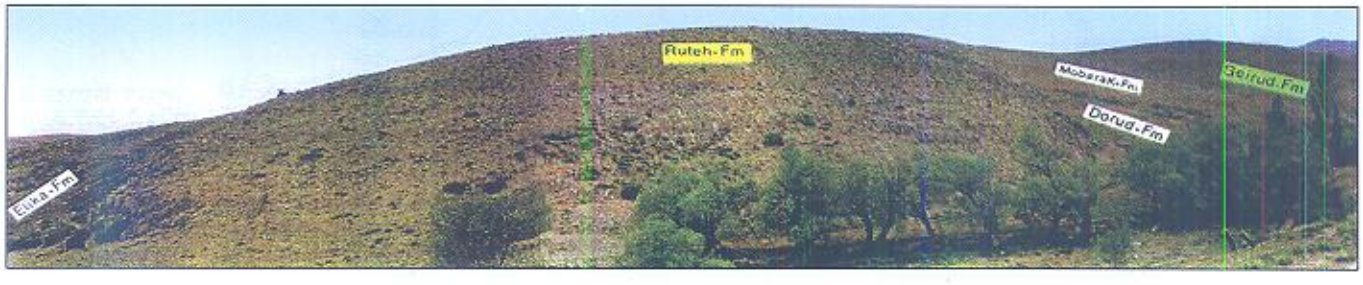
قاسمی نژاد (۱۳۶۷)، با توجه به میکروفسیلهای موجود به ویژه فرامینیفرهای بنتیک شاخص که در توالیهای رسوبی سازند روته (در برش مورد بررسی) وجود دارد، سن این نهشته‌ها را آرتینسکین بالایی تا مرغابین (Upper Artinskian to Murghabian) پیشنهاد نموده است. ستبرای اندازه گیری شده برای سازند یاد شده حدود ۱۶۰ متر است .

روش مطالعه

مطالعات پتروگرافی : حدود ۱۲۰ مقطع نازک از نمونه‌های دستی تهیه و یک سانتی متر انتهای مقاطع نازک با مخلوط آلیزارین قرمز رنگ و فری سیانید پتاسیم به روش Dickson(1965) برای تشخیص کلسیت از دولومیت و تعیین مقادیر آهن رنگ آمیزی شده است. جداسازی رخساره ها با توجه به شمارش دانه ها به روش Carrozi (1989) انجام گرفته است.

مطالعات ژئوشیمیائی:

تعیین ترکیب ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳: 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) حوضه سازند روته انتخاب شده است. در این آنالیز از نمونه هایی که کمتر تحت تاثیر دگرسانی قرار گرفته استفاده گردیده تا بدین طریق از بروز خطا در نتایج جلوگیری شود. پس از پودر کردن نمونه‌ها بوسیله مته‌های دندانپزشکی و دستگاه آسیاب ، ۱۵ میلی گرم از پودر هر نمونه کربناتی برای آنالیز ایزوتوپی به مرکز آزمایشگاهی علوم(CSL) دانشگاه تاسمانیا در استرالیا ارسال شده است. این نمونه‌ها به مدت ۲٤ ساعت تحت تأثیر اسید فسفریک و در دمای ۲۵ درجه سانتیگراد قرار گرفته و گاز C o2 متصاعد



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

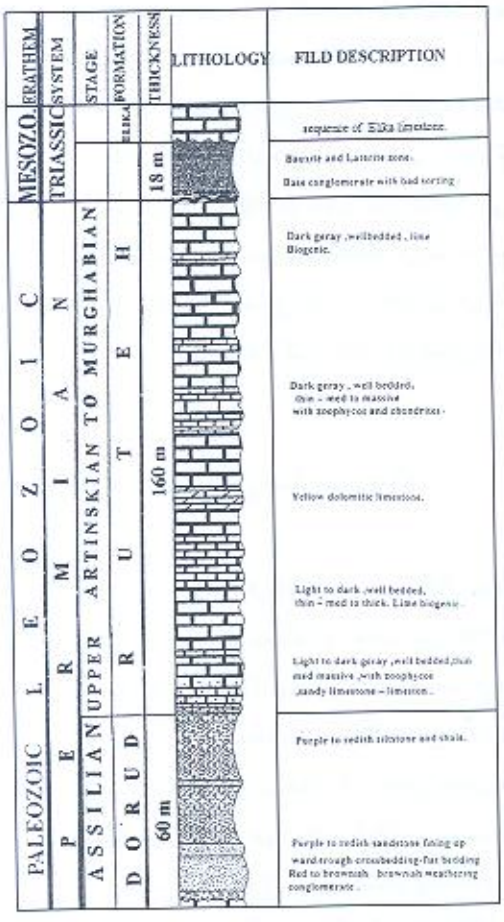
شـــــده از هـر نمونـه بکمـک دسـتگاه طیـف سنـــــج جرمـی (Micromass,602D)اندازه گیری شده است. خطای اندازه گیـری درحـد ‰ ۰/۱ ± است.

ترکیب ایزوتوپی اکسیژن و کربن نمونه ها بصـورت " δ " و برحسـب در هزار(Permil) بیان می گردد و نسبت به اســـــتاندارد مرجع (VPDB) Vienna Pee Dee Blemnite سنجیده می‌شود .

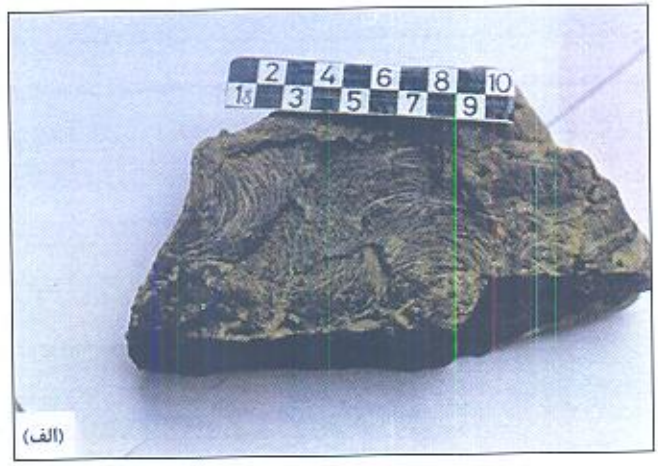
تجزیه عنصـری : بـرای آنـالیز عنصـری تعـداد ۱۵ نمونـه از سـنگهای آهکی سازند مبارک با توجه به تغییرات میکروفاسیسها انتخاب شده اسـت . ۰/۱۲۵گرم از پودر هر نمونه را در محلول یک مـول اسید کلریدریک بـه مدت ٤ ساعت قرار داده و سپس آنها را بـا دسـتگاه اسـپکتروفتومتر جـذب اتمی در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشکده علـوم زمیـن دانشـگاه شـهید بهشـتی مورد تجزیه قرار داده‌ایم . گستره مقادیر عناصر اصلی(Ca,Mg) و فرعـی (Fe,Mn,Na,Sr) برحسب پی پـی ام (ppm) انـدازه‌گیـری شـده اسـت. درتمام مقادیر قرائت شده میزان در صد ناخالصیها نـیز در نظـر گرفتـه شـده است. نمونه‌هایکه بیش از ۱۵ در صد مواد غیر قابل حل در اسید داشـته انـد در تعبیر و تفسـیر اطلاعات از آنها استفاده نشده است

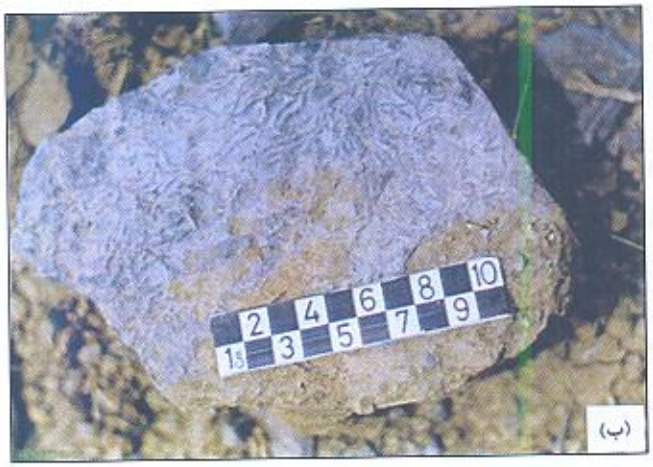
نتایج ژئوشیمیائی

مینرالهای اصلی کربناته که در آب دریا تشکیل می‌شوند، به طورعمـده شامل آراگونیـت (A)، کلسیت پرمنیزیم (HMC) و کلسـیت کـم منیزیم



شکل۳- ستون چینه شناسی سازند روته (ارباب ،۱۳۸۰)





شکل ٤ - الف)آثار زئوفیکوس (Zoophycos) و ب) آثار تغذیه‌ای کندریتس (Chondrites) در ردیفهای رسوبی سازند روته .

(LMC) می‌باشد. مطالعات مختلف نشانگر آنست که میزالهای کربناته با تغییرات دما ، میزان عناصر Ca و Mg در محلول، درجه شوری و فشار گاز کربنیک تغییر می‌یابند (Rao, 1996). براین اساس آراگونیت و کلسیت پرمنیزیم در آبهای دریاهای کم ژرف تشکیل می‌شوند، زیرا رشد کلسیت با منیزیم کم (LMC) توسط یونهای Mg در آبهای گرم متوقف می گردد. افزایش ژرفا، میزان کلسیت کم منیزیم (LMC) افزایش می‌یابد. در آبهای سرد اثر Mg بعنوان بازدارنده تشکیل کلسیت LMC بی اثر است. در طی تغییرات دیاژنتیکی اغلب میزالها به ترکیب پایدار دیاژنتیکی (dLMC) تبدیل می‌شوند.

میزالوژی اولیه کلسیتی سازند روته

استرانسیم

گستره مقادیر Sr در نمونه‌های کل کربناته مناطق تروپیکال عهد حاضر بین ۸۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ پی پی ام و مناطق معتدله عهد حاضر بین ۱۶۴۲ تا ۵۰۰۷ پی پی ام است(Milliman,1974) . ارزیابی نتایج حاصل از مطالعات آهکهای سازند روته بیانگر آنستکه مقادیر Sr بین ۴۷۰ تا ۱۶۳۷ (میانگین ۸۷۲) پی‌پی‌ام در تغییر است. در شکل ۵ بر اساس مقادیر Sr و Na سه محدوده ، آبهای گرم آراگونیت عهد حاضر با بالاترین میزان Sr و Na ، محدوده آهکهای آبهای سرد ساب پولار پرمین تاسمانیا و محدوده آهکهای کربناته معتدله عهد حاضر از یکدیگر تفکیک شده اند(Rao , 1991) . نمونه‌های کل کربناته سازند روته در خارج از محدوده آهکهای ساب پولار پرمین قرار گرفته اند که این به دلیل تخلیه شدید سدیم در طی دیاژنز متئوریک است .

سدیم

مقدار سدیم در نمونه‌های کل کربناته سازند روته بین ۳۶ تا ۹۵ (میانگین ۶۰) پی پی ام می باشد. با توجه به شکل ۵ آبهای گرم عهد حاضر به دلیل عدم تأثیر دیاژنز غیر دریایی دارای بیشترین میزان سدیم است

منگنز و آهن

تمرکز منگنز در کربناتهای آراگونیتی تروپیکال عهد حاضر کمتر از ۳۰ پی پی ام (Milliman , 1974) ولی در کربناتهای معتدله عهد حاضر بیش از ۳۰۰ پی پی ام است (Rao & Adabi ,1992) . در شکل ۶ مقادیر Sr و Mn در مقابل یکدیگر ترسیم شده است ، مقادیر Mn سازند روته بین ۱۰۴ تا ۴۳۶ (میانگین ۱۸۱) پی پی ام در نوسان می‌باشد . نمونه‌های کل کربناته سازند روته در محدوده آهکهای ساب پولار پرمین تاسمانیا و در محدوده کلسیت کم منیزیم دریایی قرار می گیرند. و لذا نمونه‌های سازند روته میزالوژی کلسیتی را نشان می‌دهد.

نسبت Sr/Mn

در طی فرآیند انحلال آراگونیت تمرکز Sr کاهش یافته و بالعکس Mn افزایش می‌یابد. در شکل ۷ نسبت مقادیر Sr/Mn در مقابل Mn رسم شده است. مقادیر نسبت Sr/Mn آهکهای روته محدوده‌های بین ۱/۶ تا ۱۱/۴۵ (میانگین ۶) را نشان می‌دهد. کربناتهای معتدله عهد حاضر در بالای محدوده آهکهای ساب پولار پرمین تاسمانیا قرار دارد که این به دلیل تمرکز بالای Sr/Mn و عدم تأثیر دیاژنز غیر دریایی در آنها است (Rao. 1991) . نمونه‌های سازند روته در محدوده آهکهای کلسیتی ساب پولار پرمین تاسمانیا قرار گرفته‌اند که این به دلیل مشابهت میزالوژی این نمونه‌ها می‌باشد .

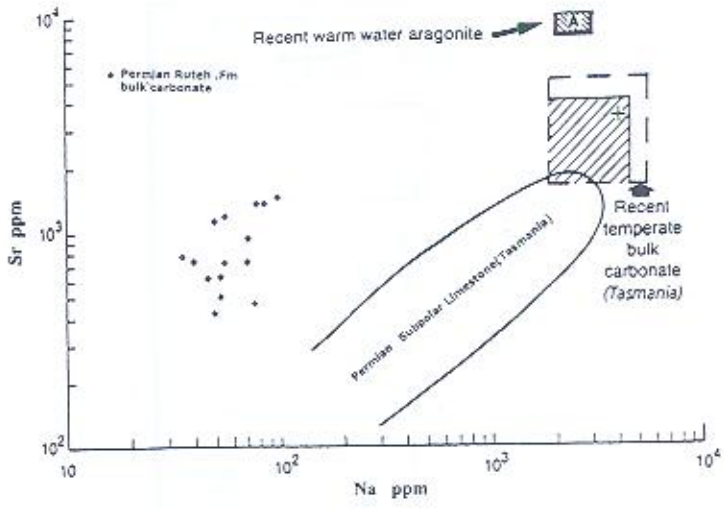
نسبت Sr/Ca

بر اساس نسبت Sr/Ca در مقابل Mn میتوان روند دیاژنز متئوریکی در سیستمهای باز و بسته را تعیین نمود (شکل ۸).

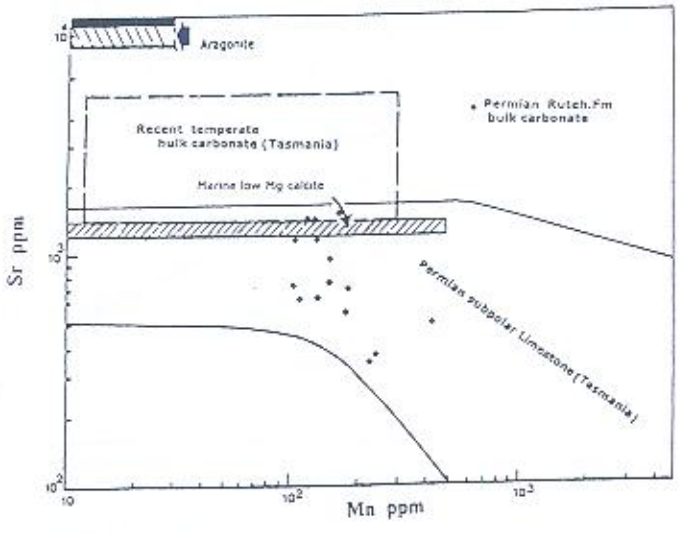
در این نمودار محدوده‌هایی برای روندهای دیاژنتیکی آراگونیت(A) و کلسیت پر منیزیم (HMC) و کلسیت کم منیزیم(LMC) توسط Brand and Veizer,(1980) مشخص گردیده است. نسبت Sr/Caسازند روته بین ۱ تا ۴/۲۳ میباشد. در سیستم دیاژنزی باز با افزایش فعل و انفعالات آب به سنگ (Water/Rock) میزان Sr/Ca کاهش می‌یابد. در سیستمهای نیمه بسته که فعل و انفعالات آب به سنگ کم می‌باشد، نسبت Sr/Ca فازهای دیاژنزی تغییرات محسوسی نسبت به ترکیبات اولیه ندارد. افزایش منگنز در کلسیت دیاژنتیکی نشانگر باز بودن سیستم می‌باشد. نمونه‌های سازند روته عمدتاً تحت تأثیر فرآیند دیاژنزی متئوریکی در یک محیط نیمه بسته قرار گرفته‌اند.

ایزوتوپهای اکسیژن و کربن

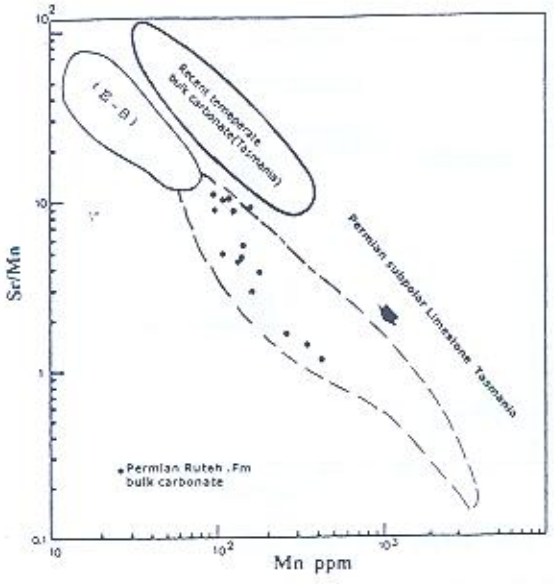
ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ دامنه تغییرات بین ۵- تا ۶/۵- و میانگین ۵/۸۴- (‰V PDB) و ایزوتوپ کربن ۱۳ بین ۲/۹+ تا ۴+ ، میانگین ۳/۴۴+ (‰VPDB) در نوسان است . در شکل ۹ محدوده ارائه شده برای



شکل ۵ - مقادیر Sr و Na در مقابل یکدیگر ترسیم شده است.نمونه‌های کل کربناته (Bulk Carbonate) سازند روته از نظر استرانسیم قابل مقایسه با محدوده آهکهای ساب پولار پرمین تاسمانیا است ، ولی از نظر Na به دلیل تخلیه شدیدی که در طی فرآیند دیاژنز متئوریک رخ داده در خارج از محدوده آهکهای ساب پولار واقع شده است .

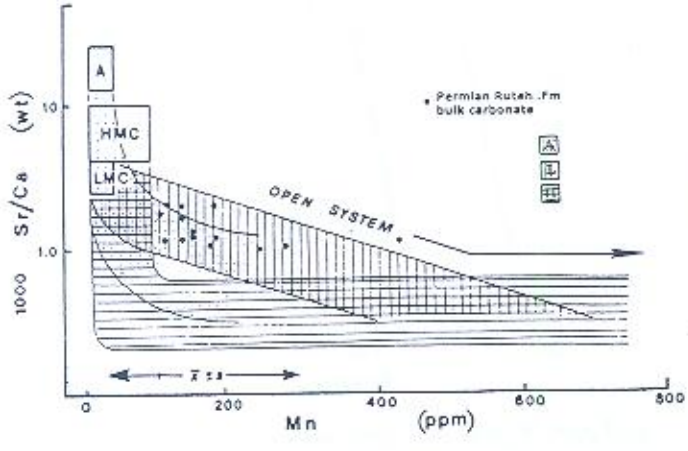


شکل۶- روند تغییرات مقادیر Sr نسبت به Mn در نمونه‌های کل کربناته (Bulk Carbonate) سازند روته. اغلب نمونه‌های سازند روته به دلیل مشابهت مینرالوژیکی درون محدوده آهکهای ساب پولار پرمین وکلسیت کم منیزیم دریایی تاسمانیا (Rao,1990- 1991) قرار گرفته اند.

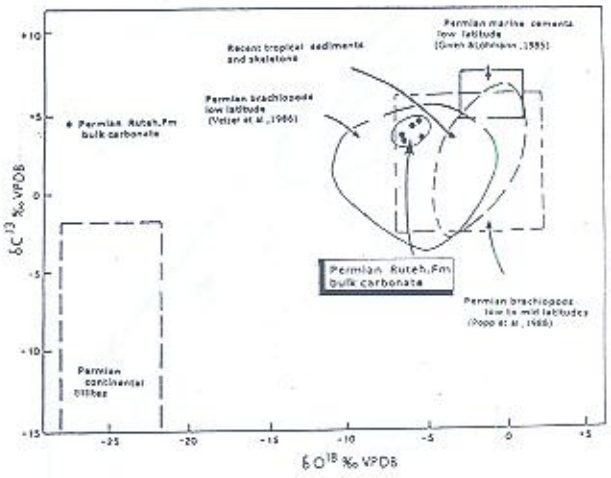


شکل۷- روند تغییرات مقادیر Sr/Mn نسبت به Mn درنمونه‌های کل کربناته (Bulk carbonate) سازند روته.

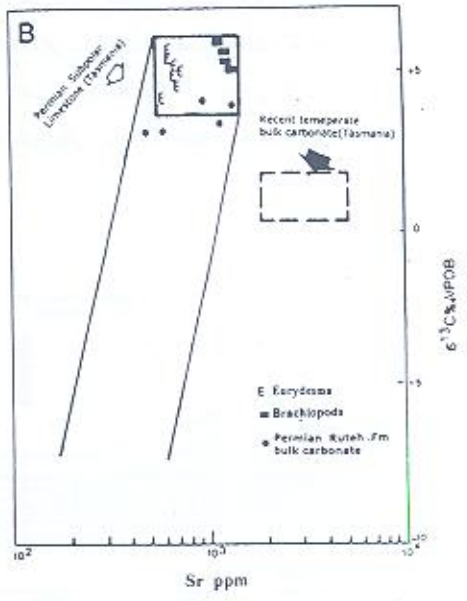
نمونه‌های سازند روته اغلب درون محدوده آهکهای کلسیتی ساب پولار پرمین تاسمانیا (Rao,1990- 1991) قرارگرفته‌اند که این بدلیل مشابهت مینرالوژیکی این دو محدوده است، و از محدوده منشکله های براکیوپود(B) و پلسی پود (Eurydesma- E)پرمین تاسمانیا کمی فاصله گرفته است . افزایش چشمگیر مقادیر Mn و کاهش نسبت Sr/Mn در تعدادی از نمونه‌ها میتواند به دلیل تأثیر گسترده دیاژنز متئوریکی در یک محیط نیمه بسته تا باز باشد.



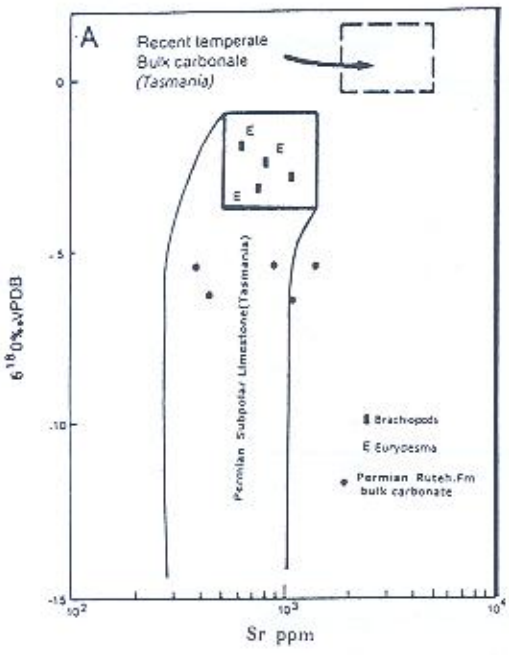
شکل۸- نسبت مقادیر Sr/Ca در مقابل Mn ترسیم شده است. با توجه به محدوده‌های تعیین شده توسط برند و وایزر (۱۹۸۰) اغلب نمونه‌های آهکی سازند روته تحت تأثیر دیاژنز متئوریکی در یک سیستم نیمه بسته قرار گرفته‌اند .



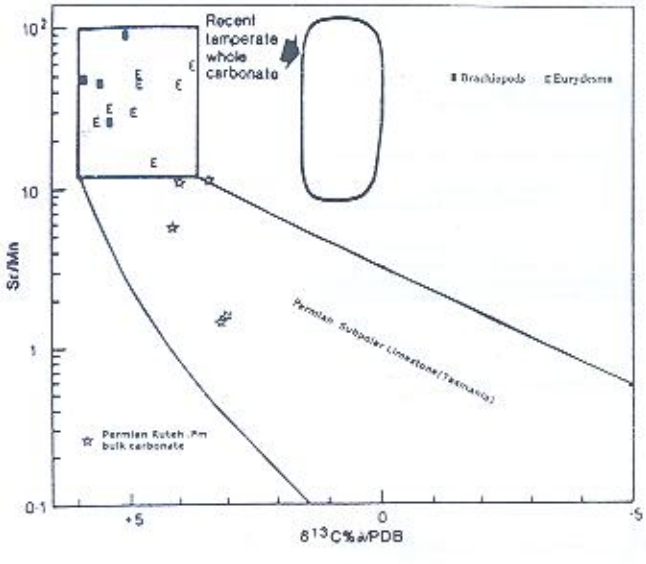
شکل ۹ : محدوده تغییرات ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ و ایزوتوپ کربن ۱۳ نمونه های کربناته سازند روته با سن پرمین در محدوده تعیین شده برای براکیوپودهای پرمین با عرض جغرافیایی کم تا متوسط ., Popp et al) (1986 و براکیوپودهای پرمین با عرض جغرافیایی کم قرار گرفته است(Veizer et al ., 1986) ،که این خود باز تأییدی بر کلسیتی بودن دریای پرمین است.



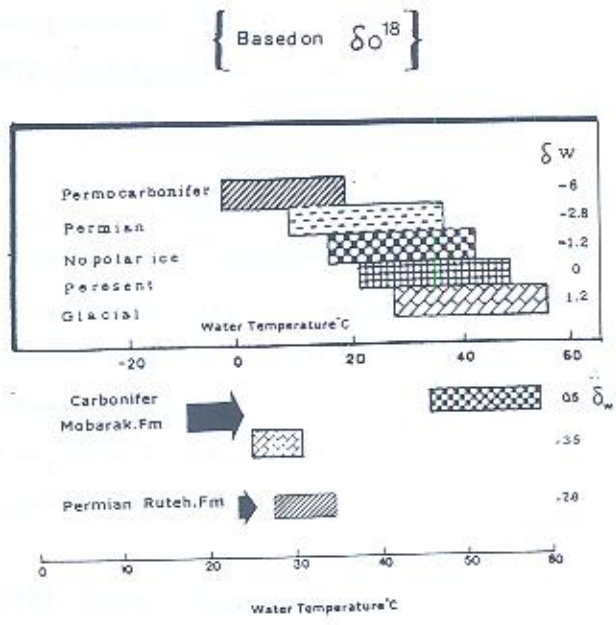
شکل ۱۱ : ترسیم مقادیر ایزوتوپ کربن ۱۳ در مقابل Sr . قرارگیری نمونه‌های آهکی سازند روته در محدوده آهکهای کلسیتی پرمین تاسمانیا (Rao , 1991) نیز تاییدی بر مینرالوژی اولیه کلسیتی سازند روته است . توجه کنید حتی چند نمونه در محدوده براکیوپودها و دوکفه‌ایهای (Eurydesma) با مینرالوژی کلسیتی (LMC) قرار گرفته‌اند.



شکل ۱۰ - ترسیم مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در مقابل Sr .
قرارگیری نمونه های آهکی سازند روته در محدوده آهکهای پرمین تاسمانیا (Rao , 1991) میتواند تأییدی بر مینرالوژی کلسیتی آهکها باشد.



شکل ۱۲ : تغییرات مقادیر ایزوتوپ کربن ۱۳ در مقابل نسبتSr /Mn .
قرارگیری اغلب نمونه‌های آهکی سازند روته در محدوده آهکهای کلسیتی پرمین تاسمانیا (Rao , 1991) میتواند تأییدی بر مینرالوژی کلسیتی در این آهکها باشد . توجه کنید که دو نمونه بسیار نزدیک به محدوده فسیلهای با مینرالوژی کلسیتی (LMC) قرار دارند.



شکل ۱۳ - محدوده دمایی حوضه پرمین روته نمایش داده شده است

براکیوپودهای پرمین با عرض جغرافیائی کم تا متوسط (Popp et al., 1986)، محدوده براکیوپودهای پرمین با عرض جغرافیایی کم (Veizer et al., 1986)، محدوده سیمانهای دریایی عرض جغرافیائی پایین (Given & Lohmann, 1985)، محدوده ئیلایتهای قاره‌ای پرمین (Schmid and Choquette, 1983)، محدوده رسوبات عهد حاضر تروپیکال (James and Choquette, 1983) همراه با محدوده ایزوتوپی نمونه‌های سازند روته نمایش داده شده است. با توجه به قرارگیری نمونه های سازند روته با سن پرمین در محدوده براکیوپودهای پرمین با عرضهای جغرافیایی مختلف یک دریای کلسیتی را برای این زمان میتوان در نظر گرفت (شکل ۹). رفتار یا عملکرد ایزوتوپهای اکسیژن و کربن در برابر عناصر فرعی نمونه‌های آهکی سازند روته نیز بیانگر مینرالوژی کلسیتی است (شکل های ۱۰، ۱۱ و ۱۲).

محاسبه درجه پارینه دمای آب دریای پرمین

در این مطالعه برای تعیین درجه پارینه دما از رخساره‌هایی که دارای حداقل دگرسانی و مقادیر بالایی از Sr و Na و مقادیر ناچیز Fe،Mn بوده‌اند استفاده شده است. درجه حرارت آبهای قدیمه (palaeothermometry) سازند روته با استفاده از فرمول Shackleton and Kennett(1995)، $T°c=16.9-4.38\ (\delta c-\delta w)+0.10(\delta c-\delta w)^2$ در حدود ۲۷ تا ۳۴/۵ درجه سانتی گراد می‌باشد که در این معادله به جای δW مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ آب دریای پرمین VPDB ‰ ۲/۸ - قرار داده شده است(شکل۱۳). بطور کلی Given and Lohmann, (1986) با مطالعه بر روی پوسته کلسیتی بعضی از براکیوپودها و پلسی‌پودها محدوده حرارتی آب دریای پرمین را(VPDB ‰ ۲/۸ - = δw) ۹ تا ۳۴ درجه سانتیگراد تعیین نموده‌اند.

توصیف میکروفاسیسهای سازند روته

با مطالعه نمونه‌های کربناتی ردیف رسوبی سازند روته ۹ میکروفاسیس شناسایی شده که در سه گروه محیطی،دریای باز (Open Marine)، سد یا بار (Barrier) و لاگون (Lagoon) قرار می گیرند.

میکروفاسیسهای دریای باز (Open Marine Microfacies)

MF_1: بیوکلست مادستون / وکستون با آشفتگی زیستی (OM_1)

مقادیر ناچیزی از خرده‌های اسکلتی شامل اسپیکولهای اسفنج، بریوزوئرها و براکیوپودها در این میکروفاسیس قرار دارند. ذرات کوارتز آواری به مقدار کم در این فاسیس وجود دارد. یکی از ویژگیهای این رخساره، آشفتگی زیستی ایجاد شده توسط موجودات زنده می‌باشد. به گمان موجودات زنده لجن‌خوار مانند کرمها و نرم‌تنان جهت تغذیه درون ماتریکس گلی حرکت می کنند و جای اثرات حرکت موجود به صورت تخلخل‌هایی باقی مانده و سپس توسط سیمان اسپاری کلسیتی پرشده است. آلوکمها در بین یک متن میکریتی تیره بصورت شناور قرار دارند. این میکروفاسیس مؤید پایین‌ترین بخش دریای باز است. این رخساره تأمین کننده سیلیس لازم برای چرتی شدن آلوکمها و ایجاد لنزهای چرتی بوده است. این رخساره از دیدگاه شیمی رخساره، دارای تمرکز کم عناصر Sr^{++} و Mg^{++} و تمرکز بیشتر Na^{+} و Mn^{++} و Fe^{++} و Ca^{++} نسبت به ۸ رخساره دیگر می‌باشد.

در این رخساره درصد بالایی از مواد ناخالصی

(Insoluble Residue) وجود دارد که نشانگر آن است که رسوب آهکی در یک محیط کم تحرک و کم انرژی رسوبگذاری کرده است (پلیت ۱، تصویر ۱).

MF_2 : بریوزوئر اکینودرم بیوکلست وکستون (OM_2)

مقادیر قابل توجهی از خرده‌های بریوزوئرها به همراه قطعات اکینودرم‌ها (ساقه‌های کرینوئیدها)، اسپیکول اسفنجها و براکیوپودها بخش عمده اجزاء اسکلتی، این رخساره را بخود اختصاص داده است. درصد بریوزوئرها و اکینودرمها به سمت محیط دریایی سد افزایش می‌یابد. از دانه‌های غیر اسکلتی نیز می‌توان از پلت‌ها، کوارتز آواری در اندازه سیلت و کانیهای اوپاک در یک زمینه ملات میکریتی نام برد. از مشخصات دیگر این فاسیس، آشفتگی زیستی به موازات لایه‌بندی است.. با توجه به نتایج بدست آمده از شیمی رخساره‌ها، این فاسیس دارای مقادیر کم عناصر Sr^{++} و Mg^{++} و مقادیر بالای عناصر Na^{+} و Mn^{++} و Fe^{++} است.

مقادیر کم Sr بعلت وجود ترکیبات کلسیتی اسکلتی کرینوئیدها و بریوزوئرها و مقادیر بالای Fe و Mn نیز به دلیل ژرفای زیاد و شرایط احیایی حاکم بر محیط می‌باشد (پلیت ۱، تصویر ۲).

MF_3 : بیوکلست آلگال وکستون / پکستون(OM_3)

مشخصه اصلی این رخساره وفور اجزاء اسکلتی جلبکهای قرمز از خانواده ژیمنوکدی آسه، جنس permocalculus و bellerphontis Gymnocodium می‌باشد که گاه در رخساره پکستونی به میزان بیش از ۵۰ درصد می‌رسد. خرده‌های اسکلتی براکیوپودها، بریوزوئرها، اکینودرم و فرامینیفرهای بنتیک نیز در این رخساره قابل رویت است.

فراوانی جلبکهای قرمز (Red algae) نمایانگر بخش جلوی سد و بالاترین بخش دریای باز است. اغلب اسکلت جلبکهای قرمز تحت تأثیر نئومرفیسم واقع شده‌اند و ترکیب کلسیت پرمنیزیم (HMC) این جلبکها طی فرآیند دیاژنتیکی، به ترکیب پایدار دیاژنتیکی (dLMC) تبدیل شده است. در بعضی مقاطع این سری رخساره‌ها، گاه جلبکها دارای قطعات بیش از ۲ میلیمتر می‌باشند که به رخساره فلوتستونی شبیه‌اند. این رخساره از دیدگاه شیمی رخساره حاوی مقادیر متوسط تا کم Sr^{++} و تمرکز متوسط تا زیاد Na^{+} و Mn^{++} و Fe^{++} می‌باشند. از مشخصه اصلی این رخساره داشتن بیشترین مقدار Mg^{++} در بین تمام رخساره‌های مطالعه شده از لحاظ ژئوشیمیایی است. (پلیت ۱، تصویر ۳).

میکروفاسیسهای سدی

MF_4 : آلگال اکینودرم بیوکلست پکستون / گرینستون(B1)

در این رخساره ،جلبکهای قرمز ژیمنوکدیوم، جلبکهای تیوبی‌فیتس (Tubiphytes obscurus Maslov) ، اکینودرم‌ها، بریوزوئرها و فرامینیفرهای بنتیک، و پلت‌ها در یک فابریک دانه افزون (grain supported) قرار دارند. درصد تراکم دانه‌ها بالاست و رسوب در یک محیط پرانرژی بر جا گذاشته شده است. آلوکمها در یک متن میکریتی تا کمی اسپارایتی قرار دارند. این رخساره بخش سدی رو به دریا را تشکیل می‌دهد (پلیت ۱، تصویر ٤).

MF_5 : اکینودرم بریوزوئر بیوکلست گرینستون(B_2)

این رخساره، دارای عناصر اسکلتی نظیر جلبکهای تیوبی‌فیتس (Tubiphytes)، خرده‌های بریوزوئر روزنه‌ای (Fenestrate)، اکینودرم، استراکود، فرامینیفرهای بنتیک و ذرات غیر اسکلتی نظیر پلت‌ها می‌باشد. این آلوکمها در یک متن سیمان کلسیتی قرار دارند. با توجه به مطالعات شیمی رخساره‌ها، این میکروفاسیس دارای تمرکز کمتر عناصر Sr^{++} و Mg^{++} و فراوانی بیشتر عناصر Mn^{++} و Fe^{++} نسبت به رخساره لاگونی نشان می‌دهند (پلیت ۱، تصویر ۵).

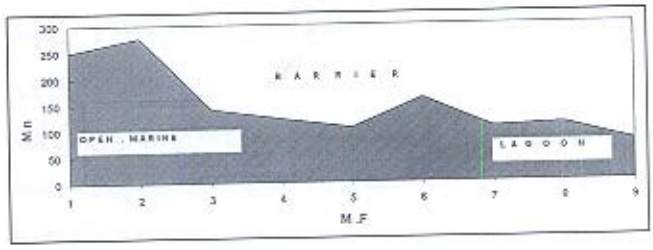
MF_6: بیوکلست تیوبی‌فیتس گرینستون(B_3)

مشخصه اصلی این میکروفاسیس، وفور اجزاء اسکلتی جلبکهای از نوع تیوبی‌فیتس (Tubiphytes obscurus Maslov) به میزان بیش از ۳۰ درصد است که همراه با خرده‌های اسکلتی بریوزوئر، اکینودرم، فرامینیفرهای بنتیک به مقدار ناچیز مشاهده می‌گردد. این اجزاء اسکلتی به طور کامل در یک متن سیمان کلسیتی اسپاری قرار دارند (پلیت ۱ ، تصویر ٦).

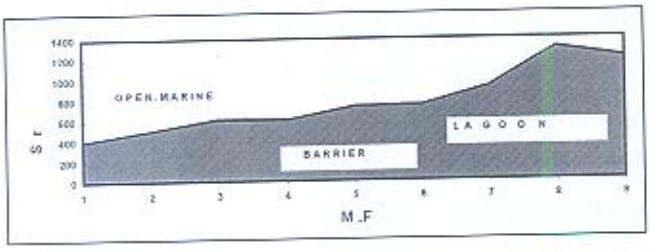
میکروفاسیسهای لاگونی

MF_7: گاستروپود بیوکلست پکستون /گرینستون (L_1)

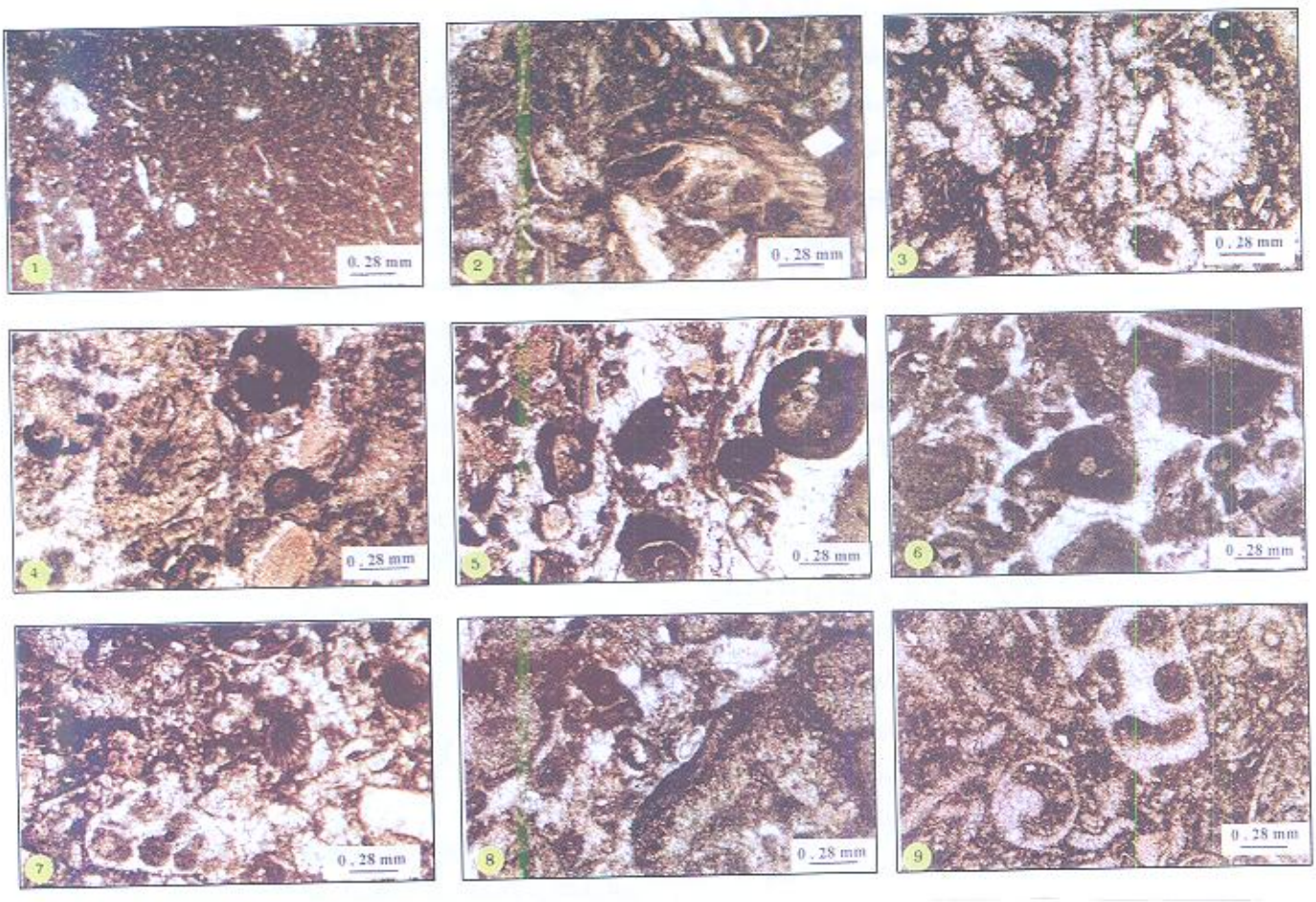
در این رخساره اجزاء اسکلتی گاستروپودها، پلی‌پودها، فرامینیفرهای بنتیک ، جلبکهای سبز، استراکودها و اجزاء غیر اسکلتی پلت وکانیهای



شکل ۱۴- ترسیم مقادیر Sr در مقابل ۹ میکروفاسیس سازندروته . افزایش چشمگیر میزان استرانسیم در رخساره‌های لاگونی و کاهش آن در محیط سدی و دریای باز نشان داده شده است .



شکل ۱۵- ترسیم مقادیر Mn در مقابل ۹ میکروفاسیس سازند روته نمایانگر آنستکه رخساره‌های دریای باز به دلیل شرایط احیائی بالا دارای میزان منگنز بالایی می باشند.



پلیت ۱ - رخساره های میکروسکپی سازند روته .

۱. بیوکلست مادستون / وکستون با آشفتگی زیستی ۲ . بریوزوئر ، اکینودرم بیوکلست وکستون ۳. بیوکلست آلگال وکستون / پکستون ۴. آلگال ، اکینودرم بیوکلست پکستون ۵ . اکینودرم ، بریوزوئر ، تیوبی فیتس ، بیوکلست گرینستون ۶ . بیوکلست تیوبی‌فیتس گرینستون ۷ . گاستروپود بیوکلست پکستون / گرینستون ۸. داسی‌کلاداسه‌آ بیوکلست وکستون ۹. گاستروپود بیوکلست وکستون.

اوپاک در یک زمینه سیمان کلسیت اسپاری و میکریتی قرار دارند. در این رخساره گاستروپودها به میزان قابل توجهی اجزاء اسکلتی را تشکیل داده‌اند . این رخساره در بخش پشت سدی که روبه محیط لاگون قرار دارد تشکیل می گردد. این رخساره با توجه به زمینه میکریتی و سیمان کلسیتی، از تلاطم و نا آرامی کمتری نسبت به قسمت اصلی سد برخوردار بوده است. گاه این رخساره همراه با مرجانهایی است که تشکیل ریف کومه‌ای کوچک را داده‌اند . از نظر شیمی رخساره، دارای تمرکز بیشتر عناصری نظیر Na^{+}, Sr^{++} ، نسبت به رخساره های قبلی است.در این فاسیس تمرکز کمی از عناصر Fe^{++},Mn^{++} وجود دارد (پلیت ۱،تصویر ۷).

MF_8 : داسی‌کلادآسه بیوکلست وکستون(L_2)

خرده‌های اسکلتی تشکیل دهنده این رخساره اغلب جلبکهای سبز آراگونیتی(Vermiporella niponica) ، مقادیر کمی خرده‌های اسکلتی استراکودها، گاستروپودها، فرامینیفرها وخرده های غیر اسکلتی، پلت می‌باشد. این دانه‌ها بطور عمده در یک ملات میکریتی قرار گرفته‌اند . پدیده آشفتگی زیستی به صورت افقی تا کمی مایل در بسیاری از مقاطع این میکروفاسیس مشاهده می گردد . از نظر مطالعات شیمی رخساره‌ای، این رخساره بیشترین تمرکز عنصر Sr^{++} رابه دلیل وفور جلبکهای سبز آراگونیتی در بین تمام رخساره‌های موجود درحوضه سازند روته نشان می‌دهد و از لحاظ وجود عناصری چون Fe^{++},Mn^{++} تمرکز کمتری نسبت به رخساره‌های قبلی دارند (پلیت ۱، تصویر ۸).

MF_9 : گاستروپود بیوکلست وکستون(L_3)

این رخساره دارای قطعات اسکلتی نظیر گاستروپودها، جلبکهای سبز، استراکودها، دوکفه‌ایها و ذرات غیر اسکلتی نظیر پلت‌ها می‌باشد. این رخساره واجد گل فراوان (Mud supported) است. مطالعات ژئوشیمیایی نشان داده است که این رخساره دارای تمرکز Sr^{++} بالا و توزیع کمی از عناصر Na^{+}،Mn^{++}وFe^{++} می‌باشد (پلیت ۱، تصویر ۹).

در اغلب رخساره‌های ذکر شده فرآیندهای دیاژنتیکی نظیر انحلال ، نئومرفیسم ، سیمانی شدن ، آشفتگی زیستی ، فشردگی فیزیکی و شیمیائی و سیلیسی شدن قابل مشاهده است .

تجزیه و تحلیل شیمی رخساره‌های موجود در سازند روته

بطور کلی در رخساره‌های این سازند یک توزیع بایمودالی Sr مشاهده میشود. در بین رخساره‌ها آنهاییکه دارای متشکله‌های آراگونیتی می‌باشند میزان Sr بالا و برعکس رخساره هاییکه از متشکله‌های کلسیتی پرمنیزیم (HMC) و کم منیزیم (LMC) تشکیل گردیده‌اند دارای استرانسیم پایینی هستند. در شکلهای ۱۴ و ۱۵ با استفاده از اطلاعات ژئوشیمیائی ۳ محیط رسوبی تشخیص داده شده است که با مطالعات پتروگرافی مطابقت دارد . با استفاده از عناصر Sr و Mn ، ۹ رخساره مربوط به ۳ محیط رسوبی از یکدیگر تفکیک شده‌اند. از نظر ارزیابی ژئو شیمیائی، رخساره‌های لاگونی از نظر تمرکز Sr و Na بیشتر از محیطهای سدی و بخش دریای باز است . بالا بودن منگنز در رخساره های دریای باز به شرائط احیائی محیط بستگی دارد.رخساره های مطالعه شده دارای متشکله آراگونیتی و کلسیت پر منیزیم و کلسیت کم منیزیم می باشند. بیشترین میزان منیزیم مربوط به آنهایی است که دارای رخساره جلبک قرمز ژیمنوکدیوم می باشد.

نتیجه‌گیری

ارزیابی نتایج و شواهد ارائه شده بیانگر آنستکه حوضه سازند روته دارای یک میترالوژی اولیه کلسیتی است . نمونه های آهکی سازند مذکور تحت تأثیر دیاژنز متئوریکی قرار گرفته اند . رخساره‌های تفکیک شده در سازند روته در ۳ محیط رسوبی دریای باز، سد، لاگون بر جای گذاشته شده‌اند. در رخساره سدی و دریای باز به علت فراوانی 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 S r در محیط لاگون به ترتیب مربوط به شرائط احیایی بالا و میترالوژی غالب آراگونیتی در این دو محیط است. دمای حوضه پرمین سازند روته بر اساس ($\delta w = -۲/۸$ ‰ VPDB) و سنگینترین ایزوتوپهای اکسیژن بین ۲۷ تا ۳۴/۵ درجه سانتی گراد تعیین شده است .

سپاسگزاری

در اینجا لازم میدانیم که از همکاری صمیمانه دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی، در تهیه مقاطع پتروگرافی و انجام آزمایشات جذب اتمی سپاسگزاری نماییم.

کتابنگاری

آدابی، محمد حسین، ۱۳۷۷- نقش خطوط تعادل حرارت ایزوتوپی درتفکیک میترالوژی کربناتهای مناطق تروپیکال عهد حاضر و رسوبات قدیمه- فشرده مقالات دومین گردهمایی انجمن زمین شناسی ایران، ص ۱-۳.

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

ارباب، بیتا و آدابی ، محمد حسین ، ۱۳۷۹- نگرشی بر یافته های ژئوشیمیائی (عناصر اصلی و فرعی و ایزوتوپهای پایدار اکسیژن و کربن) در نهشته های کربناته سازند روته حوضه البرز مرکزی ،نوزدهمین گردهمایی علوم زمین..

شاکری ، ۱۳۸۰- میکروفاسیسها ، محیط رسوبی ، دیاژنز و ایکنولوژی سازند روته (پرمین بالایی) . برش چینه شناسی آرو البرز مرکزی . رساله کارشناسی ارشد ، دانشگاه تهران ۱۲۵ صفحه .

قاسمی نژاد، ۱۳۶۷- میکروبیواستراتیگرافی رسوبات پالئوزوئیک در مقطع آرو (جنوب البرز مرکزی). رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم ، ۱۴۳صفحه.

Reference

Asscreto,R. 1963- the Palcozoic Formation in central Elburz Iran, preliminary note. Rivista Italiana di palenotologie stratigrafia, 69. 503-543 P.

Brand,U and Viezer,J.1980- Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system-1: Trace elements. Jour. Sed .Petrology. 1219-1236p..

Carozzi.AV.1989-Carbonate Rocks Depositional Model,Prentice Hall New Jersey. 604pp.

Dickson,J.A.D., 1965- Amodified staining technique for carbonate in thin section. Natures:205-287p.

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

Flugel,E.,1982- Microfacies Analysis of Limestone. Springe -Verlag-Berlin, 610pp

Given,R.K.and Lohmann,K.C., 1985-Isotopic evidence for the early meteoric diagenesis of the reef facies, Permian reef complex of West Texas and New Mexico. Jour.Sed.Petrology. 56: 183-193P.

James,N.P,and Choquette,PW.,1983- Diagenesis.6.Limestone-The sea floor diagenetic environment. Geosci.canada .10;162-179p.

Milliman,J.D.,1967-Carbonate sedimentology on Hogsty Reef, A Bahamian Atoll,. Jour.Sed .Petrology. 37:658-676p.

Popp,B.N., Anderson,T.F. and Sandberg, P.A.,1986. Brachiopods as indicators of original composition in some Palcozoic limestone.Geol.Soc.Amer.Bull.97:1262-1269p.

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

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

Rao,C.P.,1996- Modern Carbonates: tropical, temperate and polar, Introduction to Sedimentology and Geochemistry,Carbonates, Hobart,206pp.

Rao,C.P. and Adabi,M.H., 1992- Carbonate minerals, major and minor elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with water depth in cool temperate carbonates. Western Tasmania. Australia. Marine Geology,103:249-272p.

Schmid,D.L. and Friedman,I.1974 - Continental deposition of Antarctic tillite indicated by carbon and oxygen isotopes U.S.Geological Survay .Jour.Research , 2:711-715p.

Shackleton,N.J .and Kennett , J.P.,1975- 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 by .J.D.Kennett and R.E.Houtz) .U.S.Government Printing Office, Washingtone. 743-755p.

Veizer.J., Fritz.P. and Jones,B.,1986-Geochemistry of brachiopods: oxygen and carbon isotope reconds of Paleozoic oceans. Geochim.Cosmochim.Acta.50:1679-1696p.

* Shahid Beheshti University , Earth Science Faculty, Geology Department, Tehran, Iran.

* بخش زمین شناسی ، دانشکده علوم زمین ، دانشگاه شهید بهشتی - تهران