

زمین‌شیمی عنصری و پتروگرافی سازند تله‌زنگ (بال شمالی تاقدیس ریت، جنوب باختری لرستان)، کاربردی جهت تحلیل سیستم‌های دیاژنزی و نوع کانی‌شناسی اولیه

ایرج مغفوری‌مقدم^{۱*} و مصطفی صداقت‌نیا^۲

۱- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

۲- دانشجوی دکترا رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

نویسنده مسئول: irajmms@yahoo.co.uk

دریافت: ۱۴۰۱/۷/۵ پذیرش: ۱۴۰۱/۱۱/۱۰

نوع مقاله: پژوهشی

چکیده

هدف از این پژوهش بررسی کانی‌شناسی اولیه و نوع سیستم‌های دیاژنزی سازند تله‌زنگ (پالئوسن-ائوسن میانی) در جنوب باختری لرستان بر مبنای زمین‌شیمی عنصری و پتروگرافی می‌باشد. روند تغییرات عنصر Sr به Na در برابر Mn نشان داد نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی سنگ‌آهک‌های آراگونیتی گوردون تاسامانیا یا در مجاورت آن، اما با روندی مشابه قرار می‌گیرند. همچنین روند تغییرات عنصر Mn در برابر Sr نمونه‌های مورد مطالعه نشان داد که این نمونه‌ها در محدوده مشابه کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های آراگونیتی سازند مزدوران قرار دارند که دلیلی بر آراگونیتی بودن کانی‌شناسی اولیه سنگ‌آهک‌های سازند تله‌زنگ در برش مورد مطالعه دارد. بالا بودن نسبت استرانسیم به منگنز (میانگین ۶۳/۷۰)، استرانسیم به کلسیم (میانگین ۲۱/۰۱)، مقادیر پایین عنصر آهن (میانگین ۷۵/۱ پی‌پی‌ام) و منگنز (میانگین ۲۴/۷۰ پی‌پی‌ام) و نسبت بالای عنصر استرانسیم (میانگین ۷۵۰/۳۵ پی‌پی‌ام) در نمونه‌های مورد مطالعه و ترسیم مقادیر Sr/Ca در برابر عناصر Mn, Mg, Fe بیانگر یک سیستم دیاژنزی غالب بسته تا کمی باز به صورت ضعیف و با تبادل آب به سنگ پایین (W/R) برای کربنات‌های سازند تله‌زنگ می‌باشد. کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی، ناپیوستگی فرسایشی نه‌چندان شدید و طولانی مدت، آب و هوا و کنترل کننده‌های ذاتی سنگ مانند تراوایی، کانی‌شناسی اولیه و پتانسیل دیاژنزی می‌تواند کنترل کننده مهمی در میزان نسبت آب به سنگ بوده باشد که سبب شده بخش بالایی این توالی تحت تأثیر دیاژنز جوی ضعیف قرار گیرد و یک سیستم دیاژنزی ضعیف کمی باز را به وجود آورد. بر اساس مطالعات پتروگرافی، سیمان‌های تشکیل دهنده در برش‌های مورد مطالعه اغلب مربوط به محیط‌های دیاژنتیکی دریایی، تدفینی عمیق، تدفینی کم‌عمق نزدیک به سطح و به صورت ضعیف دیاژنز جوی بوده و اجزای زیستی به مقدار کمی تحت تأثیر انحلال ناشی از دیاژنز متوریک قرار گرفته‌اند و لذا سیستم دیاژنزی غالب در توالی مورد بحث یک سیستم دیاژنزی بسته بوده و به سمت بالای توالی کمی باز می‌شود.

واژگان کلیدی: تله‌زنگ، زمین‌شیمی، پتروگرافی، کانی‌شناسی، لرستان

۱- پیشگفتار

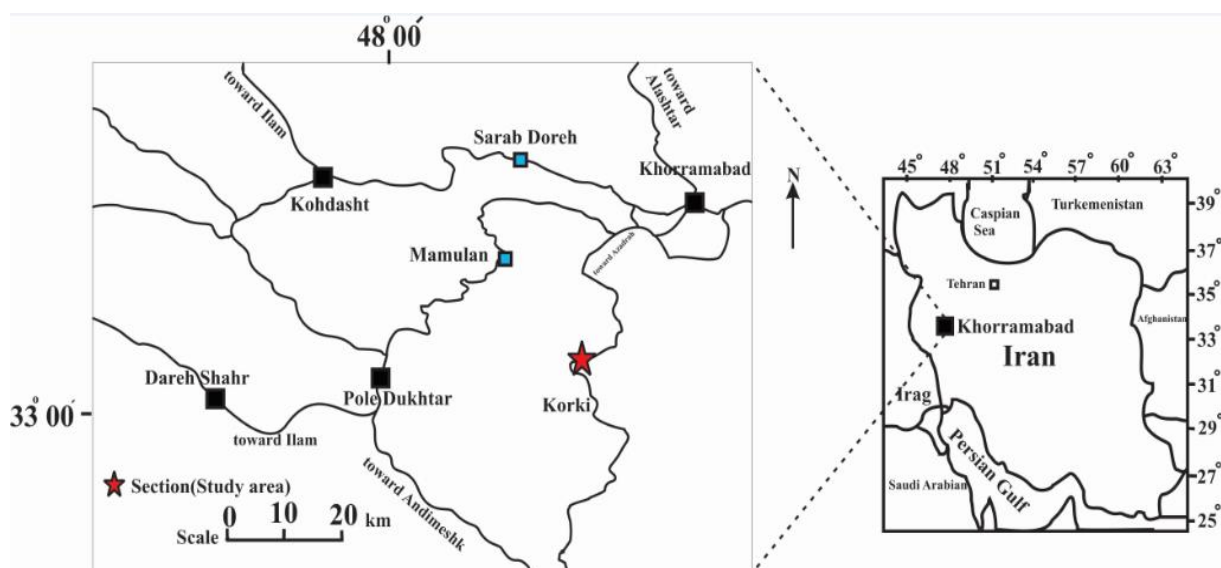
محیط دیاژنزی حاکم بر آن‌ها اهمیت دارد (آدابی و اسدی هم‌م‌اندوستی، ۲۰۰۸). از این رو با توجه به میزان عناصر اصلی و فرعی می‌توان محدوده جغرافیایی آن‌ها را در زمان تشکیل شناسایی کرد (هایگینس و همکاران، ۲۰۱۸). بررسی رسوبات کربناته عهد حاضر نشان دهنده فراوانی آراگونیت در دریا‌های حاره‌ای (می‌لی‌مان و همکاران، ۱۹۷۴)، کلسیت با منیزیم بالا در دریا‌های معتدله (آدابی، ۱۹۹۱)، و کلسیت کم منیزیم فراوان‌ترین کانی مناطق قطبی هستند (راو، ۱۹۹۰). تأثیر فرایندهای دیاژنزی پس از ته‌نشینی رسوبات موجب تغییر ویژگی‌های اولیه از لحاظ

تأثیر هم‌زمان سیالات دیاژنزی دریایی و جوی سبب تغییرات قابل‌ملاحظه‌ای در کربنات‌های کم ژرفا (نظیر سنگ‌آهک‌های سازند تله‌زنگ در حوضه‌ی رسوبی لرستان) در طی فرایند تدفین می‌شود، به گونه‌ای که در بسیاری از موارد این فرایندها هم‌پوشانی داشته و برای تشخیص آن‌ها علاوه بر مطالعات سنگ‌نگاری با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان، مطالعات زمین‌شیمی عنصری نیز ضروری می‌باشد. بررسی عناصر اصلی و فرعی در کربنات‌ها در شناسایی شرایط تشکیل، ترکیب کانی‌شناسی اولیه و نوع

تا محدوده زمانی ائوسن میانی هم گسترش دارد، (مغفوری‌مقدم و همکاران، ۲۰۱۱). از جمله پژوهش‌هایی که بر روی فرآیندهای دیاژنزی و زمین‌شیمی سازند تله‌زنگ در حوضه رسوبی لرستان انجام گرفته است می‌توان به مطالعات (زه‌دی و آدابی، ۱۳۸۸؛ زهدی و همکاران، ۲۰۰۷؛ شلالوند، ۱۳۹۸؛ شلالوند و همکاران، ۱۳۹۸ الف و ب) اشاره نمود. با توجه به اینکه عمده مطالعات انجام شده بر روی نهشته‌های کربناته‌ی سازند تله‌زنگ در منطقه‌ی لرستان به تعیین سن این سازند با توجه محتویات فسیلی معطوف می‌باشد، لذا در پژوهش حاضر به زمین‌شیمی عنصری این سازند در یک برش سطح‌الارضی پرداخته شده که امید است این نتایج بتوانند در راستای انطباق هر چه بهتر این سازند بین بخش‌های مختلف حوضه رسوبی لرستان و در نهایت بازسازی جغرافیای دیرینه زمان پالئوسن-ائوسن میانی در حوضه رسوبی زاگرس مفید واقع شده و بتوان تصویر آشکارتری از تاریخچه‌ی پس از رسوب‌گذاری سازند تله‌زنگ در این زمان ارائه داد.

برش مورد مطالعه در ۶۳ کیلومتری جنوب باختری شهرستان خرم‌آباد به سمت شهرستان اندیمشک و در مسیر آزادراه خرم‌آباد- پل زال و در ۸ کیلومتری شمال روستای کرکی واقع شده است. برش مورد نظر دارای مختصات جغرافیایی طول خاوری $48^{\circ} 14' 23'' E$ و عرض شمالی $33^{\circ} 04' 11'' N$ می‌باشد (شکل ۱).

سنگ‌نگاری و ژئوشیمی می‌شود، بررسی شدت و ضعف تأثیرات دیاژنتیکی بر روی رسوبات به آگاهی بیشتر از شرایط اولیه حاکم بر محیط رسوبی منجر می‌شود. از نگاه دیگر نیز تغییرات ایجاد شده در طی فرآیندهای دیاژنزی می‌تواند سبب ایجاد ویژگی‌ها و پتانسیل‌های جدیدی در رسوبات گردد. داده‌های آنالیز ژئوشیمی اطلاعات مهمی درباره‌ی شرایط محیط رسوبی و نیز تغییرات دیاژنتیکی مؤثر بر رسوبات در طی زمان را فراهم می‌آورد (آرمسترانگ آلتین و همکاران، ۲۰۰۹). فرآیندهای دیاژنتیک می‌توانند میلیون‌ها سال و در انواعی از محیط‌های دیاژنتیک مختلف با خصوصیات دما، فشار، pH و Eh و سیالات با ترکیب‌های مختلف بر رسوبات اثر بگذارند (فنتل و همکاران، ۲۰۲۰؛ شی و همکاران، ۲۰۲۰). سازند تله‌زنگ به سن پالئوسن تا ائوسن میانی به صورت بارز در حوضه رسوبی لرستان گسترش یافته و بر روی سازند امیران و در زیر سازند کشکان قرار می‌گیرد و گاهی به صورت جانبی و به تدریج با این دو سازند جانشین می‌شود (مطیعی، ۱۳۸۲). در بعضی از نواحی وجود یک ناهمسازی فرسایشی در حد بالایی سازند تله‌زنگ فرض شده است، هرچند شواهد دیرینه‌شناسی آن را تأیید نمی‌کند (مطیعی، ۱۳۸۲). مغفوری‌مقدم (۱۳۸۶)، ریزچینه‌نگاری سازند تله‌زنگ را در هفت برش چینه‌شناسی در باختر و جنوب باختری حوضه رسوبی لرستان مورد مطالعه قرار داد و سن آن را از پالئوسن میانی تا ائوسن پیشین در نظر گرفت. در بخش‌های خاوری حوضه رسوبی لرستان، سازند تله‌زنگ

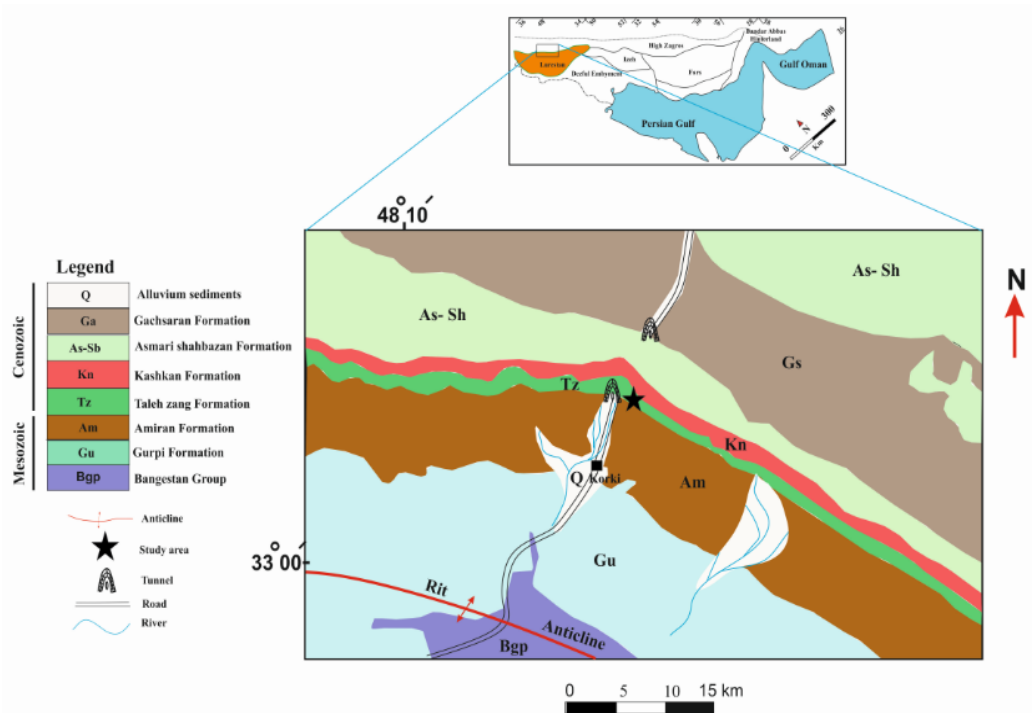


شکل ۱. راه‌های دسترسی به ناحیه مورد مطالعه به همراه موقعیت برش انتخاب شده.

۲- زمین‌شناسی ناحیه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در بخش چین‌خورده ساده زاگرس و در پهنه لرستان واقع شده است. در زاگرس در طی پالتوسن پسین تا ائوسن رسوبات در یک حوضه پیش‌گودال باقیمانده در امتداد حاشیه شرقی صفحه عربی نهشته شده‌اند (جیمز و وایند، ۱۹۶۵؛ موریس، ۱۹۸۰؛ زیگلر، ۲۰۰۱؛ علوی، ۲۰۰۴). در طی ائوسن گسترش حوضه پیش‌گودال کاهش یافته و با پلاتفرم جایگزین شده است. به دلیل فعالیت تکتونیکی شدید و شیب تند حوضه در این زمان، سامانه کربناته مکرراً متوقف شده و جای خود را به سیلیسی-آواری‌ها داده است (پیریایی و همکاران، ۱۳۹۳) که کربنات‌های آن در لرستان (شمال شرقی

زاگرس) با سازند شهبازان و تله‌زنگ و سیلیسی-آواری‌ها با سازند کشکان شناخته می‌شوند (مطیعی، ۱۳۷۲) بر اساس نقشه زمین‌شناسی منطقه که بخشی از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ شهرستان خرم‌آباد (هریسون، ۱۹۳۵) می‌باشد، واحدهای دوران دوم و سوم گسترش دارند. واحدهای دوران دوم در این تاق‌دیس را سازندهای گورپی و امیران و هسته آن را گروه بنگستان (سازندهای سروک، سورگه و ایلام) تشکیل می‌دهند. در یال شمالی تاق‌دیس ریت واحدهای دوران سوم رخنمون دارند که شامل سازندهای تله‌زنگ، سازند آواری کشکان، سازندهای آسماری و شهبازان، سازند گچساران و رسوبات آبرفتی عهد حاضر می‌باشند (شکل ۲).



شکل ۲. قسمتی از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ شهرستان خرم‌آباد به همراه گسترش سازندهای منطقه مورد مطالعه.

۳- توصیف سنگ‌چینه‌ای سازند تله‌زنگ در ناحیه مورد مطالعه

رسوبات سازند تله‌زنگ در برش چینه‌شناسی تاق‌دیس ریت به ستبرای ۸۴/۵ متر (ستبرای واقعی) اندازه‌گیری شد. رسوبات سازند آهکی تله‌زنگ در این برش چینه‌شناسی در مرز زیرین به صورت همشیب و پیوسته بر روی رسوبات شیلی، مارنی و ماسه‌سنگی خاکستری تیره‌رنگ سازند امیران قرار گرفته و رسوبات کربناتی و آهکی مربوط به بخش‌های پایانی برش مورد مطالعه به صورت هم‌شیب و با

ناپیوستگی در زیر رسوبات کنگلومرای و سرخ رنگ توده ای سازند آواری کشکان قرار گرفته‌اند (شکل ۳). رسوبات سازند امیران در مرز پایینی شامل تناوبی از شیل و مارن خاکستری تیره همراه با سیلتستون و ماسه‌سنگ‌های نرم به رنگ سبز زیتونی و قطعات چرتی می‌باشد. نهشته‌های سازند تله‌زنگ در این برش بر اساس مطالعات سنگ‌شناختی و نیز با توجه به شواهد صحرایی، به طور کلی شامل یک بخش از واحدهای سنگی کربناتی است که دارای فسیل‌های کفزی بزرگ (بنتیک) فراوان می‌باشد.

بالایی سازند آواری کشکان به صورت یک لایه کلیدی به رنگ سرخ و ارغوانی شاخص مناسبی برای یافتن سازندهای پایینی و بالایی از نظر موقعیت چینه‌شناسی است. این واحد سنگی که به داشتن رنگ سرخ و رخساره آواری شاخص است به طور معمول شامل سیلت، ماسه‌سنگ و کنگلومرا با قلوه‌های رادیولاریت به ویژه چرت فراوان است که به سمت بالا درشت دانه می‌شود. در شکل‌های ۴ و ۵ به ترتیب واحدهای صحرائی و ستون سنگ‌چینه‌ای برش مورد مطالعه نشان داده شده است.








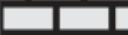












واحدهای سنگ‌شناختی سازند تله‌زنگ در برش مورد مطالعه تناوبی از سنگ‌آهک نازک لایه تا خیلی ضخیم‌لایه و سنگ‌آهک ماسه‌ای به رنگ خاکستری روشن تا تیره با ریزرخساره‌های غالب مادستون، وکستون و پکستون می‌باشند. بخش زیرین سازند تله‌زنگ که با سازند امیران در ارتباط است به صورت واحدهای کربناته متوسط تا ضخیم‌لایه دیده می‌شود حال آنکه به سمت بالای توالی که با سازند کشکان در ارتباط است به سنگ‌آهک نازک لایه ماسه‌ای حاوی لیتیک‌های ذغالی تبدیل می‌شود. در مرز







شکل ۳. نمایی از واحدهای تشکیل دهنده در منطقه مورد مطالعه (دید به سمت شمال باختری)



شکل ۴. واحدهای سنگ‌چینه‌ای سازند تله‌زنگ در برش مورد مطالعه، الف) سنگ‌آهک ضخیم لایه و صخره‌ساز در تماس با سازند امیران، ب) سنگ‌آهک نازک تا متوسط لایه خاکستری روشن، ج) سنگ‌آهک متوسط لایه به رنگ خاکستری روشن، د) سنگ‌آهک متوسط تا ضخیم لایه، ه) سنگ‌آهک حاوی فسیل بنتیک فراوان، و) سنگ‌آهک ماسه‌ای نازک لایه خاکستری روشن تا کمی تیره مربوط بخش بالایی سازند تله‌زنگ.

Erathem	System	Series	Formation	Thickesses (m)	Sample No.	Lithology	Description	
Cenozoic	Paleogene	Paleocene - Eocene	Kashkan				Red conglomerate (Kashkan Formation)	
			Taleh Zang	6.7	20		Light gray thin bedded sandy limestone	
					19			
					18			
				12.5	17		Dark gray thin to medium bedded sandy limestone	
					16			
					15			
				14	14		Light gray very thick bedded limestone	
					13			
				24.2	8	11		Light gray medium bedded limestone with interbedded thin limestone
						10		
			9					
			8					
			14.8	7	6		Light gray thin to medium bedded limestone	
					5			
4								
12.3	3	3		Light gray medium bedded limestone				
		2						
1		Shale (Amiran Formation)						
		Amiran					Shale (Amiran Formation)	

Conglomerate		Sandy limestone	
Limestone		Shale	

شکل ۵. ستون سنگ‌چینه‌ای سازند تله‌زنگ در برش مورد مطالعه (برش تاق‌دیس ریت)، بازه سنی سازند تله‌زنگ (پالئوسن - انوسن) در برش مورد مطالعه بر اساس اطلاعات نقشه زمین‌شناسی منطقه می‌باشد.

۴- مواد و روش‌ها

EDX (طیف‌سنجی پراش انرژی پرتو ایکس^۱) مورد آنالیز عنصری قرار گرفتند. نمونه‌ها در آزمایشگاه مرکزی شماره ۱ دانشگاه لرستان مورد آنالیز عنصری (EDX) قرار گرفتند. عناصر اصلی (Ca, Mg) بر حسب درصد و عناصر (Sr, Mn, Fe, Na) بر حسب پی‌پی‌ام اندازه‌گیری شده‌اند. دقت آنالیزها برای عناصر اصلی ۰/۵ درصد و برای عناصر فرعی ± 5 پی‌پی‌ام بوده است. موقعیت این نمونه‌ها روی ستون چینه‌شناسی منطقه نشان داده شده است (شکل ۵). به منظور تعیین ترکیب کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های سازند تله‌زنگ در برش مورد مطالعه از عناصر اصلی Ca و Mg و عناصر فرعی Fe, Sr, Na و Mn

تعداد ۶۰ نمونه سنگ به صورت دست نخورده و غیرهوازده از واحدهای سنگ‌چینه‌ای آهکی برداشت گردید. این نمونه‌ها پس از انتقال به آزمایشگاه تهیه برش‌نازک سنگ دانشگاه لرستان، از آن‌ها برش‌نازک پتروگرافی تهیه گردید (برش‌نازک با میکروسکوپ پتروگرافی نوع OLYMPUS - BH2 مورد مطالعه قرار گرفتند). از بین این نمونه‌ها تعداد ۲۰ نمونه از بخش‌های میکرایتی سنگ و بدور از هرگونه هوازدگی، شکستگی، رگه، درزه، شکاف و فسیل، مقدار ۵۰ گرم از هر نمونه انتخاب و پس از پودر کردن آن‌ها، به روش

¹ Energy Dispersive X ray

و رسم این مقادیر در برابر یکدیگر و مقایسه آن‌ها با محدوده‌های معرفی شده توسط پژوهشگران مختلف برای کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها استفاده شده است (می‌لی‌مان، ۱۹۷۴؛ آدابی و رآو، ۱۹۹۱؛ رآو، ۱۹۹۱؛ آدابی و اسدی مهماندوستی، ۲۰۰۸؛ آدابی و همکاران، ۲۰۱۰). همچنین جهت تشخیص کانی کلسیت از دولومیت و نوع دولومیت‌ها (آهن‌دار و بدون آهن) از رنگ‌آمیزی مقاطع توسط آلیزارین قرمز و فروسیانیدپتاسیم استفاده شده است.

۵- نتایج

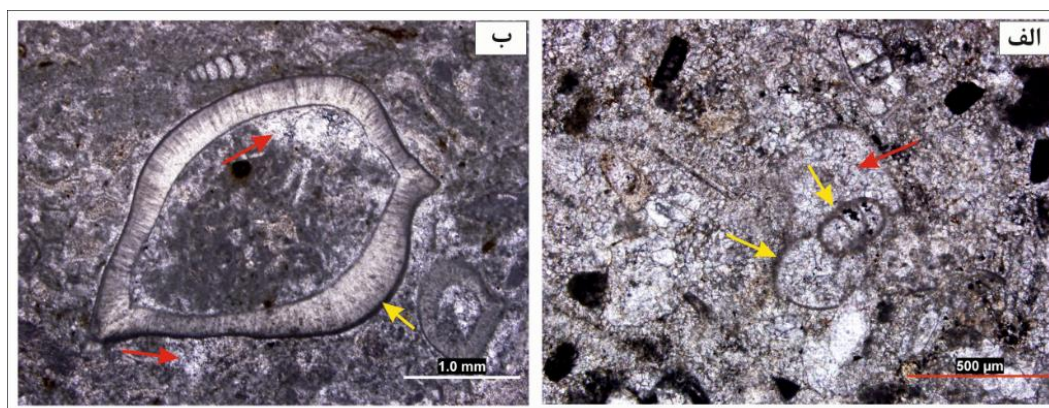
ترکیب عنصری و ایزوتوپی سنگ‌های رسوبی توسط عوامل گوناگونی همچون سنگ‌شناسی، محیط‌های دیاژنزی و همچنین سیالات پس از رسوب‌گذاری و... کنترل می‌شود (هود و همکاران، ۲۰۱۸). در طی دیاژنزی، کانی‌شناسی و ترکیب سنگ‌های کربناته پایدارتر شده و کانی‌های ناپایدار به فرم‌های پایدار تبدیل می‌شوند به همین دلیل شناسایی دقیق فرایندها و محیط‌های دیاژنزی کربنات‌ها صرفاً بر اساس مطالعات پتروگرافی دقیق نخواهد بود (جوان‌بخت و همکاران، ۲۰۱۸؛ لن و همکاران، ۲۰۲۰؛ آلوواجان و همکاران، ۲۰۲۰). بنابراین شناسایی صحیح ماهیت سیالات و فرایندهای دیاژنزی با استفاده از آنالیزهای زمین‌شیمیایی و تعیین عناصر اصلی و فرعی و مطالعات ایزوتوپی ضروری به نظر می‌رسد (حسین‌آبادی و همکاران، ۲۰۱۶). بر این اساس در مطالعه حاضر از روش‌های زمین‌شیمی عنصری (استفاده از عناصر اصلی و فرعی موجود در نمونه‌های کربناته) و مطالعات پتروگرافی برای تعیین نوع کانی‌شناسی اولیه و نوع سیستم‌های دیاژنزی غالب سازند تله‌زنگ استفاده شده است.

۵-۱- مطالعات پتروگرافی

سنگ‌های کربناته بیشتر از هر نوع سنگ رسوبی دیگر قبل و بعد از سخت‌شدگی استعداد و پتانسیل تغییر را دارا می‌باشد. از جمله این تغییرات می‌توان به تغییرات در ترکیب و بافت این سنگ‌ها اشاره کرد، به عنوان مثال انواع جانیشینی‌ها نمونه‌ای از این تغییرات هستند (پتی‌جان، ۱۹۷۵). دیاژنزی در سنگ‌های کربناته حاصل فرایندهای مختلفی است که در محیط‌های دریایی، دفنی و جوی دفنی انجام می‌شوند از آن جمله می‌توان به فعالیت‌های

بیولوژیکی و میزان به هم‌ریختگی رسوبات توسط موجودات زنده (کاسیح و همکاران، ۲۰۰۸)، نقش اسیدهای آلی (حیدری و واد، ۲۰۰۳)، ترکیب اولیه رسوب، اندازه ذرات، خلوص رسوبات، جریان بین ذره‌ای، موقعیت ژئومورفولوژیکی، میزان رسوبگذاری و تکتونیک اشاره کرد (تاگر و رایت، ۱۹۹۰). ترکیب کانی‌شناسی اولیه اطلاعاتی پیرامون شرایط محیط رسوبگذاری نظیر: دما، شوری، عمق و نیز فرآیندهای دیاژنزی به دست می‌دهد (رآو، ۱۹۹۶). فرآیندهای دیاژنزی بعد از ته‌نشست و قبل از دگرگونی بر سنگ‌ها اثرگذار هستند و این فرآیندها در محیط‌های دیاژنزی انجام شده و تا زمانی که سنگ به حالت پایدار برسد تداوم دارند. از مهم‌ترین محیط‌های دیاژنزی می‌توان به محیط فرآتیک دریایی، محیط مخلوط آب شور و شیرین، محیط فرآتیک آب شیرین و محیط تحت‌اشباع یا وادوز اشاره کرد، در این محیط‌ها تغییرات در طی فرآیندهای دیاژنزی به صورت فیزیکی و شیمیایی انجام می‌شود. از مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنزی در برش مورد مطالعه می‌توان به میکربیتی شدن، نوریختی، فشردگی، انحلال، سیمانی شدن و جانیشینی اشاره کرد.

میکربیتی شدن: میکربیتی شدن از نخستین فرآیندهای دیاژنزی است که در محیط فرآتیک دریایی و در نزدیکی سطح تماس آب و رسوب انجام می‌شود (ال‌سای و اوردن، ۲۰۰۷). این محیط به نواحی کم عمق (عمق کمتر از ۱۰۰ متر) و گرم دریا مربوط است (فیض‌نیا، ۱۳۷۷). تشکیل نوارهای میکربیت اشاره به فعالیت ارگانسیم‌ها از جمله سیانوباکتیریا، جلبک و قارچ دارد که بر سطح دانه‌ها انجام می‌گیرد (مسادی و همکاران، ۲۰۱۸؛ گارسیاپیشل، ۲۰۰۶). و سپس پر شدن این حفرات توسط میکربیت، سبب تشکیل یک پوشش میکربیتی در اطراف ذرات یا دانه‌ها می‌شود (بترست، ۱۹۷۵؛ لوپز‌کویروس و همکاران، ۲۰۱۶). پوشش‌های میکربیتی نقش مهمی را در حفظ شکل یک دانه بایوکلست آراگونیتی بعد از انحلال آن در طی دیاژنزی ایفا می‌کند (تاگر، ۲۰۰۱). ترکیب کانی‌شناسی پوشش میکربیتی با توجه به محیط دریایی تشکیل آن‌ها از نوع آراگونیت و کلسیت پرمینیزیم است (تاگر و رایت، ۱۹۹۰). در مقاطع مورد مطالعه این فرآیند به فراوانی در انواع ریزرخساره‌ها و به صورت یک پوششی در اطراف قطعات آلومکمی مشاهده گردید (شکل ۶ الف).



شکل ۶. الف) فرآیند میکریتی شدن در اطراف یک قطعه آلومک (پیکان زرد رنگ)، سپس در طی تدفین قطعه آلومی که از جنس آراگونیت بوده انحلال یافته و با سیمان مربوط به محیط تدفینی پر شده است (پیکان قرمز رنگ)، وجود پوشش میکرایتی سبب حفظ شکل اولیه آلومک شده است (نمونه TZ-6) و ب) نوریخی کاهشی (پیکان زرد رنگ) که به صورت پوشش میکرایتی در اطراف آلومک مشاهده می‌گردد، و نوریخی افزایشی (پیکان قرمز رنگ) که بقایایی از بافت اولیه (میکرایت) در درون بلورهای درشت‌تر (میکرواسپارایت و اسپارایت) دیده می‌شود (نمونه TZ-8).

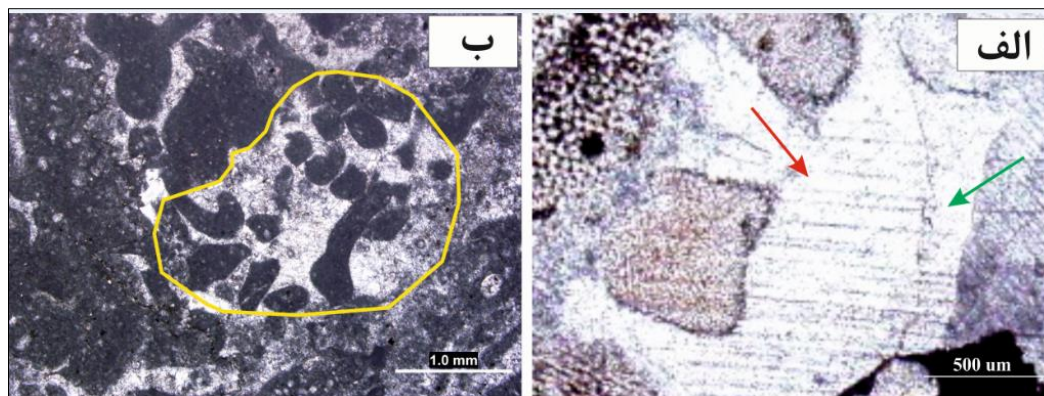
طیف وسیعی از محیط‌های دیاژنزی (دریایی)، وادوز، آب شیرین و دفنی انجام می‌شود. براساس مطالعات انجام شده ۶ نوع سیمان تعیین شده است که در ادامه به توصیف آن‌ها پرداخته می‌شود:

سیمان رشد اضافی هم‌محور: این سیمان به صورت رشد اضافه در اطراف یک دانه میزبان تک‌بلور (معمولا قطعه اکتینودرم با ترکیب کانی‌شناسی کلسیت پرمینیزیم)، ایجاد شده و توسط بستر، کنترل می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰). سیمان رشد اضافه اطراف اکتینودرم، اغلب زونه می‌باشد. همچنین این سیمان با دانه میزبان، پیوستگی نوری داشته و در نور پلاریزه با هم، خاموش و روشن می‌شوند. سیمان‌های هم‌محور با ظاهری ابری و غنی از انکلوزیون در محیط‌های دیاژنزی نزدیک سطح و وادوز دریایی و نیز متئوریک فراتیک تشکیل می‌شوند در حالی که آن‌هایی که ظاهری شفاف دارند، مربوط به محیط‌های دفنی عمیق هستند (تاگر و رایت، ۱۹۹۰؛ فلوگل، ۲۰۰۴). به عقیده افرادی همچون لانگمن (۱۹۸۰) این نوع از سیمان‌های شفاف، می‌تواند به محیط دیاژنزی متئوریک نیز تعلق داشته باشد. پوشش‌های میکرایتی در اطراف دانه باعث عدم تشکیل سیمان هم‌محور در اطراف دانه میزبان می‌شود (تاگر، ۲۰۰۱). در سازند مورد مطالعه، سیمان‌های هم‌محور به صورت شفاف (محیط دیاژنزی دفنی) و در اطراف خرده‌های اکتینویدی تشکیل شده‌اند (شکل ۷-الف). این سیمان‌ها مشخصه محیط دیاژنزی تدفینی هستند (تاگر و رایت، ۱۹۹۰؛ فلوگل، ۲۰۰۴).

نوریختی: به تمام تغییرات بین یک کانی با خودش و یا با پلی‌مورف‌های آن به صورت تبدیل یا تبلور دوباره نوریختی اطلاق می‌شود (فولک، ۱۹۶۵). این فرآیند می‌تواند به صورت کلسیتی شدن بایوکلست‌های آراگونیتی (احمد و همکاران، ۲۰۰۶) که در محیط‌های دیاژنزی فرآتیک، وادوز و تدفینی رخ می‌دهد (فلوگل، ۲۰۰۴). نوریختی به صورت افزایشی منجر به تشکیل بلورهای درشت‌تر می‌شود (تاگر، ۲۰۰۱) ولی نوریختی به صورت کاهشی نیز اتفاق می‌افتد که در آن اندازه دانه‌ها کوچک‌تر شده و توام با میکرایتی شدن هستند. این رخداد دیاژنتیکی در محیط‌های مرطوب و در حضور آب در حین انحلال و ته‌نشینی انجام می‌گیرد (بترست، ۱۹۷۵). نوشکلی افزایشی در رابطه با برخی بلورهای رشد یافته به بهای از بین رفتن برخی دیگر از بلورها است و کربنات کلسیم مورد نیاز از انحلال بلورهای ریز و آب‌های بین‌روزنه‌ای در حال جریان تامین می‌شود (تاگر، ۲۰۰۱). در مقاطع مورد مطالعه این پدیده دیاژنزی به صورت کاهشی (میکریتی شدن قطعات آلومکی) و به صورت افزایشی در زمینه سنگ مشاهده گردید (شکل ۶ ب).

سیمانی شدن: سیمانی شدن، بصورت حفره پرکن^۱ به عنوان ته‌نشست‌های شیمیایی از محلول‌ها محسوب می‌شود که طی آن بلورهای سیمان در حفره‌های اولیه بین و داخل ذرات و در حفره‌های انحلالی در مرحله دیاژنزی شکل می‌گیرند و حاصل آن استحکام رسوب و شروع سنگ‌شدگی است (فیض‌نیا، ۱۳۷۷). سیمانی شدن در

¹ Pore Filling



شکل ۷. الف) سیمان رشد اضافی هم‌محور (پیکان سبز رنگ) با پیوستگی نوری در اطراف یک قطعه خاری پوست (پیکان قرمز رنگ)، شفاف بودن سیمان رشد اضافی هم‌محور بیانگر تشکیل آن در یک محیط دیاژنزی تدفینی می‌باشد (نمونه TZ-16) و ب) سیمان فراگیرنده (پوئیکیلوتوپیک) که چندین قطعه اینتراکلسیت را در بر گرفته است (کادر زرد رنگ) (نمونه TZ-22).

سیمان کم است (فلوگل، ۲۰۰۴). سیمان بلوکی به صورت درون‌دانه‌ای و در داخل شکستگی‌ها در ریزرخساره‌های وکستونی مشاهده می‌شود (شکل ۸ ب). این سیمان به مقدار خیلی کم در مقاطع مورد مطالعه مشاهده گردید.

سیمان درروزی: سیمان درروزی بیشتر به عنوان سیمان نسل دوم، بعد از سیمان‌های نسل اول تشکیل می‌شوند و دارای ترکیب کلسیت کم منیزیم می‌باشند (زاید، ۲۰۱۲). این سیمان پرکننده بعضی از حفرات، تخلخل‌های بین‌دانه‌ای و گاهاً تخلخل‌های قالبی و شکستگی‌های موجود در بخش‌های کربناته مورد مطالعه می‌باشد. سیمان درروزی در واقع بیانگر محیط‌های دیاژنز متئوریک نزدیک سطح و دفنی می‌باشد (فلوگل، ۲۰۰۴). اندازه بلورها در این سیمان از حاشیه به سمت مرکز حفرات افزایش می‌یابد. سیمان درروزی حفرات ثانوی که از انحلال بعضی از قطعات اسکلتی دوکفه‌ای‌ها و شکم‌پایان و غیره ایجاد می‌شود را نیز پر می‌کند. این نوع سیمان در موقعیت‌های فرآتیک متئوریک (یا دریایی) تا دفنی کم عمق دیده می‌شود (آروسی و همکاران، ۲۰۱۵). به دلیل اینکه این سیمان در هر دو محیط دیاژنز دفنی و محیط دیاژنزی جوی تشکیل می‌شود برای تعیین منشأ سیمان آن مانند سیمان کلسیت هم‌بعد باید از مطالعات ایزوتوپی (O^{18}/O^{16}) استفاده شود (سیبل و جیمز، ۲۰۱۷). سیمان درروزی بعد از انحلال ساختمان داخلی آلومک تشکیل شده است که با علامت فلش نشان داده شده است و به سمت مرکز آلومک اندازه بلورهای سیمان درشت‌تر شده‌اند (شکل ۸ ج).

سیمان هم‌ضخامت: سیمان هم‌ضخامت معمولاً به عنوان اولین نسل سیمان در محیط‌های دریایی آرام با نرخ

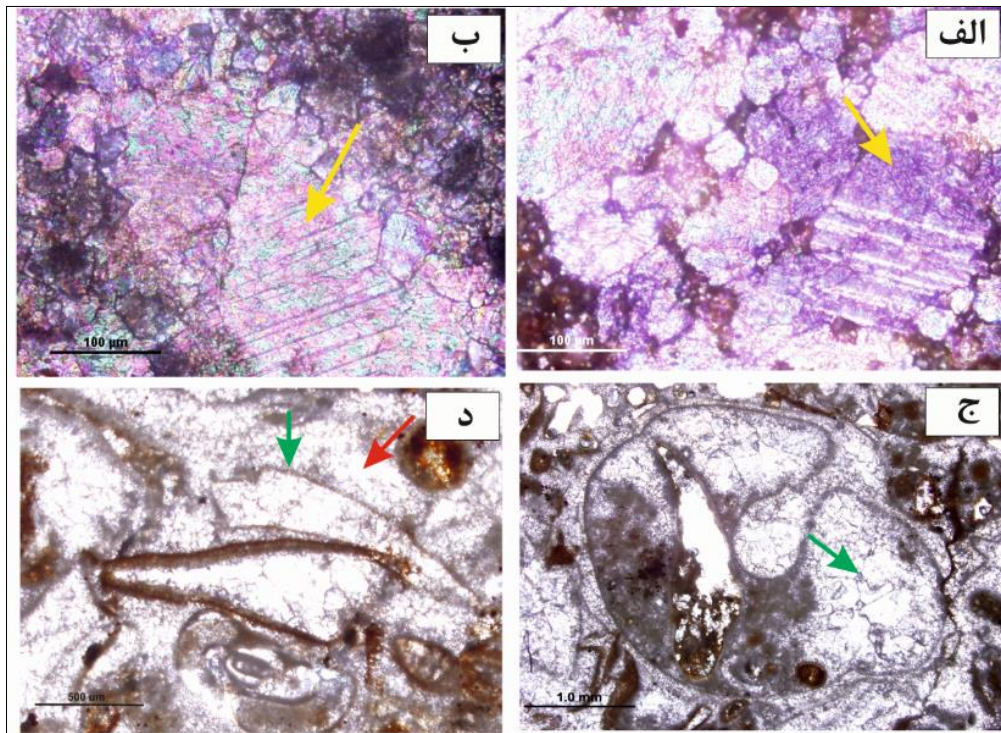
سیمان فراگیرنده (پوئیکیلوتوپیک): این سیمان از نظر کانی‌شناسی از کلسیت ترکیب یافته و شامل بلورهای درشتی است که چندین دانه را در بر گرفته است. سیمان فراگیرنده حاصل رشد آهسته بلورهای کلسیتی در محیط دفنی است و از سیالات بین‌ذره‌ای که بیشتر از $CaCO_3$ اشباع هستند تشکیل می‌شود (تاگر و رایت، ۱۹۹۰؛ احمد و بهات، ۲۰۰۶). این سیمان پرکننده تخلخل و جانشین سیمان‌های قبلی است (فلوگل، ۲۰۱۰). این سیمان در مقاطع مورد مطالعه در ریزرخساره‌های گرینستونی مشاهده شده است.

سیمان کلسیت هم‌بعد: این سیمان فضای بین دانه‌ها را پر کرده است و بیشتر در رخساره‌های گرینستونی دیده می‌شود. کدر بودن این سیمان دلالت بر دریایی بودن آن دارد (سیبل و جیمز، ۲۰۱۷). در مقاطع مورد مطالعه در اثر رنگ‌آمیزی با مخلوط فروسیانیدپتاسیم و آلیزارین قرمز، سیمان‌های هم‌بعد به رنگ آبی فیروزه‌ای کم رنگ دیده می‌شوند که مؤید حضور آهن می‌باشد. درشت بافت بودن و داشتن مرزهای منحنی از دلایل محیط دفنی این سیمان است (شکل ۸ الف).

سیمان قطعه‌ای (بلوکی): این نوع از سیمان‌ها از نظر جنس کلسیتی هستند و تفاوت اصلی آن‌ها با سیمان‌های هم‌بعد، تفاوت در اندازه قطعات آن است به گونه‌ای که اندازه بلورها در سیمان هم‌بعد بیش از ۲۰۰ میکرون در حالی که در سیمان بلوکی بیش از ۶۰۰ میکرون می‌باشند (فلوگل، ۲۰۰۴) و بیشتر شکستگی‌ها و تخلخل حاصل از انحلال را پر می‌کند. گسترش این سیمان بین اجزای اسکلتی و غیراسکلتی است و نسبت Mg/Ca در سیالات سازنده این

ایدها و بایوکلست‌ها در میکروفاسیس‌های سدی مشاهده می‌گردد (فولک، ۱۹۷۴). این نوع سیمان مشخصه محیط‌های دیاژنزی دریایی و متئوریک می‌باشد (لانگمن، ۱۹۸۰). حالت رشته‌ای و ضخامت یکسان آن‌ها و همچنین قرارگیری سیمان‌های شفاف اسپارایتی به عنوان نسل بعدی آن‌ها (شکل ۵۸)، می‌تواند نشان دهنده دریایی بودن آن‌ها باشد (تاگر، ۲۰۰۱).

رسوب‌گذاری پایین در اطراف دانه‌ها و فضای خالی تشکیل می‌شود (ژانگ و همکاران، ۲۰۰۶). در محیط‌های کربناته کم‌عمق به دلیل فراوانی هسته‌ها و ناخالصی‌ها و بالا بودن حالت فوق‌اشباع از کربنات، نهشت سیمان‌های دریایی سریع است. بنابراین سیمان‌ها عموماً بلورهای ریز و ظریفی را تشکیل می‌دهند. این سیمان‌ها بوسیله حاشیه‌های سیمانی منفرد یا چندگانه با ضخامت مساوی در اطراف



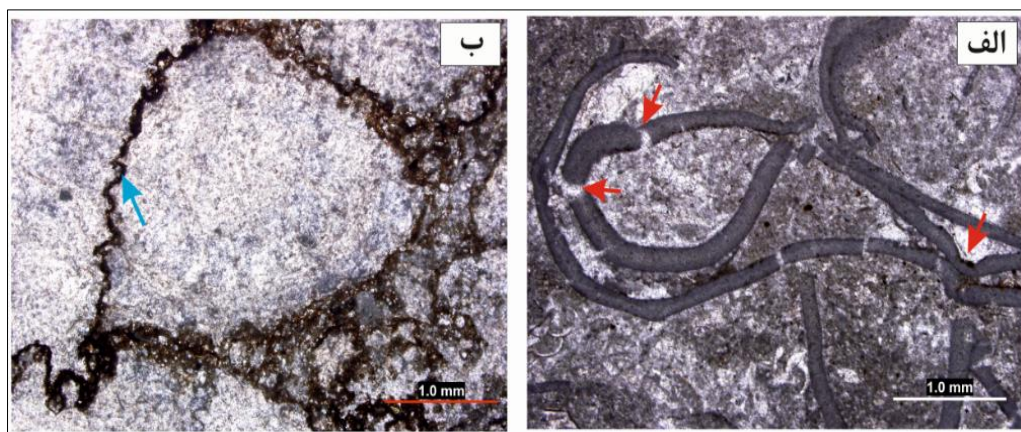
شکل ۸. الف) سیمان کلسیت هم‌بعد که پس از رنگ‌آمیزی با محلول آلزارین قرمز و فروسیانیدپتاسیم به رنگ آبی فیروزه‌ای ظاهر شده است که بیانگر وجود آهن در ترکیب خود می‌باشد و مربوط به محیط دیاژنزی تدفینی می‌باشد (نمونه TZ-28). ب) سیمان قطعه‌ای (بلوکی) که پس از رنگ‌آمیزی با محلول آلزارین قرمز و فروسیانیدپتاسیم به رنگ صورتی ظاهر شده است که بیانگر نبود آهن در ترکیب خود می‌باشد. این سیمان در یک محیط دیاژنزی تدفینی کم عمق نزدیک به سطح و دیاژنز جوی تشکیل شده است (نمونه TZ-56). ج) تشکیل سیمان درونی درون یک قطعه شکم‌پا (پیکان سبز رنگ، که در جهت پیکان افزایشی در اندازه بلورها از حاشیه به سمت مرکز دیده می‌شود) (نمونه TZ-41) و د) سیمان ریزبلور هم‌ضخامت مربوط به محیط دیاژنزی دریایی (پیکان سبز رنگ). این سیمان توسط سیمان‌های شفاف نسل بعدی که درشت‌تر می‌باشند دنبال می‌شود و مربوط به محیط دیاژنزی تدفینی می‌باشند (پیکان قرمز رنگ) (نمونه TZ-30).

می‌شود و این امر خود سبب کاهش تخلخل می‌شود. در اثر این فرآیند جهت‌یافتگی ترجیحی در دانه‌ها و نیز شکستگی آن‌ها اتفاق می‌افتد (شکل ۹ الف). تماس نقطه‌ای به خطی و در نهایت تماس کاو-کوژ شکل می‌گیرد (اهرنبرگ و همکاران، ۲۰۰۲). شکستگی‌های حاصل از فشردگی فیزیکی در تعبیر و تفسیر تاریخچه بعد از رسوبگذاری اهمیت دارند زیرا اغلب نشانه‌های دیاژنز هستند (کوک و همکاران، ۲۰۰۶). تغییر شکل و آرایش نزدیک‌تر دانه‌های کربناته که برگرفته از فرآیند فشردگی

فشردگی: فرآیند فشردگی به میزان رسوبگذاری، عمق تدفین و حجم رسوبات مربوط است (اینسل، ۲۰۰۰). فشردگی به دو صورت مکانیکی و شیمیایی رخ می‌دهد. فشردگی مکانیکی بلافاصله بعد از رسوبگذاری رخ می‌دهد و سبب تراکم و از دست دادن آب بین ذره‌ای در رسوب می‌شود. دانه‌ها از نظر آرایش تغییر وضعیت داده و سعی می‌کنند در مقابل فشار وارده طوری جهت‌گیری کنند که با کمترین فشار فیزیکی مواجه شوند از این رو نسبت دانه‌ای اضافه شده و فابریک دانه به دانه در سنگ نمایان

والاس، ۱۹۹۷) یا ممکن است به عنوان نتیجه‌ای از فشار تکتونیکی نیز تشکیل شوند (بترست، ۱۹۸۷). استیلولیت‌ها دانه، سیمان، ماتریکس، شکستگی و حتی استیلولیت‌های قبلی را قطع کرده و به صورت موانعی در مقابل حرکت سیالات هستند و یا می‌توانند مسیر مهاجرت سیالات هیدروکربوری باشند (تاگر، ۲۰۰۱؛ اسمیت، ۲۰۰۰). به طور کلی فرآیند تراکم با کاهش حجم کلی سنگ و کاهش تخلخل همراه می‌باشد (سان‌میگوئل و همکاران، ۲۰۱۷).

مکانیکی هستند، پیش از سنگ‌شدگی رسوبات رخ می‌دهند (رونچی و همکاران، ۲۰۱۱؛ مادلو و ویلسون، ۲۰۱۳). فشردگی شیمیایی نسبت به نوع فیزیکی در عمق و دمای بیشتری اتفاق می‌افتد و از مهم‌ترین نتایج آن انحلال فشاری و تشکیل استیلولیت است (پاگونانی و همکاران، ۲۰۱۶) (شکل ۹ ب). این ویژگی در محیط‌های دفنی متوسط تا عمیق با عمقی که معمولاً در حدود ۵۰۰ متری شروع می‌شود (ریلسبک، ۱۹۹۳؛ نیکولایدس و

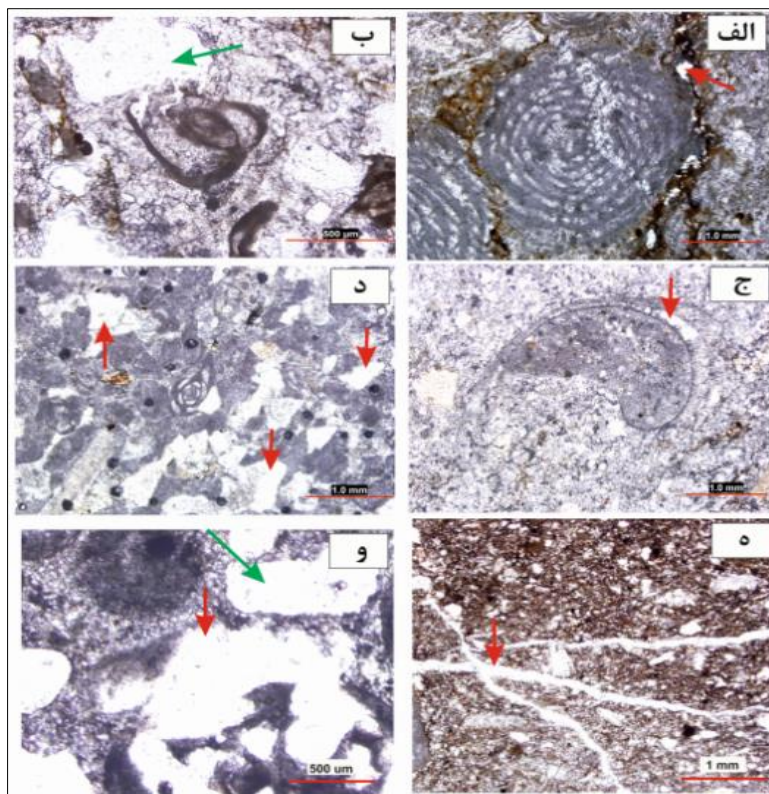


شکل ۹. الف) فشردگی فیزیکی سبب شکستگی و له‌شدگی در قطعات جلبک قرمز شده است (نمونه TZ-29) و ب) فشردگی شیمیایی سبب تشکیل استیلولیت در مرز دو قطعه بایوکلیست شده است. این پدیده سبب انحلال بخشی از دانه‌های بایوکلیست تحت فشار زیاد در طی دفن عمیق شده است (نمونه TZ-3).

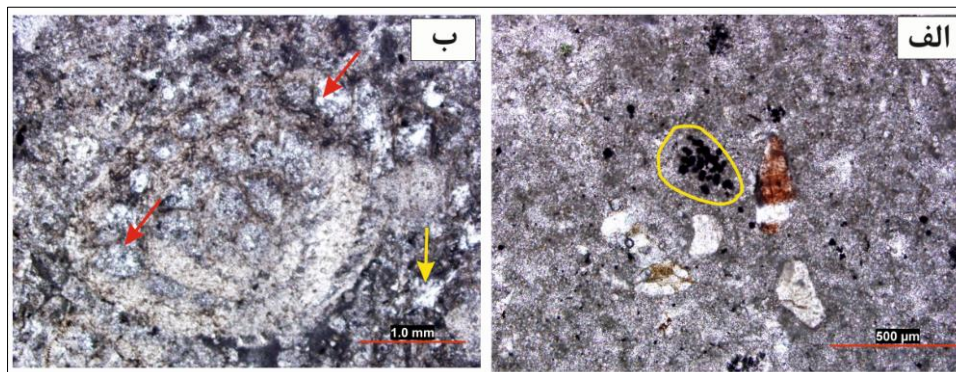
انحلال: فرآیند انحلال یک فرآیند دیاژنزی است که در نزدیک به سطح زمین رخ می‌دهد ولی طی دفن عمیق هم امکان ایجاد دارد (تاگر، ۲۰۰۱؛ ون‌بوچم و همکاران، ۲۰۱۰). این فرآیند به قابلیت انحلال کانی‌ها وابسته است و از نظر شکل‌شناسی به صورت قالبی (وابسته به فابریک) و یا کانالی و حفره‌ای (غیروابسته به فابریک) می‌تواند دیده شود. پدیده متضاد با سیمان‌شدگی است که منجر به افزایش تخلخل می‌شود (پتی‌جان، ۱۹۷۵). تخلخل‌های وابسته به فابریک که در مقاطع مورد مطالعه مشاهده می‌شود می‌توان به نوع تخلخل بین‌دانه‌ای، درون‌دانه‌ای و قالبی اشاره کرد و از تخلخل‌های غیروابسته به فابریک سنگ می‌توان به انواع تخلخل کانالی، در طول استیلولیت‌ها که بطور ثانویه تشکیل شده‌اند و مربوط به محیط‌های تدفینی هستند و تخلخل حاصل از شکستگی اشاره کرد (شکل ۱۰).

پیریتی شدن: پیریت به فرم اگرگات‌های کروی شکل در اندازه میکرون است و به صورت خوشه‌های پراکنده و گرد هستند. در حجرات فسیل‌ها بسیار دیده می‌شوند. فراوانی پیریت در جازا در رسوبات دریایی به وجود یون‌های سولفات، آهن و نیز کربن آلی وابسته است (گولدهابر، ۲۰۰۴). پیریت دانه تمشکی (شکل ۱۱ الف) به مراحل اولیه دیاژنز مربوط است (ال‌قالی و همکاران، ۲۰۰۶). سیلیسی شدن: جانیشینی کانی‌های سیلیسی به جای کانی‌های کربناته در سنگ‌های آهکی بسیار رایج و متداول است. سیلیسی شدن سبب از بین رفتن بخش‌هایی از ساختمان اولیه می‌شود و از این رو ساخت داخلی دانه‌ها (اسکتی یا غیراسکتی) محو می‌شوند (شکل ۱۱ ب).

انحلال: فرآیند انحلال یک فرآیند دیاژنزی است که در نزدیک به سطح زمین رخ می‌دهد ولی طی دفن عمیق هم امکان ایجاد دارد (تاگر، ۲۰۰۱؛ ون‌بوچم و همکاران، ۲۰۱۰). این فرآیند به قابلیت انحلال کانی‌ها وابسته است و از نظر شکل‌شناسی به صورت قالبی (وابسته به فابریک) و یا کانالی و حفره‌ای (غیروابسته به فابریک) می‌تواند دیده شود. پدیده متضاد با سیمان‌شدگی است که منجر به افزایش تخلخل می‌شود (پتی‌جان، ۱۹۷۵). تخلخل‌های وابسته به فابریک که در مقاطع مورد مطالعه مشاهده می‌شود می‌توان به نوع تخلخل بین‌دانه‌ای، درون‌دانه‌ای و قالبی اشاره کرد و از تخلخل‌های غیروابسته به فابریک سنگ می‌توان به انواع تخلخل کانالی، در طول استیلولیت‌ها که بطور ثانویه تشکیل شده‌اند و مربوط به محیط‌های تدفینی هستند و تخلخل حاصل از شکستگی اشاره کرد (شکل ۱۰). جانیشینی: این فرآیند در سنگ‌های آهکی توسط سیلیس، کانی‌های مختلف آهن‌دار، فسفات و کانی‌های دیگر انجام می‌شود، مهمترین و گسترده‌ترین نوع جانیشینی موردی



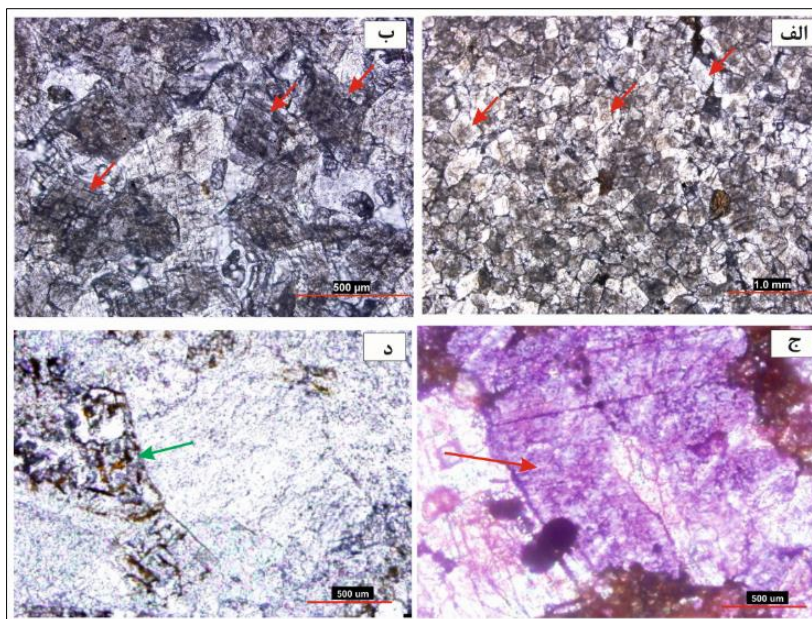
شکل ۱۰. انواع تخلخل‌های توسعه یافته در مقاطع مورد مطالعه، (الف) تخلخل تشکیل شده در امتداد استیلولیت (نمونه TZ-15)، (ب) تخلخل بین‌دانه‌ای (نمونه TZ-24)، (ج) تخلخل درون‌دانه‌ای (حفره‌ای) در پوسته یک شکم‌پا (نمونه TZ-17)، (د) تخلخل قالبی، (ه) تخلخل حاصل از شکستگی، (و) تخلخل کانالی (پیکان قرمز) و تخلخل قالبی (پیکان سبزرنگ) (نمونه TZ-39).



شکل ۱۱. (الف) پیریت‌های دانه تمشکی مربوط به دیاژنز زودرس دریایی (کادر زردرنگ) (نمونه TZ-27) و (ب) سیلیسی شدن دیواره یک صدف نومولیت (پیکان قرمز)، همچنین سیلیسی شدن در متن سنگ نیز مشاهده می‌شود (پیکان زرد رنگ) (نمونه TZ-42).

گرفته‌اند که پس از رنگ‌آمیزی با آلپزارین قرمز و فروسیانیدپتاسیم به رنگ آبی فیروزه‌ای مشاهده شدند که حاکی از وجود آهن در ترکیب دولومیت‌ها در یک محیط دیاژنزی تدفینی می‌باشند (شکل ۱۲). دولومیت‌های ریزبلور بر اثر تبلور مجدد در طی دفن عمیق می‌توانند به بلورهای درشت‌تر تبدیل شوند و تخلخل بین‌بلوری در این نوع از دولومیت‌ها بیشتر شکل می‌گیرد (امیدپور و همکاران، ۲۰۲۲).

دولومیتی شدن: فراوان‌ترین و گسترده‌ترین نوع جانیشینی در سنگ‌های آهکی دولومیتی شدن است (پتی‌جان، ۱۹۷۵). جانیشینی بلورهای دولومیت به جای کلسیت می‌تواند با تخریب فابریک تا حفظ آن صورت پذیرد. در فرآیند دولومیتی شدن کانی‌شناسی اولیه، اندازه بلورها و ماهیت سیالات دولومیت‌ساز مهم است (تاگر و رایت، ۱۹۹۰). دولومیت‌های مورد مطالعه در برش‌نازک اغلب بسیار درشت بلور بوده و در متن سنگ و در داخل شکستگی‌های مربوط به محیط‌های دیاژنزی تدفینی شکل



شکل ۱۲. الف و ب) دولومیت‌های درشت‌بلور در متن سنگ (نمونه‌های TZ-20-21)، ج) دولومیت‌های درشت‌بلور تدفینی آهن‌دار که پس از رنگ آمیزی با محلول آلپزارین قرمز و فروسیانیدپتاسیم به رنگ آبی فیروزه‌ای مشاهده شدند (نمونه TZ-18) و د) تشکیل دولومیت در داخل شکستگی‌های مربوط به محیط دیاژنز تدفینی (نمونه TZ-7).

۵-۲- نتایج آنالیز عنصری

نتایج آنالیزهای زمین‌شیمیایی عناصر اصلی و فرعی کربنات‌های سازند تله‌زنگ به روش EDX در برش مورد مطالعه در جدول ۱ ارائه شده است. عناصر Ca و Mg بر حسب درصد و عناصر Fe, Na, Sr, Mn بر حسب پی‌پی‌ام گزارش شده‌اند. زمین‌شیمی عناصر اصلی و فرعی در سنگ‌های کربناته ابزار مفیدی برای مطالعه ویژگی‌های این سنگ‌هاست (وین‌سنت و همکاران، ۲۰۱۰). کانی‌های اصلی که در آب دریا تشکیل می‌شوند به طور عمده شامل آراگونیت (A)، کلسیت پرمنیزیم (HMC) و کلسیت کم منیزیم (LMC) می‌باشند. مطالعه کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها صرفاً بر اساس مطالعات پتروگرافی به علت تأثیر فرآیندهای دیاژنزی امری بسیار مشکل است زیرا به مرور زمان آراگونیت و کلسیت پرمنیزیم به تدریج به کلسیت کم منیزیم تبدیل می‌شوند و باعث تغییر در ترکیب و بافت اولیه سنگ می‌شود. با استفاده از روش‌های زمین‌شیمیایی مانند تجزیه و تحلیل عنصری (کلسیم، منیزیم، آهن، سدیم، منگنز و استرانسیم) می‌توان ترکیب کانی‌شناسی اولیه و نوع سیستم‌های دیاژنزی را تعیین کرد (آدابی و رأو، ۱۹۹۱؛ آدابی، ۲۰۰۴؛ آدابی و اسدی مهماندوستی، ۲۰۰۸؛ آدابی و همکاران، ۲۰۱۰).

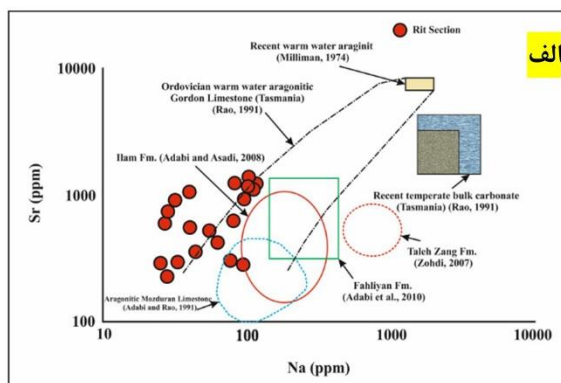
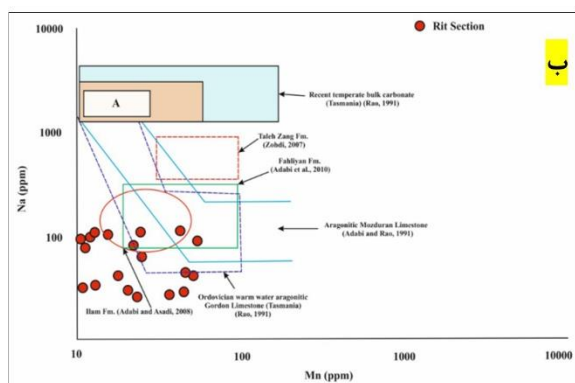
کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های سازند تله‌زنگ (برش تاقدیس ریت): تعیین کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری به دلیل تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی دقیق نخواهد بود. زیرا طی زمان با تبدیل آراگونیت و کلسیت پرمنیزیم به کلسیت کم منیزیم، ترکیب اولیه سنگ و ویژگی‌های عنصری تغییر می‌یابد، اگر چه در طی دیاژنز متئوریک و یا تدفینی میزان Sr یا Na در سنگ‌آهک‌های دیرینه کاهش قابل توجهی می‌یابد، اما نسبت‌های Sr/Na می‌تواند معیاری برای تفکیک سنگ‌آهک‌هایی با کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی از معادل‌های کلسیتی باشد (آدابی و همکاران، ۲۰۱۰). با تعیین کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها می‌توان تا حدودی دما، میزان Ca و Mg در محلول و درجه شوری را برآورد کرد. عنصر استرانسیم (Sr): میزان Sr در نمونه‌های کل کربناته‌ی مناطق حاره‌ای عهد حاضر بین ۸۰۰۰ تا ۱۰۰۰ پی‌پی‌ام است (می‌لی‌مان، ۱۹۷۴). در حالی که این میزان در نمونه‌های کل کربناته‌ی مناطق معتدله‌ی عهد حاضر محدوده‌ی کمتری داشته و بین ۱۶۴۲ تا ۵۰۰۷ (میانگین ۳۲۷۰ پی‌پی‌ام) می‌باشد (رآو و آدابی، ۱۹۹۲؛ رأو و امینی، ۱۹۹۵). تمرکز استرانسیم در آب‌های جوی کم و ضریب توزیع آن کمتر از ۱ است، لذا کلسیت دیاژنتیکی مقدار کمی استرانسیم خواهد داشت (اسدی مهماندوستی و همکاران، ۲۰۱۳؛ کرباسی و همکاران، ۲۰۲۰). مقدار

به سازند تله‌زنگ در برش تاقدیس ریت بین ۲۲۹ تا ۱۳۰۱ پی‌پی‌ام (میانگین ۷۰۵/۳۵ پی‌پی‌ام) متغیر می‌باشد (شکل ۱۳ الف و ب). کاهش مقادیر استرانسیم در نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به مقادیر عهد حاضر (۸۰۰۰ تا ۱۰۰۰ پی‌پی‌ام) می‌تواند به کاهش Sr در طی دیازنز جوی مربوط دانست (آدابی و رأو، ۱۹۹۱).

بیشینه استرانسیم که می‌تواند در شبکه کلسیت غیربیوتیک قرار گیرد بیشینه ۱۰۰۰ پی‌پی‌ام است (وایزر، ۱۹۸۳). مقادیر استرانسیم با افزایش میزان آراگونیت افزایش، و با افزایش میزان کلسیت، کاهش نشان می‌دهد (رأو و آدابی، ۱۹۹۲؛ اسدی‌مهماندوستی و آدابی، ۲۰۱۳؛ آدابی و همکاران، ۲۰۱۵؛ مرادپور و همکاران، ۲۰۱۹). مقادیر استرانسیم (Sr) در نمونه‌های مورد مطالعه مربوط

جدول ۱. نتایج آنالیز عنصری سازند تله‌زنگ در منطقه مورد مطالعه. پارامترهای آماری میانگین، حداکثر، حداقل نیز گزارش شده است.

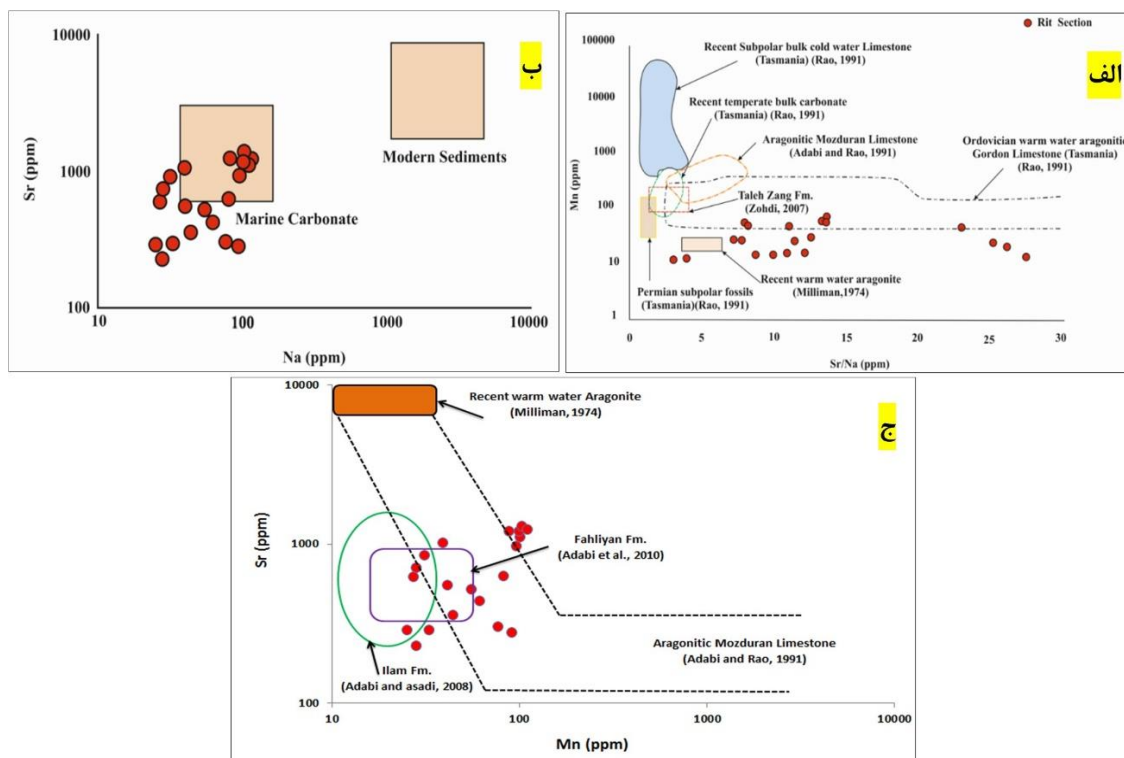
Sample No.	Ca (%)	Mg (%)	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Sr (ppm)	Na (ppm)	Sr/Mn (ppm)	Mn/Sr (ppm)	Sr/Ca (wt%)	Sr/Na (ppm)	1000*Sr/Ca (wt%)
Tz-1	28.6	0.06	35	18	1023	39	56.8	0.018	35.8	26.2	3.58
Tz-2	29.7	0.11	102	23	289	25	12.6	0.080	9.7	11.6	0.97
Tz-3	42.3	0.12	68	11	302	77	27.5	0.036	7.1	3.9	0.71
Tz-4	36.2	0.03	58	44	229	28	5.2	0.192	6.3	8.2	0.63
Tz-5	37.2	0.05	25	13	1102	101	84.8	0.012	29.6	10.9	2.96
Tz-6	30.6	1.9	33	55	1201	88	21.8	0.046	39.2	13.6	3.92
Tz-7	29	0.9	140	12	966	96	80.5	0.012	33.3	10.1	3.33
Tz-8	35.7	1.5	23	11	855	31	77.7	0.013	23.9	27.6	2.39
Tz-9	32.6	0.18	96	0.9	520	55	577.8	0.002	16.0	9.5	1.60
Tz-10	40.9	2.9	111	25	441	61	17.6	0.057	10.8	7.2	1.08
Tz-11	38.5	0.11	75	46	358	44	7.8	0.128	9.3	8.1	0.93
Tz-12	37.6	2.6	63	21	711	28	33.9	0.030	18.9	25.4	1.89
Tz-13	31.4	1.7	37	13	289	33	22.2	0.045	9.2	8.8	0.92
Tz-14	29.7	1.9	139	15	1208	99	80.5	0.012	40.7	12.2	4.07
Tz-15	41.6	0.8	50	24	1301	103	54.2	0.018	31.3	12.6	3.13
Tz-16	30	0.22	94	36	622	27	17.3	0.058	20.7	23.0	2.07
Tz-17	33.3	0.44	99	43	1229	110	28.6	0.035	36.9	11.2	3.69
Tz-18	32.5	1.6	102	51	551	41	10.8	0.093	17.0	13.4	1.70
Tz-19	36.7	0.12	88	22	633	82	28.8	0.035	17.2	7.7	1.72
Tz-20	38.7	0.19	64	10	277	91	27.7	0.036	7.2	3.0	0.72
Max	42.3	2.9	140	55	1301	110	577.78	0.192	40.67	27.58	4.07
Min	28.6	0.03	23	0.9	229	25	5.20	0.002	6.33	3.04	0.63
Average	34.64	0.87	75.1	24.70	705.35	62.95	63.70	0.048	21.01	12.72	2.10



شکل ۱۳. الف) تغییرات مقادیر استرانسیم در برابر سدیم در سنگ‌آهک‌های سازند تله‌زنگ در برش تاقدیس ریت با محدوده سنگ‌آهک‌های سازند مزدوران مربوط به بخش کم‌عمق حوضه (به سن ژوراسیک بالایی) (آدابی و رأو، ۱۹۹۱)، سنگ‌آهک‌های آراگونیتی گوردون تاسمانیا (به سن اردوئیسین) (رأو، ۱۹۹۰)، محدوده آراگونیت‌های حاره‌ای عهد حاضر (می‌لی‌مان، ۱۹۷۴)، محدوده کربنات‌های معتدله عهد حاضر تاسمانیا (رأو و آدابی، ۱۹۹۲؛ رأو و جایاواردن، ۱۹۹۴؛ رأو و امینی، ۱۹۹۵)، سنگ‌آهک‌های سازند تله‌زنگ برش نمونه و تاقدیس کیالو (زهدی، ۲۰۰۷)، سازند ایلام (آدابی و اسدی‌مهماندوستی، ۲۰۰۸)، مقایسه شده است. همانطور که از شکل پیداست، بیشتر نمونه‌ها درون محدوده سنگ‌آهک‌های حاره‌ای گوردون اردوئیسین تاسمانیا و یا نزدیک به محدوده آن با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی قرار می‌گیرند. مقادیر عنصر استرانسیم در این نمونه‌ها نسبت به نمونه‌های معادل عهد حاضر کمتر می‌باشد، این موضوع دلالت بر دیازنز متتوریک دارد که سبب کاهش مقادیر استرانسیم می‌گردد و ب) ترسیم مقادیر سدیم در برابر منگنز در سنگ‌آهک‌های سازند تله‌زنگ در برش تاقدیس ریت. همان‌طور که مشاهده می‌شود، تقریباً بیشتر نمونه‌ها در محدوده سنگ‌آهک‌های حاره‌ای گوردون اردوئیسین تاسمانیا با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی قرار می‌گیرند.

عنصر منگنز (Mn): مقدار منگنز در نمونه‌های آهکی سازند تله‌زنگ در برش مورد مطالعه بین ۰/۹ تا ۵۵ (میانگین ۲۴/۷۰ پی‌پی‌ام) در نوسان است. مقدار منگنز در نمونه‌های کربناته آراگونیتی دریا‌های گرم و کم ژرفای عهد حاضر حدود ۳۰ پی‌پی‌ام است (می‌لی‌مان، ۱۹۷۴). در حالی که این مقدار در نمونه‌های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر بیش از ۳۰۰ پی‌پی‌ام است (رآو و آدابی، ۱۹۹۲؛ رآو و امینی، ۱۹۹۵). برخی از پژوهشگران معتقدند مقدار منگنز با افزایش فرایندهای دیاژنز متئوریک، افزایش می‌یابد، زیرا ضریب توزیع منگنز در آب‌های متئوریک زیاد و به حدود ۱۵ می‌رسد (رآو، ۱۹۹۱). در شرایط احیایی میزان این عنصر در سنگ‌های کربناته در خور توجه است به گونه‌ای که در چنین شرایطی مقدار منگنز می‌تواند به صد در صد نیز برسد (شان‌موگان و بندیکت، ۱۹۸۳). پایین بودن مقدار منگنز در کربنات‌ها به تبادل کمتر آب به سنگ نیز نسبت داده می‌شود (آدابی، ۱۳۹۰). مقادیر پایین منگنز در نمونه‌های مورد مطالعه احتمالاً به سبب بسته بودن سیستم دیاژنز می‌باشد. در مواردی که مقدار منگنز در نمونه‌ها افزایش نسبی می‌یابد می‌توان به نقش سیالات جوی ناشی از ناپیوستگی فرسایشی رأس سازند تله‌زنگ با سازند کشکان اشاره نمود. همچنین تمامی نمونه‌های آهکی مورد بررسی دارای نسبت Mn/Sr پایینی هستند (میانگین ۰/۰۴ درصد) که گویای حفظ‌شدگی خوب ویژگی‌های زمین‌شیمیایی اولیه آن‌ها است (هوا و همکاران، ۲۰۱۳). در شکل ۱۴ الف روند تغییرات عنصر استرانسیم به سدیم در برابر منگنز ترسیم شده است. مقدار تغییرات نسبت استرانسیم به سدیم در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۳/۰۴ تا ۲۷/۵۸ (میانگین ۱۲/۷۲ پی‌پی‌ام) می‌باشد. به علت مشابهت کانی‌شناسی، نمونه‌ها درون محدوده‌ی سنگ‌آهک‌های آراگونیتی گوردون تاسمانیا یا در مجاورت آن، اما با روندی مشابه قرار می‌گیرند که دلیلی بر آراگونیتی بودن کانی‌شناسی اولیه سنگ‌آهک‌های سازند تله‌زنگ در برش مورد مطالعه می‌باشد. روند تغییرات عنصر Na در برابر عنصر Sr حاکی از منشأ دریایی بودن کربنات‌های سازند تله‌زنگ دارد (شکل ۱۴ ب). روند تغییرات عنصر Mn در برابر Sr نمونه‌های مورد مطالعه نشان داد که این نمونه‌ها در محدوده مشابه کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های آراگونیتی سازند مزدوران (آدابی و رآو، ۱۹۹۱) قرار دارند (شکل ۱۴ ج).

عنصر سدیم (Na): میزان سدیم در سنگ‌آهک‌های سازند تله‌زنگ در برش مورد مطالعه بین ۲۵ تا ۱۱۰ (میانگین ۶۲/۹۵ پی‌پی‌ام) در تغییر است. تمرکز عنصر Na در سنگ‌آهک‌های آراگونیتی غیربیوتیک حاره‌ای عهد حاضر بین ۱۵۰۰ تا ۲۷۰۰ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۵۰۰ پی‌پی‌ام) است، در صورتی که این مقدار در کلسیت غیربیوتیک تقریباً ۲۷۰ پی‌پی‌ام می‌باشد (رآو و آدابی، ۱۹۹۲). تمرکز سدیم در سنگ‌های کربناته به درجه‌ی شوری، ژرفای آب، تفریق بیولوژیکی، اثرات جنبشی و کانی‌شناسی کربنات‌ها نسبت داده شده است. فرایندهای دیاژنتیک به دلیل تفریق بیوشیمیایی یا تمرکز کم سدیم در آب‌های جوی، باعث کاهش این عنصر در سنگ‌های کربناته پس از دیاژنز می‌گردد (آدابی و رآو، ۱۹۹۱؛ جمالیان و آدابی، ۲۰۱۴). مقدار نسبتاً پایین سدیم در نمونه‌های مورد بررسی نسبت به معادل‌های عهد حاضر آن‌ها نیز می‌تواند دلیل دیگری بر تأثیر فرایندهای دیاژنتی جوی باشد (آدابی و اسدی مهماندوستی، ۲۰۰۸؛ آدابی و رآو، ۱۹۹۱). سدیم ضریب توزیع یا انباشتگی کمتر از یک دارد و تمرکز آن در آب‌های متئوریک کم است (آدابی، ۲۰۱۱). تغییرات مقادیر استرانسیم در برابر سدیم در سنگ‌آهک‌های سازند تله‌زنگ در برش تاق‌دیس ریت با محدوده سنگ‌آهک‌های سازند مزدوران مربوط به بخش کم عمق حوضه (به سن ژوراسیک بالایی) (آدابی و رآو، ۱۹۹۱)، سنگ‌آهک‌های آراگونیتی گوردون تاسمانیا (به سن اردوئین) (رآو، ۱۹۹۰)، محدوده آرگونیت‌های حاره‌ای عهد حاضر (می‌لی‌مان، ۱۹۷۴)، محدوده کربنات‌های معتدله عهد حاضر تاسمانیا (رآو و آدابی، ۱۹۹۲؛ رآو و جایاواردن، ۱۹۹۴؛ رآو و امینی، ۱۹۹۵)، سنگ‌آهک‌های سازند تله‌زنگ برش نمونه و تاق‌دیس کیالو (زه‌دی، ۱۳۸۶)، سازند ایلام (آدابی و اسدی مهماندوستی، ۲۰۰۸)، مقایسه شده است. همانطور که از (شکل ۱۳ الف و ب) مشاهده می‌شود، بیشتر نمونه‌ها درون محدوده‌ی سنگ‌آهک‌های حاره‌ای گوردون اردوئین تاسمانیا با ترکیب کانی‌شناسی اولیه‌ی آراگونیتی قرار می‌گیرند. مقادیر عنصر استرانسیم در این نمونه‌ها نسبت به نمونه‌های معادل عهد حاضر کمتر می‌باشد، این موضوع دلالت بر دیاژنز متئوریک دارد که سبب کاهش مقادیر استرانسیم می‌گردد.



شکل ۱۴. الف) تغییرات نسبت Sr/Na در برابر Mn . همان‌طور که مشاهده می‌شوند نمونه‌های مورد مطالعه مربوط به سازند تله‌زنگ، برش تاقدیس ریت در محدوده سنگ‌آهک‌های آراگونیتی گوردون تاسمانیا یا در مجاورت آن، اما با روندی مشابه قرار می‌گیرند. تمام نمونه‌های آهکی مطالعه شده از برش مورد مطالعه دارای مقادیر $(Sr/Na > 1)$ هستند که گویای ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی هستند. ب) روند تغییرات Na در برابر Sr حاکی از قرارگیری نمونه‌ها در محدوده کربنات‌های دریایی است و ج) روند تغییرات Mn در برابر Sr . نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده مشابه کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های آراگونیتی سازند مزدوران (آدابی و رآو، ۱۹۹۱) قرار دارند.

متئوریتی در محیط احيایی، مقدار آهن هم زمان با افزایش منگنز، افزایش می‌یابد (آدابی، ۱۳۹۰). اندرسون و آرتور (۱۹۸۳) معتقدند مقادیر آهن با افزایش تاثیر شرایط احيایی افزایش می‌یابد. در شرایط احيایی، عناصر منگنز و آهن می‌توانند به مقدار قابل توجهی در شبکه کلسیت وارد شوند (موسی، ۱۹۸۸).

سیستم دیاژنزی سازند تله‌زنگ (برش تاقدیس ریت، جنوب لرستان)

برند و وایزر (۱۹۸۱) و برند و همکاران (۲۰۰۶) محدوده‌هایی را برای روندهای دیاژنتیکی آراگونیت، کلسیت پرمینیم و کلسیت کم‌مینیم مشخص نموده‌اند. بر اساس ترسیم نسبت Sr/Ca در برابر Mn می‌توان روند دیاژنز را در سیستم‌های باز و بسته مشخص نمود (لی و فرانس، ۲۰۱۷). در سیستم دیاژنزی باز، با افزایش تبادل آب به سنگ^۱ میزان نسبت استرانسیوم به کلسیم کاهش می‌یابد و در نتیجه، میزان نسبت استرانسیوم به کلسیم

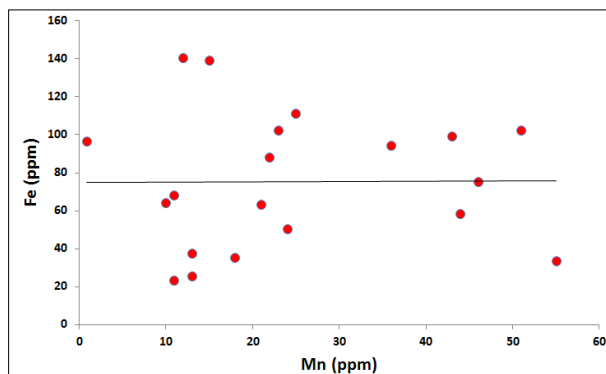
عنصر آهن (Fe): تمرکز آهن در نمونه‌های آهکی سازند تله‌زنگ در برش مورد مطالعه، ۲۳ تا ۱۴۰ (میانگین ۷۵/۱ پی‌پی‌ام) در تغییر است. تمرکز آهن با افزایش ژرفای آب، افزایش ورود مواد آواری، افزایش شرایط جوی و شرایط احيایی و همچنین افزایش مواد غیرقابل حل در اسید، افزایش می‌یابد (حسین‌آبادی و همکاران، ۲۰۱۶). در مقابل، مقادیر پایین آهن و منگنز در کربنات‌ها بیانگر سرعت پایین رسوب‌گذاری و ورود کم مواد تخریبی به حوضه است (آدابی، ۱۳۹۰). مقدار آهن در رسوبات کربنات‌ها مناطق معتدله با افزایش درصد آراگونیت، افزایش می‌یابد و مقدار آن به مراتب بیشتر از مقدار آهن در آراگونیت‌های آب‌های گرم مناطق حاره‌ای است (رآو و آدابی، ۱۹۹۲).

به دلیل تفریق بیولوژیکی، مقدار آهن در کلسیت و آراگونیت بیوتیک نسبت به کلسیت و آراگونیت غیربیوتیک افزایش چشمگیری نشان می‌دهد (شکل ۱۵) که این موضوع را می‌توان به تأثیر دیاژنز غیردریایی و یا شرایط احيایی روی نمونه‌ها نسبت داد. با افزایش تأثیر دیاژنز

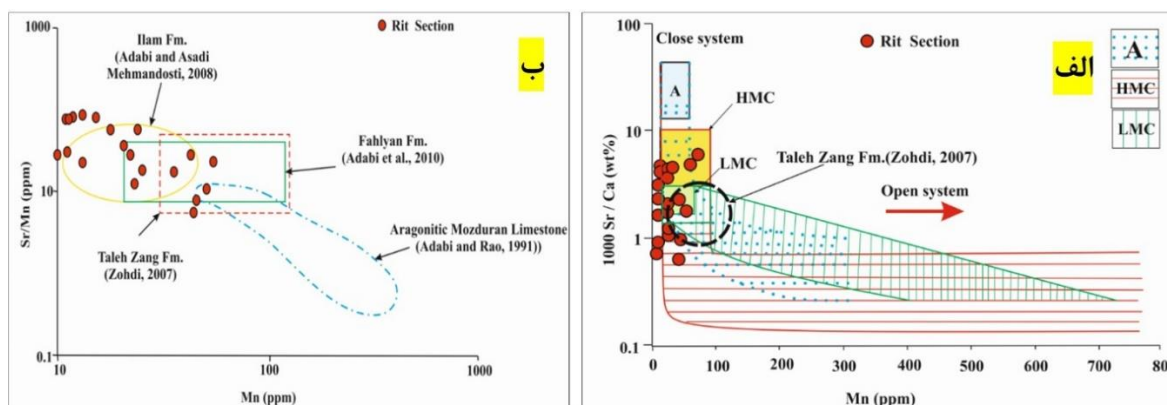
¹ water/rock interaction

باز با تبادل آب به سنگ پایین می‌باشد (شکل ۱۶ الف و ب). تغییرات نسبت Sr/Ca در برابر دو عنصر Fe و Mg نیز تأییدی بر بسته بودن سیستم دیاژنزی دارد (اسدی و مهماندوستی و همکاران، ۲۰۱۳). سازند تله‌زنگ در برش مورد مطالعه بر اساس تغییرات نسبت Sr/Ca در برابر دو عنصر Fe و Mg روند دیاژنزی بسته تا کمی باز را نشان می‌دهد (شکل ۱۷ الف و ب).

فازهای دیاژنزی کمتر از ترکیبات اولیه خواهد بود (حسین آبادی و همکاران، ۲۰۱۶). در سیستم‌های بسته و نیمه بسته که تبادل آب به سنگ کم است، نسبت استرانسیوم به کلسیم فازهای دیاژنزی تغییرات محسوسی نسبت به ترکیبات اولیه نخواهد داشت (آدابی و اسدی و مهماندوستی، ۲۰۰۸). مقادیر متوسط نسبت استرانسیوم به کلسیم و پایین بودن مقادیر منگنز در نمونه‌های سازند تله‌زنگ در برش مورد مطالعه بیانگر یک سیستم دیاژنزی بسته تا کمی



شکل ۱۵. رسم مقادیر آهن در برابر منگنز در نمونه‌های مورد مطالعه مربوط به سازند تله‌زنگ برش تاقدیس ریت که بیانگر تأثیر فرایندهای دیاژنزی غیردریایی روی نمونه‌هاست.



شکل ۱۶. الف) روند تغییرات نسبت Sr/Ca در برابر Mn ، مقادیر متوسط نسبت استرانسیوم به کلسیم و پایین بودن مقادیر منگنز در نمونه‌های سازند تله‌زنگ در برش تاقدیس ریت بیانگر یک سیستم دیاژنزی بسته تا نیمه‌باز با تبادل آب به سنگ پایین می‌باشد. ب) نمودار تغییرات نسبت Sr/Mn در برابر Mn نسبت بالای Sr/Mn در نمونه‌های سازند تله‌زنگ برش تاقدیس ریت نسبت به سنگ‌آهک‌های مزدوران، بیانگر یک سیستم دیاژنزی بسته تا نیمه‌باز با تبادل آب به سنگ پایین می‌باشد.

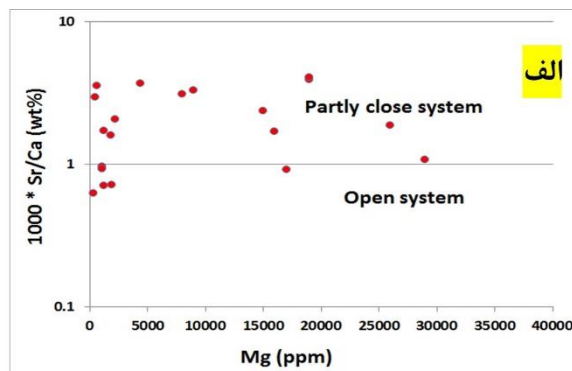
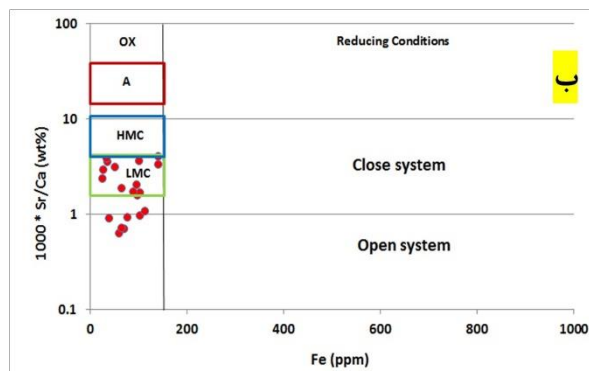
۶- بحث

شدن دانه‌ها می‌باشد (تاگر و رایت، ۱۹۹۰؛ فلوگل، ۲۰۰۴). در این مرحله فرآیند میکریتی شدن در آلوم‌ها بویژه در رخساره پکستون بایوکستی و سیمان هم‌محور در ریزرخساره گرینستونی مشاهده می‌شود. در مرحله دیاژنزی تدفینی رسوبات تحت تأثیر فشار و دمای ناشی از تدفین در اعماق مختلف قرار می‌گیرند و این شرایط تا آستانه دگرگونی ادامه می‌یابد. از عوامل موثر در این مرحله مقدار رس و سیلیس (روگن و فابریسیوس، ۲۰۰۲) شیمی آب

بر اساس مطالعات پتروگرافی برخی از فرآیندهای دیاژنزی مانند میکریتی شدن، سیمان هم‌ضخامت و تشکیل سیمان هم‌محور که مربوط به دیاژنزی اولیه در محیط‌های دریایی هستند در برش مورد مطالعه شناسایی شده که تأیید کننده مرحله اولیه دیاژنزی هستند. انرژی پایین و رکود آب، چرخش سیال در رسوبات رسوبگذاری شده، سیالات اشباع با CO_2 و HCO_3 مهمترین شرایط دیاژنزی برای میکریتی

پایین (W/R) برای کربنات‌های سازند تله‌زنگ می‌باشد. تلفیق نتایج حاصل از مطالعات پتروگرافی و زمین‌شیمی عنصری نشان می‌دهد که سازند تله‌زنگ در این منطقه از حوضه‌ی رسوبی زاگرس در یک سیستم دیاژنزی غالب بسته و به صورت ضعیفی نیمه باز با ترکیب کانی‌شناسی اولیه غالب آراگونیتی می‌باشد. سیستم دیاژنزی غالب در این سازند یک سیستم بسته با تبادل آب به سنگ پایین بوده از طرفی وجود ناپیوستگی فرسایشی نچندان شدید و طولانی مدت، آب و هوا و کنترل کننده‌های ذاتی سنگ مانند تراوایی، کانی‌شناسی اولیه و پتانسیل دیاژنزی که می‌تواند کنترل کننده مهمی در میزان نسبت آب به سنگ بوده باشد سبب شده است که بخش بالایی این توالی تحت تأثیر دیاژنزی جوی ضعیف قرار گیرد و یک سیستم دیاژنزی ضعیف کمی باز را به وجود آورد. در توالی مورد بحث اجزای زیستی به مقدار کمی تحت تأثیر انحلال ناشی از دیاژنزی متئوریک قرار گرفته‌اند و لذا می‌توان گفت سیستم دیاژنزی غالب در توالی مورد بحث یک سیستم دیاژنزی بسته بوده و به سمت بالای توالی کمی باز می‌شود.

حفره‌ای (فابریسیوس و بور، ۲۰۰۷) ته‌نشینی سیمان کلسیتی بین منافذ ریز باقی می‌ماند. در این مرحله برخی از فرآیندها شامل فشردگی فیزیکی و شیمیایی و سیمان‌های بلوکی، فراگیرنده، دروزی، دولومیتی شدن رخ می‌دهد که در نمونه‌های مورد مطالعه تشخیص داده شده است. در این مرحله تراکم شیمیایی منجر به تشکیل استیلولیت‌ها می‌شود. در مرحله پایانی دیاژنزی (در طی بالاآمدگی) درزه‌ها و شکستگی‌های تشکیل شده در این مرحله که در مقاطع مورد مطالعه شناسایی شده‌اند به صورت محدود توسط سیمان‌های بلوکی و هم‌بعد پر شده‌اند که بلورهای کلسیت در شکستگی‌ها بعد از رنگ‌آمیزی به رنگ صورتی کم رنگ باقی مانده‌اند که می‌تواند نشان دهنده شرایط اکسیدی در مرحله بالاآمدگی باشد. بالا بودن نسبت استرانسیم به منگنز، استرانسیم به کلسیم، مقادیر پایین عنصر آهن و منگنز و نسبت بالای عنصر استرانسیم در نمونه‌های مورد مطالعه و ترسیم مقادیر Sr/Ca در برابر عناصر Mn, Mg, Fe بیانگر یک سیستم دیاژنزی بسته تا کمی باز با تبادل آب به سنگ



شکل ۱۷. الف) تغییرات نسبت Sr/Ca در برابر عنصر Mg تأیید کننده سیستم دیاژنزی بسته تا نیمه‌باز برای نمونه‌های سازند تله‌زنگ در برش نافدیس ریت را دارد. ب) تغییرات نسبت Sr/Ca در برابر عنصر Fe تأیید کننده سیستم دیاژنزی بسته تا نیمه‌باز برای نمونه‌های سازند تله‌زنگ در برش مورد مطالعه را دارد.

در برابر Sr نمونه‌های مورد مطالعه نشان داد که این نمونه‌ها در محدوده مشابه کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های آراگونیتی سازند مزدوران قرار دارند که دلیلی بر آراگونیتی بودن کانی‌شناسی اولیه سنگ‌آهک‌های سازند تله‌زنگ در برش مورد مطالعه می‌باشد. بالا بودن نسبت Sr/Mn (میانگین ۲۱/۰۱)، مقادیر پایین عنصر Fe (میانگین ۷۵/۱ پی‌پی‌ام) و Mn (میانگین ۲۴/۷۰ پی‌پی‌ام)، تمرکز بالای Sr (میانگین ۷۵۰/۳۵ پی‌پی‌ام) در نمونه‌های مورد مطالعه و ترسیم مقادیر Sr/Ca

۷- نتیجه‌گیری

نهبشته‌های سازند تله‌زنگ در برش مورد مطالعه با داشتن ضخامت ۸۴/۵ متر از سنگ‌آهک، سنگ‌آهک ماسه‌ای و سنگ‌آهک دولومیتی تشکیل شده است. نتایج آنالیز عنصری به روش EDX انتخاب گردید. روند تغییرات عنصر Sr به Na در برابر Mn نشان داد نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی سنگ‌آهک‌های گوردون تاسمانیا یا در مجاورت آن، اما با روندی مشابه با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی قرار می‌گیرند. همچنین روند تغییرات عنصر Mn

مغفوری‌مقدم، ا (۱۳۸۶) ریزچینه‌نگاری سازند تله‌زنگ در حوضه لرستان، فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی، سال ۳، شماره ۴، ص ۲۸۴-۲۹۴.

Adabi, M. H., and Rao, C. P (1991) Petrographic and geochemical evidence for original aragonite mineralogy of Upper Jurassic carbonates (Mozduran Formation), Sarakhs area, Iran: *Sedimentary Geology*, 72 (3-4) 253-267.

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*, 33: 267-277.

Adabi, M. H., Kakemem, U. and Sadeghi A (2015) Sedimentary facies, depositional environment and sequence stratigraphy of Oligocene-Miocene shallow water carbonates from the Rig Mountain, Zagros basin (SW Iran). *Carbonates and Evaporites*, 23(2): 1-17.

Adabi, M. H. and Rao, C. P (1991) Petrographic and geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of Upper Jurassic carbonate (Mozduran Formation) Sarakhs area, Iran. *Sedimentary Geology*, 72: 253-267.

Adabi, M. H., Salehi, M. A., and Ghabeishavi, A (2010) Depositional environment, and sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), S.W. Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39: 148-160.

Ahmad, A. H. M., and Bhat, G. M (2006) Petrofacies, provenance and diagenesis of the Dhosa sandstone member (Chari Formation) at Ler, Kachch Sub – basin, Western, India, *Journal of Asian Earth Science*, 27: 857- 872.

Alavi, M (2004) Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforland evolution. *American Journal of Science*, 304: 1-20.

Anderson, T. F., & Arthur, M. A (1983) Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. In: *Stable isotope in sedimentary geology*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course, 10: 1-151.

Armstrong-Altrin, J. S., Lee, Y. I., Verma, S. P., and Worden, R. H (2009) Carbon, oxygen, and strontium isotope geochemistry of carbonate rocks of the upper Miocene Kudankulam Formation, southern India: Implications for paleoenvironment and diagenesis: *Geochemistry*, 69 (1): 45-60.

Arosi, A. H., Wilson, M. E., J (2015) Diagenesis and fracturing of a large-scale, syntectonic carbonate platform, *Sedimentary Geology*, 326: 109-134.

Asadi Mehmandosti, E., and Adabi, M. H (2013) Application of geochemical data as evidence of

در برابر عناصر Mn, Mg, Fe بیانگر یک سیستم دیاژنزی بسته تا کمی باز با تبادل آب به سنگ پایین (W/R) برای کربنات‌های سازند تله‌زنگ می‌باشد. سیستم دیاژنزی به نسبت کمی باز در این سازند می‌تواند به دلیل تأثیر سیالات جوی باشد که متأثر از وجود ناپیوستگی فرسایشی نچندان شدید و طولانی مدت در مرز دو سازند تله‌زنگ و کشکان باشد.

منابع

آدابی، م. ح (۱۳۹۰) ژئوشیمی رسوبی، انتشارات آراین زمین، چاپ دوم، ۵۰۳ ص.

پیریایی، ع.، فیضی، ا.، صوفیانی، ح.، همت، س.، معتمدی، ب (۱۳۹۳) پالئوژئوگرافی نهشته‌های ترشیاری زاگرس، گزارش داخلی مدیریت اکتشاف نفت، شماره GR-۲۳۶۲، ۲۰۷ ص.

زهدی، ا (۱۳۸۶) ژئوشیمی، دیاژنز و محیط رسوبی سازند تله‌زنگ در مقطع نمونه در تاق‌دیس لنگر (دزفول) و مقایسه آن با مقطع سطح‌الارضی تاق‌دیس کیالو (دهلران)، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۵۴ ص.

زهدی، ا.، و آدابی، م. ح (۱۳۸۸) رسوب‌گذاری، دیاژنز و زمین‌شیمی سازند تله‌زنگ، جنوب لرستان، فصلنامه علوم‌زمین، شماره ۷۱، ص ۱۰۵ تا ۱۱۴.

شلالوند، م (۱۳۹۸) ژئوشیمی، دیاژنز و محیط‌رسوبی نهشته‌های کربناته سازند تله‌زنگ در جنوب و جنوب غرب کرمانشاه، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۱۳ ص.

شلالوند، م.، آدابی، م. ح.، زهدی، ا (۱۳۹۸ الف) محیط رسوبی، چینه‌نگاری سکانسی و ژئوشیمی عنصری سازند تله‌زنگ در جنوب کرمانشاه، نشریه پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، دوره ۳۵، شماره ۲، ص ۲۵ تا ۴۸.

شلالوند، م.، آدابی، م. ح.، و زهدی، ا (۱۳۹۸ ب) سنگ‌نگاری زمین‌شیمی و مدل دولومیتی شدن سازند تله‌زنگ (پالئوسن پسین-اوسن پیشین) در جنوب و جنوب باختر کرمانشاه، نشریه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۷، شماره ۱۳، ص ۱۴۹ تا ۱۶۶.

فیض‌نیا، س (۱۳۷۷) سنگ‌های رسوبی کربناته، آستان قدس، دانشگاه امام رضا (ع)، ۳۰۴ ص.

مطیعی، ه (۱۳۷۲) زمین‌شناسی ایران، چینه‌شناسی زاگرس، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۳۶ ص.

مطیعی، ه (۱۳۸۲) زمین‌شناسی ایران، چینه‌شناسی زاگرس، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۳۶ ص.

- Flügel, E (2004) *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlin, 976p.
- Flügel, E (2010) *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlin, 976p.
- Folk, R. L., and Siedlecka, A (1974) The Schizohaline environment: its sedimentary and diagenesis fabrics as exemplified by late Paleozoic rocks of Bear Island, Svalbard, *Journal of Sedimentary Geology*, 11: 1-15.
- Folk, R. L (1965) Some aspects of recrystallization in ancient limestones. In: Pray, L.C. and Murray, R.C. (eds.): *Dolomitization and limestone diagenesis*. Society of Economic Paleontologist and Mineralogists. Spec. Publ., 13: 14-48.
- Garcia – pichel, F (2006) Plausible mechanisms for the boring on carbonates by microbial protorophs *Sedimentary Geology*, 125: 29-50.
- Goldhaber, M. B (2004) Sulfur – rich sediment, In: Mackenzie F. T., (ED.), *Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks, Treatise on Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, 257 – 288.
- Heydari, E., & Wade, W (2003) Massive recrystallization of low – Mg calcite at high temperatures in hydrocarbon source rocks, Implication for organic acids as factors in diagenesis. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 86: 1285 – 1303.
- Higgins, J. A., Blättler, C., Lundstrom, E., Santiago-Ramos, D., Akhtar, A., Ahm, A. C., Bialik, O., Holmden, C., Bradbury, H., and Murray, S (2018) Mineralogy, early marine diagenesis, and the chemistry of shallow-water carbonate sediments: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 220: 512-534
- Hood, A. V. S., Planavsky, N. J., Wallace, M. W., and Wang, X (2018) The effects of diagenesis on geochemical paleoredox proxies in sedimentary carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 232: 265–287. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.04.022> .
- Hoseinabadi, M., Mahboubi, A., Shabestari, G. M., and Motamed, A (2016) Depositional environment, diagenesis, and geochemistry of Devonian Bahram formation carbonates, Eastern Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 9(1): 70. <https://doi.org/10.1007/s12517-015-2056-4>.
- Hua, G., Yuansheng, D., Lian, Z., Jianghai, Y., Hu, H., Min, L., and Yuan, W (2013) Trace and rare earth elemental geochemistry of carbonate succession in the Middle Gaoyuzhuang Formation, Pingquan Section: implications for Early Mesoproterozoic ocean redox conditions. *Journal of Palaeogeography*, 2: 209-221. <https://doi.org/10.3724/SP.J.1261.2013.00027>.
- water-rock interaction in the Sarvak formation, Izeh Zone, Zagros, Iran. *Procedia Earth and Planetary Science*, 7: 31-35.
- Asadi Mehmandosti, E., Adabi, M. H., and Woods, A. D (2013) Microfacies and geochemistry of the Middle Cretaceous Sarvak Formation in Zagros Basin, Izeh Zone, SW Iran. *Sedimentary Geology*, 293: 9–20
- Bathurst, R. G. C (1975) *Carbonate Sediments and their Diagenesis: Developments in Sedimentology*. 2nd Edition, Elsevier, Amsterdam, 12: 658 p.
- Bathurst, R. G. C (1987) Diagenetically enhanced bedding in argillaceous platform limestones: stratified cementation and selective compaction, *Sedimentology*, 34(5): 749-778.
- Brand, U. & Veizer, J (1981) Chemical diagenesis of multicomponent carbonate system, II: stable isotopes: *Journal Sedimentary Petrology*, 51: 987-997.
- Brand, U., Azmy, K., and Veizer, J (2006) Evaluation of the Salinic I tectonic, Cancañiri glacial and Ireviken biotic events: Biochemostratigraphy of the Lower Silurian succession in the Niagara Gorge area, Canada and USA: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.
- Cooke, M. L., Simo, J. A., Underwood, C. A. and Rijken, P (2006) Mechanical Stratigraphic controls on fracture patterns within carbonates and implications for groundwater flow. *Sedimentary Geol*, 184: 225-239.
- Ehrenberg, S. N., Pickard, N. A. H., Svana and Oxtoby, T. A (2002) Cement geochemistry of photozoan carbonate strata (Upper Carboniferous-Lower Permian), Finnmark Carbonate Platform, Brents Sea. *Journal Sedimentary Research*, 72: 95-115.
- EL – Ghali, M. A. K., Tajoti, K. G., Mansorbeh, H., Ogle, N., & Kalin, R. M (2006) Origin and timing of sidelite cementation upper Ordovician glauconitic sandstone from the Murzuk basin, SW Libya. *Marine and Petroleum Geology*, 23: 459- 471.
- El-Saiy, A. K., and Jordan, B. R (2007) Diagenetic aspects of tertiary carbonates west of the Northern Oman Mountains, United Arab Emirates: *Journal of Asian Earth Sciences*, 3: 35–43.
- Fabricius, I. L., & Borre, M (2007) Stylolites, Porosity, depositional texture, and silicates in Chalk facies sediments. Ontony Jave Plateau – Gorm and Tyra fields, North Sea. *Sedimentology*, 54: 183 – 205.
- Fantle, M. S., Barnes, B. D. and Lau, K. V (2020) The role of diagenesis in shaping the geochemistry of the marine carbonate record. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 48: 549-583.

- Milliman, J. D (1974) *Marine Carbonates*. Springer-Verlag, New York, 375p.
- Milliman, J., Mueller, G., and Foerstner, U (1974) *Marine carbonates. Recent sedimentary carbonates: Part, 1*: 375.
- Moradpour, A., Zarei Sahamieh, R., Ahmadi Khalaji, A., Sarikhani, R (2019) Environmental pollution and Pattern formation of the Harsin–Sahneh ophiolitic complex (NE Kermanshah—west of Iran). *Indian Journal of Geo Marine Sciences*, 48(2): 193-204.
- Murris, R. J (1980) Middle East stratigraphic evolution and oil habitat. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64: 597–618.
- Mucci, A (1988) Manganese uptake during calcite precipitation from Seawater: conditions leading to the Formation of a pseudo kutnahorite: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52: 1859-1868.
- Nicolaides, S., Wallace, M. W (1997) Submarine cementation and sub aerial exposure in Oligo-Miocene temperate carbonates, Torquay Basin, Australia. *Journal of Sedimentary Research*, 67 (3): 397–410.
- Oluwajana, O. A., Ehinola, O. A., Ofiwe, C. U., Akhayere, E., and Egunjobi, K (2020) Depositional environment and diagenesis of Late Cretaceous-Early Paleogene carbonates on the Benin flank, southwestern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, 163: 103762.
- Omidpour, A., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Rahimpour-Bonab, H (2022) Effects of dolomitization on porosity – Permeability distribution in depositional sequences and its effects on reservoir quality, a case from Asmari Formation, SW Iran, *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 109348.
- Paganoni, M., Al Harthi, A., Morad, D., Morad, S., Ceriani, A., Mansurbeg, H., Al Suwaidi, A., Al-Aasm, I.S., Ehrenberg, S.N. and Sirat, M (2016) Impact of stylolitization on diagenesis of a Lower Cretaceous carbonate reservoir from a giant oilfield, Abu Dhabi, United Arab Emirates. *Sedimentary Geology*, 335: 70-92.
- Pettijohn, F. J (1975) *Sedimentary Rocks*. Harper & Row, New York. 628 pp.
- Rajabi, P. Moghadam, M. I. and Gharib, F (2011) Microbiostratigraphy and microfacies of Tale-Zang Formation in Lorestan basin. *Geosciences*, 22(86): 155-160.
- Rao, C. P (1990) Geochemical characteristics of cool-temperate carbonates, Tasmania, Australia. *Carbonates and Evaporites*, 5: 209-221.
- Rao, C. P (1991) Geochemical differences between subtropical (Ordovician), temperate (Recent and Pleistocene) subpolar (Permian) carbonates, Tasmania Australia. *Carbonates and Evaporites*, 6: 83-106.
- Jamalian, M., and Adabi, M. H (2014) Geochemistry, microfacies and diagenetic evidences for original aragonite mineralogy and open diagenetic system of Lower Cretaceous carbonates Fahliyan Formation (Kuh-e Siah area, Zagros Basin, South Iran). *Carbonates and Evaporites*, 30(1): 77–98.
- James, G., and Wynd, J (1965) Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area: *AAPG Bulletin*, 49 (12): 2182-2245.
- Javanbakht, M., Wanas, H. A., Jafarian, A., Shahsavan, N., and Sahraeyan, M (2018) Carbonate diagenesis in the Barremian-Aptian Tirgan Formation (Kopet-Dagh Basin, NE Iran): Petrographic, geochemical and reservoir quality constraints. *Journal of African Earth Sciences*, 144: 122–135.
- Karbasi, A., Maaghrebi, M., Noori, R., Lak, R., Sadrasab, M (2020) Investigation of spatiotemporal variation of drought in Iran during the last five decades, *Desert*, 25 (2): 213-226.
- Kasih, G. A. A., Chiba, S., Yamagata, Y., Shimizu, Y., & Haraguchi, K (2008) Modelling early diagenesis of sediment in Ago Bay, Japan, A comparison of steady state and dynamic calculation. *Ecological Modelling*, 215: 40-54.
- Lan, X., Liu, H., Lü, X., Yang, Y., and Dong, L (2020) Geological and geochemical implications of the complicated carbonate diagenetic process in the Lower Ordovician buried hills of the eastern Tazhong Low Rise, NW China, using Well M1 as an example. *Carbonates and Evaporites*, 35(14): 15
- Li, Z., Goldstein, R. H., and Franseen, E. K (2017) Meteoric calcite cementation: diagenetic response to relative fall in sea-level and effect on porosity and permeability, Las Negras area, southeastern Spain. *Sedimentary Geology*, 348: 1–18
- Longman, M. W (1980) Carbonate diagenetic textures from near-surface diagenetic environments. *AAPG Bull.*, 64: 461-487.
- López-Quirós, A., Barbier, M., Martín, J. M., Puga-Bernabéu, Á. and Guichet, X (2016) Diagenetic evolution of Tortonian temperate carbonates close to evaporites in the Granada Basin (SE Spain). *Sedimentary Geology*, 335: 180-196.
- Madden, R., and Wilson, M (2013) Diagenesis of a SE Asian Cenozoic carbonate platform margin and its adjacent basinal deposits, *Sedimentary Geology*, 286 (287): 20–38.
- Messadi, A. M., Mardassi, B., Ouali, J. A., Touir, J (2018) Diagenetic process as tool to diagnose paleo – environment conditions, bathymetry and oxygenation during Late Paleocene – Early Eocene in the Gafsa Basin. *Carbonate and Evaporites*, 1-16.

- Smith, J. V (2000) Three – dimensional morphology and connectivity of Stylolite shape reactivated during veining. *Journal of Structural Geology*, 22: 59 – 64.
- Tucker, M. E. and Wright, V. P (1990) *Carbonate Sedimentology*: Blackwell, Oxford, 482 p.
- Tucker, M. E (2001) *Sedimentary Petrology*. 3^d Edition, Blackwell, Oxford, 260 p.
- Van Buchem, F. S. P., Allan, T., Lausen, G. V., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pickard, N., Tahmasbi, A. R., Vedrenne, V., Vincent, B (2010) Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran, 329. *Geology Society, London. Special Publication*, 219–263.
- Veizer, J (1983a) Chemical diagenesis of carbonates: theory and application of trace element technique, *Stable Isotopes in Sedimentary Geology: Society for Sedimentary Geology*, 10: 3-100.
- Vincent, B., van Buchem, F. S., Bulot, L. G., Immenhauser, A., Caron, M., Baghbani, D., and Huc, A. Y (2010) Carbon-isotope stratigraphy, biostratigraphy and organic matter distribution in the Aptian–Lower Albian successions of southwest Iran (Dariyan and Kazhdumi formations): *Geo Arabia Special Publication*, 4 (1): 139-197.
- Zaid, S. M (2012) Provenance, diagenesis, tectonic setting and geochemistry of Rudies sandstone (lower Miocene), Warda Field, Gulf of Suez, Egypt. *J. African Earth Sci*, 66: 56- 71.
- Ziegler, M (2001) Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian plate and its hydrocarbon implications: *Geo Arabia*, 6: 445-450.
- Zhang, H., Ding, L., Wang, X., Wang, L., Wang, Q. and Xia, G (2006) Carbonate Diagenesis Controlled by Glacioeustatic Sea-Level Changes: A Case Study from the Carboniferous-Permian Boundary Section at Xikou, China. *J. China Univ. Geosci*, 17: 103- 114.
- Zohdi, A., Adabi, M. H. & Ghobishavi, A (2007) Palaeoenvironmental reconstruction, sequence stratigraphy and palaeotemperature estimation of the Upper Paleocene to Middle Eocene Tale-Zang Formation in the Zagros Basin, (southwest Iran), 13th Bathurst Meeting of Carbonate Sedimentologists, University of East Anglia, Norwich, UK. 16-18 July, (in English).
- Rao, C. P (1996) *Modern Carbonates: Tropical, Temperate and Polar: Introduction to Sedimentology and Geochemistry*. Carbonates, Hobart (Tasmania), 206 p.
- 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. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 107: 49-63.
- Rao, C. P., and Adabi, M. H (1992) Carbonate minerals, major elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with depth in cool, temperate carbonates, Western Tasmania, Australia: *Marine Geology*, 103: 249-272.
- Rao C. P., and Amini, Z. Z (1995) Faunal relationship to grain-size, mineralogy and geochemistry in recent temperate shelf carbonates, Eastern Tasmania, Australia. *Carbonates and Evaporites*, 10: 114-123.
- Railsback, L. B (1993) Lithologic controls on morphology of pressure-dissolution surfaces (stylolites and dissolution seams) in Paleozoic carbonate rocks from the Mideastern United States. *Journal of Sedimentary Research*, 63 (3): 513–522.
- Rogen, B., & Fabricius, I. L (2002) Influence of clay and silica on permeability and capillary entry pressure of chalk reservoirs in the North sea. *Petroleum Geoscience*, 8: 287 – 293.
- Ronchi, P., Jadoul, F., Ceriani, A., Giulio, A. D., Scotti, P., Ortenzi, A. and Massara, E. P (2011) Multistage dolomitization and distribution of dolomitized bodies in Early Jurassic carbonate platforms (Southern Alps, Italy), *Sedimentology*, 58: 532–565.
- San Miguel, G., Aurell, M. and Bâdenas, B (2017) Diagenetic evolution of a shallow marine Kimmeridgian carbonate ramp (Jabaloyas, NE Spain): implications for hydrocarbon reservoir quality. *Arabian Journal of Geosciences*, 10 (16): 376 p.
- Seibel, M. J., & James, N. P (2017) Diagenesis of Miocene, incised Valley – filling limestones: Provence Southern France. *Sedimentary Geology*, 347: 21 – 35.
- Shanmugam, G., and Benedict, G. L (1983) Manganese distribution in the carbonate fraction of shallow to deep marine lithofacies, Middle Ordovician, Eastern Tennessee. *Sedimentary Geology*, 35: 165-175.
- Shi, P., Tang, H., Wang, Z., Sha, X., Wei, H. and Liu, C (2020) Carbonate diagenesis in fourthorder sequences: A case study of yingshan formation (Lower Ordovician) from the yubei area-Tarim Basin, NW China. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 195: 107756.

Elemental geochemistry and petrography of Talehzang Formation (Northern edge of Rite anticline, southwest Lorestan) applied to analysis of diagenesis systems and primary mineralogical type

I. Maghfouri Moghadam^{1*} and M. Sedaghatnia²

1- Assoc. Prof., Dept., of Geology, Faculty of Science, Lorestan University, Khorramabad, Iran

2- Ph. D., student sedimentology and sedimentary rocks, Faculty of Science, Bu Ali Sina University, Hamedan, Iran

* irajmmms@yahoo.co.uk

Received: 2022/9/27 Accepted: 2023/1/30

Abstract

The purpose of this research is to investigate the primary mineralogy and the type of diagenesis systems of the Talehzang Formation (Paleocene-Middle Eocene) in the south-west of Lorestan based on elemental geochemistry and petrography. The change trend of Sr element to Na compared to Mn showed that the studied samples are in the range of Gordon aragonite limestones of Tasmania or in its vicinity, but with a similar trend. Also, the trend of changes of Mn element against Sr in the studied samples showed that these samples are in the same range as the primary mineralogy of the aragonite carbonates of the Mozduran Formation, which is a proof of the aragonite mineralogy of the primary limestones of the Talehzang Formation in the section under study. The high ratio of strontium to manganese (average 63.70), strontium to calcium (average 21.01), low amounts of iron (average 1.75 ppm) and manganese (average 24.70 ppm) and the high proportion of strontium element (average 750.35 ppm) in the studied samples and plotting Sr/Ca values against Mn, Mg, Fe elements indicate a dominant closed to slightly open diagenesis system in a weak and with the few exchange of water-to-rock ratio (W/R) for the carbonates of Talehzang Formation. Early aragonite mineralogy, mild and long-term erosional discontinuity, weather and rock's inherent controls such as permeability, early mineralogy and diagenesis potential could have been an important controller in the amount of water-to-rock ratio that caused The upper part of this sequence was affected by weak meteoric diagenesis and created a slightly open weak diagenesis system. Based on petrographic studies, the constituent cements in the studied sections are often related to marine diagenetic environments, deep burial, shallow burial close to the surface and weak meteoric diagenesis, and the biological components are slightly affected by dissolution. They are from meteoric diagenesis and therefore the dominant diagenesis system in the discussed sequence is a closed diagenesis system and it opens slightly towards the top of the sequence.

Keywords: Talehzang, Geochemistry, Petrography, Mineralogy, Lorestan