

## تاریخچه دیاژنتیکی و ارزیابی کیفیت مخزنی بر اساس ویژگیهای پتروگرافی و ژئوشیمیایی بخش بالایی سازند سروک در تاقدیس بنگستان، جنوب غرب ایران

محسن علی آبادی<sup>۱</sup>، غلامرضا میراب شبستری<sup>۲\*</sup>، علی غیثاوی<sup>۳</sup>، احمدرضا خزاعی<sup>۲</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۲- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۳- کارشناس شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب، اهواز، ایران

\*پست الکترونیک: gshabestari@birjand.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۱/۲/۲

تاریخ دریافت: ۹۰/۷/۲

### چکیده

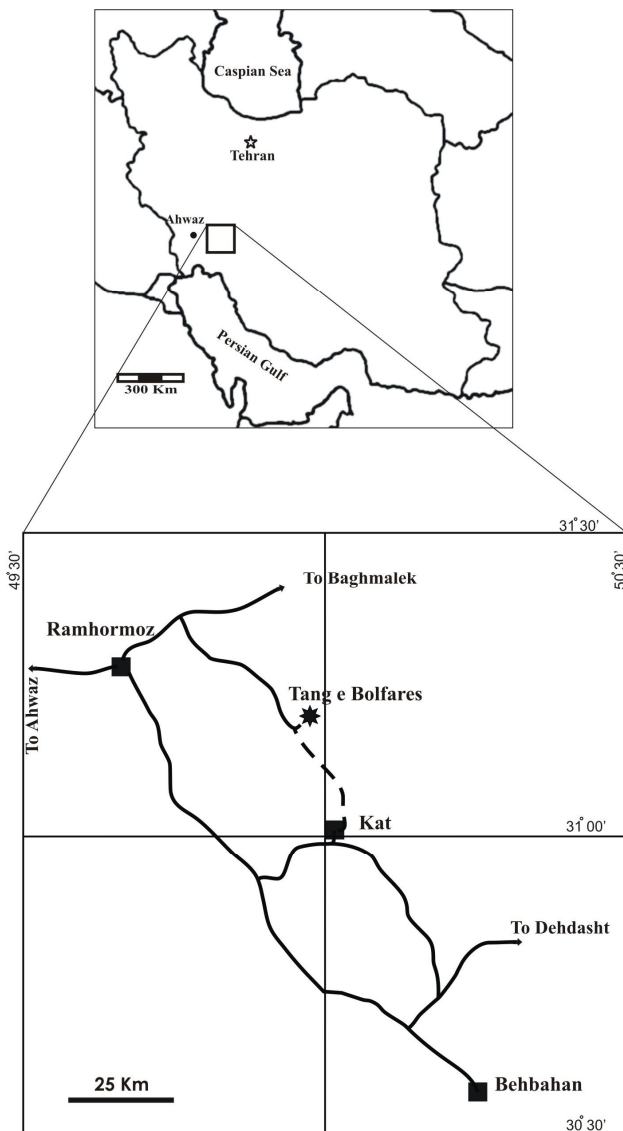
سازند سروک از گروه بنگستان توالی کربناته‌ای از سیستم کرتاسه حوضه زاگرس می‌باشد. در این مطالعه برش تنگ بولفارس از این سازند در ۶۰ کیلومتری شرق شهرستان رامهرمز (استان خوزستان) در بخش جنوبی تاقدیس بنگستان با سن سنومانین - تورونین و با ضخامت ۱۷۰ متر مورد مطالعه قرار گرفته است. با استفاده از مطالعات میکروسکپهای پلاریزان و کاتدولومینسانس، فرآیندهای دیاژنتیکی مؤثر بر سازند سروک و توالی پاراژنتیکی آن در منطقه مورد مطالعه تفسیر گردید. مهمترین فرآیندهای دیاژنتیکی که سنگهای آهکی بخش بالایی سازند سروک را تحت تأثیر قرار داده‌اند شامل میکریتی شدن، نومورفیسیم، سیمانی شدن، فشردگی مکانیکی، فشردگی شیمیایی، انحلال، شکستگی و تشکیل رگه‌های کلسیتی است. به طور کلی فرآیندهایی مانند انحلال، شکستگی و در شرایط خاصی استیلولیتی شدن موجب افزایش کیفیت مخزنی در توالی مورد مطالعه شده است و فرآیندهای میکریتی شدن، سیمانی شدن، فشردگی و تشکیل رگه‌های کلسیتی از پتانسیل این سازند برای ایجاد یک مخزن هیدروکربوری کاسته است. نتایج این پژوهش حاکی از آن است که فرآیندهای مخرب تأثیر بیشتری داشته و به طور کلی کیفیت مخزنی بخش بالایی سازند سروک در اثر دیاژنز کاهش یافته است. همچنین مطالعه عناصر اصلی و فرعی بیانگر بسته تا نیمه بسته بودن سیستم دیاژنتیکی و ترکیب کانی شناسی اولیه کلسیت پرمینزیم برای کربناته‌های سازند مورد مطالعه است. شرایط آب و هوایی دیرینه در زمان تشکیل سازند سروک بر اساس نمودار Sr/Na در برابر Mn، مشابه شرایط آب و هوایی مناطق معتدله بوده است.

**واژه‌های کلیدی:** سازند سروک، دیاژنز، کیفیت مخزنی، ژئوشیمی رسوبی، کاتدولومینسانس.

### مقدمه

مخازن هیدروکربوری را پیش بینی کرد (Read *et al.*, 2008؛ Zhang *et al.*, 2005). دیاژنز در سنگهای کربناته می‌تواند حاصل فرآیندهای گوناگونی باشد که در محیطهای دریایی، جوی و دفنی عمل می‌کنند. از جمله این فرآیندها

دیاژنز شامل فرآیندهای گوناگونی است که بر میزان تخلخل سنگ تأثیر می‌گذارند. از این رو، این فرآیندها کنترل کننده ویژگیهای مخازن بوده و با مطالعه آنها می‌توان کیفیت



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به برش مورد مطالعه.

۱۱۰ متر می‌دهد. در بالای این قسمت نیز ۴۱۴ متر سنگ آهک توده‌ای وجود دارد. بالاترین بخش سازند سروک در برش نمونه از ۴۲ متر سنگ آهک با لایه بندی منظم تشکیل شده است (James & Wynd., 1965).

رخنمون سازند سروک در کوه بنگستان را می‌توان به دو بخش سروک پایینی و سروک بالایی تقسیم کرد (Hart, 1970). سروک بالایی در حقیقت همان بخشی از سازند سروک است که در برش نمونه وجود ندارد، ولی در کناره‌های تاقدیس بنگستان گسترش یافته است. این بخش

می‌توان به فعالیتهای بیولوژیکی و میزان به هم ریختگی رسوبات توسط موجودات زنده (Kasih *et al.*, 2008)، نقش اسیدهای آلی (Heydari & Wade, 2003)، ترکیب اولیه رسوب، اندازه ذرات، خلوص رسوبات، جریان بین ذره‌ای، عوامل جغرافیایی، موقعیت ژئومورفولوژیکی، میزان رسوب‌گذاری و تکتونیک (Tucker & Wright, 1990) اشاره کرد. همچنین شناسایی ترکیب کانی شناسی اولیه می‌تواند اطلاعاتی پیرامون شرایط محیط رسوب‌گذاری از قبیل دما، شوری، عمق و نیز فرآیندهای دیاژنتیکی در اختیار قرار دهد (Rao, 1991, 1996).

هدف از این مطالعه بررسی فرآیندهای دیاژنتیکی تأثیرگذار بر بخش بالایی سازند سروک در تاقدیس بنگستان و تأثیر آن بر کیفیت سنگ مخزن است. بدین منظور برش چینه شناسی سازند سروک به ضخامت حدود ۱۷۰ متر واقع در منطقه تنگ بولفارس در ۶۰ کیلومتری شرق شهرستان رامهرمز (شکل ۱) مورد مطالعه قرار گرفت.

### چینه شناسی سازند سروک

سازند سروک در ابتدا به عنوان سنگ آهک رودیستی، سنگ آهک هیپوریت‌دار، سنگ آهک بنگستان، بخشی از سنگ آهک بنگستان و یا بخشی از سنگ آهک کرتاسه میانی در نظر گرفته می‌شد. برش نمونه سازند سروک در یال جنوبی تاقدیس بنگستان در محل تنگ سروک (سولک) قرار دارد. مرز زیرین سازند سروک با سازند کژدمی به صورت تدریجی در نظر گرفته شده و مرز بالایی آن با سازند گورپی به صورت فرسایشی و هوازده گزارش شده است (James & Wynd., 1965).

در محل برش نمونه، بخش زیرین سازند سروک به ضخامت ۲۸۰ متر از سنگ آهک رسی ریز دانه تشکیل شده که به طرف بالا، این سنگ آهکها جای خود را به سنگ آهکهای توده‌ای گل سفیدی همراه با گرهکهای چرت با ضخامت

از دستگاه مدل تکنوسین با صفحه سرد بهره گرفته شد. آنالیزهای ژئوشیمیایی به روش طیف سنجی جذب اتمی در آزمایشگاه شیمی دستگاهی دانشگاه فردوسی مشهد انجام گردید. نتایج به دست آمده پس از کسر مواد غیر قابل حل، تصحیح (Revised) شده و میزان عناصر اصلی کلسیم و منیزیم به صورت درصد و عناصر فرعی استرانسیم، سدیم و منگنز بر حسب پی‌پی‌ام گزارش شد.

### فرآیندهای دیاژنتیکی

مهمترین فرآیندهای دیاژنتیکی که سنگهای آهکی بخش بالایی سازند سروک را تحت تأثیر قرار داده‌اند، شامل نئومورفیسم، میکریستی شدن، سیمانی شدن، فشردگی مکانیکی، فشردگی شیمیایی، انحلال، شکستگی و تشکیل رگه‌های کلسیتی است.

**نئومورفیسم:** نئومورفیسم در سنگهای آهکی عمدتاً از نوع افزایشی و با افزایش اندازه بلور همراه است (Tucker, 2001). فرآیند نئومورفیسم عمدتاً در محیطهای دیاژنتیکی مرطوب و در حضور آب در حین انحلال و ته نشست صورت می‌گیرد (Bathurst, 1975). به طور کلی نئومورفیسم افزایشی در رابطه با رشد برخی بلورها به بهای از بین رفتن برخی دیگر از بلورها بوده و کربنات کلسیم مورد نیاز از انحلال بلورهای ریز و آبهای بین روزنه‌ای در حال جریان حاصل شده است (Tucker, 2001).

این فرآیند در بسیاری از نمونه‌های نازک میکروسکوپی بخش بالایی سازند سروک به طور فراگیر مشاهده می‌شود که در طی آن میکریست به طور موضعی به میکرواسپار و سودواسپار تبدیل شده است (شکل ۳-الف). البته به نظر می‌رسد که فرآیند نئومورفیسم تغییر مشهودی در میزان تخلخل مفید سنگ ایجاد نکرده و در نتیجه بر افزایش یا کاهش کیفیت مخزنی بخش بالایی سازند سروک در برش مورد مطالعه تأثیر چندانی نداشته است.

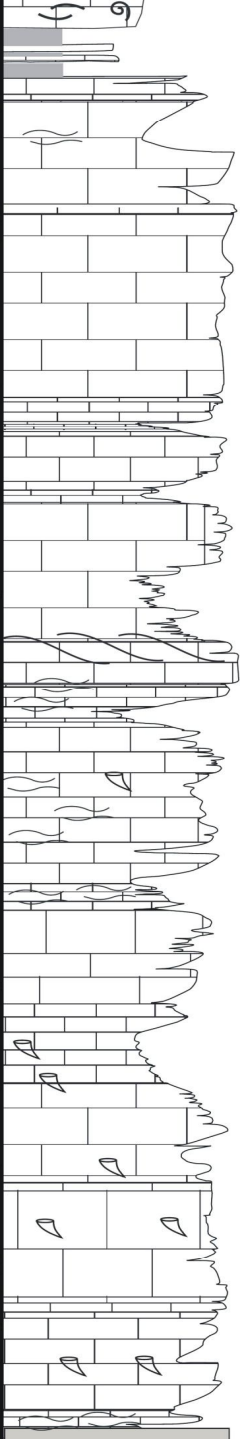
معادل رسوباتی است که در آنها زون زیستی ۲۹ از زون بندی Wynd (1965) گسترش دارد (غیثاوی، ۱۳۸۷).

### سازند سروک در برش تنگ بولفارس

در این پژوهش، توالی کربناته بخش بالایی سازند سروک در محل تنگ بولفارس (شکل ۱) واقع در تاقدیس بنگستان مورد مطالعه قرار گرفته است. این قسمت از سازند سروک از سنگ آهکهای توده‌ای تا ضخیم لایه دانه درشت به ضخامت ۱۷۰ متر تشکیل شده است. مرز سروک پایینی و بالایی در ابتدای این برش با یک ناپیوستگی مشخص می‌شود. این ناپیوستگی با سنگ آهک هوازده صورتی رنگ و حفرات کارستی فراوان به خوبی مشخص است. در ۲۰ متر پایانی بخش بالایی سازند سروک، سنگ آهکهای متوسط لایه ریزدانه گسترش دارند. مرز بالایی سازند سروک در این برش با رسوبات آهکی مربوط به سازند سورگه - ایلام به صورت ناپیوسته می‌باشد و گسترش اکسیدهای آهن در آن به خوبی مشخص است (غیثاوی، ۱۳۸۷). توالی سنگ چینه‌ای مربوط به بخش بالایی سازند سروک در محل برش تنگ بولفارس در شکل ۲ نشان داده شده است.

### روش مطالعه

در این مطالعه تعداد ۱۱۰ مقطع نازک میکروسکوپی از برش تنگ بولفارس تهیه شده و توسط میکروسکپ پلاریزان به منظور بررسی فرآیندهای دیاژنتیکی مطالعه شدند. تعدادی از مقاطع به منظور تشخیص کانی کلسیت از دولومیت و محیط احیایی از اکسیدان توسط معرف آلزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم به روش Dickson (1965)، رنگ آمیزی شدند. همچنین برای تشخیص و تفکیک نسلهای مختلف سیمان، از مطالعات میکروسکوپی کاتدولومینسانس در آزمایشگاه رسوب شناسی دانشگاه فردوسی مشهد با استفاده

Age	Formation	Thickness (m)	Sample No.	Lithology	Description			
Con.- Sant.	Surgah - Ilam				Medium to thin bedded limestone			
Late Cenomanian - Turonian	Upper Sarvak	160	Bu 22		Medium bedded, red/brown colored limestone			
			Bu 21		Medium bedded to massive limestone			
			140	Bu 20				
				Bu 19				
			120	Bu 18		Thick bedded to massive, course grained, peloidal limestone		
				Bu 17				
			100	Bu 16		Thick bedded to massive, course grained, peloidal limestone		
				Bu 15		Medium to thick bedded, course grained, x-bedded peloidal limestone		
			80	Bu 14				
				Bu 13		Medium to thick bedded, course grained, nodular peloidal limestone		
			60	Bu 12				
				Bu 11				
			40	Bu 10		Thick bedded to massive, course grained, peloidal limestone		
				Bu 9				
			20	Bu 8				
				Bu 7				
			0	Bu 6				
				Bu 5				
			L. Cen.	L. Sarvak	0	Bu 4		
						Bu 3		
						Bu 2		Medium to thick bedded, peloidal limestone
						Bu 1		Medium to thick bedded, red/pink colored limestone with karstic features

شکل ۲: توالی سنگ چینه‌ای بخش بالایی سازند سروک در محل برش تنگ بولفارس؛ برگرفته از غیبشاهی (۱۳۸۷) با تغییرات.

موجب کاهش تخلخل مفید و در نتیجه کاهش کیفیت مخزنی در سازند مورد مطالعه شده است.

**سیمان بلوکی:** این سیمان به صورت بلورهای درشت با حاشیه‌های نسبتاً مشخص عمدتاً فضای بین دانه‌ها و گاه درزه و شکافها را پر کرده‌اند. سیمانهای بلوکی علاوه بر محیطهای متئوریک در محیطهای تدفینی نیز تشکیل می‌شوند (Tucker, 2001؛ Flügel, 2010). این سیمانها بیشتر به عنوان سیمانهای نسل دوم مطرح می‌شوند و باعث پر شدگی بسیاری از حفرات موجود در سنگهای آهکی می‌شوند. گسترش این سیمانها در بین اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی نشان دهنده نسبت پایین Mg/Ca در سیالات تشکیل دهنده این نوع سیمانهاست (Purser, 1978). در سازند مورد مطالعه پس از رنگ آمیزی مشخص گردید این سیمان در محیط احیایی تشکیل شده است و دارای ترکیب آهن دار می‌باشد (شکل ۳-ت). همچنین مطالعات صورت گرفته بر روی این نوع سیمان به وسیله میکروسکپ کاتدولومینسانس (اشکال ۵-الف و ۵-ب) نیز تشکیل آن در محیط تدفینی کم عمق تا عمیق را تأیید می‌کند.

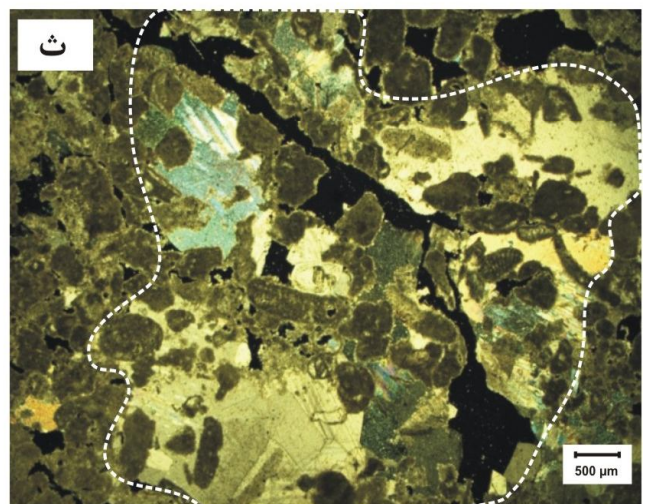
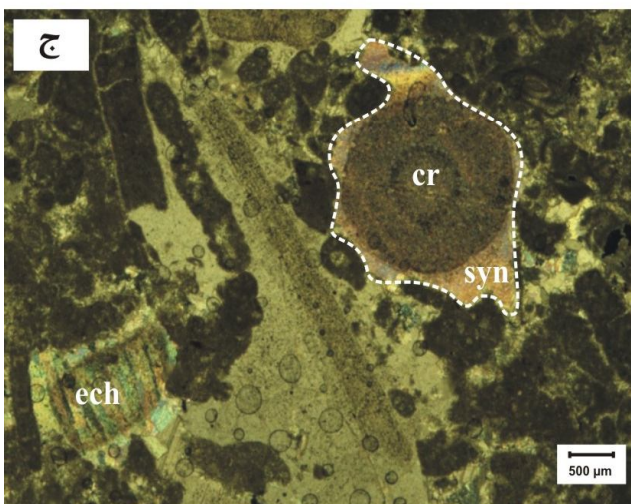
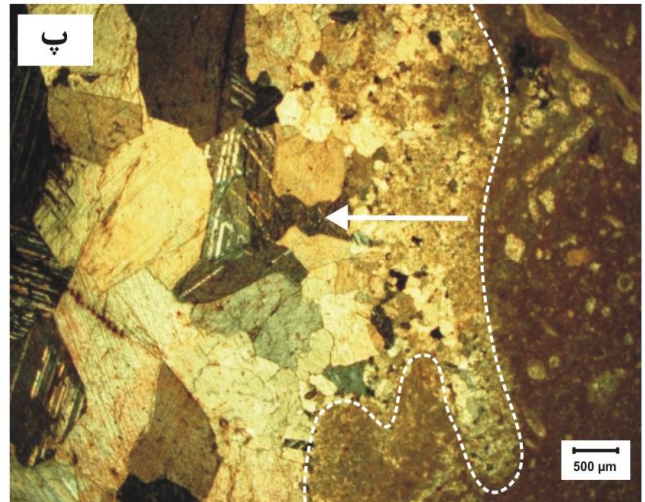
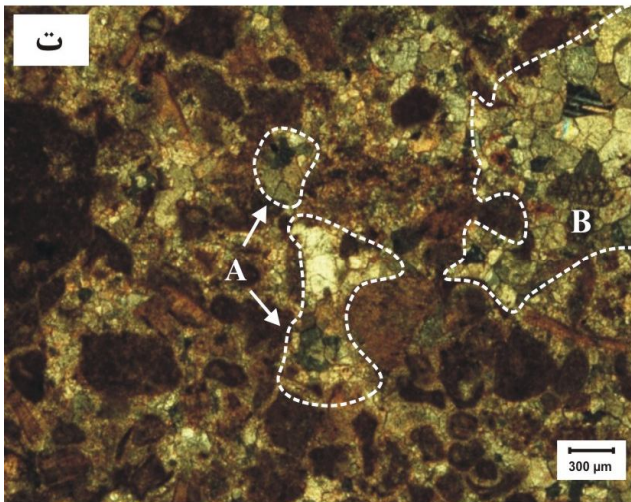
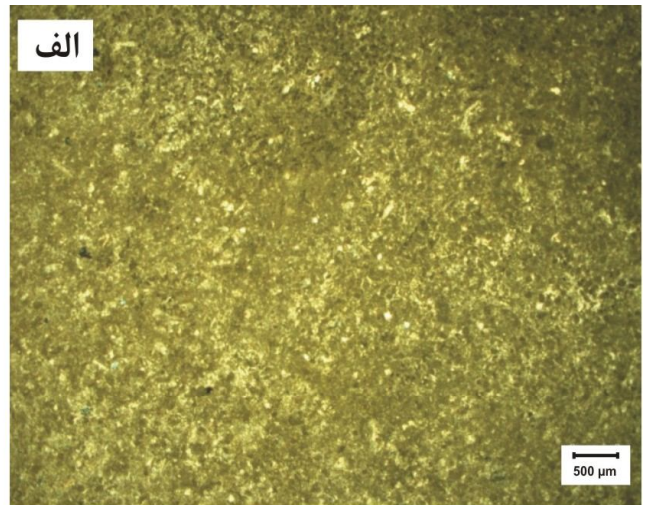
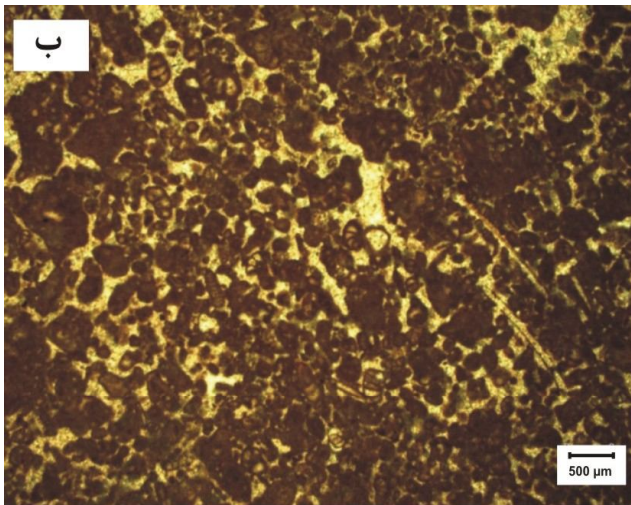
**سیمان پویکیلوتاپیک:** این سیمان به صورت بلورهای بزرگی است که چند دانه را در بر می‌گیرد و تشکیل آن در نتیجه سرعت رشد پایین بلورهای کلسیت است. این سیمان در مناطق تدفینی تشکیل می‌شود (Tucker & Wright, 1990؛ Ahmad & Bhat, 2006) و می‌تواند به صورت بلورهای بزرگ پرکننده شکستگیها تشکیل شود (El-Saiy *et al.*, 2007). در نمونه‌های مورد مطالعه، این نوع سیمان به صورت بلورهای درشت اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی را در بر می‌گیرد (شکل ۳-ث). سیمان پویکیلوتاپیک در دیاژنز تدفینی فضاهای خالی باقی مانده از دیاژنز اولیه و تخلخلها را پر کرده است و در نتیجه موجب کاهش کیفیت سنگ مخزن در توالی مورد مطالعه شده است.

**میکریتی شدن:** فرآیند میکریتی شدن یکی از نخستین فرآیندهای دیاژنتیکی است که در محیط فریاتیک دریایی و در نزدیکی سطح تماس آب و رسوب اتفاق می‌افتد (El-Saiy & Jordan, Adams & Mackenzie, 1998). این فرآیند به وسیله تکرار فعالیتهای میکروارگانیسما از جمله سیانوباکتریها، جلبکها و قارچها بر سطح آلوکما ایجاد می‌شود (Garcia-pichel, 2006) و سپس بر اثر پر شدن این حفرات توسط میکریت، یک پوشش میکریتی در اطراف ذرات تشکیل می‌شود (Bathurst, 1975). فرآیند میکریتی شدن در اطراف خرده‌های اسکلتی سنگ آهکهای سازند سروک نیز دیده می‌شود. این خرده‌ها در برخی نقاط بر اثر شدت میکریتی شدن، ساختمان داخلی خود را از دست داده‌اند (شکل ۳-ب) که احتمالاً به علت وجود آبهای با چرخش کم و فعالیتهای زیاد ارگانیسماست (به عنوان مثال: Ahmad & Bhat, 2006). فرآیند میکریتی شدن در سازند سروک به کاهش تخلخل مفید منجر شده است.

**سیمانی شدن:** با مطالعه پتروگرافی سنگهای کربناته بخش بالایی سازند سروک در منطقه مورد مطالعه فابریکهای متفاوت سیمان شناسایی و توصیف شده‌اند. مهمترین فابریکهای سیمان در منطقه مورد مطالعه عبارتند از:

**سیمان موزاییک دروزی:** این سیمان داخل فضاهای خالی را پر کرده است، به صورتی که اندازه بلورها از حاشیه حفرات به سمت داخل درشت می‌شوند و فابریک مشخصی را نشان می‌دهند (Flügel, 2010). این نوع سیمان در محیطهای متئوریک و تدفینی تشکیل می‌شوند (Tucker & Wright, 1990). در سنگ آهکهای سازند سروک این نوع سیمان در داخل رگه‌ها و همچنین تخلخلهای قالبی و حفرات انحلالی دیده می‌شود (اشکال ۳-پ، ۳-ت و ۴-پ). این سیمان به همراه سیمان بلوکی با تشکیل در تخلخلهای اولیه و ثانویه





شکل ۳: تصاویر میکروسکوپی از فرآیندهای دیاژنتیکی در سازند سروک: الف) فرآیند نئومورفیسم، ب) تداوم فرآیند میکریتی شدن موجب از بین رفتن ساختمان داخلی آلوکماها و تشکیل پلوئید شده است. پ) سیمان موزاییک دروزی که افزایش اندازه بلورها به سمت مرکز حفره در آن مشهود است. ت) مقطع رنگ آمیزی شده، سیمان بلوکی از جنس کلسیت آهن دار (A) به رنگ آبی پرکننده فضای بین دانه‌ها و سیمان موزاییک دروزی (B)، ث) سیمان پویکیلوتاپیک که آلوکماها را در برگرفته است به همراه انحلال کانالی به رنگ تیره، ج) قطعه ای از اکتینوئید (ech) و خار کرینوئید (cr) به همراه سیمان رورشدی (syn).

آب بین ذره‌ای، نزدیکتر شدن آرایش دانه‌ها به همدیگر و کاهش تخلخل می‌شود. در طی مراحل مختلف فشردگی مکانیکی، جهت یابی ترجیحی، شکستگی دانه‌ها و تبدیل تماس نقطه‌ای به تماس خطی و نهایتاً تماس محدب - مقعر روی می‌دهد (Ehrenberg et al., 2002). فشردگی مکانیکی در سنگهای آهکی بخش بالایی سازند سروک به میزان بسیار محدود عمل کرده و تنها در چند نمونه مشاهده شد. این امر می‌تواند حاکی از آن باشد که تشکیل برخی سیمانها از مراحل نسبتاً ابتدایی دیاژنز آغاز شده و موجب تثبیت اجزای تشکیل دهنده سنگها و یا به عبارت دیگر تبدیل سریع رسوب به سنگ گردیده است.

**فشردگی شیمیایی:** این نوع فشردگی نسبت به فشردگی مکانیکی در اعماق بیشتر و دمای بالاتر به وجود می‌آید. از اثرات مهم فشردگی شیمیایی می‌توان به تشکیل استیلولیتها و انحلال در محل تماس دانه‌ها اشاره کرد (Tucker, 2001؛ Ahmad & Bhat, 2006؛ Flügel, 2010). نقاط تماس محدب - مقعر در عمق کمتری نسبت به استیلولیتها تشکیل می‌شوند (Tucker, 1993). استیلولیتها سطوح مضرس ممتدی هستند که بدون استثنا، دانه‌ها، سیمان و ماتریکس را قطع می‌کنند. رس، کانیهای آهن دار، مواد آلی و مواد باقی مانده غیر قابل حل از انحلال سنگ آهک معمولاً در طول استیلولیتها متمرکز می‌شوند (Tucker, 2001). در برخی از نمونه‌های مطالعه شده، مواد نامحلول باقی مانده در بسیاری از بخشها با قرار گرفتن در سطوح استیلولیتها موجب کاهش تخلخل مفید شده اند. البته فرآیند استیلولیتی شدن در سازند مورد مطالعه هم موجب افزایش و هم کاهش کیفیت مخزنی شده است. به طوری که چنانچه سطوح استیلولیتها به صورت سدهای نفوذ ناپذیر در برابر جریان سیالات در سنگ عمل کنند موجب کاهش کیفیت سنگ مخزن (شکل ۴-الف) و در صورتی که استیلولیتها به صورت مجاری عبور سیالات

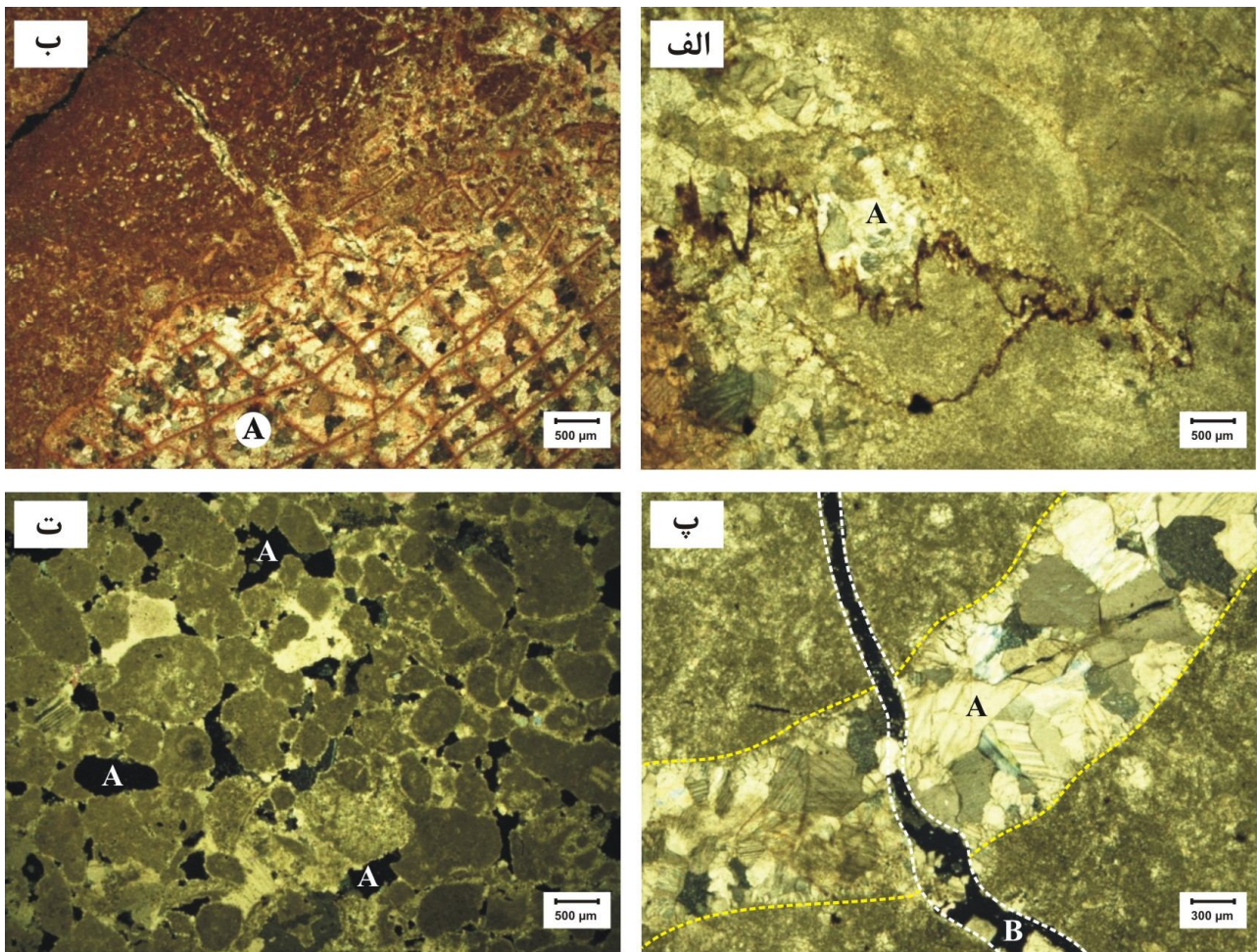
**سیمان رورشدی هم محور:** در نمونه‌های مورد مطالعه این نوع سیمان به صورت رورشدی بر روی پوسته‌های اکینودرم قرار گرفته است. سیمان رورشدی هم محور محدود به محیط خاصی نبوده و در محیطهای دریایی، متئوریک و تدفینی می‌تواند تشکیل شود (Tucker & Wright, 1990؛ Tucker & Bathurst, 1990). گسترش این نوع سیمان در رخساره‌هایی که حاوی خرده‌های اکینودرم می‌باشند به خوبی قابل مشاهده است (شکل ۳-ج). مطالعات میکروسکپ کاتدولومینسانس بر روی این نوع سیمان نشان دهنده تشکیل در محیط دفن کم عمق تا عمیق می‌باشد (شکلهای ۵پ و ۵ت). سیمان رورشدی نیز موجب کاهش تخلخل مفید در نمونه‌های مورد مطالعه شده است.

**سیمان گرانولار یا دانه‌ای هم بعد:** این سیمان به صورت بلورهای کوچک و هم اندازه در محیطهای متئوریک و دفنی تشکیل می‌شود (Tucker, 2001؛ Flügel, 2010). در توالی مورد مطالعه، رنگ آمیزی نمونه‌های حاوی این نوع سیمان نشان از آهن دار بودن و تشکیل در محیط احیایی دارد که این امر می‌تواند حاکی از تشکیل در محیط تدفینی باشد (شکل ۴-ب). سیمان دانه‌ای هم بعد نیز موجب کاهش تخلخل مفید در سنگ آهکهای بخش بالایی سازند سروک در تاقدیس بنگستان شده است.

**تراکم و فشردگی:** به طور کلی فشردگی فرآیندی است که در حین و پس از رسوب گذاری بر روی رسوبات اعمال می‌شود و یکی از نتایج اصلی این فرآیند کاهش ضخامت توالی رسوبی است (Tucker & Wright, 1990). فرآیند فشردگی به میزان رسوب گذاری، عمق دفن و حجم رسوبات وابسته است (Einsele, 2000). این فرآیند به دو صورت مکانیکی و شیمیایی عمل می‌کند.

**فشردگی مکانیکی:** این نوع فشردگی معمولاً بلافاصله پس از رسوب گذاری آغاز و باعث تراکم رسوبات، از دست دادن





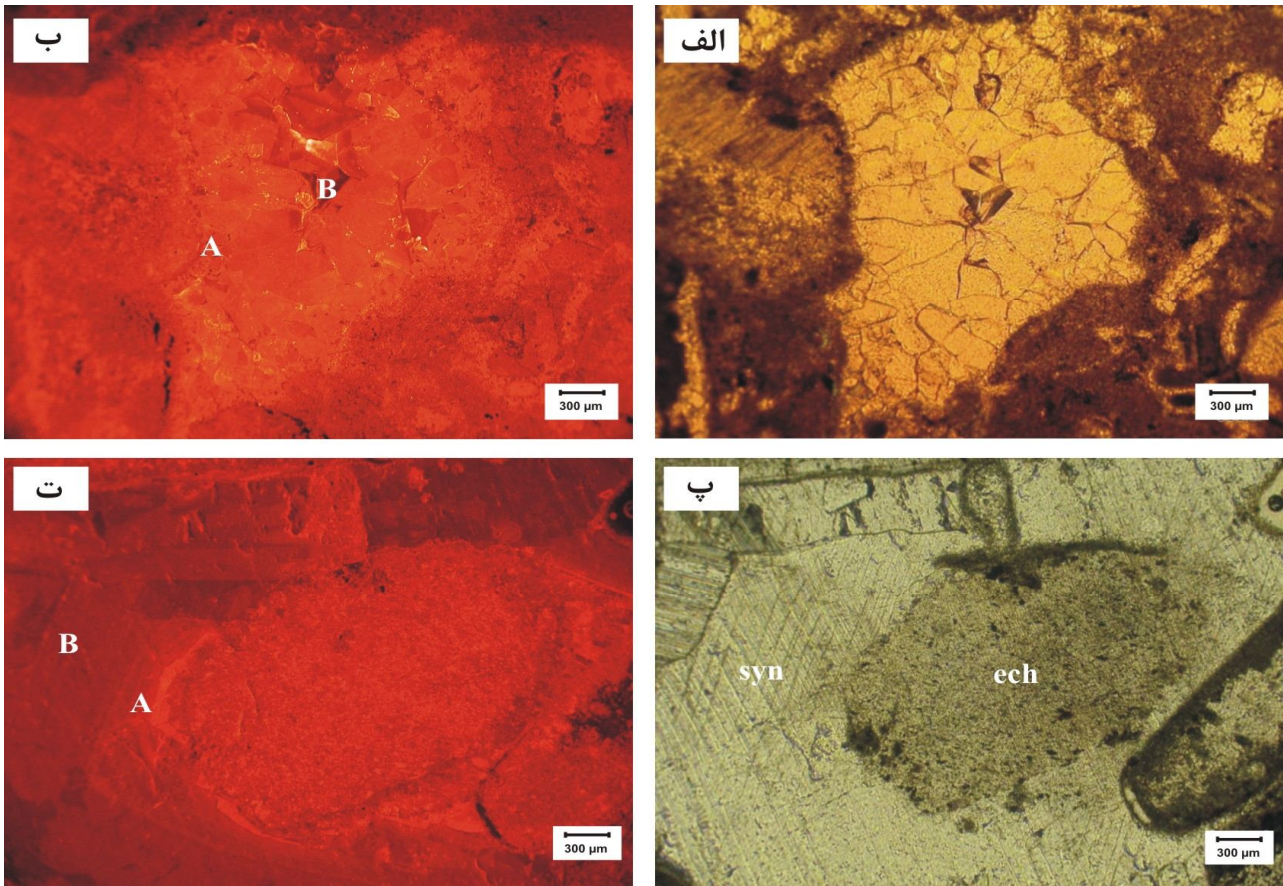
شکل ۴: تصاویر برگزیده میکروسکوپی از فرآیندهای دیاژنتیکی در سازند سروک: (الف) استیلولیت به همراه سیمان بلوکی (A) که در مجاورت آن نهشته شده است. (ب) قطعه ای از فسیل رودیست با دیواره های حفظ شده، که فضاهای خالی توسط سیمان دانه ای هم بعد (A) پر شده است. (پ) رگه کلسیتی پر شده توسط سیمان موزاییک دروزی (A)، به همراه یک شکستگی باز (B) که زمینه و رگه کلسیتی را قطع کرده و به صورت تخلخل شکستگی باقی مانده است. (ت) تخلخل حفره ای ناشی از فرآیند انحلال (A).

رخساره‌ای کنترل کننده ایجاد شکستگی‌ها می‌باشند (Cook et al., 2006). شکستگی‌های خیلی کوچک قسمتی از سیستم شکستگی‌های بزرگ مقیاس هستند و نباید در مطالعات میکروسکوپی نادیده گرفته شوند. زیرا این شکستگی‌ها در شناسایی فعالیتهای زمین ساختی، مهاجرت سیال، تاریخچه دیاژنتیکی، پتانسیل مخزنی و خصوصیات فیزیکی سنگهای کربناته اهمیت دارند (Flügel, 2010). بیشتر شکستگی‌های موجود در سنگهای بخش بالایی سازند سروک توسط سیمان پر شده‌اند (شکل ۴- پ) و در نتیجه موجب بهبود پتانسیل مخزنی نشده‌اند. مشاهدات حاکی از

عمل کرده و یا در اثر تقاطع و اتصال به یکدیگر تراوایی ایجاد کنند (Smith, 2000)، موجب افزایش کیفیت مخزنی می‌گردند.

**شکستگی و تشکیل رگه‌های کلسیتی:** شکستگی‌ها در سنگهای کربناته از اهمیت زیادی برخوردارند، زیرا در تفسیر تاریخچه پس از رسوب گذاری سنگهای کربناته مفید هستند. شکستگی در سنگها در مراحل نهایی دیاژنز و در هنگام بالا آمدگی رسوبات و بر اثر فعالیتهای تکتونیکی ایجاد می‌گردد (Cook et al., 2006). عواملی از قبیل خصوصیات سنگ، ضخامت طبقات، سیکلهای رسوبی، دیاژنز و ویژگیهای





شکل ۵: تصویر میکروسکوپی در نور عادی (الف) و تصویر کاتدولومینسانس (ب) از سیمان کلسیت اسپاری پرکننده حفره. از سمت حاشیه (A) به سمت مرکز حفره (B)، لومینسانس تیره‌تر ظاهر می‌شود که بخش حاشیه‌ای مربوط به مرحله دفن کم عمق و بخش مرکزی در مرحله دفن عمیق تشکیل یافته است. (پ) تصویر میکروسکوپی در نور عادی قطعه‌ای از اکتینوئید (ech) به همراه سیمان رورشدی (syn) و تصویر کاتدولومینسانس همان نمونه (ت) که وجود زون بندی در سیمان نشان دهنده نسل‌های مختلف سیمان می‌باشد. بخش حاشیه قطعه اکتینوئید (A) دارای لومینسانس روشن بوده و نشان دهنده وجود مقادیر بالاتر منگنز است که در مرحله دفن کم عمق نهشته شده است. در محدوده دورتر (B) سیمان دارای لومینسانس تیره بوده و به مرحله دفن عمیق نسبت داده می‌شود.

کیفیت مخزنی می‌شود. این فرآیند بستگی به قابلیت انحلال کانیها دارد، به عنوان مثال کلسیت کم منیزیم نسبت به کلسیت پرمیزیم و آراگونیت قابلیت انحلال کمتری دارد. کلسیت نیز نسبت به دولومیت ناپایدارتر است (Moore, 2001). در نمونه‌های مورد مطالعه، فرآیند انحلال در پوسته‌های فسیلی دیده شده که با وجود حفظ شکل اولیه آنها، ساختمان داخلی آنها حل شده و سپس با سیمان کلسیت بلوکی پر شده‌اند. فرآیند انحلال در سنگهای آهکی سازند سروک عمدتاً سه نوع تخلخل ایجاد کرده است که شامل تخلخل حفره‌ای (شکل ۴-ت)، تخلخل

آن است که شکستگیها در توالی مورد مطالعه در طی چند مرحله به وجود آمده است. همچنین، رنگ آمیزی نمونه‌ها نشان داد که سیمان پرکننده این شکستگیها عمدتاً از نوع کلسیت بدون آهن بوده و لذا در مرحله بالا آمدگی و در شرایط جوی به وجود آمده است.

**انحلال:** انحلال فرآیندی است که عمدتاً در محیطهای دیاژنتیکی نزدیک به سطح رخ می‌دهد، اما در طی دفن عمیق نیز ممکن است این فرآیند صورت پذیرد (Tucker, 2001). انحلال مهمترین فرآیند دیاژنتیکی است که باعث افزایش تخلخل و تراوایی و در نتیجه افزایش

فرآیندهای دیاژنتیکی شناسایی شده در سنگهای آهنی بخش بالایی سازند سروک و بررسی ارتباط و زمان نسبی تشکیل آنها حاکی از آن است که این فرآیندها در سه محیط اصلی دریایی، تدفینی و متئوریک روی داده‌اند. مطالعات انجام شده نشان می‌دهد که بیشتر انواع سیمانهای موجود در مرحله تدفین و اغلب تخلخلهای ایجاد شده در اواخر مرحله دفن عمیق و مرحله بالا آمدگی و قرار گرفتن در محیط جوی حاصل شده‌اند. همچنین، تشکیل سیمان پرکننده حفرات و ایجاد شکستگیها در مرحله بالا آمدگی توسعه قابل توجهی داشته است.

کانالی و تخلخل قالبی می‌باشد. تخلخل حاصل از انحلال در نمونه‌های مورد مطالعه از نوع کنترل شده توسط فابریک (قالبی) و بدون کنترل فابریک (کانالی و حفره‌ای) است. تخلخل کنترل شده توسط فابریک چنان که پیش تر هم اشاره شد، عمدتاً در اثر انحلال پوسته فسیلها به وجود آمده است. از آن جایی که بیشتر تخلخلهای ایجاد شده در اثر فرآیند انحلال توسط سیمان پر شده‌اند، تخلخل مفید مخزن در نتیجه این فرآیند افزایش چشم گیری نیافته است.

### توالی پاراژنتیکی

توالی پاراژنتیکی پیشنهادی برای برش مورد مطالعه از سازند سروک در شکل ۶ نشان داده شده است. به طور کلی،

روند دیاژنز		فرآیندها
دیر هنگام (Late)	زود هنگام (Early)	
بالا آمدگی	دریایی	میکریتی شدن
	کم عمق	نئومورفیسم
	عمیق	سیمان بلوکی
		سیمان موزائیک دروزی
		سیمان رور شدی
		سیمان پویکیولوتاپیک
		فشردگی مکانیکی
		استیلولیت
		تخلخل قالبی
		تخلخل حفره ای
		تخلخل کانالی
		شکستگی
		رگه‌های کلسیتی

شکل ۶: توالی پاراژنتیکی پیشنهادی برای برش مورد مطالعه از سازند سروک

درصد (میانگین ۰/۲۴ درصد) در تغییر است. بر اساس مطالعات Brand & Morrison (1987)، میزان منیزیم موجود در پوسته نرم تنان آراگونیتی دوره کرتاسه بین

### آنالیز عناصر اصلی و فرعی

منیزیم (Mg)

مقدار منیزیم در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۰/۱۸ تا ۰/۳۱

مقدار سدیم در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۲۵۴ تا ۴۷۰ پی پی ام (میانگین ۳۳۲ پی پی ام) اندازه‌گیری شده است. مقدار سدیم در نمونه‌های مورد مطالعه پایین‌تر از معادل کربناتهای آراگونیتی عهد حاضر می‌باشد که پایین‌تر بودن میزان سدیم در نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به آراگونیت‌های عهد حاضر را می‌توان به ترکیب متفاوت کانی شناسی نمونه‌های مورد مطالعه نسبت داد. همچنین، پایین بودن مقدار سدیم در نمونه‌های سازند سروک مشابهت قابل توجهی با ترکیب بلمنیت‌های کلسیتی دوره کرتاسه (Brand & Morrison, 1987) نشان می‌دهد که خود می‌تواند دلیل دیگری بر ترکیب کانی شناسی اولیه کلسیتی نمونه‌های سازند سروک باشد.

#### منگنز (Mn)

مقدار منگنز در سنگهای کربناته آراگونیتی عهد حاضر بسیار ناچیز است. در حالی که این میزان در سنگهای کربناته مناطق معتدله عهد حاضر به حدود ۳۰۰ پی پی ام می‌رسد (Rao & Adabi, 1992). اصولاً مقدار منگنز با افزایش فرآیندهای دیاژنز متشوریکمی بیشتر می‌شود؛ زیرا ضریب توزیع منگنز در آبهای متشوریکمی بالاست و به حدود ۱۵ می‌رسد (Rao, 1990; Brand & Veizer 1980) و در نتیجه مقدار منگنز قابل توجه خواهد بود (Pingitore, 1978). افزایش میزان منگنز را می‌توان به حاکمیت شرایط احیایی در محیط نسبت داد.

مقدار منگنز در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۷ تا ۵۵ پی پی ام (میانگین ۲۳ پی پی ام) در نوسان است. Brand & Morrison (1987) اظهار داشته‌اند که مقدار منگنز در بلمنیت‌های کلسیتی تقریباً بین ۶ تا ۱۶۰ پی پی ام و در براکیوپودهای با پوسته کلسیتی در حدود ۵۰ تا ۱۲۰ پی پی ام است. با توجه به مقدار پایین منگنز در سازند سروک (۷ تا ۵۵ پی پی ام) و مشابهت با مقدار منگنز گزارش شده از

۰/۰۰۱ تا ۰/۱۸ درصد و در پوسته نرم تنان کلسیتی این دوره بین ۰/۰۶ تا ۰/۶ درصد در نوسان بوده است. از این رو، مقدار منیزیم موجود در نمونه‌های سازند سروک با محدوده نرم تنان کلسیتی هم‌خوانی داشته و به نظر می‌رسد که کربنات‌های سازند سروک ترکیب اولیه کلسیتی مشابه پوسته این نرم تنان داشته باشند.

#### استرانسیم (Sr)

مقدار استرانسیم در رسوبات کربناته عهد حاضر مناطق حاره‌ای (Tropical) بین ۸۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ پی پی ام تغییر می‌کند (میلیمان، ۱۹۷۴)، در حالی که در کربنات‌های عهد حاضر مناطق معتدله (Temperate) بین ۱۶۰۰ تا ۵۰۰۰ پی پی ام (میانگین ۳۲۵۰ پی پی ام) در نوسان است (Rao & Adabi, 1992). فراوانی استرانسیم در کربنات‌ها بستگی به ترکیب کانی شناسی آنها دارد. به طوری که مقدار استرانسیم با افزایش آراگونیت افزایش یافته و با افزایش کانی کلسیت کاهش می‌یابد (Rao & Adabi, 1992). فراوانی استرانسیم به ضریب توزیع (Partition Coefficient) نیز وابسته است. ضریب توزیع استرانسیم در آبهای متشوریکمی بسیار پایین است (آدابی، ۱۳۸۳).

مقدار استرانسیم در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۵۱ تا ۱۴۰ پی پی ام (میانگین ۸۲ پی پی ام) در نوسان است. با توجه به مطالب فوق، مقدار اندک استرانسیم در این نمونه‌ها به ترکیب کانی شناسی اولیه کلسیتی آنها نسبت داده می‌شود.

#### سدیم (Na)

مقدار سدیم در سنگهای آراگونیتی غیر زیستی (Abiotic) عهد حاضر بین ۱۵۰۰ تا ۲۷۰۰ پی پی ام (میانگین ۲۵۰۰ پی پی ام) در تغییر است. این میزان در مورد کلسیت‌های غیر زیستی حدود ۲۷۰ پی پی ام است. تمرکز سدیم در نمونه‌های کربناته عهد حاضر با درجه شوری، تفریق بیوشیمیایی، اثرات جنبشی (Kinetic effect)، ترکیب کانی شناسی و عمق آب در ارتباط است (Adabi & Rao, 1991)؛



پوسته موجودات زنده، مجدداً ترکیب کانی شناسی اولیه کلسیتی این سازند تأیید می‌شود.

#### نسبت Sr/Mn

Bathurst (1975) معتقد است که دیاژنز در سنگهای آهکی یک فرآیند انحلالی مرطوب (Wet Dissolution) همراه با رسوب گذاری مجدد (Re-precipitation) است. از این رو در انحلال و تبدیل آراگونیت نیمه پایدار به کلسیت پایدار، میزان استرانسیم کاهش یافته اما میزان منگنز افزایش می‌یابد. این فرآیند به مقدار قابل توجهی توسط خروج رسوبات از آب و حضور سیالات متشوریکی تسهیل می‌گردد (Budd, 1992) و از آن جایی که این فرآیندها موجب کاهش نسبت استرانسیم به منگنز می‌گردد، ترسیم نمودار Sr/Mn در مقابل Mn می‌تواند بازگو کننده میزان انحلال کربناتها باشد (Rao, 1991; Asadi & Adabi, 2008).

همان طور که در شکل ۷ مشاهده می‌شود، نسبت استرانسیم به منگنز داده‌های مربوط به سازند سروک در مقایسه با سنگ آهکهای آراگونیتی سازند مزدوران بالاتر است که نشان دهنده تأثیر کم فرآیندهای انحلال است. لذا انحلال و جانشینی کمتر در نمونه‌های مورد مطالعه (به دلیل نسبت میانگین بالای Sr/Mn که حدود ۵ به ۱ است) را نیز احتمالاً می‌توان به ترکیب کانی شناسی اولیه کلسیتی این سنگها نسبت داد.

#### نسبت Sr/Na

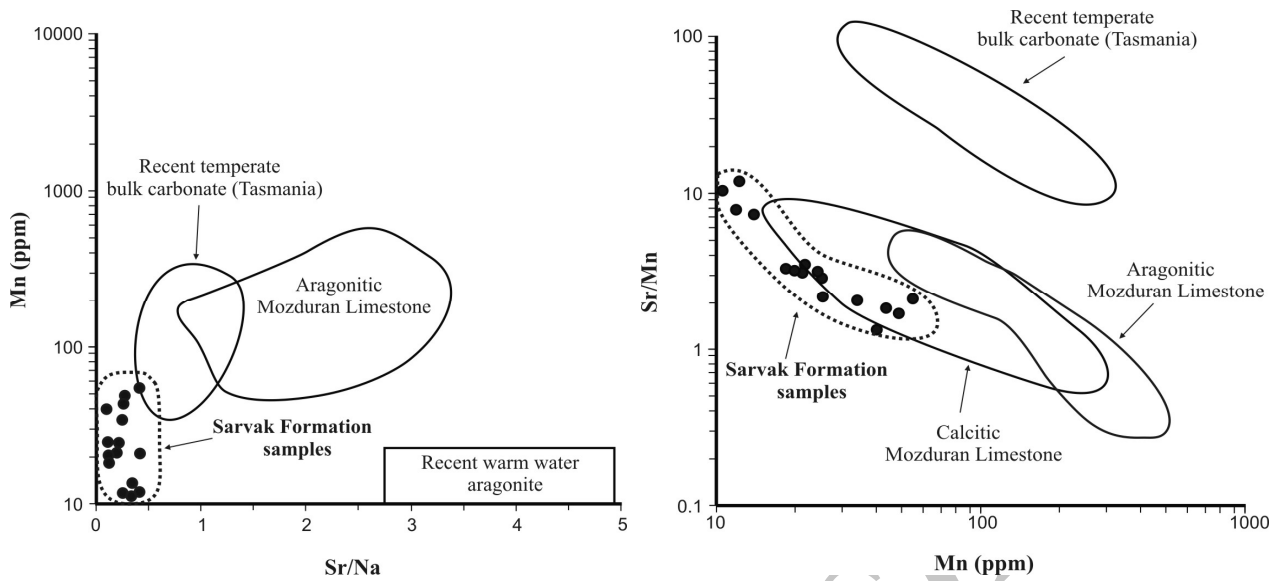
با استفاده از نسبت Sr/Na و میزان Mn می‌توان کربناتهای حاره‌ای دیرینه و عهد حاضر را از معادلهای غیر حاره‌ای آنها تفکیک کرد (Rao, 1991; Adabi & Rao, 1991; Adabi & Asadi Mehmandosti, 2008). رسوبات کربناته آراگونیتی مناطق حاره‌ای عهد حاضر دارای نسبت Sr/Na بین حدود ۳ تا ۵ می‌باشند، در حالی که این نسبت برای کربناتهای معتدله عهد حاضر که دارای ترکیب کانی

شناسی کلسیتی می‌باشند در حدود ۱ است (Rao, 1990). رسم نمودار دو محوری Sr/Na در برابر Mn در نمونه‌های سازند سروک نشان می‌دهد که مقدار نسبت Sr/Na در اغلب نمونه‌های سنگ آهکی کمتر از یک است، لذا به نظر می‌رسد شرایط آب و هوایی دیرینه در زمان تشکیل سازند سروک مشابه شرایط معتدله عهد حاضر باشد. بررسی نقشه‌های جغرافیای دیرینه (Hay et al., 2003) نیز مؤید آن است که منطقه مورد مطالعه در زمان کرتاسه در عرض جغرافیایی متوسط و در منطقه معتدله قرار داشته است. همچنین نسبت پایین Sr/Na در نمونه‌های سنگ آهکی مورد مطالعه (شکل ۸) می‌تواند دلیل خوبی برای تأیید این مطلب باشد که ترکیب کانی شناسی اولیه این نمونه‌ها کلسیتی بوده است.

#### نسبت Sr/Ca

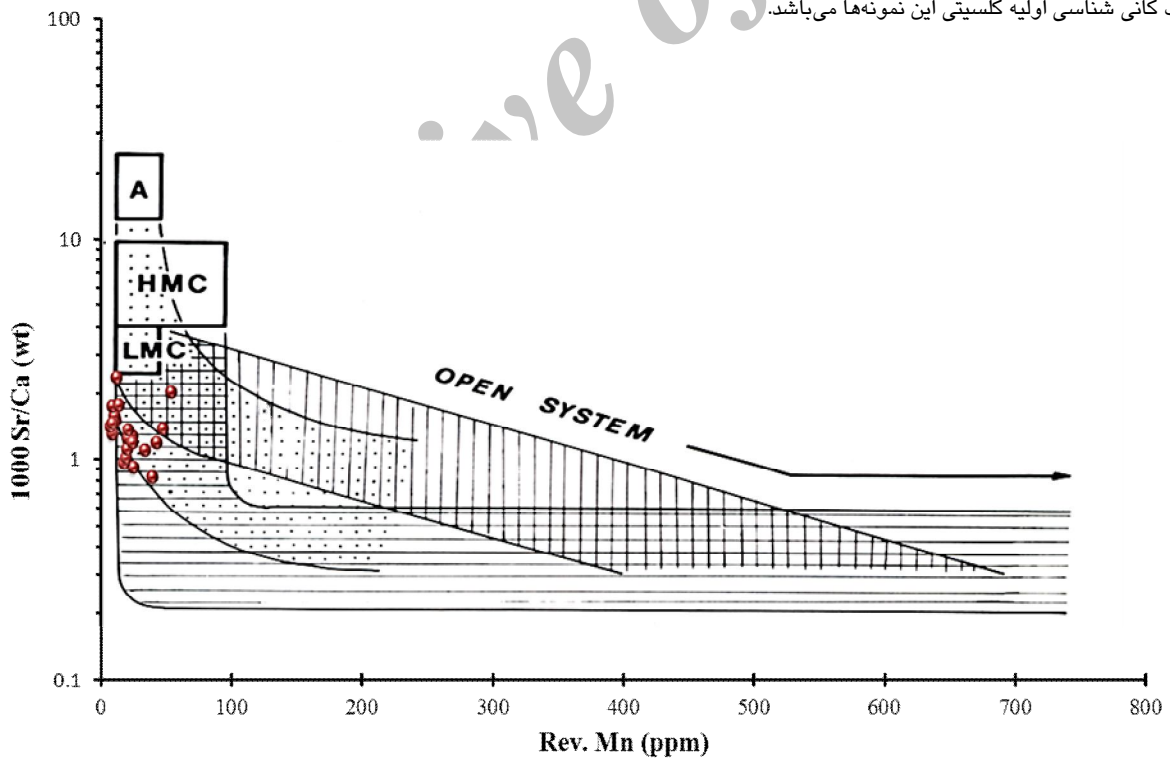
بر اساس ترسیم Sr/Ca در مقابل Mn می‌توان روند دیاژنز در سیستمهای باز و بسته را تعیین کرد. در شکل ۹ محدوده‌های روند دیاژنتیکی آراگونیت (A)، کلسیت پر منیزیم (HMC) و کلسیت کم منیزیم (LMC) توسط Brand & Veizer (1980) نشان داده شده است. همان طور که در این شکل مشاهده می‌شود، بیشتر نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کلسیت پر منیزیم و کلسیت کم منیزیم قرار گرفته و سیستم دیاژنتیکی برای کربناتهای سازند سروک بسته تا نیمه بسته بوده است.

در سیستم دیاژنتیکی باز با افزایش تبادلات آب و سنگ (Water-rock Interaction) میزان Sr/Ca کاهش می‌یابد، اما در سیستم دیاژنتیکی نیمه بسته تا بسته (Semi-closed to Closed) که فعل و انفعالات آب و سنگ اندک است، نسبت Sr/Ca فازهای دیاژنتیکی تغییرات محسوسی نسبت به ترکیبات اولیه ندارد. افزایش محتوای Mn در کلسیت دیاژنتیکی نشان دهنده باز بودن سیستم و تأثیر آبهای احیا کننده می‌باشد (Cicera, & Lohmann, 2001; Andreasen & Delaney, 2000).



شکل ۷: ترسیم میزان Sr/Mn در برابر Mn در این نمودار محدوده نمونه‌های گل سنگ از کربناته‌های مناطق معتدله عهد حاضر و سنگ آهکهای سازند مزدوران با دو ترکیب کانی شناسی اولیه آراگونیتی و کلسیتی (آدابی و راثو، ۱۹۹۱) مشخص شده است. اغلب داده‌های حاصل از نمونه‌های سازند سروک با محدوده نمونه‌های کلسیتی سازند مزدوران مطابقت دارند که مؤید ترکیب کانی شناسی اولیه کلسیتی این نمونه‌ها می‌باشد.

شکل ۸: ترسیم تغییرات Mn نسبت به Sr/Na. نمونه‌های مورد مطالعه با محدوده آراگونیتی آبهای گرم عهد حاضر (Milliman, 1974)، محدوده نمونه‌های گل سنگ از کربناته‌های نواحی معتدله عهد حاضر تاسمانیا (Rao, 1996) و محدوده سنگ آهکهای آراگونیتی سازند مزدوران (Adabi & Rao, 1991) مقایسه شده است.



شکل ۹: محدوده روندهای دیاژنتیکی آراگونیت (A)، کلسیت پر منیزیم (HMC) و کلسیت کم منیزیم (LMC) (Brand & Veizer, 1980). پایین بودن میزان منگنز در نمونه‌های سازند سروک (دایره‌های توپر) نشانگر استقرار یک سیستم دیاژنتیکی بسته است.

جدول ۱، مقادیر عناصر اصلی و فرعی موجود در نمونه‌های کربناته مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

جدول ۱: مقادیر عناصر اصلی و فرعی موجود در نمونه‌های کربناته مورد مطالعه.

Sample No.	Distance from the base (m)	Insoluble Residues (%)	Rev. Ca (%)	Rev. Mg (%)	Rev. Mn (ppm)	Rev. Sr (ppm)	Rev. Na (ppm)
Bu ۱	۳	۲/۹	۶۲/۰۱	۰/۲۷	۳۹/۷۹	۵۱/۸۵	۴۴۱/۸۱
Bu ۲	۸	۱/۲	۵۸/۲۹	۰/۲۱	۲۴/۷۵	۵۳/۹۱	۴۳۰/۱۶
Bu ۳	۱۲	۲/۳	۵۷/۴۷	۰/۲۴	۲۴/۰۴	۷۳/۸۲	۴۶۸/۷۸
Bu ۴	۱۴	۳/۴	۶۱/۱۳	۰/۲۵	۱۸/۱۳	۵۹/۳۰	۴۵۰/۳۱
Bu ۵	۱۶	۲/۱	۵۹/۹۵	۰/۲۵	۱۹/۷۸	۶۱/۵۴	۴۶۰/۶۷
Bu ۶	۱۸	۱/۵	۵۶/۸۵	۰/۲۶	۲۰/۵۵	۶۳/۹۸	۴۶۹/۰۴
Bu ۷	۱۹/۸	۰/۹	۵۵/۲۴	۰/۲۱	۲۱/۱۲	۶۸/۸۶	۳۵۴/۱۹
Bu ۸	۲۰	۰/۷	۵۳/۰۲	۰/۱۹	۲۱/۳۳	۷۳/۱۲	۳۴۷/۴۳
Bu ۹	۳۴	۳/۲	۵۹/۰۲	۰/۲۴	۱۱/۶۶	۹۰/۰۱	۳۲۱/۲۸
Bu ۱۰	۴۲	۲/۱	۵۸/۰۰	۰/۲۳	۸/۶۵	۷۶/۱۳	۲۸۱/۹۲
Bu ۱۱	۵۱	۴/۸	۶۶/۳۶	۰/۲۳	۱۰/۳۸	۱۰۵/۹۱	۲۷۶/۲۶
Bu ۱۲	۵۶	۱/۹	۵۴/۶۳	۰/۲۰	۷/۶۸	۷۷/۶۵	۲۷۱/۱۵
Bu ۱۳	۷۳	۲/۷	۶۲/۰۹	۰/۲۴	۸/۷۱	۱۰۸/۹۸	۲۷۵/۴۴
Bu ۱۴	۸۸	۶/۳	۵۷/۳۲	۰/۲۱	۲۴/۶۱	۶۹/۰۱	۲۸۰/۶۸
Bu ۱۵	۹۶	۶	۵۸/۶۵	۰/۳۰	۱۲/۰۱	۱۳۹/۹۱	۳۰۷/۴۵
Bu ۱۶	۱۰۶	۱/۳	۶۱/۰۹	۰/۱۹	۳۳/۸۵	۶۸/۰۱	۲۶۳/۴۲
Bu ۱۷	۱۲۰	۲/۶	۵۵/۱۴	۰/۲۴	۱۲/۵۳	۹۷/۶۲	۲۷۰/۰۲
Bu ۱۸	۱۳۴	۲/۶	۵۷/۸۲	۰/۲۲	۸/۷۰	۸۴/۹۶	۲۵۴/۶۲
Bu ۱۹	۱۵۶	۴/۴	۶۳/۷۸	۰/۲۸	۴۲/۸۲	۷۶/۵۳	۲۷۵/۱۰
Bu ۲۰	۱۵۷	۳/۸	۵۷/۵۵	۰/۲۷	۴۷/۹۴	۸۰/۱۷	۲۷۱/۳۱
Bu ۲۱	۱۶۵/۸	۱/۴	۵۵/۶۹	۰/۳۰	۵۴/۴۱	۱۱۳/۱۰	۲۶۲/۶۸
Bu ۲۲	۱۷۰	۳/۴	۵۸/۶۳	۰/۲۶	۵۵/۱۵	۹۹/۰۰	۲۶۸/۱۲

### نتیجه گیری

مطالعه توالی کربناته بخش بالایی سازند سروک نشان می‌دهد که فرآیند سیمانی شدن در این سنگها به طور فراگیر روی داده است. به نظر می‌رسد که تشکیل انواع سیمان، به ویژه در محیط دیاژنتیکی تدفینی مقدار زیادی از تخلخل بین دانه‌ای اولیه و نیز انواع تخلخلهای ثانویه را از بین برده و در نتیجه به میزان قابل توجهی از کیفیت سنگ مخزن کاسته است. به علاوه، با وجود تأثیر فرآیندهای انحلال و شکستگی و توسعه برخی از انواع تخلخلهای ثانویه در طی مرحله بالآمدگی، تشکیل سیمان پرکننده شکستگیها مانع از بهبود کیفیت سنگ مخزن گردیده است. همچنین، فشردگی موجب کاهش تخلخل در سنگهای بخش بالایی سازند

سروک شده است. در بعضی بخشها فشردگی شیمیایی موجب تشکیل استیلولیتها گشته است. هرچند این استیلولیتها می‌توانسته‌اند به صورت مجرای برای عبور سیالات موجب افزایش کیفیت مخزنی گردند، اما به علت فراوانی اندک و پرشدگی اغلب آنها به نظر می‌رسد که نتوانسته‌اند تأثیری به سزایی در بهبود کیفیت سنگ مخزن داشته باشند. به طور کلی می‌توان گفت که اکثر فرآیندهای دیاژنتیکی مؤثر بر برش مورد مطالعه از سازند سروک موجب کاهش کیفیت مخزنی شده و در نتیجه از پتانسیل این بخش از سازند برای ایجاد یک مخزن هیدروکربوری کاسته است. نتایج حاصل از بررسی عناصر اصلی و فرعی در سازند سروک بیانگر ترکیب کانی شناسی اولیه کلسیت پرمینیم



آن است که شرایط آب و هوایی دیرینه در زمان تشکیل سازند سروک مشابه با شرایط مناطق معتدله عهد حاضر بوده است.

### سیاس گزاری

از شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب جهت همکاری در این پژوهش و آزمایشگاه‌های شیمی دستگاهی و رسوب شناسی دانشگاه فردوسی مشهد برای انجام آنالیزهای ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی و تصویربرداری کاتدولومینسانس تشکر و قدردانی می‌گردد.

می‌باشد. همچنین، مقایسه مقادیر این عناصر در کربناتهای سازند سروک با ترکیب شیمیایی رسوبات و جنس پوسته برخی موجودات زنده دوره کرتاسه حاکی از مشابهت بیشتر با نمونه‌های با ترکیب کلسیتی بوده و از این رو ترکیب کانی شناسی اولیه کلسیتی برای این سازند تأیید می‌گردد. تغییرات Sr/Ca در برابر Mn بیانگر بسته تا نیمه بسته بودن سیستم دیاژنتیکی و ترکیب کانی شناسی اولیه کلسیت پرمیزیم برای کربناتهای سازند مورد مطالعه می‌باشد. تفسیر نمودار دو محوری Sr/Na در برابر Mn در نمونه‌های سازند سروک و نیز مقایسه نتایج آن با نقشه جغرافیای دیرینه کرتاسه بیانگر

### منابع

- آدابی، م. ح.، ۱۳۸۳، ژئوشیمی رسوبی. نشر آراین زمین، ۴۴۸ ص.
- غیثاوی، ع.، ۱۳۸۷، چینه شناسی سازندهای سروک و ایلام در تاقدیس بنگستان و میدان پارسی. رساله دکتری دانشکده علوم دانشگاه اصفهان، ۱۹۸ ص.
- Adabi, M.H., & Asadi Mehmandosti, E., 2008. Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-e Rashid area, Izeh, S.W. Iran. *Jour. Earth Sci.*, 33: 267-277.
- Adabi, M.H., & Rao, C.P., 1991. Petrographic and geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of Upper Jurassic carbonate (Mozduran Formation) Sarakhs area, Iran. *Sed. Geol.*, 72: 253-267.
- Adams, A.E., & Mackenzie, W.S., 1998. A colour atlas of carbonate sediments and rock under the microscope. *Longman Publishing*, London, 180 p.
- Ahmad, A.H.M., & 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 Sciences*, 27: 857-872.
- Andreasen, G.H., & Delaney, M.L., 2000. Bulk Calcite Size Fraction Distribution and Sr/Ca Composition for Deep-sea Sediments at Selected Age horizons. *Mar. Geol.*, 169: 185-205.
- Bathurst, R.G.C., 1975. Carbonate sediment and their diagenesis. *Development in Sedimentology Elsevier*, Amsterdam, 658 p.
- Brand, U., & Morrison, J.O., 1987. Biogeochemistry of fossil marine invertebrates. *Geosci. Canada*, 14: 85-107.
- Brand, U., & Veizer J., 1980. Chemical diagenesis of multicomponent carbonate system, II: stable isotopes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51: 987-997.
- Budd, D.A., 1992, Dissolution of High-Mg calcite fossils and the formation of biomolds during mineralogical stabilization. *Carbonate and Evaporites*, 7:74-81.
- Cicera, A., & Lohmann, K.C., 2001. Sr/Mg variation during Rock-Water interaction: implication for secular changes in elemental chemistry of ancient seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65: 741-761.
- Cook, M.L., Simo, J.A., Underwood, C.A., & Rijken, p., 2006. Mechanical stratigraphic controls on fracture patterns within carbonates and implications for groundwater flow. *Sedimentary Geology*, 184: 225 -239.
- Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonate in thin section. *Nature*, 205: 587.
- Ehrenberg, S.N., Pickard, N.A.H., Svana, T.A., & Oxtoby, T., 2002. Cement geochemistry of fotozoan carbonate strata (Upper Carboniferous-Lower Permian), Finnmark Carbonate Platform, BrentsSea. *Journal of Sedimentary Research*, 72: 95-115.
- Einsele, G., 2000. Sedimentary Basin Evolution, Facie and Sediment Budget, 2<sup>nd</sup> Edition. *Springer-Verlag*, 292 p.

- El-Saiy, A.K., & Jordan, B.R., 2007. Diagenetic aspects of tertiary carbonates west of the Northern Oman Mountains, United Arab Emirates. *Journal of Asian Earth Sciences*, 31: 43-53.
- Flügel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application. *Springer-Verlag Berlin*, 976 p.
- Garcia-pichel, F., 2006. Plausible mechanisms for the boring on carbonates by microbial prototrophs. *Sedimentary Geology*, 105: 29-50.
- Hart, B.B., 1970. The Kuh-e Bangestan Kuh-e Safid stratigraphical survey. *Tehran Iranian Oil Operating Companies*, Report 1162.
- Hay, W.W., DeConto, R.M., Wold, C.N., Wilson, K.M., Voigt, S., Schulz, M., Wold-Rosby, A., Dullo, W., Ronov, A.B., Balukhovsky, A.N. & Söding, E., 1999. Alternative global Cretaceous paleogeography. In: Barrera, E. & Johnson, C.C. (Eds.), Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System. *Geological Society of America Special Papers*, 332: 1-48.
- Heydari, E., & Wade, W., 2003. Massive recrystallization of low-Mg calcite at high temperatures in hydrocarbon source rocks, Implications for organic acids as factors in diagenesis. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 86: 1285-1303.
- James, G.A., & Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium, agreement area. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49: 2182-2245.
- 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 calculations. *Ecological Modelling*, 215: 40-54.
- Milliman, J.D., 1974. Marine Carbonates, Recent Sedimentary Carbonates, Part 1. *Springer-Verlag, Berlin*, 375 p.
- Moore, C.H., 2001. Carbonate Reservoirs Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework. *Developments in Sedimentology*, 55: 444p.
- Pingitore, N.E., 1978. The behavior of Zn and Mn during carbonate diagenesis: theory and applications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48: 799-814.
- Purser, B.H., 1978. Early diagenesis and the preservation of porosity in Jurassic limestone. *Journal of Petroleum Geology*, 1: 83-94.
- Rao, C.P., & 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. *Mar. Geology*, 103: 249-272.
- Rao, C.P., & Amini, Z.Z., 1995. Faunal relationship to grain-size, mineralogy and geochemistry in Recent temperate shelf carbonates, western Tasmania, Australia. *Carbonates and Evaporites*, 10: 114-123.
- 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) and subpolar (Permian) carbonates, Tasmania, Australia. *Carbonates and Evaporites*, 6: 83-106.
- Rao, C.P., 1996. Modern Carbonates: Tropical, Temperate and Polar: Introduction to Sedimentology and Geochemistry. *Carbonates*, Hobart (Tasmania), 206 p.
- Read, J.S., Eriksson, K.A., & Kowalewski, M., 2005. Climate, depositional and burial controls on diagenesis of Appalachian Carboniferous Sandstones, qualitative and quantitative methods. *Sedimentary Geology*, 176: 225-246.
- 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., & Bathurst, R.G.C., (Eds.), 1990. Carbonate Diagenesis. *Int. Ass. Sediment. Reprint Series*, 1: 312 p.
- Tucker, M.E., & Wright, V.P., 1990. Carbonate Sedimentology. *Blackwell*, Oxford, 482 p.
- Tucker, M.E., 1993. Carbonate Diagenesis and Sequence Stratigraphy. In: Wright, V.P. (Ed.), *Sedimentology Review*. *Blackwell*, Oxford: 51-72.
- Tucker, M.E., 2001. Sedimentary Petrology, 3<sup>rd</sup> Edition. *Blackwell*, Oxford, 260 p.
- Wynd, J.G., 1965. Biofacies of the Iranian consortium- agreement area. *Iranian Offshore Oil Company*, Report 1082.
- Zhang, J., Qin, L., & Zhang, Z., 2008. Depositional facies, diagenesis and their impact on the reservoir quality of Silurian sandstones from Tazhong area in central Tarim Basin, western China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33: 42-60.

## Diagenetic history and reservoir quality based on petrographic and geochemical properties of Upper Member of Sarvak Formation in Bangestan anticline, SW Iran

Aliabadi, M.<sup>1</sup>, Mirab Shabestari, G.<sup>2\*</sup>, Ghabeishavi, A.<sup>3</sup>, Khazaei A.R.<sup>2</sup>

1- M.Sc. Student in Sedimentology, Department of Geology, University of Birjand, Birjand, Iran

2- Assistant Professor, Department of Geology, University of Birjand, Birjand, Iran

3- Assistant Professor, National Iranian South Oil Company, Ahwaz, Iran

\*E-mail: gshabestari@birjand.ac.ir

### Abstract

Sarvak Formation of Bangestan Group (Cenomanian-Turonian) is a carbonate sequence of Cretaceous system in the Zagros Basin. In this research, an outcrop of this formation in Tang-e-Bulfares, about 60 Km east of Ramhormoz (Khuzestan Province) and in southern part of Bangestan anticline, has been studied. Diagenetic processes that have affected Sarvak Formation were evaluated using polarizing and cathodoluminescence microscopes and the paragenetic sequence of were interpreted. The most important diagenetic processes which have involved limestones of upper part of Sarvak Formation include: micritization, neomorphism, cementation, mechanical compaction, chemical compaction, dissolution, fracturing and development of calcitic veins. In general, processes such as dissolution, fracturing and in specific conditions stylolitization have increased reservoir quality in the studied section and the processes of micritization, cementation, compaction and development of calcitic veins have decreased the potential of this formation as a suitable petroleum reservoir. The results of this research reveal that destructive processes have had more influence and so the reservoir quality of the upper part of Sarvak Formation has been reduced by diagenesis. Also, study of major and minor elements reveals a closed to semi-closed diagenetic system and probably the high Mg-calcite was a primary mineralogy for carbonate rocks of the studied formation. Based on the Sr/Na versus Mg graph, palaeoclimatic conditions during deposition of the Sarvak Formation may have been similar to the present-time temperate regions.

**Keywords:** Sarvak Formation, diagenesis, reservoir quality, sedimentary geochemistry, cathodoluminescence