

دیاژنز و کانی شناسی اولیه سنگ‌های آهکی ژوراسیک فوقانی در بلوک طبس

سیده نرگس عدالتی منش^۱، ساسان باقری^{۱*}، محمد حسین آدابی^۲، مصطفی قماش^۱، محمد بومری^۱

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۸/۲/۲۲

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۸/۱۰/۱۶

چکیده

سنگ‌های سری‌های راور و سازند بیدو با سن آکسفوردین - کیمیریجین متعلق به ژوراسیک پسین در جنوب بلوک طبس گسترش دارند. در این بخش از بلوک طبس چهار برش زمین‌شناسی مورد بررسی قرار گرفته است. سنگ‌شناختی غالب این برش‌ها، آهک و شیل بوده که قسمت فوقانی آنها با لایه‌های تبخیری پوشیده شده است. مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنزی مشاهده شده در مقاطع نازک مورد مطالعه آهن‌دار شدن، میکریتی شدن، دولومیتی شدن، سیمانی شدن، ندول‌های تبخیری و تراکم می‌باشند. تفسیر توالی پاراژنتیکی سنگ‌های آهکی مورد مطالعه نشان دهنده تاثیر فرآیندهای مختلف دیاژنزی در مراحل دریایی، متائوریکی و تدفینی می‌باشد. در این پژوهش، نمونه‌های آهکی از برش‌های حورجند، لکرکوه شمالی و جنوبی، و خورند مورد تجزیه ژئوشیمیایی قرار گرفتند. ژئوشیمی عناصر فرعی (Na, Sr, Mn) نظیر بالا بودن مقدار Sr/Na با میانگین بیش از ۲ حاکی از ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی است. بالا بودن مقادیر Mn حاکی از تاثیر دیاژنز متائوریکی روی این نمونه‌ها می‌باشد. پایین بودن نسبت Sr / Mn و Sr / Ca در مقابل Mn حاکی از دگرسانی بیشتر در این نمونه‌ها است که یک سیستم دیاژنتیکی عمدتاً باز با نسبت تبادل آب به سنگ بالا را نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: ایران مرکزی، دیاژنز، ژئوشیمی رسوبی، ژوراسیک فوقانی، کانی شناسی اولیه.

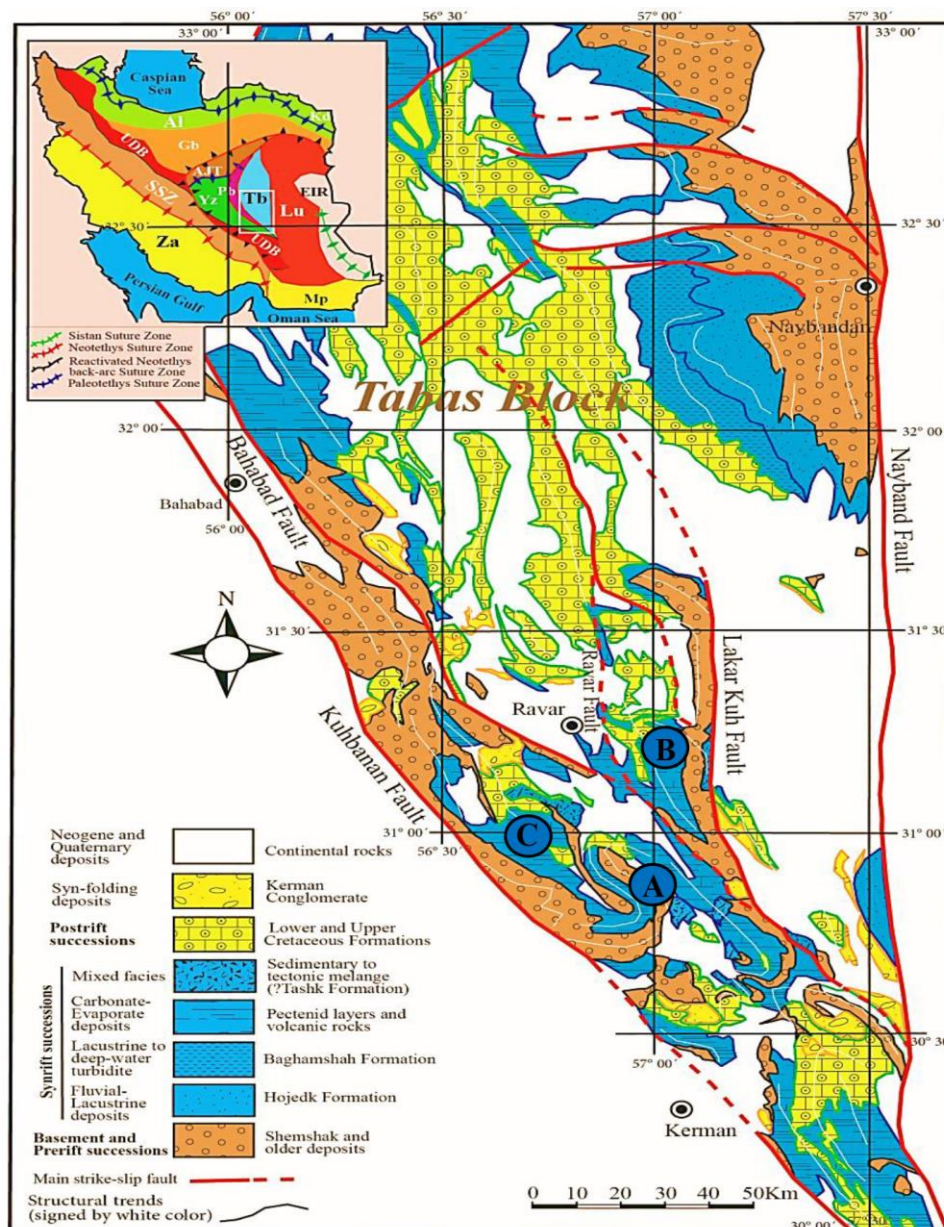
مقدمه

منطقه مورد مطالعه، به لحاظ موقعیت جغرافیایی در شمال استان کرمان و به مرکزیت شهرستان راور واقع شده است. این منطقه از دیدگاه زمین‌شناسی و واحدهای زمین‌ساختی مربوطه، در قسمت جنوب باختری بلوک طبس (شکل ۱) و در محدوده نقشه‌های با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ راور، لکرکوه و حورجند واقع می‌شود. توالی‌های سنگ‌های آهکی ژوراسیک فوقانی در جنوب بلوک طبس، از گسترش و ضخامت قابل توجهی برخوردار هستند و تا مسافت زیادی می‌توان آنها را تعقیب نمود. بلوک طبس، در دوره ژوراسیک از نظر رخدادهای زمین‌ساختی منطقه ناآرامی بوده و جنبش‌های متعددی را تحمل کرده است (سیدامامی، ۱۳۷۸). در این منطقه از ایران مرکزی با وجود رخنمون‌های قابل توجه، این توالی‌ها تاکنون مورد بررسی‌های دقیق سنگ‌شناختی، رخساره‌ای و ژئوشیمیایی قرار نگرفته‌اند و در اغلب موارد، تنها به مطالعات چینه‌شناسی و گاهی تعیین سن نسبی آنها پرداخته شده است. در این مطالعه از بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری به منظور درک بهتر از فرآیندهای دیاژنتیکی و تفسیر توالی‌های پاراژنتیکی استفاده شده است. همچنین سعی بر این است که با استفاده از تغییرات عناصر اصلی (Ca, Mg) و فرعی (Mn, Fe, Na, Sr) و همچنین قرار دادن آنها در برابر یکدیگر، روند دیاژنز و ترکیب کانی شناسی اولیه آهک‌های مورد مطالعه را جهت درک هر چه بهتر محیط‌های دیاژنتیکی تعیین نمود (Adabi and Rao, 1991; Rao, 1996). بررسی تغییرات عناصر اصلی و فرعی موجود در کربنات‌ها، بخش مهمی را در مطالعه کربنات‌ها به خود اختصاص می‌دهد. از آنجایی که توزیع این عناصر به فاکتورهای مهمی

نظیر دما، ترکیب کانی‌شناسی، شرایط اکسیداسیون و احیاء بستگی دارد. بنابراین با استفاده از مطالعه ژئوشیمیایی کربنات‌ها می‌توان شرایط تشکیل کربنات‌ها، ترکیب کانی‌شناسی اولیه و نوع محیط دیاژنتزی حاکم بر آنها را تشخیص داد (Rao, 1991; Adabi and Rao, 1996; Adabi and Asadi Mehmandosti, 2008; Adabi et al, 2010, Khatibi-Mehr and Adabi, 2013) (شکل ۱).

منطقه مورد مطالعه

بلوک طبس به لحاظ شرایط ویژه‌ی زمین‌شناسی از جمله ضخامت چند هزار متری رسوبات پالئوزوئیک و مزوزوئیک و شدت دگرشکلی و به هم ریختگی ناچیز درون خود، خصوصاً در مقایسه با مناطق همجوار، از مدت‌ها قبل مورد توجه بسیاری از زمین‌شناسان قرار گرفته است (Stocklin, 1968). در زمان‌های ژوراسیک میانی و پسین، جنبش‌های متعدد زمین‌ساختی، مرتبط با خرد شدن پوسته قاره‌ای به بلوک‌های متعدد، همراه با نوسان‌های مکرر جهانی سطح آب دریا، احتمالاً نقش تعیین‌کننده‌ای در الگوی رسوبگذاری منطقه داشته و رخساره‌های سنگ‌چینه‌ای متنوعی را در بلوک یاد شده ایجاد نموده است (سیدامامی، ۱۳۷۸). در ناحیه خاور تا شمال کرمان، توالی‌های ضخیم سکوی قاره‌ای غالباً با سن ژوراسیک تا کرتاسه پیشین شامل سازندهای شمشک، بادامو، هجدک، بغمشاه، لایه‌های پکتن-دار و بیدو هستند. آنها دربردارنده مقادیر فراوانی از رسوبات تخریبی و تبخیری قاره‌ای تا دریایی کم عمق و همچنین حاوی نهشته‌های ضخیم تخریبی، احتمالاً متعلق به مناطق دریایی عمیق‌تر، می‌باشند (حاج ملاعلی، ۱۳۷۴) (شکل ۱).



شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی پهنه راور (باقری و همکاران، ۱۳۹۵)، (A) محل برش حورجند، (B) محل برش‌های شمال لکرکوه (۱ و ۲، C) محل برش خورد.

چینه‌شناسی برش‌های مورد مطالعه

چهار برش زمین‌شناسی که کامل‌ترین رخنمون‌ها را داشتند در مناطق حورجند، شمال لکرکوه ۱ و ۲ و خورد انتخاب شدند. ستون چینه‌شناسی برش‌های مورد مطالعه با سن ژوراسیک پسین در شکل ۲ نشان داده شده که این ستون‌ها براساس

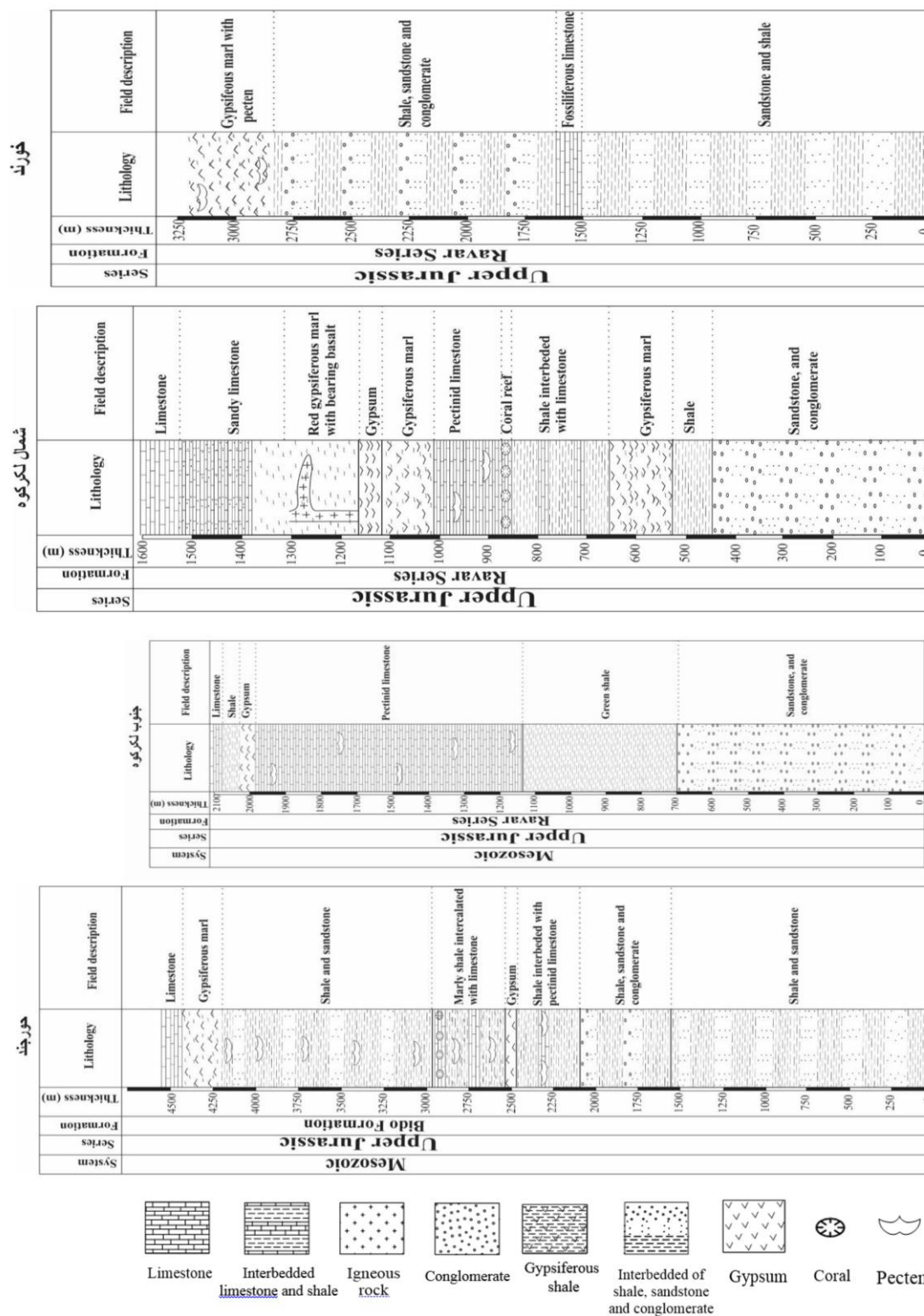
مشاهدات صحرائی ترسیم شده‌اند. در برش حورجند، ژوراسیک پسین با توالی از ماسه‌سنگ و شیل قرمز رنگ سازند هجدک شروع شده که با توالی‌های منظمی از شیل، ماسه سنگ و کنگلومرا رخنمون ادامه می‌یابد. سپس توالی‌های شیل سبز در بردارنده میان لایه آهکی پکتندار هستند. بر

که نمونه های انتخاب شده در برش‌های زمین شناسی مورد مطالعه از قسمت‌های کربناته برداشت شده‌اند.

مواد و روش‌ها

پس از مطالعه صحرایی، تعداد ۷۸ نمونه رسوبی از سنگ‌های کربناته در صحرا از برش‌های لکرکوه شمالی، جنوبی، حورچند، بغمشاه و خورند برداشت شد. پس از مطالعات میکروسکوپی، فرآیندهای دیاژنزی مورد بررسی قرار گرفتند. پس از بررسی میکروسکوپی نمونه‌های رسوبی تعداد ۲۱ نمونه از سنگ‌های آهکی که شرایط لازم برای انجام آنالیز جذب اتمی داشتند جهت بررسی مطالعات عنصری انتخاب شدند. جهت تعیین عناصر اصلی و فرعی نمونه‌های کربناته، از دستگاه جذب اتمی واقع در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی استفاده شده است. روش آماده سازی نمونه‌ها به شرح زیر بوده است: پودر نمونه با محلول یک مولار اسید کلریدریک 1NHCl شسته شده‌اند (El-Hefnawi et al, 2010) و نمونه‌هایی که کمتر از ۱۰ یا ۱۵ درصد مواد غیر قابل حل در اسید^۱ (I.R) داشته باشند برای آنالیز طیف سنجی جذب اتمی برای آنالیز عناصری نظیر Fe, Ca, Mg, Sr, Na, Mn مناسب می‌باشند. روش کار به این صورت است که ۰/۲۵ گرم نمونه را در محلول یک مول اسید کلریدریک قرار داده و پس از مدت زمان دو ساعت با دستگاه اسپکتوفتومتر جذب اتمی مقادیر عناصر اصلی نظیر کلسیم و منیزیم Ca و Mg بر حسب درصد و عناصر فرعی نظیر آهن، منگنز، سدیم و استرانسیم Fe, Mn, Na, Sr بر حسب ppm اندازه‌گیری می‌شوند. نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه، در جداول ۱ و ۲ نشان داده شده‌اند (شکل ۲).

روی این توالی ژیبس نهشته شده است. مارن‌های شیلی حاوی میان لایه‌های آهکی پکتندار هستند که روی راس این توالی مرجان‌ها نهشته شده‌اند. در ادامه توالی‌های منظمی از شیل پکتندار و ماسه سنگ رخنمون یافته که با مارن‌های ژیبسی و آهک این برش خاتمه می‌یابد. در برش شمال لکرکوه -۱، توالی ژوراسیک پسین با ماسه سنگ‌ها و کنگلومرای قرمز رنگ سازند هجدک شروع شده و ماسه سنگ‌ها حاوی عدسی‌های زغال‌دار هستند. سپس بر روی آنها توالی شیل سبز قرار می‌گیرد. در ادامه آهک‌های کرم رنگ پکتندار نهشته شده‌اند که آهک‌ها لیمونیتی و کارستی شده‌اند. در نهایت این توالی با ژیبس‌های توده‌ای، شیل‌های قرمز و آهک خاتمه می‌یابد. در برش شمال لکرکوه -۲، توالی ژوراسیک پسین با ماسه سنگ و کنگلومرای قرمز رنگ سازند هجدک شروع شده و با شیل‌های سبز ادامه می‌یابد. سپس مارن‌های ژیبسی رخنمون یافته‌اند. در ادامه توالی شیل سبز رنگ با میان لایه‌های آهکی نهشته شده که بر روی راس این توالی مرجان‌ها مشاهده شده‌اند و با آهک‌های پکتندار کارستی شده ادامه می‌یابد. به سمت بالای توالی میزان تبخیری‌ها افزایش می‌یابد به طوری که مارن‌های ژیبسی قرمز و ژیبس‌های توده‌ای رخنمون یافته و در ادامه مارن‌های ژیبسی قرمز دارای سنگ‌های آذرین از نوع بازالت هستند. این توالی با نهشته‌های آهکی خاتمه می‌یابد. در خورند ژوراسیک پسین با توالی‌های منظمی از ماسه سنگ و شیل قرمز رنگ سازند هجدک شروع شده و با آهک‌های فسیل‌دار ادامه می‌یابد. پس از آنها توالی‌های شیلی، ماسه سنگی و کنگلومرای قرار داشته‌اند. در ادامه این مجموعه توالی با مارن‌های ژیبسی پکتندار کارستی شده به انتها می‌رسد. لازم به ذکر است



شکل ۲: ستون چینه‌شناسی برش‌های حورجند، جنوب لکرکوه، شمال لکرکوه و خورند. لازم به ذکر است که این ستون‌ها در مقیاس‌های متفاوتی ترسیم شده‌اند و به ترتیب یک سانتیمتر روی ستون معادل با ۲۵۰ و ۱۰۰ متر در صحرا می‌باشند.

جدول ۱: تغییرات عناصر اصلی و فرعی در نمونه‌های مورد مطالعه

No	Sample code	Mg (%)	Ca (%)	Sr (ppm)	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Na (ppm)	Sr/Na	Sr/Ca	Sr/Mn
۱	Hor-1-1	3.2	38.8	791	1333	11158	297	2.66	20.4	0.07
۲	Hor-1-2	0.2	30.8	654	1580	2416	243	2.69	21.2	0.27
۳	Hor-1-7	0.5	25.1	821	5107	7642	304	2.70	32.7	0.11
۴	Hor-1-8	2.1	26.8	742	7624	6158	300	2.47	27.7	0.12
۵	Hor-1-10	3.0	28.9	909	14439	3642	923	0.98	31.5	0.25
۶	Hor-1-11	0.1	21.7	830	2928	3061	388	2.14	38.2	0.27
۷	Hor-1-12	0.1	20.4	919	2816	3158	266	3.45	45	0.29
۸	Hor-1-19	0.1	38.3	723	3115	3900	316	2.29	18.9	0.19
۹	Hor-1-20	0.0	20.2	654	2966	2642	833	0.79	32.4	0.25
۱۰	Hor-1-23	0.1	38.3	742	3745	1223	228	3.25	19.4	0.61
۱۱	Hor-1-24	1.4	22.1	487	3340	868	424	1.15	22	0.56
۱۲	LK3-2	1.5	34	811	8448	3287	826	0.98	23.6	0.25
۱۳	Khr-1-2	1.7	39.8	821	6006	261	280	2.93	20.6	3.15
۱۴	LK1-3	1.4	40.3	507	2007	842	374	1.36	12.6	0.60
۱۵	Lk3-3	0.5	33.4	634	2516	155	410	1.55	19	4.09
۱۶	LK1-2	2.8	38.3	605	5287	2835	370	1.64	15.8	0.21
۱۷	LK1-1	3.3	29.4	497	5047	2481	381	1.30	16.8	0.20
۱۸	LK-1	0.7	33.0	791	3939	584	327	2.42	24	1.35
۱۹	LK1-11	0.5	34.5	860	3640	203	261	3.30	24.9	4.24
۲۰	LK1-12	0.6	31.1	723	4606	255	228	3.17	23.2	2.84
۲۱	LK1-14	0.4	32.5	585	2014	174	309	1.89	18	3.36

جدول ۲: مقادیر حداکثر، حداقل و میانگین عناصر اصلی و فرعی در نمونه‌های مورد مطالعه

	Ca (%)	Mg (%)	Sr (ppm)	Na (ppm)	Mn (ppm)	Fe (ppm)	Sr/Ca	Sr/Na	Sr/Mn
Min	20	0	487	228	155	1333	12.6	0.79	0.11
Max	40	3.3	919	923	11158	14439	38.2	3.45	4.24
Mean	30	1.65	703	576	5656	7886	25.4	2.12	2.18

نتایج

فرآیندهای دیاژنزی موثر در برش‌های مورد

مطالعه

دیاژنز به مجموعه فرآیندهای فیزیکی، شیمیایی و زیستی گفته می‌شود که در رسوبات بلافاصله بعد از استقرار نهایی در حوضه‌های رسوبی و یا بعد از تراکم و سنگ شدگی آنها به وقوع می‌پیوندد که در این حالت پایدارتر می‌شوند (Bates and Jackson, 1980; Wayne, 2008). فرآیندهای اصلی دیاژنزی که رسوبات و سنگ‌های کربناته را تحت‌تاثیر قرار می‌دهند میکربیتی شدن، انحلال، سیمانی شدن، تراکم، نئومورفیسم، دولومیتی شدن و جانیشینی زمینه سنگ و دانه‌های کربناته توسط کانی‌های غیرکربناته نظیر سیلیسی شدن و چرتی شدن هستند (Flügel, 2010) که در سه محیط دیاژنتیکی دریایی، متائوریکی و ندفینی روی می‌دهند (Moor, 1989). تاثیر این عوامل به درجه اشباع شدگی، دما و سرعت جریان سیالات دیاژنتیکی وابسته است (Gonzales et al, 1991). محیط‌های دیاژنزی محل وقوع فرآیندهای دیاژنزی هستند. در این محیط‌ها ضمن فراهم بودن شرایط شیمیایی، فیزیکی و زیستی خاص تغییراتی بعد از نهشته شدن رسوبات صورت می‌پذیرد. مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنزی براساس ترتیب وقوع آنها که سنگ‌های کربناته در برش‌های مورد مطالعه را تحت‌تاثیر قرار داده‌اند میکربیتی شدن، سیمان تیغه‌ای، ندول‌های تبخیری، کلسیت گرانولارهم بعد، سیمان دروزی، سیمان بلوکی، فشردگی (استیلولیتی شدن)، آهن-دار شدن، دولومیتی شدن می‌باشند.

میکربیتی شدن: فعالیت‌های موجوداتی نظیر سیانوباکتری‌ها، اسفنج‌ها، قارچ‌ها و غیره همزمان با رسوبگذاری باعث گسترش پدیده میکربیتی

شدن در نمونه‌ها می‌شود. میکربیتی شدن یک فرآیند دیاژنتیکی اولیه در تشکیل سنگ‌های کربناته است و در نهایت سبب از بین رفتن ساختار دانه اولیه می‌شود (Khalifa, 2005; Adabi, 2009; Hashemi Azizi et al, 2014). میکربیتی شدن فرآیند دیاژنزی دریایی نسبتاً ضعیف است که در محیط‌های دریایی کم عمق آشفته روی می‌دهد، جایی که برای اولین بار رسوبات نهشته شده‌اند (Wei, 1995; Kabanov, 2000; Adenan et al, 2017). میکربیتی شدن در نمونه‌های مورد مطالعه در برخی موارد بافت اولیه دانه را تخریب کرده (شکل ۳الف) و در بیشتر موارد به صورت پوشش میکربیتی در اطراف حجره‌ها، پوسته فسیل‌ها، یا اطراف اجزای اسکلتی نظیر اینتراکلاست‌ها و اوئیدها عمل کرده است (شکل ۳ب). به اعتقاد تاگر (Tucker, 1991) فرآیند microbial micritization ابتدا با پوشش میکربیتی^۲ شروع شده و در نهایت ممکن است سبب میکربیتی شدن کامل آلوکم شود (Tucker, 1991).

سیمانی شدن: سیمانی شدن از فرآیند اصلی دیاژنتیکی است و اساساً در جایی که مقدار زیادی از سیال درون حفره‌ای نسبت به فاز سیمان به حالت فوق اشباع برسد تشکیل می‌شود (Tucker, 2001). سیمانی شدن شامل کلیه فرآیندهایی است که منجر به نهشته شدن کانی‌ها از سیالات فوق اشباع منفذی در حفرات اولیه و ثانویه می‌گردد (Flügel, 2010). فرآیندهای سیمانی شدن تقریباً در تمام رخساره‌های درشت دانه روی می‌دهد (Adenan et al, 2017). سیمان‌ها نشان دهنده وقایع مهم تاریخچه دیاژنتیکی در سنگ‌های کربناته هستند (Flügel, 2010). از دیدگاه ترتیب وقوع فرآیندهای دیاژنتیکی ابتدا به سیمان

(شکل ۳ث). این سیمان در شرایط تدفین عمیق نهشته شده است (Flugel, 2004). سیمان‌های کلسیتی هم‌بعد شاخص محیط‌های دیاژنتیکی متائوریک و تدفینی می‌باشند (Given and Wilkinson, 1987). سیمان کلسیت دروزی، پرکننده حفرات در فضاهای بین دانه‌ای، درون حفرات ذرات اسکلتی، تخلخل‌های قالبی حاصل از انحلال و در طول شکستگی‌ها می‌باشد و دارای بلورهای کلسیتی هم‌اندازه تا کشیده بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار است؛ به طوری که اندازه بلورها به طرف مرکز حفره افزایش پیدا می‌کند (Flugel, 2010) (شکل ۳ج). افزایش اندازه بلورها به سمت مرکز حفرات از ویژگی‌های سیمان فریاتیک آب شیرین است، اگرچه این نوع سیمان در محیط تدفینی عمیق‌تر نیز به وجود می‌آید (Choquette and James, 1987). سیمان کلسیت دروزی معمولاً نشان دهنده دیاژنز متائوریک نزدیک سطح است، در این حالت قالب‌هایی از دانه‌های اسکلتی را پر می‌کند که دانه‌ها کاملاً انحلال یافته و حفراتی ایجاد می‌کنند که با سیمان کلسیت اسپاری پر می‌شود (Flugel, 2004). سیمان کلسیت بلوکی، از بلورهای کلسیت متوسط تا درشت دانه تشکیل گردیده و هیچ گونه شکل مشخصی ندارد (شکل ۳چ). بلورهای کلسیت در این نوع سیمان معمولاً فابریک زینوتاپیک را نشان می‌دهند و ترکیب کانی‌شناسی کلسیت پرمینیزیم یا کم‌مینیزیم دارند (Adenan et al, 2017). برخی از سیمان‌های کلسیت دروزی و بلوکی با عوارض دیاژنتیک عمیق مرتبط بوده و سبب پرشدگی حفرات ایجاد شده در حین شکستگی و استیلولیتی شدن می‌شوند، و لذا تشکیل این نوع از سیمان‌ها در محیط‌های دیاژنتیکی تدفینی متوسط تا عمیق تفسیر می‌شود (Tucker and

تیغه‌ای اشاره می‌کنیم و در ادامه به بررسی سیمان‌های کلسیت گرانولار هم‌بعد، دروزی و بلوکی خواهیم پرداخت. سیمان تیغه‌ای، بر روی آلوکم‌ها و درون فضاهای خالی مشاهده می‌شود که دارای بلورهای غیر هم‌اندازه می‌باشند (شکل ۳پ). این سیمان معمولاً از جنس کلسیت پرمینیزیم می‌باشد که می‌تواند از جنس آراگونیت نیز باشد. احتمالاً لبه‌های چهارگوش این سیمان نشانگر منشاء اولیه آراگونیتی آن است. این سیمان‌های دریایی اغلب به صورت هم‌ضخامت دیده می‌شوند و نشان‌دهنده نسل اول سیمان‌شدگی می‌باشد. سیمان هم‌ضخامت در اثر تجدید تبلور سیمان radial fibrous ایجاد می‌شود. پس سیمان اولیه آن، دریایی است و لذا نمی‌تواند متائوریک باشد.

ندول‌های تبخیری انیدریت: این نوع انیدریت به صورت مجموعه‌ای از بلورهای ریز و درهم‌بافته با جهت‌گیری تصادفی می‌باشد که اصطلاحاً بافت نمدی یا آفانتیک نامیده می‌شود (شکل ۳ت). ندول‌های انیدریتی در دولوستون‌ها به شکل توده‌ای ریز بلور یافت می‌شوند و معمولاً بر اثر جانشینی ژپس طی مراحل اولیه دیاژنز در رسوبات تشکیل می‌شوند. اندازه قطر ندول‌ها از چند ده میکرون تا صد میکرون و حتی تا چند سانتی‌متر متغیر بوده و عدسی شکل تا بی‌شکل‌اند. ندول‌های انیدریت معمول طی مراحل اولیه دیاژنز در محیط‌های سبخایی و در رسوبات دانه ریز تشکیل می‌شوند (Gandogan et al, 2005). سیمان کلسیت گرانولار هم‌بعد، حفرات و فضاهای بین دانه‌ای را به صورت بلورهای موزائیکی پر کرده است. این سیمان به صورت بلورهای کلسیت شفاف با اندازه یکسان و پرکننده فضاهای تخلخل بین دانه‌ای و درون دانه‌ای است

شدگی آب‌های شور با آب دریا و اختلاط آب دریا با آب جوی و یا از طریق کاهش دمای شورابه‌های حوضه‌ای و یا سیالات هیدروترمالی تشکیل شود (Warren, 2000). دولومیتی شدن در مقاطع

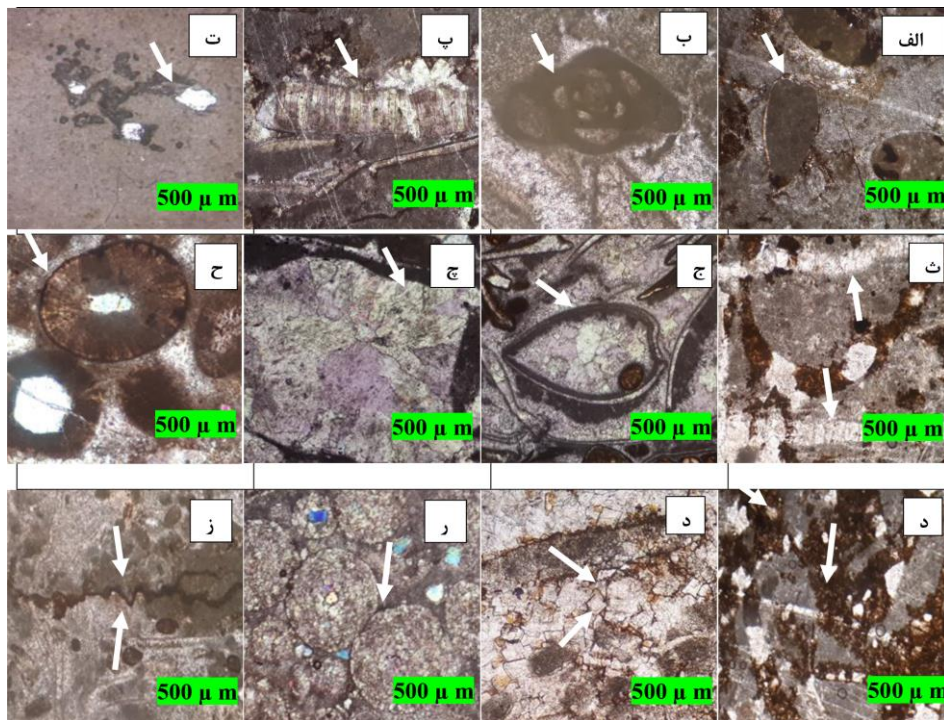
مورد مطالعه از مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنزی می‌باشد. در این نمونه‌ها غالباً دولومیت‌ها به دو صورت دولومیت با تمرکز اکسید آهن در بلورها و به مقدار کمی بدون تمرکز اکسید آهن در بلورها مشاهده می‌شوند. بلورهای کاملاً شکل‌دار دولومیت مشاهده می‌شوند و دولومیت با تمرکز اکسید آهن در بلورها نشان دهنده دولومیت‌های نزدیک سطح سبخایی محیط‌های کم‌عمق و جزر و مدی می‌باشند (شکل ۳د).

تراکم: هنگامی که تراکم به صورت گسترده باشد کاهش تخلخل در سنگ به صورت کاملاً همگن (Ginsberg, 1957) یا به صورت کاملاً متمرکز نظیر مرزهای تراکمی و استیلولیت‌ها (Ehrenberg, 2004; Tondi et al, 2006; Rath) (et al, 2011; Rustichelli et al, 2012) ظاهر می‌شود. عوارض این مکانیسم در رسوبات به صورت شکسته شدن دانه، مرز مضرسی، تغییر شکل پلاستیکی دانه‌های نرم، مرز محدب - مقعر، رگچه‌های انحلالی و استیلولیت مشاهده می‌شود (Zhang and Spiers, 2005). فشردگی در نمونه‌های مورد مطالعه به دو صورت فیزیکی و شیمیایی مشاهده می‌شود. غالباً تراکم فیزیکی در نمونه‌ها سطوح بین دانه‌ای مضرس (شکل ۳ر) هستند که انحلال فشاری به صورت استیلولیتی شدن است (شکل ۳ز) که حاصل تراکم شیمیایی در مراحل دیاژنزی تدفینی می‌باشند.

(Wright, 1990). به گمان قوی سیمان کلسیت بلوکی موجود در سنگ‌های آهکی منطقه نشان دهنده محیط‌های دیاژنتیکی تدفینی متوسط هستند.

آهن‌دار شدن: آهن‌دار شدن رسوبات کربناته یکی از پدیده‌های دیاژنتیکی است. ترکیبات آهن‌دار غالباً در امتداد استیلولیت‌ها، رگچه‌های انحلالی، داخل حجرات فسیلی و یا در فضاهای متخلخل قرار می‌گیرند. همچنین این کانی‌ها زمینه میکربیتی و آلوکوم‌ها را آغشته می‌کنند (Tucker, 2001). کانی‌های آهن‌دار یکی از شاخص‌های مهم شرایط شیمیایی رسوبات هستند که عملاً در تمام سنگ‌های رسوبی به اندازه چند درصد وجود دارند. ترکیبات آهن‌دار غالباً به صورت هماتیت و پیریت دیده می‌شوند و عمدتاً مربوط به دیاژنزی تدفینی می‌باشد (Tucker, 2001). در نمونه‌های مورد مطالعه شواهد آهن‌دار شدن به پوشاننده و جانشین شده در الوئید (شکل ۳ح)، آغشتگی زمینه میکربیتی (شکل ۳د).

دولومیتی شدن: جانشینی کلسیت توسط دولومیت یکی از متداول‌ترین نوع جانشینی در سنگ‌های آهکی است. دولومیتی شدن فرآیندی است که طی آن سنگ آهک یا رسوبات پیشین در نتیجه جایگزینی کربنات کلسیم اولیه توسط کربنات منیزیم آب‌های منیزیم‌دار به صورت کامل یا بخشی به دولومیت تبدیل می‌شوند. دولومیت یک کانی نیمه پایدار است که اولین بلورهای آن از نظر زمان تشکیل توسط فازهای پایدار بعدی به صورت متوالی و در طول زمان‌های تدفین و متامورفیسم جانشین می‌شوند (Warren, 2000). دولومیت می‌تواند از آب دریاها و قاره‌ها و مخلوط



شکل ۳: تصاویر میکروسکوپی مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنزی مشاهده شده در نمونه‌ها براساس ترتیب زمانی وقوع آنها: الف) میکریتی شدن به صورت از بین رفتن بافت اولیه دانه، ب) میکریتی شدن به صورت پوشش میکریتی در اطراف میلیولید، پ) سیمان کلسیت تیغه‌ای، ت) ندول‌های تبخیری، ث) سیمان هم بعد گرانولار پر کننده شکستگی‌ها، ج) سیمان کلسیت دروزی، چ) سیمان کلسیت بلوکی، ح) اوئید با ساختار شعاعی آراگونیتی کاملاً مشخص و آهن‌دار شدن به پوشاننده و جانشین شده در اوئید و بعضی اوئیدها در هسته خود دارای دانه‌های کوارتز آواری هستند، د) جانشینی آهن در متن سنگ، ذ) این نمونه‌ها غالباً دولومیت‌ها به دو صورت دولومیت با تمرکز اکسید آهن در بلورها و به مقدار کمی بدون تمرکز اکسید آهن در بلورها مشاهده می‌شوند، ر) مرز مزرسی بین آلوم‌ها، ز) استیلولیتی شدن.

توالی پاراژنتیکی

تفسیر توالی‌های پاراژنتیکی در یک ناحیه بیانگر تقدم و تاخر و زمان تاثیر فرآیندهای دیاژنتیکی است (Tucker and Wright, 1990). پهنه‌های دیاژنتیکی به صورت جانبی و عمودی به یکدیگر تبدیل می‌شوند به این صورت که سنگ‌های کربناته در طول تاریخچه خود از یک محیط دیاژنتیکی به محیط دیگر وارد می‌شوند و این تغییرات ناشی از نوسانات سطح آب دریا، حرکات تکتونیکی و افزایش یا کاهش عمق تدفین می‌باشد (Flügel, 2010). رسوبات همزمان با رسوبگذاری تحت تاثیر فرآیندهای دیاژنزی مختلفی قرار می-

گیرند. بالا بودن سطح آب دریا سبب شده تا رسوبگذاری با نرخ‌های گوناگون در جایگاه‌های مختلف رسوبگذاری صورت گیرد. ارتباط مشخصی بین بافت‌های تبخیری و نوسانات سطح آب دریا وجود دارد (Aleali et al, 2013). آب و هوای گرم و خشک سبب و شرایط تبخیری فوق‌العاده شور سبب پیدایش گسترده کربنات‌ها و تبخیری‌ها شده است (Alshahrhan and Kendall, 2003; Alshahrhan, 2006; Insalaco et al, 2006; Aleali et al, 2013). افزایش تبخیر در این مرحله با شکل‌گیری ندول‌های تبخیری در محیط جزر و مدی همراه است. ندول‌های تبخیری معمولاً طی

می‌شوند. با افزایش اعماق تدفین، تراکم شیمیایی منجر به تشکیل درزه‌های انحلالی و استیلولیتی شدن می‌شود. پدیده‌های آهن‌دار شدن و دولومیتی شدن در مراحل آخر دیاژنز ایجاد شده‌اند. ترتیب فرآیندهای دیاژنتیکی براساس زمان و محیط تشکیل آنها در شکل ۴ نشان داده شده است.

مراحل اولیه دیاژنز در محیط‌های سبخایی و در رسوبات دانه ریز تشکیل می‌شوند (Alshahran and Whittle, 1995; Kasprzyk et al, 1998; Gundogan et al, 2005). فعالیت موجودات میکروسکوپی در این محیط‌ها با میکربیتی شدن ذرات در محیط‌های لاگونی همراه است. سیمان‌های تیغه‌ای هم ضخامت در محیط‌های دریایی و سیمان‌های کلسیت هم بعد، بلوکی و دروزی در محیط‌های متاوریکی و عمدتاً تدفینی تشکیل

تدفینی	متاوریکی	دریایی	محیط دیاژنتیکی فرآیندهای دیاژنتیکی
		_____	میکربیتی شدن
		_____	سیمان تیغه ای
		_____	ندول های تبخیری
_____			کلسیت گرانولار هم بعد
_____			سیمان دروزی
_____			سیمان بلوکی
_____			فشردگی فیزیکی
_____			فشردگی شیمیایی (استیلولیتی شدن)
_____			آهن دار شدن
_____			دولومیتی شدن

شکل ۴: توالی پاراژنتیکی سنگ‌های آهنکی مورد مطالعه

ژئوشیمی عنصری (and Lohman, 1996). فرض بر این است که تغییرات اولیه در ترکیب ایزوتوپی و کانی‌شناسی کربنات‌ها، بازتاب تغییرات در ترکیب آب دریا طی زمان می‌باشند (Holland, 1972; Veizer et al, 1980; Wilkinson and Given, 1986; Veizer, 1989; Spencer and Hardi, 1990; Kafman and Knoll, 1995; Hardi, 1996; Veizer et al, 1997). شناسایی کربنات‌های نیمه گرمسیری^۳ گروه گوردون اردویسین تاسمانیا در استرالیا (Rao, 1990)، کربنات‌های ژوراسیک پسین سازند مزدوران در حوضه کپه داغ (Adabi and Rao, 1991)، سنگ‌های آهنکی ایلام در منطقه تنگ رشید پهنه ایزه به سن کرتاسه (Adabi and Asadi Mehmandosti, 2008) و کربنات‌های

ژئوشیمی عنصری امروزه کربنات‌ها در محیط‌های مختلفی تشکیل می‌شوند، لذا مطالعه ژئوشیمی کربنات‌ها جهت تعیین محیط تشکیل آنها ضروری است. آب و هوا و ترکیب شیمیایی اقیانوس‌ها، از عوامل اصلی کنترل کننده نوع کربنات‌هاست، مطالعه دقیق آنها باعث شناخت بهتر آب و هوای دیرینه و محیط‌های رسوبی می‌شوند (آدابی، ۱۳۹۰). ترکیبات ایزوتوپی و عنصری، مدت‌های مدیدی است که برای پی بردن به تاریخچه نهشت و دیاژنز کربنات‌های دریایی و کانی‌های تبخیری کارایی دارند (Land, 1980; Veizer, 1983; Grotzinger and Reed, 1983; Fairchild and Spiro, 1987; Banner et al, 1988; Banner, 1995; Frank

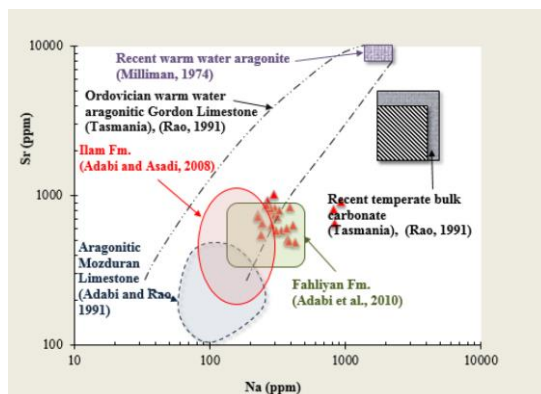
کلسیت نشان دهنده تاثیر کم فرآیندهای دیاژنتیکی است و همچنین مقداری از میزان استرانسیم از تبدیل کانی شناسی اولیه آراگونیت به کلسیت حاصل شده است. فراوانی استرانسیم با افزایش دمای آب دریا ارتباط مستقیم دارد (Moore and MacKenzie, 1990). به طور کلی کانی‌شناسی اولیه می‌تواند به عنوان یک عامل کنترل کننده میزان استرانسیم و منگنز در رسوبات باشد به این صورت که در آراگونیت معمولاً میزان استرانسیم بالا و منگنز پایین است (Cantrell, 2006). در نمونه‌های آهکی مورد مطالعه مقدار استرانسیم بین ۴۸۷ تا ۹۱۹ ppm (میانگین ۷۰۳ ppm) در نوسان می‌باشد (جدول ۱). بالا بودن میزان استرانسیم در برخی از نمونه‌های مورد مطالعه می‌تواند دلیلی بر کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی آنها و تاثیر کم فرآیندهای دیاژنتیکی باشد. به منظور تعیین کانی‌شناسی اولیه آهک‌های مورد مطالعه، محدوده قرارگیری نمونه‌ها با محدوده‌های ارائه شده برای آهک‌های سازند مزدوران با ترکیب کانی شناسی اولیه آراگونیتی مربوط به بخش کم‌عمق حوضه (Adabi and Rao, 1991)، محدوده کربنات‌های معتدله عهد حاضر تاسمانیا (Rao, 1991)، محدوده آراگونیت‌های حاره‌ای عهد حاضر (Milliman, 1974)، سنگ آهک‌های حاره‌ای گوردون اردویسین تاسمانیا با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی (Rao, 1991)، محدوده سازند ایلام (Adabi and Asadi Mehmandosti, 2008) و محدوده سازند فهلیان (Adai et al, 2010) مقایسه شده‌اند (شکل ۵). این شکل محدوده‌های کلسیتی و آراگونیتی آب‌های دریایی عهد حاضر و دیرینه برای مقایسه را نشان می‌دهد. نمونه‌های آهکی مورد مطالعه به دلیل تشابه ترکیب کانی

سازند فهلیان به سن کرتاسه (Adabi et al, 2010) و کربنات‌های سازند قلعه دختر در برش کوه سید آباد، قاین، شرق ایران مرکزی (افسا و همکاران، ۱۳۹۵)، همگی براساس شواهد ژئوشیمیایی و سنگ شناختی نشان می‌دهند که آراگونیت، کانی غالب در کربنات‌های آب‌های گرم نیمه گرمسیری بوده است (آدابی، ۱۳۹۰). در این مطالعه از شواهد عنصری برای مقایسه داده‌ها با آراگونیت‌های آب گرم عهد حاضر، کربنات‌های کلسیتی معتدله آب سرد، کربنات‌های نیمه گرمسیری اردویسین با کانی شناسی اولیه آراگونیتی، کربنات‌های کلسیتی آب سرد نیمه قطبی پرمن تاسمانیا، کربنات‌های ژوراسیک فوقانی سازند مزدوران، آهک‌های آراگونیتی سازند ایلام و آهک‌های آراگونیتی سازند فهلیان برای شناسایی کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های مورد مطالعه استفاده شده است.

۱) استرانسیم (Sr): استرانسیم در مطالعه شرایط دیاژنتیکی و تعیین ترکیب کانی شناسی اولیه محیط‌های دیرینه رسوبات کربناته مورد استفاده قرار می‌گیرد (Heydari et al, 2008; Adabi et al, 2016; Adabi et al, 2010). بین میزان استرانسیم با رخساره‌های میکروسکوپی، لیتولوژی و محیط رسوبگذاری دریایی کم‌عمق، در برابر عمیق، ارتباط وجود دارد به طوری که در آراگونیت‌ها معمولاً میزان استرانسیم بالا و منگنز پایین می‌باشد (Tucker and Wright, 1990; Adabi et al, 2016; Arzani, 2006). میزان استرانسیم از رسوبات عهد حاضر به سمت رسوبات آهکی دیرینه و دولومیت‌ها کاهش می‌یابد. کاهش استرانسیم به سبب دیاژنز متائوریک و یا تغییرات عمق آب دریا می‌باشد (Adabi and Rao, 1991). وجود مقادیر زیاد عنصر استرانسیم در شبکه

فهلپیان با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی قرار گرفته‌اند (شکل ۵).

شناسی اغلب در محدوده و یا در مجاورت سنگ آهک‌های حاره گوردون اردویسین تاسمانیا، همچنین مجاورت محدوده سازندهای ایلام و



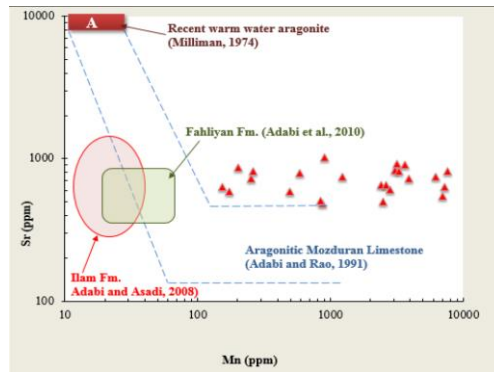
شکل ۵: ترسیم روند تغییرات استرانسیم در برابر سدیم نمونه‌های آهکی مورد مطالعه که با محدوده‌های ارائه شده برای آهک‌های با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی مقایسه شده است. نمونه‌های آهکی مورد مطالعه به دلیل تشابه ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی اغلب در محدوده و یا در نزدیکی سنگ آهک‌های حاره گوردون اردویسین تاسمانیا و همچنین در نزدیک محدوده‌های سازندهای ایلام و فهلپیان با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی قرار گرفته‌اند.

ضریب توزیع منگنز حدود ۱۵ است و در آب‌های متاوریکی تمرکز بسیار بالایی دارد (Pingitore, 1978)، برعکس، پایین بودن مقادیر منگنز در کربنات‌ها به سرعت رسوبگذاری، شرایط اکسیدان، عدم تاثیر فرآیندهای دیاژنز متاوریکی، ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی و تبادل کمتر آب به سنگ نسبت داده می‌شود (آدابی، ۱۳۹۰). مقادیر منگنز در نمونه‌های آهکی مورد مطالعه بین ۱۵۵ تا ۱۱۱۵۸ ppm (میانگین ۵۶۵۶ ppm) در نوسان است. بالا بودن منگنز در نمونه‌های کربناته مورد مطالعه بیانگر تاثیر دیاژنز متاوریکی است. نمونه‌های آهکی مورد مطالعه در مجاورت محدوده کربنات‌های سازند مزدوران با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی مربوط به بخش کم‌عمق حوضه اولیه آراگونیتی قرار گرفته‌اند که نشان از ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی برای نمونه‌های مورد مطالعه دارد (شکل ۶). بالا بودن مقادیر منگنز تا حدود یک درصد در این نمونه‌ها به دلیل

(۲) منگنز: زمین‌شیمی رسوبی منگنز غالباً تحت کنترل شرایط احیایی آن می‌باشد (Calvert and Pederson, 1996). برای اینکه منگنز به مقدار قابل ملاحظه‌ای در رسوبات نهشته شود باید به Mn (III) یا Mn (IV) تبدیل شود؛ فرآیندهای احیایی متداول و موثر بعد از نهشته شدن طی دیاژنز اولیه و ثانویه سبب تبدیل منگنز چهار ظرفیتی Mn (IV) نهشته شده در رسوبات به کانی‌های Mn (II) و Mn (III) می‌شوند (Gutzmer and Beukes, 1996; Tsikos et al, 2003; Roy, 2006; Maynard, 2010). احیای اکسیدهای Mn (IV) توسط کربن آلی سبب نهشته شدن کربنات‌های غنی از Mn (II) می‌شود که از مشاهده نگاشت‌های زمین‌شناسی حاصل شده است (Okita et al, 1988; Polgari et al, 1991; Tsikos et al, 2003). مقدار منگنز با افزایش تاثیر دیاژنز متاوریکی افزایش می‌یابد زیرا (Brand and Veizer, 1980; Rao, 1990)

کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی قرار می‌گیرند (شکل ۶).

تاثیر دگرسانی بسیار بالا که عامل آن دیاژنز متائوریک است موجب شده است تا این نمونه‌ها دورتر از محدوده‌های معرفی شده دارای ترکیب

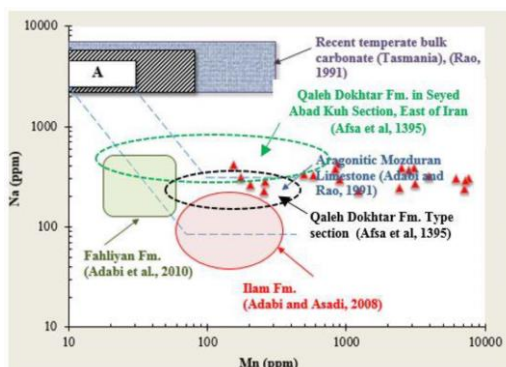


شکل ۶: ترسیم روند تغییرات استرانسیم در برابر منگنز در نمونه‌های آهکی مورد مطالعه که با محدوده‌های ارائه شده توسط سایر محققین مقایسه شده‌اند.

تا ۹۲۳ ppm (میانگین مقدار ppm ۵۷۶) در نوسان می‌باشند (جدول ۱). به منظور تعیین کانی‌شناسی اولیه نمونه‌های آهکی مورد مطالعه با محدوده‌های ارائه شده برای آهک‌های سازند مزدوران با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی مربوط به بخش کم‌عمق حوضه (Adabi and Rao, 1991)، محدوده کرنات‌های معتدله عهد حاضر تاسمانیا (Rao, 1991)، محدوده آراگونیت-های حاره‌ای عهد حاضر (Milliman, 1974)، سنگ آهک‌های حاره‌ای گوردون اردویسین تاسمانیا با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی (رئو، ۱۹۹۱)، محدوده سازندهای ایلام (Adabi and Asadi Mehmandosti, 2008)، فهلیان با ترکیب اولیه آراگونیتی (Adabi et al, 2010) و سنگ آهک‌های قلعه دختر (افسا و همکاران، ۱۳۹۵) مقایسه شده‌اند (شکل ۷). به دلیل تشابه ترکیب کانی‌شناسی اولیه نمونه‌های آهکی مورد مطالعه در محدوده نمونه‌های آهکی مزدوران و در مجاورت سنگ آهک‌های قلعه دختر با ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی قرار گرفته‌اند. افزایش

سدیم (Na): مقادیر سدیم در سنگ آهک‌های آراگونیتی غیر بیوتیک حاره‌ای عهد حاضر بین حدود ppm ۲۷۰۰ و در کلسیت‌های کم منیزیم غیر بیوتیک نواحی معتدله تمرکز سدیم حدود ppm ۵۰۰۰ در نوسان است (Land and Hoops, 1973; Milliman, 1974; Veizer, 1983; Rao and Adabi, 1992; Rao, 1996). تمرکز سدیم در رسوبات کرنات‌ه به درجه شوری، تفریق بیولوژیکی، ترکیب کانی‌شناسی، عمق آب، اثرات جنبشی و سرعت رشد یا سرعت رسوبگذاری بستگی دارد (Land and Hoops, 1973; Morrison and Brand, 1986; Rao and Adabi, 1992; Rao, 1996; Adabi et al, 2010). در آب دریا مقدار سدیم با افزایش شوری، عمق آب و میزان آراگونیت افزایش می‌یابد (آدابی، ۱۳۹۰). سدیم دارای ضریب توزیع کمتر از یک می‌باشد و در آب‌های متائوریک تمرکز پایینی دارد لذا مقدار آن در سنگ‌های کرنات‌ه‌ای که تحت تاثیر فرآیندهای دیاژنتیکی قرار گرفته‌اند پایین خواهد بود (آدابی، ۱۳۹۰؛ Adabi et al, 2016). در نمونه‌های آهکی پهنه راور مقدار سدیم بین ۲۲۸

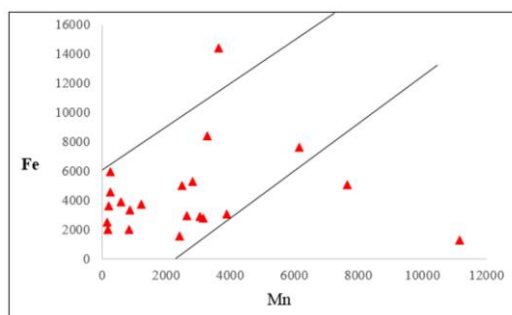
منگنز نمونه‌های آهکی مورد مطالعه احتمالاً به باز بودن سیستم دیاژنتیکی و سرعت پایین رسوبگذاری کربنات‌ها مرتبط باشد (شکل ۷).



شکل ۷: ترسیم روند تغییرات سدیم در برابر منگنز در نمونه‌های آهکی مورد مطالعه. محدوده نمونه‌های مورد مطالعه با محدوده‌های ارائه شده توسط سایر محققین مقایسه شده است. افزایش مقادیر عنصر منگنز می‌تواند به دلیل دگرسانی بیشتر نمونه‌ها که ناشی از تاثیر فرآیندهای متاوریکی و یا سرعت رسوبگذاری پایین باشد.

۱) اطلاعات کمی در مورد میزان آهن موجود در آراگونیت‌های دریایی کم‌عمق آب‌های گرم عهد حاضر وجود دارد. برای نمونه‌های آهکی مورد مطالعه مقدار منگنز در برابر آهن ترسیم شده است (شکل ۸). میزان Fe ارتباط مستقیمی با مقدار Mn دارد و با افزایش میزان Mn مقدار Fe نیز افزایش می‌یابد. دیاژنز متاوریکی، شرایط احیایی و ورود مواد آواری باعث افزایش مقادیر Fe و Mn می‌شوند (Pingitore, 1978; Shanmugam and Benbedict, 1983; Rao and Amini, 1995).

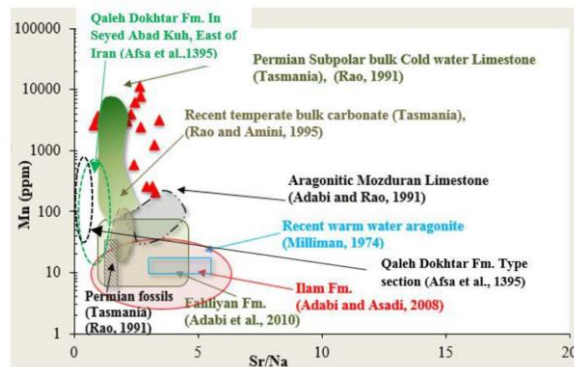
۴) آهن: میانگین عنصر آهن در آراگونیت‌های مناطق حاره‌ای عهد حاضر ۲۰ تا ۵۰ ppm و در کربنات‌های مناطق معتدله عهد حاضر به ppm ۱۰۰۰ می‌رسد. تاثیر محلول‌های متئوریک سبب افزایش میزان آهن در سنگ‌های کربناته می‌گردد. شرایط احیایی حاکم بر محیط رسوبگذاری نیز سبب افزایش ورود این عنصر به داخل شبکه سنگ‌های کربناته می‌شود (Rao and Adabi, 1992). مقادیر آهن در نمونه‌های آهکی مورد مطالعه بین ۱۳۳۳ تا ۱۴۴۳۹ ppm (میانگین مقدار ۷۸۸۶ ppm) در نوسان می‌باشند (جدول



شکل ۸: ترسیم مقادیر منگنز در برابر آهن برای نمونه‌های آهکی مورد مطالعه. ارتباط این دو عنصر نشان از افزایش تاثیر دیاژنز غیر دریایی است.

محدوده ارائه شده برای سنگ‌های آهکی سازند مزدوران مربوط به بخش کم حوضه (Adabi and Rao, 1991)، آهک‌های گوردون تاسمانیا (Rao, 1991)، محدوده آراگونیت‌های حاره‌ای عهد حاضر (Milliman, 1974)، فسیل‌های قطبی پرمین تاسمانیا (Rao, 1990)، محدوده نمونه‌های آهک-های سرد نیمه قطبی پرمین تاسمانیا (Rao, 1991)، محدوده سازندهای ایلام (Adabi and Asadi Mehmandosti, 2008)، فهلیان با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی (Adabi et al, 2010) و محدوده کربنات‌های معتدله عهد حاضر تاسمانیا (رئو و امینی، ۱۹۹۵؛ Rao and Amini, 1995) سنگ آهک‌های قلعه دختر با ترکیب کانی شناسی اولیه آراگونیتی (افسا و همکاران، ۱۳۹۵) مقایسه شده است (شکل ۹). نمونه‌های مورد مطالعه در مجاورت محدوده آراگونیت‌های سازند مزدوران قرار گرفته‌اند.

(۵)نسبت استرانسیم به سدیم (Sr / Na): براساس نسبت استرانسیم به سدیم و میزان منگنز می‌توان کربنات‌های حاره‌ای دیرینه و عهد حاضر را از معادل‌های غیر حاره‌ای آنها تفکیک نمود (Rao, 1981, 1991; Adabi and Rao, 1991; Asadi Mehmandosti, 2008, Adabi et al, 2010). در سنگ آهک‌های آراگونیتی حاره‌ای عهد حاضر مقدار منگنز پایین و نسبت استرانسیم به سدیم بالا است (حدود ۳ تا ۵ ppm)، در حالی که در سنگ‌های آهکی کلسیتی مناطق معتدله عهد حاضر مقدار منگنز بالا و نسبت استرانسیم به سدیم پایین (حدود ۱ ppm) یا کمتر می‌باشد (Adabi and Rao, 1991; Rao, 1991; Adabi and Asadi Mehmandosti, 2008; Khatibi Mehr and Adabi, 2013). آدابی، ۱۳۹۰. گستره مقادیر Sr/Na در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۰/۷۹ تا ۳/۴۵ است که بیانگر کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی است. نمونه‌های آهکی مورد مطالعه با



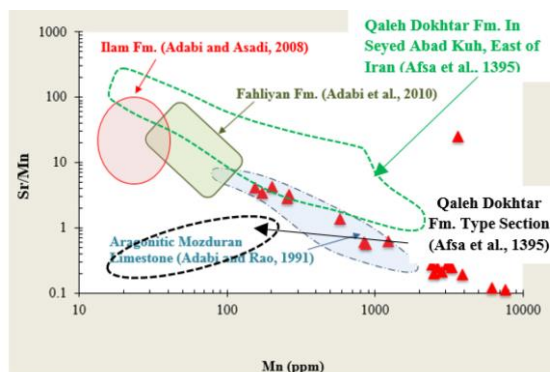
شکل ۹: ترسیم روند تغییرات استرانسیم به سدیم در مقابل منگنز در نمونه‌های آهکی مورد مطالعه که با محدوده ارائه شده توسط محققین مختلف مقایسه شده‌اند. نمونه‌های مورد مطالعه غالباً در نزدیکی محدوده آهک‌های گوردون تاسمانیا (Rao, 1991) و سنگ‌های آراگونیتی سازند مزدوران (Adabi and Rao, 1991) قرار می‌گیرند. در بیشتر نمونه‌ها نسبت Sr/Na بیشتر از یک می‌باشد که نشان دهنده کانی‌شناسی آراگونیتی است. افزایش مقادیر بالای Mn به علت دیاژنز متاوریکی موجب شده است تا تعدادی از نمونه‌ها خارج از این محدوده قرار گیرند.

آراگونیت و کلسیت دارای منیزیم زیاد نیمه پایدار، حل شده و به کلسیت کم منیزیم پایدار تبدیل می‌گردد، لذا مقدار استرانسیم کاهش یافته و

(۶)نسبت استرانسیم به منگنز (Sr/Mn): دیاژنز در سنگ‌های آهکی شامل فرآیند انحلال مرطوب^۴ و نهشته شدن مجدد می‌باشد. طی این فرآیند

اولیه آراگونیتی (Adabi and Rao, 1991)، کربنات‌های سازند ایلام (Adabi and Aadi) (Mehmandosti, 2008) و فهلیان با ترکیب کانی-شناسی اولیه آراگونیتی (Adabi et al, 2010) و سنگ آهک‌های قلعه دختر با ترکیب کانی شناسی اولیه آراگونیتی (افسا و همکاران، ۱۳۹۵) ترسیم شده است. همان‌طور که در این شکل مشاهده می‌شود غالباً نمونه‌های مورد مطالعه به دلیل تاثیر زیاد دیاژنز متائوریک در داخل و مجاور محدوده سنگ آهک‌های آراگونیتی مزدوران قرار گرفته‌اند. به بیان دیگر احتمالاً نسبت آب به سنگ (W/R) در نمونه‌های مورد مطالعه بالا بوده و یا اینکه تاثیر سیالات دیاژنتیکی بر نمونه‌های مورد مطالعه در سیستم باز صورت گرفته است. در این نمودار مقادیر نسبتاً پایین Sr/Mn بیانگر سیستم دیاژنتیکی باز برای کربنات‌های مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۱۰).

بالعکس میزان منگنز افزایش خواهد یافت (Bathurst, 1975). در اثر انحلال آراگونیت و کلسیت دارای منیزیم زیاد نیمه پایدار و تبدیل آنها به کلسیت کم منیزیم پایدار، مقدار استرانسیم کاهش یافته و برعکس تمرکز منگنز افزایش خواهد یافت. این فرآیند در سطح زمین و توسط نفوذ آب‌های غیر دریایی به ویژه آب‌های متائوریک به مقدار زیادی تسهیل می‌گردد (Budd, 1992) و باعث پایین آوردن نسبت استرانسیم به منگنز (Sr/Mn) می‌شود (Bathurst, 1975). بنابراین ترسیم Sr/Mn در مقابل Mn می‌تواند به عنوان معیاری مفید برای تخمین میزان انحلال سنگ‌ها مورد استفاده قرار گیرد (Rao, 1991; Adabi et al, 2016). در شکل ۱۰، مقادیر Sr/Mn در برابر Mn ترسیم شده است. در این نمودار آهک‌های سازند مزدوران مربوط به بخش کم‌عمق حوضه و با ترکیب کانی‌شناسی



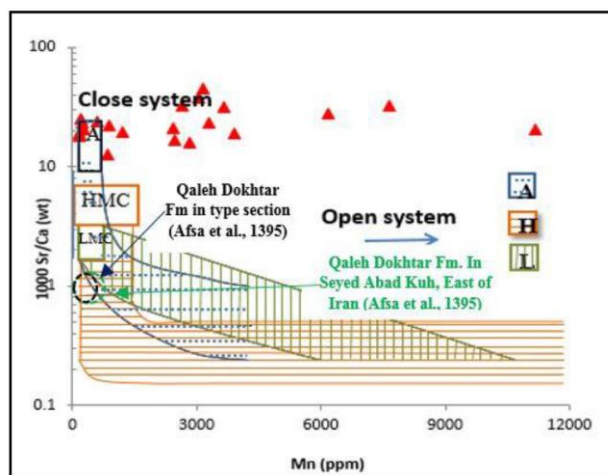
شکل ۱۰: تغییرات Sr/Mn در مقابل Mn در نمونه‌های آهکی مورد مطالعه. محدوده نمونه‌های مورد مطالعه با محدوده سنگ‌های آهکی مزدوران مربوط به بخش کم حوضه (Adabi and Rao, 1991)، آهک‌های سازند ایلام (Adabi and Mehmandosti, 2008)، فهلیان با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی (Adabi et al, 2010) و سازند قلعه دختر در برش نمونه و برش کوه سید آباد (افسا و همکاران، ۱۳۹۵) مقایسه شده است. مقادیر پایین Sr/Mn بیانگر سیستم دیاژنتیکی باز و دگرسانی بیشتر نسبت به کربنات‌های سازند ایلام، فهلیان و حتی مزدوران می‌باشد.

بسته، نسبت آب به سنگ و شرایط اکسیدان و احیایی محیط پی برد (Brand and Veizer, 1980). براساس این نمودار، محدوده‌هایی برای

نسبت استرانسیم به کلسیم (Sr/Ca) براساس نمودار نسبت Sr/Ca در برابر Mn می‌تواند به روند دیاژنز در سیستم‌های دیاژنتیکی باز و

پی برد. دگرسانی دیاژنتیکی باعث افزایش مقادیر آهن و منگنز در کلسیت می‌شود زیرا این عناصر در شرایط احیایی می‌توانند در شبکه کلسیت قرار گیرند (Wierzbowski and Joachimiski, 2007). در شکل ۱۱، مقادیر نسبت استرانسیم به کلسیم Sr/Ca در مقابل منگنز Mn برای نمونه‌های آهکی مورد مطالعه ترسیم شده است. در این شکل محدوده سنگ آهک‌های مورد مطالعه با سنگ آهک‌های قلعه دختر (افسا و همکاران، ۱۳۹۵) مورد مقایسه قرار گرفته‌اند. چنین به نظر می‌رسد که در این نمونه‌ها دلیل بالا بودن مقادیر نسبت استرانسیم به کلسیم Sr/Ca و همچنین بالا بودن مقادیر منگنز، متاثر از دیاژنز متائوریک در یک سیستم دیاژنتیکی بسته تا عمدتاً باز است. لازم به ذکر است که این نمودار مشابه نمودار Sr / Mn تایید کننده سیستم دیاژنتیکی باز و تبادل آب به سنگ بالا می‌باشد. در این شکل محدوده‌هایی برای روندهای دیاژنتیکی A، کلسیت پر منیزیم (HMC) و کم منیزیم (LMC) تعیین شده است (Brand and Veizer, 1980).

روندهای دیاژنتیکی آراگونیت، کلسیت پر منیزیم (HMC) و کم منیزیم (LMC) مشخص می‌شوند (Brand and Veizer, 1980). برخی از محققین بر این باورند که نسبت Mg/Ca و Sr/Ca در کربنات‌های زیستی با درجه حرارت قدیمه انطباق دارد (Mc Arthur et al, 2000; Bailey et al, 2004; Rosales et al, 2003). بالا بودن نسبت آب به سنگ در سیستم‌های دیاژنتیکی باز سبب کاهش نسبت استرانسیم به کلسیم و افزایش مقادیر منگنز می‌شود و برعکس پایین بودن این نسبت در سیستم‌های دیاژنتیکی بسته و نیمه بسته سبب می‌شود مقادیر استرانسیم به کلسیم در فازهای دیاژنتیزی نسبت به ترکیبات اولیه تغییر محسوسی نشان ندهد (Brand et al, 2006). کاهش منگنز در کلسیت دیاژنتیکی حاکی از سیستم دیاژنتیکی بسته می‌باشد و افزایش منگنز نشان دهنده باز بودن سیستم دیاژنتیکی و تاثیر آب‌های احیاء کننده می‌باشد (Brand et al, 2006). به‌طور کلی از تمرکز عناصر فرعی در کربنات‌ها می‌توان به درجه دگرسانی دیاژنتیکی



شکل ۱۱: تغییرات مقادیر Mn در مقابل Sr/Ca در نمونه‌های آهکی مورد مطالعه. با توجه به محدوده‌های ترسیم شده برای روند دیاژنز آراگونیت (A)، کلسیت پر منیزیم و کم منیزیم، نمونه‌های مورد مطالعه (Brand and Veizer, 1980)، تحت‌تاثیر دیاژنز متائوریک در یک سیستم دیاژنتیکی بسته تا عمدتاً باز قرار گرفته‌اند.

نتیجه گیری

چهار برش زمین شناسی حورجند، لکرکوه شمالی و جنوبی، و خوردند با سن آکسفوردین - کیمیریجین متعلق به ژوراسیک پسین به ترتیب با ضخامت های ۳۲۵۰، ۱۶۰۰، ۴۵۰۰، ۲۰۰۰ متر مورد بررسی قرار گرفتند. نتایج حاصل از مطالعات سنگ نگاری مقاطع میکروسکوپی نشان می دهد که فرآیندهای آهن دار شدن، میکریتی شدن، دولومیتی شدن، سیمانی شدن، احزاء تبخیری و تراکم از مهم ترین فرآیندهای دیاژنزی در برش- های مورد مطالعه می باشند. نتایج ژئوشیمیایی براساس تغییرات عناصر فرعی و مقایسه آنها نسبت به یکدیگر نشان دهنده ترکیب کانی شناسی اولیه آراگونیتی نمونه های مورد مطالعه حاصل از پهنه راور می باشد. این نمونه ها قابل مقایسه با آهک های آراگونیتی اردویسین تاسمانیا، آهک های مزدوران، سازندهای فهلین و ایلام می باشند. بالا

بودن میزان Mn در نمونه های مورد مطالعه تاییدی بر دگرسانی بیشتر و تبادل آب به سنگ در یک سیستم دیاژنتیکی عمدتاً باز است. براساس نسبت Sr/Ca در برابر Mn نشانگر این است که این نمونه ها در یک سیستم دیاژنتیکی بسته تا عمدتاً باز قرار داشته اند و تبادل آب به سنگ در آنها بالا بوده است. نسبت Sr/Mn در برابر Mn دلیلی بر سیستم دیاژنتیکی باز و دگرسانی بیشتر نمونه ها می باشد که به دلیل تاثیر دیاژنز متائوریکی نمونه- های مورد مطالعه بالاتر از محدوده آراگونیتی سازند مزدوران قرار گرفته اند. به عبارت دیگر نسبت آب به سنگ بالا بوده یا اینکه تاثیر سیالات دیاژنتیکی بر نمونه ها در یک سیستم باز صورت گرفته است. همچنین نسبت Sr/Na در این نمونه- ها با میانگین بیش از ۲ حاکی از ترکیب کانی- شناسی اولیه آراگونیتی است.

پانوشت

1-Insoluble residue
2-Micrite envelope

3-Sub-tropical
4-Wet dissolution

منابع

-امینی، د، ۱۳۹۱. مطالعه پتروگرافی و محیط رسوبی واحد کریناته سازند قلعه دختر (ژوراسیک میانی- پسین) در محل برش الگو (روستای قلعه دختر) واقع در شمال شرق رشته کوه شتری، شرق ایران، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین- شناسی- گرایش رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشگاه بیرجند، ۱۸۷ ص.
-حاج ملاعلی، ع، ۱۳۷۴. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ راور، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

-آدابی، م.ح، ۱۳۹۰. ژئوشیمی رسوبی، انتشارات آریز زمین، چاپ دوم، ۵۰۳ ص.
-آقاناتی، ع، ۱۳۸۵. زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی ایران، ۵۸۶ ص.
-افسا، ز، میراب شبستری، غ. و خزاعی، ا.ر، ۱۳۹۵. پتروگرافی، محیط رسوبی و ژئوشیمی واحد کریناته سازند قلعه دختر (ژوراسیک میانی- پسین) در برش کوه سید آباد شمال قاین، شرق ایران، مجله رسوب شناسی کاربردی، شماره ۵، ص ۸۹-۱۰۵.

- بالایی در منطقه راور-کرمان (ایران مرکزی)، نشریه دانشکده فنی، جلد ۳۳، شماره ۴، اسفندماه ۱۳۷۸، ۹۵ ص.
- Adabi, M.H. and Rao, C.P., 1991. Petrographic and geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of Upper Jurassic carbonates (Mozduran Formation), Sarakhs area of Iran, *Journal of Sedimentary Geology*, v. 72, p. 253-267.
- Adabi, M.H. and Rao, C.P., 1996. Petrographic, elemental and isotope criteria for recognition of carbon mineralogy and climate during the Jurassic (e.g. from Iran and England): 13th Geological Conference, Australia, (Abst).
- Adabi, M.H. and Asadi Mehmandosti, E., 2008. Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-E Rashid area, Izeh, S.W. Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 33, p. 267-277.
- Adabi, M.H., 2009. Multistage dolomitization of Upper Jurassic Mozduran Formation, Kopet- Dagh Basin, N.E. Iran, *Journal of Carbonates and Evaporates*, v. 24, p. 16-32.
- Adabi, M.H., Salehi, M.A. and Ghabeishavi, A., 2010. Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), South-West Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 39, p. 148-160.
- Adabi, M.H., Kakemem, U. and Sedaghi, A., 2016. Sedimentary facies, depositional environment, and sequence stratigraphy of Oligocene- Miocene shallow water carbonate from the Rig Mountain, Zagros Basin (SW Iran), *Journal of Carbonates and Evaporites*, v. 31, p. 69-85.
- Adenan, N.B., Che Aziz, A. and Kamal Roslan, M., 2017. Diagenetic history of the Chuping limestone at Bukit Tangku Lembu, Perlis, Malaysia, *Journal of Sains Malaysia*, v. 46, p. 887-895.
- Aghanabati, A., 1977. Etude geologique de la region de Kalmard (West of Tabas), Geological Survey of Iran, Report, v. 35, p. 1-230.
- Aleali, M., Rahimpour-Bonab, H., Moussavi-Harami, S.R. and Jahani, D., 2013. Environmental and sequence stratigraphic implications for anhydrite textures: A case from Lower Triassic of the Central Persian Gulf, *Asian Earth Science*, p.1-65.
- Alshahrhan, A.S. and Kendall, C.G.St.C., 2003. Holocene coastal carbonates and evaporites of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues, *Earth-Science Review*, v. 61, p. 191- 243.
- Alshahrhan, A.S., 2006. Sedimentological character and hydrocarbon parameters of the middle Permian to Early Triassic Khuff Formation, United Arab Emirates, *GeoArabia*, v. 11, p. 121-158.
- Alshahrhan, A.S. and Whittle, L., 1995. Carbonates – evaporite sequences of the Late Jurassic, Southern and Southwestern Arabian Gulf: *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, v. 79, p. 1608-1630.
- Arzani, N., 2004. Diagenetic evolution of mudstones: Black shales to laminated limestones, an example from the Lower Jurassic of SW Britain, *Sciences, Islamic Republic of Iran*, v. 15, p. 257-267.
- Arzani, N., 2006. Primary versus diagenetic bedding in the limestone-

- marl/shale alternations of the epeiric seas, an example from the Lower Lias (Early Jurassic) of SW Britain, *Journal of Carbonates and Evaporites*, v. 21, p. 94-109.
- Armstrong, F.A., 2008. Why did nature choose manganese to make oxygen? *Philosophical Transactions of the Royal Society Biological Sciences*, v. 363, p. 1263-1270.
- Bailey, T.K., Rosenthal, Y., McArthur, J.M., Van de Schootburg, B. and Thirlwall, M.F., 2003. Paleoceanographic changes of the Late Pliensbachian–Early Toarcian interval: a possible link to the genesis of Oceanic Anoxic Events, *Journal of Earth and Planetary Science Letters*, v. 212, p. 307-320.
- Banner, J.L., Hanson, G.N. and Meyers, W.J., 1988. Determination of initial Sr isotopic composition of dolostone from the Burlington-Keokuk Formation (Mississippian): constraints from Cathodoluminescence, glauconite paragenesis of analytical methods. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 62, p. 1023-1043.
- Brand, U. and Veizer, J., 1980. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system, *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 50, p. 1219-1236.
- Brand, U. and Morrison, J.O., 1987. Biogeochemistry of fossil marine invertebrates, *Journal of Geoscience of Canada*, v. 14, p. 85-107.
- Banner, J.L., 1995. Application of the trace element and isotope geochemistry of strontium to studies of carbonate diagenesis, *Journal of Sedimentology*, v. 42, p. 805-824.
- Bates, R.L. and Jackson, J.A., 1987. *Glossary of geology* (3^d edition): Alexandria, Va., American Geological Institute, 788 p.
- Bathurst, R.G.C., 1975. *Carbonate Sediments and their Diagenesis*: Elsevier, North Holland, 658 p.
- Budd, D.A., 1992. Dissolution of high-Mg calcite fossils and the formation of biomolds during mineralogical stabilization, *Journal of Carbonates and Evaporites*, v. 7, p. 74-81.
- Calvert, S.E. and Pederson, T.F., 1996. Sedimentary geochemistry of manganese: Implication for the environment of formation of manganiferous black shales, *Economic Geology*, v. 91, p. 36-47.
- Cantrell, D.L., 2006. Cortical fabrics of Upper Jurassic ooid, Arab Formation, Saudi Arabia: Implication for original carbonate mineralogy, *Journal of Sedimentary Geology*, v. 186, p. 157-170.
- Choquette, P.W. and James, N.P., 1987. Diagenesis in limestones-3, the deep burial environment, *Geoscience Canada*, v. 14, p. 3-35.
- El Hefnawi, M.A., Mashaly, A.O., Shalaby, B.N. and Rashwan, M.A., 2010. Petrography and geochemistry of Eocene limestone from Khashm Al-Raqaba area, El-Galala ElQibliya, Egypt. *Journal of Carbonates and Evaporites*, v. 25, p. 193- 202.
- Fairchild, I.J. and Spiro, B., 1987. Petrological and isotopic implications of some contrasting Late Precambrian carbonates, NE Spitsbergen, *Journal of Sedimentology*, v. 34, p. 973-989.
- Flügel, E., 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks Analysis Interpretation and Application*, Springer-Verlag, 976 p.
- Flügel, E., 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks, Analyses, Interpretation and Application*, Springer Verlag, 976 p.
- Frank, T.D. and Lohmann, K.C., 1996. Diagenesis of fibrous magnesian calcite marine cement: implications for the

- interpretation of ^{18}O and ^{13}C values from ancient equivalents, *Journal of Geochim, Cosmochim, Acta*, v. 60, p. 2427-2436.
- Gieven, R.K. and Wilkinson, B.H., 1987. Dolomite abundance and stratigraphic age: constraints on rates and mechanisms of Phanerozoic dolostone formation: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 57, p. 1068-1078.
- Ginsberg, R.N., 1957. Early diagenetic ad lithification of shallow water carbonate sediments in South Florida: in *Regional aspects of carbonate deposition*, Society of Economic, Journal of Paleontologists and Mineralogists Special Publications, p. 80-99.
- Gonzales, L.A., Carpenter, S.J. and Lohmann, K.C., 1992. Inorganic Calcite Morphology: Roles of Fluid Chemistry and Fluid Flow, *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 62, p. 382-399.
- Grotzinger, J.P. and Read, J.F., 1983. Evidence for primary aragonite precipitation, lower Proterozoic (1.9 Ga) dolomite, Wopmay orogen, Northwest Canada, *Journal of Geology*, v. 11, p. 710-713.
- Gundogan, I., Mehmet, O. and Tolga, D., 2005. Sedimentology, petrography and diagenesis of Eocene- Oligocene evaporates, the Tuzhisar Formation, South - West of Sivas basin, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 25, p. 791-830.
- Gutzmer, J. and Beukes N.J., 1996a. Karst-hosted fresh-water Paleoproterozoic manganese deposits, Postmasburg, *Journal of South Africa Economic Geology*, v. 91, p. 1435-1454.
- Hardie, L.A., 1996. Secular variation in seawater chemistry: an explanation for the coupled secular variation in the mineralogies of marine limestones and potash evaporites over the past 600 m.y. *Journal of Geology*, v. 24, p. 279-282.
- Hashemi Azizi, S.H., Mirab Shabestari, G.R. and Khazaei, A.R., 2014. Petrography and geochemistry of Paleocene–Eocene limestones in the Ching-dar syncline, eastern Iran, *Journal of Geoscience Frontiers*, v. 5, p. 429-438.
- Heydari, E., 2003. Hydro tectonic models of based on formation water geochemistry in north American sedimentary basins, in I.P., Montanez, J.M., Gregg and K.L. Shelton, (eds.): *Basin-wide diagenetic patterns: Integrated Petrologic, Geochemical and Hydrologic Considerations*, Tulsa, Oklahoma: SEPM Special Publications, p. 53-79.
- Heydari, E., Arzani, N. and Hassanzadeh, J., 2008. Mantle plume: The invisible serial killer-Application to the Permian–Triassic boundary mass extinction, *Journal of Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 264, p. 147-162.
- Holland, H.D., 1972. The geologic history of seawater- and attempt to solve the problem, *Journal of Geochim, Cosmochim, Acta*, v. 36, p. 639-651.
- Kabanov, P.B., 2000. Grain micritization as facial indicator in shallow water marine carbonate rocks, *Byulletin’Moskovskogo Obshchestva Ispytateley Prirody, Journal of Otdel Geologicheskiiy*, v. 75, p. 39-48 (in Russian with English Abstract).
- Kasprzyk, A. and Ortti, F., 1998. Palaeogeographic and burial controls on anhydrite genesis: the Badenian basin in the Carphian Foredeep (Southern Poland, Western Ukraine), *Sedimentology*, v. 45, p. 889-907.
- Insalaco, E., Virgone, A., Courme, B., Gaillot, J., Kamali, M., Moallemi, A., Lotfpour, M. and Monibi, S., 2006. Upper Dalan Member and Kangan

- Formation between the Zagros Mountains and offshore Fars, Iran: Depositional system, biostratigraphy and stratigraphic architecture, *Geo Arabia*, v. 11, p. 75-176.
- Kaufman, A.J. and Knoll, A.H., 1995. Neo Proterozoic variations in the C isotope composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications, *Journal of Precambrian Research*, v. 73, p. 27-49.
- Khalifa, M.A., 2005. Lithofacies, diagenesis and cyclicity of the Lower Member of the Khuff Formation (Late Permian), Al Qasim Province, Saudi Arabia, *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 25, p. 719-734.
- Khatibi Mehr, M. and Adabi, M.H., 2013. Microfacies and geochemical evidence for original aragonite mineralogy of a foraminifera-dominated carbonate ramp system in the late Paleocene to Middle Eocene, Alborz basin, Iran, *Journal of Carbonates and Evaporites*, v. 29, p. 155-175.
- Land, L.S., 1980. The isotopic and trace element geochemistry of dolomite: the state of the art. In: Zenger, D.H., Dunham, J.B., Ethington, R.L. (eds.), *Concepts and Models of Dolomitization*, v. 28. SEPM Special Publications, Tulsa, Oklahoma, p. 87-110.
- Land, L.S. and Hoops, G.K., 1973. Sodium in carbonate sediments and rocks: a possible index to the salinity of diagenetic solutions. *Journal of Sedimentary and Petrology*, v. 43, p. 614-617.
- Longman, M.W., 1980. Carbonate diagenesis texture from near surface diagenetic environment, *Journal of Marine and Petroleum Geology*, v. 19, p. 159-198.
- Maynard, J.B., 2010. The Chemistry of Manganese Ores through Time: A Signal of Increasing Diversity of Earth-Surface Environments, *Journal of Economic Geology*, v. 105, p. 535-552.
- Mc Arthur, J.M., Donovan, D.T., Thirlwall, M.F., Fouke, B.W. and Matty, D., 2000. Strontium isotope profile of the early Toarcian (Jurassic) oceanic anoxic event, the duration of ammonite biozones, and belemnite paleotemperature, *Journal of Earth and System Science Letters*, v. 179, p. 269-285.
- Milliman, J.D., 1974. *Marine Carbonates Recent Sedimentary Carbonates*, Part 1, Springer-Verlag, Berlin, 375 p.
- Moore, C.H., 1985. Upper Jurassic subsurface cements: a case history, in N. Schoneidermann, and P.M. Harris, des., *Carbonate Cements*, Tulsa, Oklahoma: SEPM Special Publications, v. 36, p. 291-308.
- Moore, C.H., 1989. *Carbonate diagenesis and prosoyity*, Netherlands: Elsevier Science Publisher B.V., 338 p.
- Morse, J.W. and Mackenzie, F.T., 1990. *Geochemistry of Sedimentary Carbonates*, *Journal of Developments in Sedimentology* 48, Elsevier, New York, 707 p.
- Morison, J.O. and Brand, V., 1986. Geochemistry of recent marine invertebrates, *Journal of Geoscience of Canada*, v. 13, p. 237-254.
- Okita, P.M. and Shanks, W.C., 1988. $\delta^{34}\text{S}$ trends in sedimentary manganese deposits, Molango (Mexico) and Taojiang (China): evidence for mineralization in a closed system: Abstracts, International Association of Sedimentologists Symposium on Sedimentology Related to Mineral Deposits, Beijing, China, p. 188-189.
- Polgari, M., Okita, P.M. and Hein, J.R., 1991. Stable isotope evidence for the origin of the Úrkút manganese ore deposit, Hungary, *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 61, p. 384-393.

- Rao, C.P., 1981. Cementation in cold-water bryozoan sand, Tasmania, Australia, *Journal of Marine Geology*, v. 40, p. 23-33.
- Rao, C.P., 1990. Petrography, trace elements and oxygen and carbon isotopes of Gordon Group carbonates (Ordovician), Florentine Valley, Tasmania, Australia, *Journal of Sedimentary Geology*, v. 66, p. 83-97.
- Rao, C.P., 1991. Geochemical differences between subtropical (Ordovician), temperate (Recent and Pleistocene) and subpolar (Permian) carbonates, Tasmania, Australia, *Journal of Carbonates and Evaporites*, v. 6, p. 83-106.
- Rao, C.P. and Amini, Z.Z., 1995. Faunal relationship to grain-size, mineralogy and geochemistry in recent temperate shelf carbonates, western Tasmania, Australia, *Journal of Carbonates and Evaporites*, v. 10, p. 114-123.
- Rao, C.P., 1996. Elemental composition of marine calcite from modern temperate shelf brachiopods, bryozoans and bulk carbonates, eastern Tasmania, Australia, *Journal of Carbonates and Evaporites*, v. 11, p. 1-18.
- 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, *Journal of Marine Geology*, v. 103, p. 249-272.
- Rao, C.P. and Jayawardane, M.P.J., 1994. Major minerals, elemental and isotopic composition in modern temperate shelf carbonates, eastern Tasmania, Australia: implications for the occurrence of extensive ancient non-tropical carbonates, *Journal of Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 107, p. 49-63.
- Rao, D.C.V., Santosh, M. and Kim, S.W., 2012. Cryogenian volcanic arc in the NW Indian Shield: Zircon SHRIMP U-Pb geochronology of felsic tuffs and implications for Gondwana assembly, *Journal of Gondwana Research*, v. 22, p. 36-53.
- Rath, A., Exner, U., Tschegg, C., Grasmann, B., Laner, R. and Draganits, E., 2011. Diagenetic control of deformation mechanisms in deformation bands in a carbonate grainstone, *Journal of American Association of Petroleum Geology Bulletin*, v. 95, p. 1369-1381.
- Roselas, I., Robles, S. and Quesada, S., 2004. Elemental and oxygen isotope composition of Early Jurassic Belemnites: salinity versus temperature signals, *Journal of Sedimentary Research*, v. 24, p. 342-354.
- Roy, S., 2006. Sedimentary manganese metallogenesis in response to the evolution of the earth system, *Journal of Earth-Science Review*, v. 77, p. 273-305.
- Rustichelli, A., Tondi, E., Agosta, F., Cilona, A. and Giorgioni, M., 2012. Development and distribution of bed-parallel compaction bands and pressure solution seams in carbonates (Bolognano Formation, Majella Mountain, Italy), *Journal of Structural Geology*, v. 73, p. 181-199.
- Shanmugam, G. and Benedict, G.L., 1983. Manganese distribution in the carbonate fraction of shallow to deep marine lithofacies, Middle Ordovician, eastern Tennessee, *Journal of Sedimentary Geology*, v. 35, p. 159-175.
- Spencer, R.J. and Hardie, L.A., 1990. Control of seawater composition by mixing of river waters and mid ocean ridge hydrothermal brines, *Journal of Geochemical Society Special Publications*, v. 2, p. 409-419.

- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran, A review, *Journal of American Association of Petroleum Geology Bulletin*, v. 52, p. 1229-1258.
- Tondi, E., Antonellini, M.A., Aydin, A., Marchegiani, L. and Cello, G., 2006. The role of deformation bands, stylolites and sheared stylolites in fault development in carbonate grainstones of Majella Mountain, Italy, *Journal of Structural Geology*, v. 28, p. 376-391.
- Tsikos, H., Beukes, N.J., Moore, J.M. and Harris, C., 2003. Deposition, diagenesis and secondary enrichment of metals in the Paleoproterozoic Hotazel Iron Formation, Kalahari manganese field, South of Africa, *Journal of Economic Geology*, v. 98, p. 1449-1462.
- Tucker, M.E., 2001. *Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*, Blackwell, 262 p.
- Tucker, M.E. and Wright, P.V., 1990. *Carbonate Sedimentology*, Blackwell, Scientific Publication, London, 482 p.
- Veizer, J., Holser, W.T. and Wilgus, C.K., 1980. Correlation of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ secular variations, *Journal of Geochim, Cosmochim, Acta*, v. 44, p. 579-587.
- Veizer, J., 1983. Trace elements and stable isotopes in sedimentary carbonates: in Reeder, R.J., (eds.), *Carbonates: Mineralogy and Chemistry*, *Journal of Review in Mineralogy*, Blacksburg, v. 11, p. 265-299.
- Veizer, J., 1989. Strontium isotopes in sea water through time, *Annual Review of Earth and Planetary Science Letters*, v. 17, p. 141-167.
- Veizer, J., Bruckschen, P., Pawellek, F., Diener, A., Podlaha, O.G., Carden, G.A.F., Jasper, T., Korte, C., Strauss, H., Azmy, K. and Ala, D., 1997. Oxygen isotope evolution of Phanerozoic seawater, *Journal of Palaeogeography, Palaeoclimatology, and Palaeoecology*, v. 132, p. 159-172.
- Warren, J., 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations, *Journal of Earth-Science Reviews*, v. 52, p. 1-81
- Wayne, M.A., 2008. *Geology of Carbonate Reservoir: The identification, description, and characterization of hydrocarbon reservoir in carbonate rocks*, New Jersey, John Wiley and Sons Inc, 144 p.
- Wei, L.M., 1995. Study on the micritization of carbonate grains by bacteria and algae, *Journal of Acta Sedimentologica Sinica*, v. 13, p. 89-97 (in Chinese with English Abstract).
- Wenzhofer, F., Adler, M., Kohls, O., Hensen, C., Strotmann, B., Boehme, S. and Schulz, H.D., 2001. Calcite dissolution driven by benthic mineralization in the deep-sea: In situ measurements of Ca^{2+} , pH, pCO_2 and O_2 . *Journal of Geochimica et Cosmochimica, Acta*, v. 65, p. 2677-2690.
- Wierzbowski, H. and Joachimiski, M., 2007. Reconstruction of Late Bajocian-Bathonian marine palaeoenvironments using carbon and oxygen isotope ratios, *Journal of Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 254, p. 523-540.
- Wilkinson, B.H. and Given, R.K., 1986. Secular variation in abiotic marine carbonates: constraints on Phanerozoic atmospheric carbon dioxide contents and oceanic Mg/Ca ratios, *Journal of Geology*, v. 94, p. 321-333.
- Zheng, X. and Spiro, C.J., 2005. Compaction of granular calcite by pressure solution at room temperature and effects of pore fluid chemistry, *Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, v. 42, p. 950-960.