

شرایط نهشته شدن و پس از رسوبگذاری بخش های تحتانی سازند گچال (کوه راهدار – غرب طبس) بر اساس مطالعات پتروگرافی و ایزوتوپ های پایدار فسیل های مرجان روگوزا

خانه باد، م. *، موسوی حرمی، ر.، محبوبی، ا.

دانشگاه فردوسی مشهد، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی

*mkhanehbad@ferdowsi.um.ac.ir

چکیده

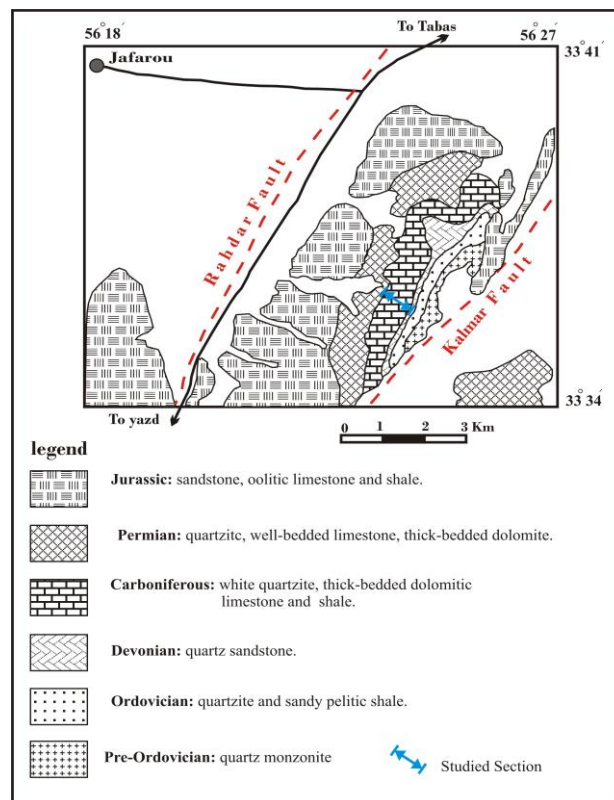
مرجانهای روگوزا در واحدهای تحتانی سازند گچال فراوان هستند. در این مطالعه، دیاژنز و ژئوشیمی مرجان های روگوزا در واحدهای تحتانی سازند گچال واقع در غرب طبس مورد بررسی قرار گرفته است. از ژئوشیمی این پوسته های فسیلی برای تعیین درجه حرارت دیاژنتیکی و بازسازی دمای قدیمه اقیانوسی استفاده می شود. فسیل های مرجانی به طور ترجیحی دولومیتی و نیز سیلیسی شده و سیلیس مورد نیاز برای سیلیسی شدن ممکن است از منابع متعددی از جمله بقایای غیر قابل حل (کوارتزی های ریز تا متوسط دانه) درون این سنگهای آهکی و یا از رسوبات نهشته شده در بالا و پایین این واحد رسوبی و یا از آلتراسیون کانی های رسی موجود در شیل ها، تأمین گردد. میزان ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در فسیل های مرجانی از ۳/۰۸- تا ۶/۴۳- و میزان ایزوتوپ کربن ۱۳ در فسیل های مرجانی از ۱/۲۹ تا ۲/۲۸ در تغییر است. آنالیز ایزوتوپهای پایدار در پوسته های فسیلی این بخش از سازند گچال نشاندهنده تغییرات وسیع تر در ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ و تغییرات کمتر در ایزوتوپ کربن ۱۳ است. اندازه گیری درجه حرارت های قدیمه بر اساس ایزوتوپ اکسیژن نشان می دهد که درجه حرارت در زمان نهشته شدن سنگهای کربناته بخش های تحتانی سازند گچال در حدود ۲۵ درجه سانتیگراد بوده است. فرایند های دیاژنزی سیلیسی و دولومیتی شدن و تهی شدگی ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ اغلب در مرحله مزوژنز رخ داده است.

کلمات کلیدی: دیاژنز، ژئوشیمی، مرجان، سازند گچال، طبس، ایزوتوپ های پایدار

مقدمه

دیاژنز سنگهای آهکی شامل تمامی فرایندهایی است که رسوبات را پس از ته نشینی و قبل از دگرگونی در شرایط فشار و حرارت بالا تحت تأثیر قرار می دهد (Moore, 2001). وقتی رسوبات کربناته تحت دیاژنز کم عمق تا متوسط یا عمیق قرار می گیرند مسیرهای دیاژنتیکی مهمی برای تغییرات دیاژنزی اصلی فراهم می گردد (Land, 1986). ایزوتوپهای کربن و اکسیژن همراه با اطلاعات پتروگرافی برای تشخیص فرایندهای محیطهای دیاژنتیکی بکار می رود (Adabi and Asadi Mehmandosti, 2008). در ناحیه کلمرد (غرب طبس) سنگ های کربونیفر از رخساره های کربناته که دارای یک عضو تبخیری است، تشکیل شده است. به همین دلیل، در بلوک کلمرد برای سنگهای کربونیفر معادل سازند سردر، سازند گچال معرفی شده است (آقانباتی ۱۹۷۷). در ناحیه کوه های راهدار نیز رخساره سنگ های کربونیفر اغلب آهکی است (شکل ۱).

مختصات جغرافیایی قاعده این برش "7.2' 22° 56 طول شرقی و "5.9' 37° 33 عرض شمالی و ارتفاع آن از سطح دریا ۱۲۰۶ متر است. ضخامت سازند گچال در این برش ۳۲۵ متر اندازه گیری شده است. بر اساس خصوصیات سنگ شناسی سازند گچال در این برش به پنج واحد قابل تفکیک می باشد (شکل ۲). در این مطالعه برش چینه شناسی کوه راهدار واقع در غرب طبس که از رخنمون خوبی برخوردار است، اندازه گیری و تعداد ۱۲۸ نمونه از سازند گچال جمع آوری گردید. در واحد ۲ این سازند سنگ آهکهای غنی از پوسته های فسیلی مرجانی وجود دارند. به همین خاطر برای بررسی دیاژنز و ژئوشیمی این پوسته های فسیلی تعداد زیادی خرده فسیلی از سنگ آهکهای واحد ۲ این سازند برداشت شده و ۱۰ نمونه مرجانی برای این بررسی انتخاب گردید. از تمامی نمونه های مرجانی برای بررسی دیاژنز، مقطع نازک تهیه شد. برای تشخیص کلسیت از دولومیت در این مقاطع از محلول آلزاین استفاده شده است (Dickson, 1966). در مطالعات ژئوشیمیایی ۱۰ نمونه از مرجان های واحد ۲ سازند گچال پس از تهیه پودر جهت آنالیز ایزوتوپ های کربن و اکسیژن به دانشگاه اوتاوا ای کانادا ارسال شده است که نتایج آن در جدول ۱ ارائه شده است. در این مقاله ایزوتوپهای کربن ۱۳ و اکسیژن ۱۸ پوسته های فسیلی مرجانی در بخش های آهکی واحد ۲ سازند گچال در برش راهدار، برای تفسیر تاریخچه رسوبگذاری و دیاژنتیکی بکار رفته است.



شکل ۱- نقشه ساده شده زمین شناسی ناحیه مورد مطالعه (با اندکی تغییرات از شیخ الاسلامی و زمانی، ۱۳۷۸).

شواهد پتروگرافی

ریز ساخت مرجان های روگوزا شبیه مرجان های اسکلاراکیتیناست اما تفاوت اصلی آنها در ترکیب کانی شناسی است (Milson and Rigby, 2010). مرجان های روگوزا ترکیب کلسیتی داشته اما مرجان های اسکلاراکیتینا اغلب آراگونیتی هستند. به همین خاطر اسکلت کلسیتی مرجان های روگوزا بهتر حفظ می شوند. در هر حال، ممکن است دیاژنز اولیه و پیشرفته در برخی شرایط در مرجان های روگوزا دیده شود. در اکثر موارد، ویژگی های اولیه پس از دفن موجود از بین می رود. جایگزینی و تبلور مجدد از فرآیندهای مهم در بین آلتراسیون شیمیایی پیشرفته می باشند. جایگزینی سطحی بوسیله سیلیس ترجیحاً شکل و مورفولوژی درونی ساختار را حفظ کرده در حالیکه جایگزینی فراگیر ممکن است هر دو را از بین ببرد (Daley, 1987). آلتراسیون فیزیکی مانند خرد شدن (crushing) و مسطح شدن (flattening) همیشه مخرب است. جانشینی اغلب در فضای درون اسکلتی مرجان رخ می دهد. جانشینی در مرجان های واحد ۲ سازند گچال به دو حالت سیلیسی شدن و دولومیتی شدن دیده می شود.

الف - سیلیسی شدن: ۵ نوع کوارتز جانشینی از نظر اندازه بلور و مورفولوژی در خرده های مرجانی سازند گچال تشخیص داده شده است که عبارتند از:

کوارتز موزائیکی (Mosaic quartz): این فابریک شبیه فابریک دروزی (drusy) است. اغلب فاقد رنگ و اگر از نوع جانشینی باشد ممکن است دارای مقداری اینکلوزیون نیز باشد. از نظر فرم اغلب شامل دانه های بی شکلی در اندازه ۵۰ تا ۲۰۰۰ میکرون بوده و از حواشی به سمت مرکز، اندازه دانه ها افزایش می یابد (شکل ۳ الف).

Period	Epoch	Formation	Thickness	Unit No.	Sample No.	Lithology	Description
P.	E.P.	Kh.	325 m	5	G.180	Disconformity	
Carboniferous	Early Carboniferous - ?	Gachal			G.170	Limestone, grey, fossiliferous, thin bedded	
					G.160	Dolomitic limestone, grey, fossiliferous	
					G.150	Shale, grey, with intercalation of sandstone	
					G.140	Sandstone, brown, with cross bedding	
					G.130	Sandy limestone, grey	
					G.120	Sandstone, buff, with cross bedding	
					G.110	Limestone, grey, fossiliferous	
					G.100	Shale, grey, with intercalations of limestone	
					G.90	Limestone, oolitic, grey	
			G.80	Dolomite, grey			
2	1	G.70	Limestone, grey, fossiliferous, medium-thick bedded				
		G.60	Dolomite, grey				
		G.54	Sandy dolomite, grey				
D.	L.D.	R.				Quartzarenite, white with cross bedding	
						Disconformity	

شکل ۲- ستون چینه شناسی سازند گچال در برش راهدار (پوسته های فسیلی آنالیز شده از سنگ آهکهای واحد ۲ برداشت شده اند).

کوارتز کلسدونی فیبری (Chalcedonic overlay): جانشینی توسط ریزساخت خرده اسکلتی کنترل شده و رشته های کلسدونی ترجیحاً در راستای ریزساخت خرده اسکلتی جهت یابی شده اند (شکل ۳ ب).

کلسدونی شعاعی (Spherulitic Chalcedony): در جانشینی اسفرولیتی رشته های کلسدونی مستقل از ریزساخت خرده اسکلتی جهت یابی شده اند (شکل ۳ پ و ت). به طور مثال ریزساخت به وسیله گروهی از رشته های کلسدونی جانشین شده اند که به طور مایل نسبت به محور منشور جهت یابی شده اند.

کوارتز دانه ای ریز بلور (Microcrystalline granular quartz): این نوع کوارتز فاقد رنگ بوده مگر اینکه دارای اینکلوزیون باشند که در این حالت پراکندگی لکه ای از خود نشان می دهند. بلورهای ریز کوارتز تقریباً هم بعد بوده و قطر آنها کمتر از ۲۰ میکرون است (شکل ۳ ث).

کوارتزهای شکلدار (Euhedral quartz): کوارتزهای شکلدار، به طور جزئی در حاشیه خرده های اسکلتی جانشین شده اند. اینکلوزیون هایی از خرده های فسیلی در تعدادی از کوارتزهای شکلدار مشاهده می شوند اما شبیحی از ریزساختار خرده های اسکلتی بندرت حفظ شده است (شکل ۳ ج).

جدول ۱- نتایج ایزوتوبی مرجان های واحد ۲ سازند گچال

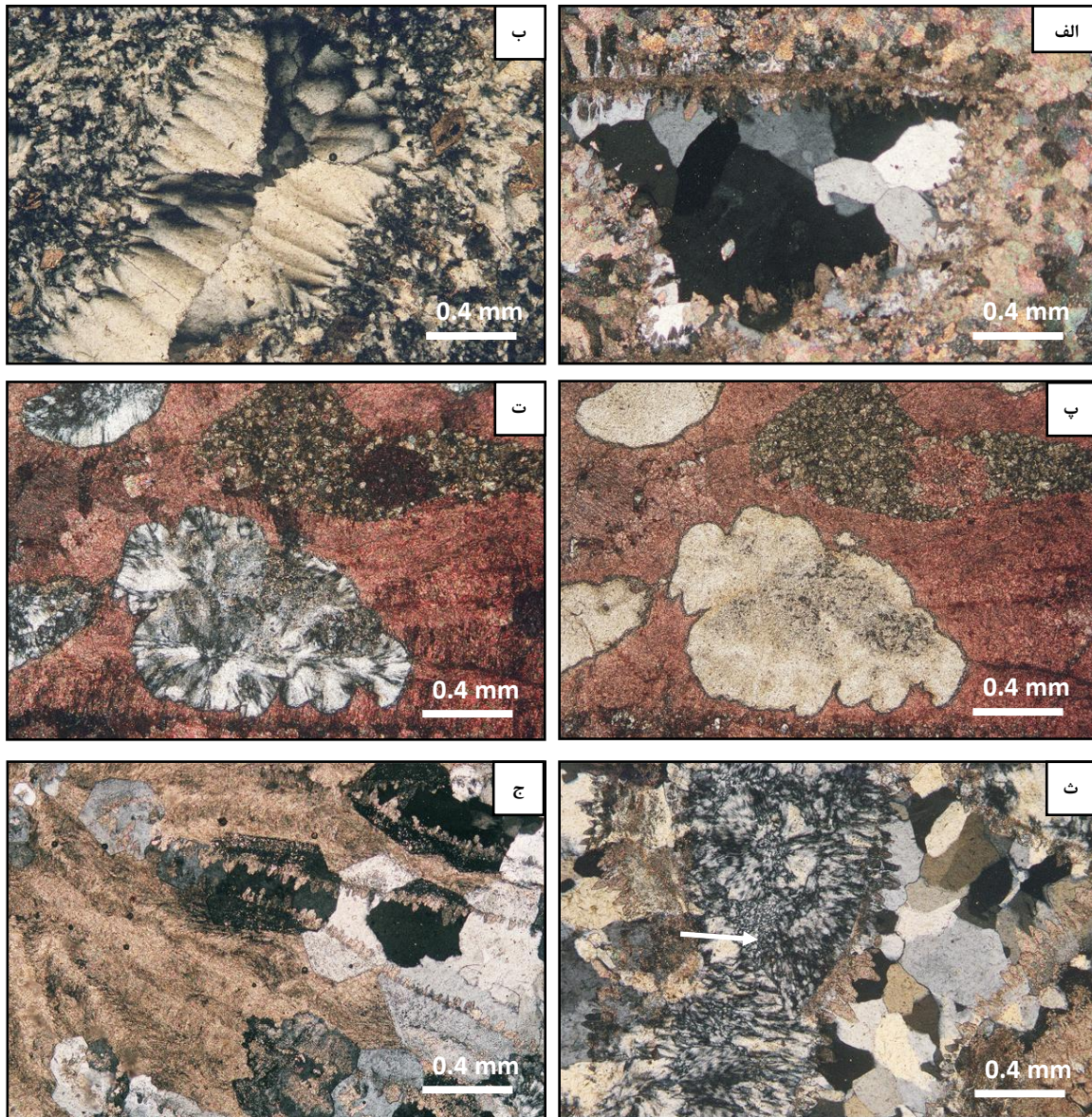
Sample No.	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$ PDB	$\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$ PDB	Z
CO.1	-5.18	1.44	127.669
CO.2	-5	2.08	129.069
CO.3	-6.43	1.7	127.579
CO.4	-3.08	1.8	129.452
CO.5	-3.88	1.99	129.443
CO.6	-5.43	1.47	127.606
CO.7	-4.88	1.29	127.512
CO.8	-6.28	2.28	128.842
CO.9	-6.18	2.2	128.727
CO.10	-4.63	1.83	128.742

یکی از مدل های احتمالی در فرآیند سیلیسی شدن، انحلال کربنات و ته نشینی سیلیس در یک لایه نازک بین این دو فاز است. بر اساس این مدل انحلال کربنات و ته نشینی سیلیس به طور همزمان صورت می گیرد که منجر به حفظ اثراتی از فابریک اولیه شده است. این لایه نازک باید فوق اشباع از سیلیس و تحت اشباع از کربنات باشد (Maliva and Siever, 1989). به احتمال زیاد سیلیس لازم برای فرآیند سیلیسی شدن از انحلال کوارتزهای آواری و دگرسانی کانی های رسی موجود در شیل ها تامین شده است (Bjorlykke and Egeberg, 1993).

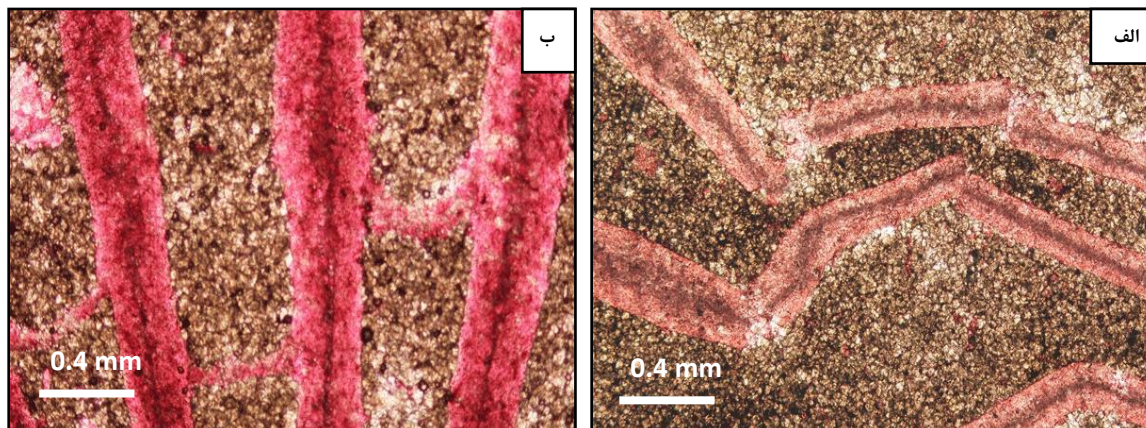
ب) دولومیتی شدن: فضای درون اسکلتی اغلب مرجانها توسط دولومیت جایگزین شده است (شکل ۴ الف و ب). منشاء منیزیم برای دولومیتهایی که در مراحل ابتدایی تدفین ایجاد شده اند احتمالاً می تواند آب های دریایی باشد که در زمان تدفین ترکیب شیمیایی آنها جهت دولومیتی شدن تغییر یافته است (Mazzullo et al., 1995; Nicolaides, 1997). علاوه بر این حضور بین لایه های شیلی، تراکم آنها در هنگام تدفین و دیاژنز کانی های رسی نیز می تواند منبع دیگری جهت تامین سیال مورد نظر برای تشکیل دولومیت باشد (Machel and Anderson, 1989).

تعیین روند دیاژنز موثر در خرده های مرجانی واحد ۲ سازند گچال

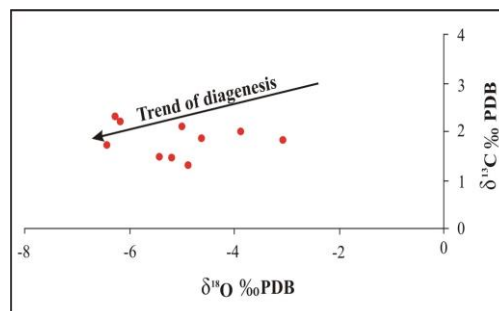
تغییرات ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در برابر ایزوتوپ کربن ۱۳ در شکل ۵ نشان داده شده است. در خرده های مرجانی مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ از تغییرات زیادی برخوردار است (بین ۳/۰۸- تا ۶/۴۳- در هزار) در صورتیکه مقدار ایزوتوپ کربن ۱۳ تغییرات کمی را دارند (بین ۱/۲۹ تا ۲/۲۸ در هزار) که حاکی از تاثیر دیاژنز تدفینی در یک سیستم دیاژنتیکی بسته بوده است.



شکل ۳- الف) کوارتز موزائیکی که اندازه بلورها به سمت مرکز افزایش می یابد (XPL). ب) کوارتز کلسدونی فیبری (XPL). پ) کوارتز کلسدونی اسفرولیتی (PPL). ت) کوارتز کلسدونی اسفرولیتی (XPL). ث) کوارتز دانه ای میکروکریستالین (XPL). ج) کوارتز شکلدار دارای اینکلوزیون هایی از کلسیت (XPL).



شکل ۴- الف) دولومیتی شدن فضای درون اسکلتی مرجان روگوزا در صورتیکه خود سپتها بدون تغییر باقی مانده اند. ب) شکسته شدن سپتاهای مرجان روگوزا در اثر فشرده شدن، فضای بین سپتها دولومیتی شده است (هر دو مقطع میکروسکوپی توسط آلیزارین رنگ آمیزی شده است، PPL).



شکل ۵- تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در برابر ایزوتوپ کربن پوسته های مرجانی واحد ۲ سازند گچال.

برآورد دما آب دریا در زمان نه نشینی واحد ۲ سازند گچال با استفاده از داده های ایزوتوپی خرده های مرجانی

برای اندازه گیری دمای آب دریا در زمان رسوبگذاری سنگ آهکهای واحد ۲ سازند گچال از رابطه آندرسون و آرتور (۱۹۸۳) استفاده شده است.

$$T = 16 - 4.14 (\delta_c - \delta_w) + 0.13 (\delta_c - \delta_w)^2$$

T: دما بر حسب درجه سانتیگراد، δ_c : میزان ایزوتوپ اکسیژن محاسبه شده در پوسته کلسیتی براساس δ_w ، PDB؛ میزان ایزوتوپ اکسیژن آب دریای زمان کربونifer براساس SMOW

معمولاً برای تعیین دما از نمونه ای استفاده می شود که حداقل دگرسانی را تحمل نموده باشد. این نمونه دارای سنگین ترین ایزوتوپ اکسیژن است (نمونه 4. CO). مقدار ایزوتوپ اکسیژن آب دریای زمان کربونifer (SMOW) ۱- در نظر گرفته شده است (Hudson and Anderson, 1989). با توجه به این داده ها و معادله فوق الذکر، دمای آب دریا در زمان تشکیل سنگهای آهکی واحد ۲ سازند گچال در حدود ۲۵ درجه سانتیگراد محاسبه شده است. مقایسه این عدد با نقشه های تفسیر عرض جغرافیایی و آب و هوایی (Habicht, 1979) یک آب و هوای گرم را برای این ناحیه نشان می دهد. در طی این زمان ایران در حاشیه شمالی گندوانا (Berberian and King, 1981; Scotese, 2001) و در محدوده ۲۵ درجه جنوب خط استوا قرار داشته (Golonka et al., 1994) که بوسیله دریایی کم عمق و وسیع پوشانده شده بود است (Wendt et al., 2002).

برای تعیین دمای دیاژنتیکی از نمونه‌ای استفاده می‌شود که حداکثر دگرسانی را تحمل نموده باشد. این نمونه دارای سبک‌ترین ایزوتوپ اکسیژن (نمونه 3 CO). با توجه به این داده‌ها و معادله فوق‌الذکر، حداقل دمای دیاژنتیکی که بخش A سازند گچال را تحت تأثیر قرار داده است ۴۲ درجه سانتیگراد بوده است.

تعیین درجه شوری بر اساس داده‌های ایزوتوپی

محیط رسوبگذاری سنگ‌های آهکی بوسیله فرمول ذیل که نوعی اندیس شوری است تعیین می‌گردد (Keith et al., 1964).

$$Z = 2.048 (\delta^{13}\text{C} + 50) + 0.498 (\delta^{18}\text{O} + 50)$$

در صورتیکه $Z > 120$ باشد نشاندهنده رسوبگذاری در محیط دریایی با شوری نرمال است. اگر $Z < 120$ باشد رسوبگذاری در محیط آب شیرین رخ داده است و اگر $Z = 120$ باشد بیانگر نهشته شدن در محیط حدواسط بین آب شیرین و آب دریا است. این اندیس برای تمامی پوسته‌های مرجانی مورد مطالعه محاسبه شده که برای آنها بیشتر از ۱۲۰ بدست آمده است که نشاندهنده شرایط شوری نرمال آب دریا در زمان نهشته شدن کربنات‌های سازند گچال است. با توجه به نتایج بدست آمده و همچنین استنوهالین بودن مرجانها (Heckel, 1974)، شرایط دریایی با شوری نرمال قابل تأیید است. به طور کلی در این زمان، ایران مرکزی در عرض جغرافیایی تقریباً ۲۵ درجه جنوبی قرار داشته (Metcalf, 2011) که در آن موقعیت، کربنات‌های دریایی کم عمق در یک محیط رمپ کربناته که دارای آب‌های گرم است، نهشته شده‌اند.

نتیجه‌گیری

به طور کلی مهمترین فرآیندهایی که احتمالاً مرجان‌های سازند مورد مطالعه را تحت تأثیر قرار داده‌اند شامل سیلیسی شدن و دولومیتی شدن می‌باشد. روند تغییرات ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در برابر ایزوتوپ کربن ۱۳ در نمونه‌های فسیلی موجود بیانگر تأثیر دیاژنتیک تدفینی بر روی این خرده‌های اسکلتی است بطوریکه تغییرات وسیع تری در میزان ایزوتوپ اکسیژن و تغییرات جزئی تری در میزان ایزوتوپ کربن دیده می‌شود. اغلب تهی‌شدگی $\delta^{18}\text{O}$ به خاطر افزایش درجه حرارت در دیاژنتیک تدفینی، در مرحله مزوژنتیک انجام گرفته است. افزایش فشار در این محیط باعث فشردگی ذرات تشکیل دهنده شده و افزایش درجه حرارت نیز با از بین بردن برخی از موانع کنتیکتی موجب تسریع، ایجاد و گسترش بعضی از واکنش‌ها (از قبیل دولومیتی شدن) شده است. مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی این خرده‌های اسکلتی حاکی از نهشته شدن این رسوبات در یک رمپ کربناته با شوری نرمال دارد.

مراجع

- شیخ‌الاسلامی، م.، زمانی، م. (۱۳۷۸). "گزارش چهارگوش زمین‌شناسی حلوان با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰". سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- Adabi, M. H. & Asadi Mehmandosti, E. (2008). Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-e Rashid area, Izeh, S.W. Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, 33(3-4), 267-277.
- Anderson, T. F. & Arthur, M. A. (1983). Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems, in Arthur, M. A., Anderson, T. F., Kaplan, I. R., Veizer, J., and Land, L. S., eds., *Stable isotopes in sedimentary geology: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course no. 10*, 1-151.
- Aghanabati, A. (1977). Etude geologique de la region de Kalmard (W.Tabas). *Geological Survey of Iran*, Report No.35., 230p.
- Berberian, M. & King, G. C. P. (1981). Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 210-265.
- Bjørlykke, K. & Egeberg, P. K., 1993, Quartz cementation in sedimentary basins, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 77, 1538-1548.



- Daley, R. L. (1987). Patterns and controls of skeletal silicification in a Mississippian fauna, north- western Wyoming. Unpublished Masters Thesis, University of Wyoming, 140p.
- Dickson, J. A. D. (1966). Carbonate identification and genesis as revealed by staining, *Journal of Sedimentary Petrology*, 36, 441-505.
- Golonka, J., Ross, M. I. & Scotese, C. R. (1994). Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modeling maps. In: Embry, A. F., Beauchamp, B. & Glass, D. J., (eds.), Pangea: Global environment and resources. *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir*, 17, 1-47.
- Habicht, J. K. H. (1979). Palaeoclimate, Paleomagnetism and Continental Drift, *AAPG Studies in Geology*, 9, 31p.
- Heckel, P. H. (1974). Carbonate buildups in the geologic record: a review, In: Reefs in Time and Space (Ed. By L.F. Laporte), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication, 18, 90-154.
- Hudson, J. D., Anderson, T. F., 1989, Ocean temperatures and isotopic compositions through time. Transactions of Royal Society of Edinburgh, *Earth and Environmental Science*, 80, 183–192.
- Keith, M. L., Anderson, G. M. & Eichler, R. (1964). Carbon and oxygen isotopic composition of mollusk shells from marine and fresh-water environments. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 28, 1757–1786.
- Land, L. S. (1986). Limestone diagenesis—some geochemical considerations. In: Mumpton, F.A. (Ed.), Studies in Diagenesis. Washington. *United States Geological Survey Bulletin*, 1578, 129–137.
- Machel, H. G. & Anderson, J. H. (1989) Pervasive subsurface dolomitization of the Nisku Formation in central Alberta, *Journal of Sedimentary Petrology*, 59, 891-911.
- Maliva, R. G. & Siever, R. (1989). Nodular chert Formation in carbonate rocks, *Journal of Geology*, 97, 421-423.
- Mazzullo, S. J., Bischoff, W. D. & Teal, C. S. (1995). Holocene shallow-subtidal dolomitization by near-normal seawater, northern Belize, *Geology*, 23, 341-344.
- Metcalf, I. (2011). Tectonic framework and Phanerozoic evolution of Sundaland, *Gondwana Research*, 19, 3-21.
- Milson, C. & Rigby, S. (2010). Fossils at a Glance, second edition, Wiley-Blackwell, 159p.
- Moore, C. H. (2001). Carbonate Reservoirs Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Fram Work. Elsevier, Amsterdam, 444p.
- Nicolaidis, S. (1997). Origin and modification of Cambrian dolomites (Red Heart Dolomite and Arthur Creek Formation), Georgian basin, central Australia, *Sedimentology*, 42, 249-266.
- Scotese, C. R. (2001). Atlas of Earth-History. Paleogeography, Vol. 1. Paleomap Project, Arlington, Texas, 52p.
- Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N. & Karimi Bavandpur, A. (2002). Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran. Part I. Southeastern Iran, *Acta Geologica Polonica*, 52, 129-168.