

## فرایندهای دیاژنزی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی نهشته‌های سازند الیکا در تاقدیس قدمگاه در جنوب البرز مرکزی

سیده زهرا پورحیدر، محمد حسین آدابی\*، میررضا موسوی طسوج، عباس صادقی؛  
دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین، گروه حوضه‌های رسوبی و نفت

پذیرش ۹۹/۰۶/۲۵

دریافت ۹۹/۰۱/۱۷

### چکیده

سازند کربناته الیکا بخش اعظم رسوبات سیستم تریاس در حوضه رسوبی - ساختاری البرز را تشکیل می‌دهد. در این پژوهش فرایندهای دیاژنزی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی این سازند به سبب ۷۴۶ متر در برش شه میرزاد در بخش جنوبی البرز مرکزی مطالعه و بررسی شده است. فرایندهای سیمانی شدن، میکرایتی شدن، نئومورفسیم، انحلال، فشردگی، دولومیتی شدن، ددولومیتی شدن، ایجاد درزه و شکستگی، پیریتی شدن و سیلیسی شدن، رسوبات کربناته سازند الیکا را در مناطق بررسی شده تحت تأثیر قرار داده‌اند. بر اساس پژوهش‌های پتروگرافی (اندازه بلور و فابریک) دولومیت‌های سازند الیکا به پنج گروه بسیار ریزبلور، ریزبلور، متوسط بلور، سیمان دولومیتی و دولومیت زین اسبی<sup>۱</sup> تقسیم می‌شوند. تمامی این دولومیت‌ها در مراحل اولیه و تأخیری دیاژنز تشکیل شده‌اند. دولومادستون‌ها (دولومیکرایت) را می‌توان به مدل سخایی نسبت داد و دولومیت‌های نوع دوم و سوم بر اساس مدل زون مخلوط تشکیل شده‌اند و برای دولومیت‌های نوع چهارم و پنجم نیز مدل تدفین پیشنهاد شده است. به‌طور کلی فرایندهای دیاژنتیکی در سه محیط دیاژنزی دریایی، متئوریک و تدفینی انجام شده‌اند. نتایج تجزیه عنصری و ایزوتوپی سنگ‌های بررسی شده نشان‌دهنده تأثیر فرایندهای محیط‌های دیاژنزی به‌ویژه متئوریک و تدفین در یک سیستم دیاژنتیکی نیمه بسته بوده است و بر اساس نسبت  $Str/Na$ ، به احتمال زیاد کانی‌شناسی اولیه سازند الیکا آراگونیتی است.

واژه‌های کلیدی: الیکا، تاقدیس قدمگاه، فرایندهای دیاژنزی، آنالیز ژئوشیمیایی، حوضه رسوبی البرز.

### مقدمه

سنگ‌های تریاس زیرین - میانی البرز، ردیف‌های کربناته آهکی و دولومیتی به‌نام سازند الیکا هستند که بخش اعظم رسوبات تریاس حوضه رسوبی ساختاری البرز را تشکیل می‌دهند [۱]. سازند الیکا در برش الگوی آن در دره نور و در ۵ کیلومتری پایین دست روستای الیکا، از سنگ‌آهک‌های نازک لایه و خاکستری روشن همراه با ساخت‌های کرم مانند به‌نام آهک‌های ورمیکوله<sup>۲</sup> در بخش زیرین و دولومیت‌های ضخیم‌لایه (تا ۱۰۰۰ متر)، روشن‌رنگ و متراکم با سیمایی برجسته و صخره‌ساز در بخش بالایی تشکیل شده است. در برخی نقاط البرز مانند ورسک و شه میرزاد (منطقه بررسی شده)، بخش آهکی ورسک نیز به توالی سازند اضافه می‌شود [۱]. چینه‌شناسی و تاریخچه دیاژنزی این سازند به‌وسیله محققان متعددی از جمله لاسمی [۲]، خسروتهرانی و دانشیان [۳]، طهماسبی [۴]، بابائی‌خو و همکاران [۵]، سمیعی راد [۶] و قادری برمی [۷] در برش‌های مختلف حوضه رسوبی البرز و بیش‌تر در بخش‌های شرقی و غربی حوضه

\* نویسنده مسئول: m-adabi@sbu.ac.ir

1. Saddle  
2. Vermiculate limestone

بررسی شده است و اغلب این پژوهش‌ها نیز بدون تجزیه ژئوشیمیایی ایزوتوپی بوده‌اند. از آن‌جا که منطقه بررسی شده جزء معدود مناطق دارای توالی کامل سازند الیکا است و دستیابی به اطلاعاتی از سیستم تریاس در بخش جنوبی البرز مرکزی غالباً با بررسی این سازند محقق می‌شود، در این تحقیق سازند الیکا در منطقه شمال شهر شه‌میرزاد از نظر ویژگی‌های ژئوشیمیایی (تغییرات عناصر اصلی و فرعی و ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن) و فرایندهای دیاژنزی برای تعیین کانی‌شناسی اولیه، روند دیاژنزی و دمای دیرینه ته‌نشست کربنات‌ها بررسی شده است. لازم به ذکر است بررسی‌های رخساره‌ای این سازند منجر به شناسایی چهار کمر بند رخساره‌ای (پهنه جزرومدی، پشته‌ها یا تپه‌ها، لاگون و دریای باز) شامل دوازده رخساره کربناته شده است که به احتمال زیاد در یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ برجای گذاشته شده‌اند.

### روش پژوهش

پس از بررسی‌های اولیه در بخش‌های شرقی، مرکزی و غربی حوضه رسوبی البرز، برش سطح‌الارضی شه‌میرزاد در ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سمنان [۸] به‌عنوان مناسب‌ترین و کامل‌ترین رخنمون انتخاب شد (شکل ۱). از این برش به ضخامت ۷۴۶ متر تعداد ۲۸۲ نمونه سنگ آهک و دولومیت برداشت شد. نمونه‌ها به‌وسیله آلیزارین قرمز (برای تعیین دولومیت) و فروسیانید پتاسیم (برای تشخیص کلسیت و دولومیت آهن‌دار از انواع بدون آهن) به‌روش دیکسون [۹] رنگ‌آمیزی شدند. از روش دانهام [۱۰] و رایت [۱۱] برای نام‌گذاری سنگ‌های آهکی و از مقالات سیبلی و گرگ [۱۲] و آدابی [۱۳] برای نام‌گذاری دولومیت‌ها استفاده شده است. تعداد ۲۵ مقطع میکروسکوپی بعد از صیقل داده شدن با کمک محلول آلومینیوم با میکروسکوپ کاتدولومینسانس (CL) در کشور ایتالیا دانشگاه دلی استودی میلان در آزمایشگاه رسوب‌شناسی دانشکده علوم زمین، بررسی شدند. به‌منظور مشاهده سطوح بلوری و مشاهده ریزتخلخل‌ها، تعداد ۵ نمونه دولومیت و ۵ نمونه سنگ‌آهک دارای سیمان‌های حفره‌ای و رگه‌ای با استفاده از میکروسکوپ الکترونی روبشی SEM با قابلیت بزرگ‌نمایی تصاویر بین ۲۰ تا ۳۰۰۰۰۰ برابر در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه شهید بهشتی بررسی شد. برای انجام تجزیه‌های ژئوشیمیایی پس از بررسی دقیق مقاطع نازک سازند الیکا، تعداد ۶۸ نمونه (۳۳ نمونه آهکی و ۳۵ نمونه دولومیتی) برای تعیین ترکیب ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ و تعداد ۴۰ نمونه برای تعیین مقادیر عناصر اصلی و فرعی (با تأکید بر دولومیت‌های بخش میانی سازند) از برش شه‌میرزاد انتخاب شدند. از نمونه‌های مربوط به تجزیه عنصری حتی‌الامکان از زمینه میکرایتی و دور از رگه‌ها و دگرسانی‌ها، پودر تهیه و سپس برای تعیین عناصر اصلی و فرعی با دستگاه جذب اتمی (AAS) در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی تهران آزمایش شدند. تعیین و اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن از نمونه‌هایی با حداقل دگرسانی، به‌کمک دستگاه طیف‌سنج جرمی (Micromass, 602 D) طی دوره فرصت مطالعاتی در کشور ایتالیا در مجموعه آزمایشگاهی ژئوشیمی دانشگاه دلی استودی میلان انجام شد.

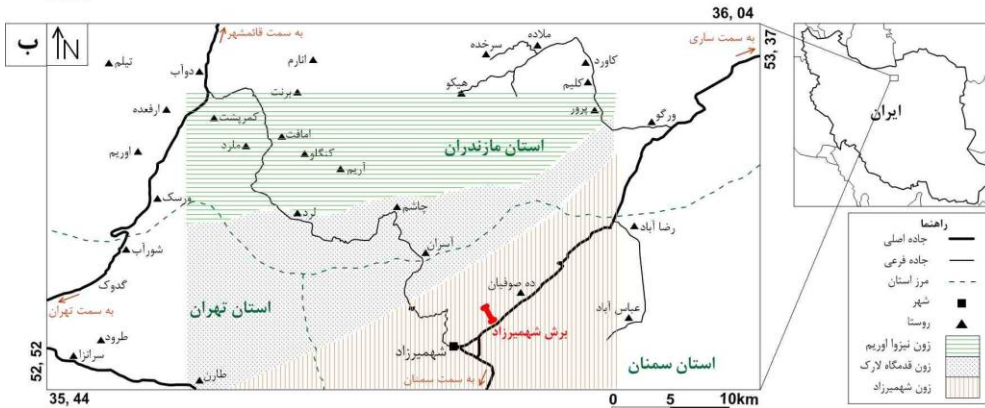
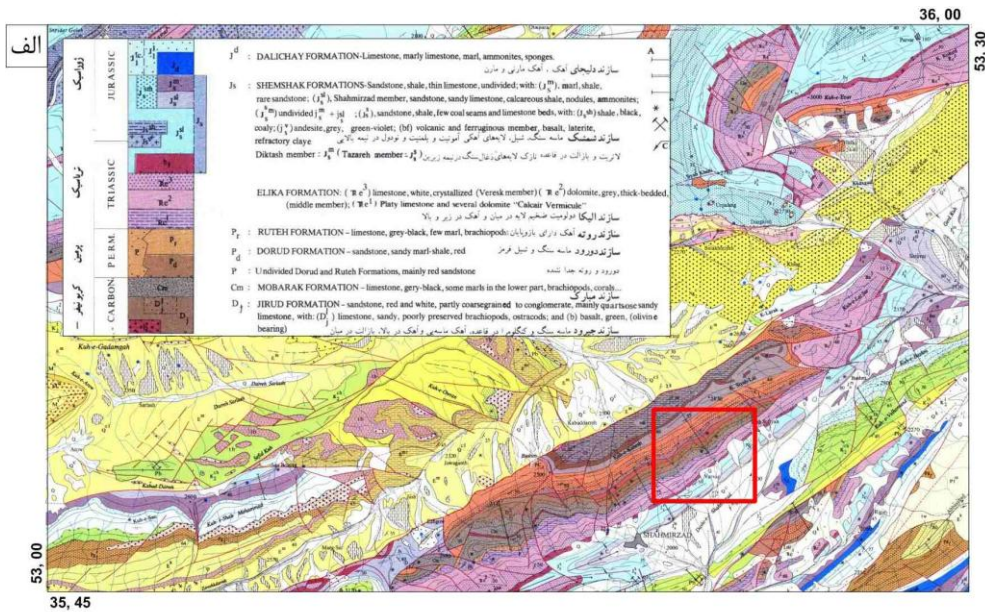
### موقعیت جغرافیایی و چینه‌شناسی سازند الیکا در منطقه بررسی شده

برش شه‌میرزاد (شکل ۱) در مسیر جاده شه‌میرزاد به ساری و در ۳ کیلومتری شهر، دارای طول جغرافیایی  $52^{\circ}20'52''$  شرقی، عرض جغرافیایی  $35^{\circ}47'48''$  شمالی، حداکثر ارتفاع منطقه ۲۴۹۰ متر و حدود ۷۴۶ متر ضخامت است. نیمه شمالی نقشه زمین‌شناسی سمنان (شکل ۱ آ). از نظر تکتونیکی و ساختاری بر اساس گسل‌های اصلی و

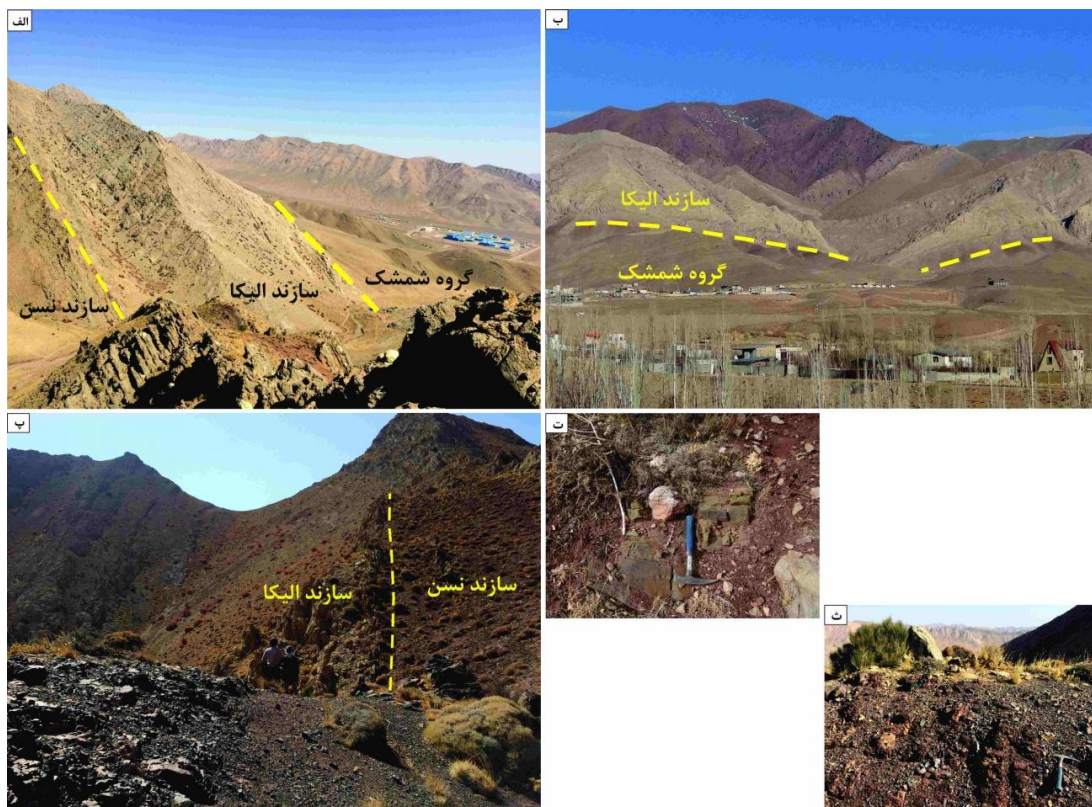
مهم منطقه به سه زون کوچک‌تر تقسیم می‌شود که برش شه‌میرزاد در زون جنوبی و در یال جنوبی تاق‌دیس بزرگ کوه قدمگاه واقع شده است (شکل ۱ ب). این تاق‌دیس در نقشه زمین‌شناسی سمنان نامی ندارد ولی در این پژوهش به نام تاق‌دیس قدمگاه نامیده شده است. در برش شه‌میرزاد بین لایه‌های سنگ‌آهک براکیوپوددار تیره‌رنگ سازند مبارک و سنگ‌آهک‌های ورمیکوله سازند الیکا، حدود ۱۸ متر پوشش لاتریتی متناوب با لایه‌های ماسه‌سنگی وجود دارد که به احتمال زیاد به سازند نسن [۱۴] نسبت داده می‌شود (شکل ۲). سازند الیکا در مرز بالایی با یک ناپیوستگی فرسایشی یا موازی در زیر لاتریت و رسوبات سیلیسی- آواری قرمز رنگ گروه شمشک قرار می‌گیرد که بازالت‌های سبز رنگ روی آنها را می‌پوشاند (شکل ۲).

### فرایندهای دیاژنزی

مهمترین فرایندهای دیاژنزی رسوبات سازند الیکا به ترتیب اهمیت و فراوانی بدین شرح هستند:  
**دولومیتی شدن:** دولومیت‌های سازند الیکا براساس فابریک و با توجه به توزیع اندازه بلورها (یونی مدال یا پلی مدال) و شکل مرز بلورها (مسطح یا غیرمسطح) [۱۳]، [۱۲] به پنج گروه تقسیم می‌شوند:



شکل ۱. (آ) نیمه شمالی ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سمنان و موقعیت برش بررسی شده همراه با راهنمای نقشه، (ب) موقعیت جغرافیایی، راه‌های دسترسی و زون‌های ساختاری منطقه بررسی شده (اقتباس از Google Earth)



شکل ۲. آ) تصویر صحرایی سازند الیکا در برش شه میرزاد که در بین دو سازند نسن در زیر (شکل پ) و گروه شمشک در بالا (شکل ب) قرار گرفته است، دید به سمت شرق، ت) ماسه سنگ‌های قرمز گروه شمشک، ث) لاتریت و ماسه سنگ‌های قرمز سازند نسن بلافاصله در زیر آهک‌های ورمیکوله.

۱. دولومیت بسیار ریزبلور (*dolomicrite, D1*): دولومیت‌های بسیار ریزبلور<sup>۱</sup> (حداکثر اندازه بلور تا ۶۰ میکرون) مشاهده شده در سازند الیکا، به صورت بلورهای موزائیکی یونی‌مدال و نیمه‌شکل‌دار با مرزهای بلوری مسطح<sup>۲</sup> هستند (شکل ۳- الف و ب). بر اساس اندازه بسیار ریز بلورها، حضور بلورهای کوارتز آواری پراکنده در متن در اندازه سیلت، بافت متراکم و تیره رنگ، حفظ فابریک اولیه رسوبی همانند لامیناسیون و اینتراکلت‌ها (دولومیت حفظ کننده فابریک<sup>۳</sup>) و نبود فسیل‌ها، می‌توان گفت دولومیت نوع یک در یک محیط نزدیک سطح و تحت درجه حرارت کم تشکیل شده است [۱۲]، [۱۳]، [۱۵]. گسترش این نوع از دولومیت با جانشینی از نوع غیرمخرب<sup>۴</sup> [۱۶] در سازند بسیار زیاد بوده است و می‌توان آنها را در اغلب رخساره‌ها به جز وکستون بیوکلستی و آهک‌های بلورین مشاهده کرد. لازم به توضیح است که دو نوع دولومیکرایت در مقاطع بررسی شده در توالی سازند الیکا مشاهده شدند: نوع اول به صورت رخساره دولومادستون که تیپیک محیط‌های جزر و مدی و بدون فابریک خاص است و نوع دوم دولومیکرایت‌هایی که در مراحل بسیار اولیه دیاژنتیکی<sup>۵</sup> تشکیل شده و در رخساره‌های متفاوتی از قبیل مادستون لامینه‌ای، استروماتولیت و غیره دیده می‌شوند. از آن‌جا که این نوع دولومیت مخرب فابریک اولیه نیست از این‌رو، رخساره و فابریک اولیه و در نتیجه محیط رسوبی در آن‌ها کاملاً قابل تشخیص است.

1. fine crystals
2. Planar-s, subhedral
3. Mimetic dolomite
4. Mimic replacement
5. Very early diagenetic dolomicrite

**۲. دولومیت ریزبلور (dolomicrosparite, D2):** این نوع از دولومیت اساساً از بلورهای موزاییکی یونی‌مدال مترامک با بافت بلوری نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار و مرزهای بلوری مسطح تشکیل شده است که مشخصه بلورهایی از دولومیت هستند که در طی دیاژنز اولیه و تحت شرایط معینی تشکیل شده‌اند [۱۷]. اندازه بلورها در بافت ریزبلور از ۷۰ تا ۱۲۰ میکرون در تغییر است. این دولومیت‌های بدون آهن، تخریب‌کننده فابریک<sup>۱</sup> است و شکل‌های دیاژنتیکی قبلی را هم کمی تغییر داده و یا از بین می‌برند. این حالت از جانشینی دولومیت‌ها در سازند سوکما<sup>۲</sup> در کوه‌های مسک جنوب غرب مجارستان نیز رسوبات کربناته تریاس را تحت تأثیر قرار داده است [۱۸]. بر طبق نظر سیبلی و گرگ [۱۲]، فابریک بلوری با مرزهای مسطح نشان‌دهنده رشد آرام بلور تحت یک جریان مداوم از سیال دولومیت‌ساز در حرارت کم است که این امر یا حاصل جانشینی دیاژنتیکی سنگ آهک‌های قبلی و یا حاصل تبلور مجدد دولومیت‌های قبلی در درجه حرارت زیر نقطه بحرانی است. این دولومیت‌ها مانند دولومیت‌های نوع اول فاقد لومینسانس هستند (شکل ۳ پ و ت).

**۳. دولومیت متوسط بلور (dolosparite, D3):** این دولومیت‌ها مرکز مه‌آلود یا کدر و حاشیه‌های شفاف دارند [۱۹] و از بلورهای متوسط شکل‌دار تشکیل شده‌اند که اساساً درون ماتریکس گل آهکی شناورند و گاهی، به‌ویژه در بخش زیرین سازند، در حاشیه بلور ترکیبات اکسید آهن وجود دارد و اغلب تحت تأثیر پدیدهٔ ددولومیتی<sup>۳</sup> شدن قرار گرفته‌اند (شکل ۳ ث و ج). این بلورهای لوزی‌شکل دارای اندازه‌های متفاوت در حدود ۵۰ تا ۱۶۰ میکرون هستند. در سازند الیکا تعدادی از بلورهای لوزی شکل دولومیتی در امتداد رشته‌های جلبکی و یا درز و شکاف‌های موجود در سنگ تشکیل شده‌اند و این نشان‌دهندهٔ این است که استیلولیت‌ها و رشته‌های جلبکی به‌عنوان مجراهایی برای حرکت سیالات دولومیت‌ساز در شرایط تدفین کم‌عمق عمل کرده‌اند [۱۳]. به‌طور کلی تغییر در فابریک دولومیت از بسیار ریزبلور به ریزبلور و متوسط‌بلور در دولومیت‌های سازند الیکا نشان‌دهندهٔ افزایش درجه دگرسانی در دولومیت است. به‌نظر می‌رسد که دولومیت نوع سوم در اثر تبلور دولومیت‌های ریزبلور یا جانشینی سنگ آهک اولیه در طی تدفین متوسط تشکیل شده است.

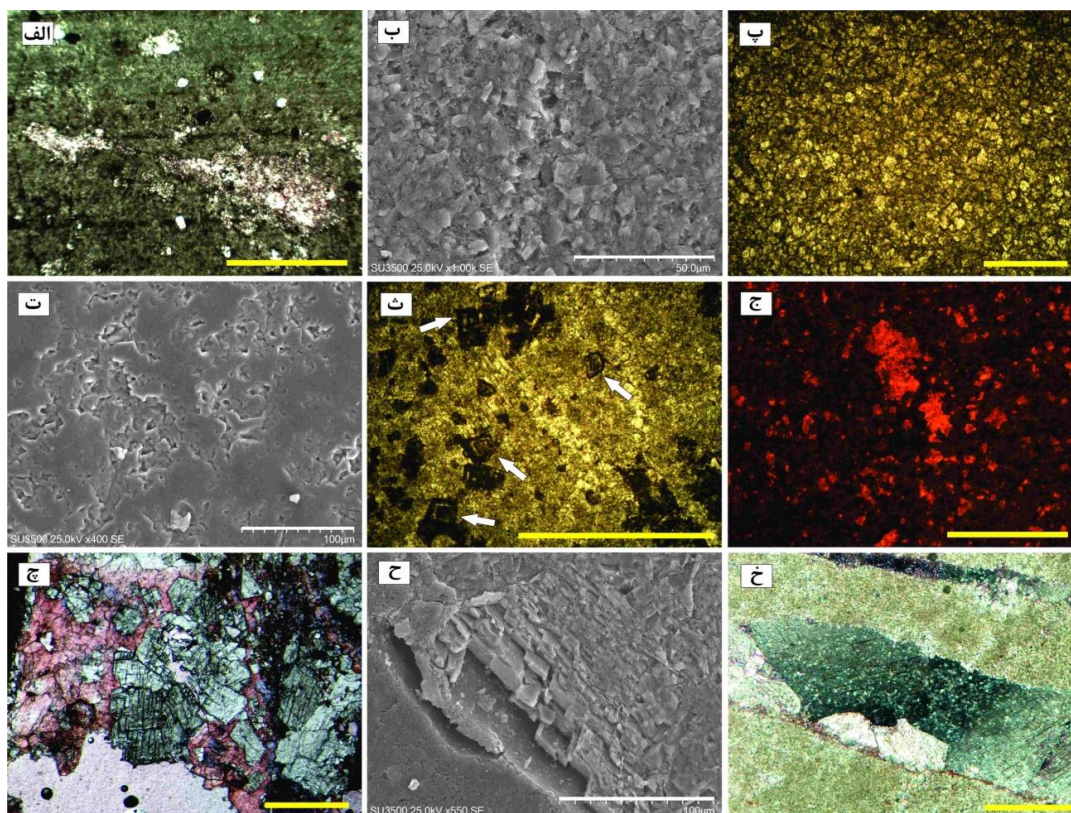
**۴. سیمان دولومیتی (Cement dolomite, D4):** این نوع دولومیت به‌صورت بلورهای درشت، شکل‌دار و شفاف، فضاهای کوچک و بزرگ و حتی شکستگی‌ها را پر کرده‌اند. در سازند الیکا این نوع دولومیت به دو صورت دیده می‌شود: ۱. بلورهای درشت در اندازه ۴۰۰-۱۰۰ میکرون با خاموشی مستقیم که پرکننده حفرات و گاهی دارای اکسید آهن در حاشیه بلور هستند، معمولاً بعد از استیلولیت‌ها تشکیل شده و گاهی ددولومیتی شده‌اند و ۲. اولین نسل از سیمان (سیمان حاشیه‌ای) متشکل از بلورهای ریز در حاشیه بعضی از شکستگی‌ها در شرایط تدفین تشکیل شده‌اند (شکل ۳ چ و ح). دولومیت‌های رگه‌ای به‌عنوان محصول دولومیتی شدن در مراحل میانی و آخر فرایندهای دیاژنتیکی (در شرایط دفنی کم‌عمق و نیمه‌عمیق) محسوب شده و از نظر زمانی بعد از انواع دیگر تشکیل شده‌اند [۱۳].

**۵. دولومیت سدل (Saddle dolomite, D5):** این نوع دولومیت که باروک هم نامیده می‌شود در درجه حرارت زیاد مشابه درجه حرارت محیط تشکیل دولومیت‌های با سطوح بلوری نامسطح تشکیل می‌شوند [۱۳]، [۲۰]. سطح بلوری کدر و گاهی شفاف، مرزهای بلوری منحنی شکل، اندازه درشت بلورها، خاموشی موجی و وجود ترکیبات اکسیدهای آهن در حاشیهٔ بلورها از مشخصه‌های بارز این نوع از دولومیت است. بلورهایی با شکل خاص سدل در مقاطع سازند الیکا چندان

1. Nonmimic  
2. Csukma Formation  
3. Dedolomitization



فراوان نیستند و فقط در دو نمونه مشاهده شده‌اند ولی شکل دیگری از این دولومیت با فراوانی بیش‌تر در شکستگی‌ها به‌صورت بلور منفرد با خاموشی موجی دیده می‌شود که تمام حفره را پر کرده است (شکل ۳ خ). دولومیت‌هایی با مورفولوژی سدل در دمای بیش‌تر از دمای بحرانی تشکیل شده‌اند. دمای بحرانی تشکیل دولومیت‌ها به‌وسیله برخی از محققان، ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد [۲۱] و برخی دیگر ۶۰ درجه سانتی‌گراد [۱۵] در نظر گرفته شده است.



شکل ۳. آ) دولومیکرایت دارای حفرات پر شده با سیمان کلسیتی، ب) تصویر میکروسکوپ الکترونی از دولومیکرایت، پ) دولومیکرواسپاریت (D2)، ت) تصویر میکروسکوپ الکترونی از دولومیکرواسپاریت، ث) بلورهای لوزی شکل (فلش‌های سفید) دولومیت نوع سوم در اندازه متوسط دارای ترکیبات آهن در مرز بلورها به‌صورت پراکنده و شناور در ماتریکس میکرایتی (D3)، ج) تصویر بلورهای دولومیت نوع سوم با میکروسکوپ کاتدولومینسانس دارای لومینسانس روشن، چ) بلورهای سیمان دولومیتی (D4) و کلسیتی، ح) تصویر میکروسکوپ الکترونی از بلورهای لوزی شکل دولومیت سیمان پرکننده فضای خالی، خ) سیمان حاشیه‌ای دولومیت با تک‌بلورهای بزرگ دولومیت دارای خاموشی موجی. به‌غیر از تصاویر SEM، در بقیه تصاویر مقیاس برابر یک میلی‌متر است.

نکته قابل توجه آن است که ویژگی کاتدولومینسانس دولومیت با افزایش عمق تدفین و تبلور مجدد، تدریجاً از زون‌های روشن دولومیت زودهنگام به کدر همگن تا کدر لخته‌ای شکل تغییر می‌یابد [۱۹]، [۲۲]، طبیعت بلورهای دولومیت سدل بدین‌صورت است که به‌دلیل تغییر محتوای آهن و منگنز در زیر میکروسکوپ کاتدولومینسانس دارای زون‌بندی داخلی هستند [۱۲] ولی این نوع دولومیت در نمونه‌های سازند الیکا بدون لومینسانس و بدون زون‌بندی ظاهر شده است که شاید احیا بودن شدید محیط تشکیل آن‌ها و وارد شدن آهن زیاد به شبکه بلوری طی رشد بلور دلیل این امر باشد. البته هسته تاریک بعضی از این بلورها به‌وسیله یک زون باریک دارای لومینسانس تقریباً روشن احاطه شده‌اند که نشان‌دهنده تغییر مختصری در شیمی سیال دولومیت‌ساز به‌سمت محتوای بیش‌تر منگنز است [۲۳].

**میکرایتی شدن:** در اکثر مقاطع بررسی شده میکرایتی شدن باعث از بین رفتن ساختمان داخلی بسیاری از آلوکم‌ها و ایجاد پوشش میکرایتی<sup>۱</sup> در اطراف خرده‌های بیوکلاستی شده است (شکل ۴ آ).

**سیمانی شدن:** سیمان‌های هم‌ضخامت و دریایی اولیه (شکل ۴ آ) در سازند الیکا نادر هستند که بیش‌تر در رخساره‌های محیط سدی به‌ویژه در رخساره گرینستون پلوئیدی و گرینستون بیوکلاستی و درون بعضی شکستگی‌ها و حفرات به‌خوبی گسترش پیدا کرده است و اولین نسل از سیمان‌های تشکیل شده هستند. سایر انواع سیمان شامل سیمان‌های بلوکی، دروزی و موزائیک هم‌بعد هستند که با فابریک‌های حاصل از فرایند فشردگی تدفینی همراه هستند. سیمان‌های کلسیت اسپاری هم‌بعد و دروزی، هم در محیط تدفینی و هم در محیط متئوریک تشکیل می‌شوند. وجود سیمان کلسیت اسپاری دروزی در قالب‌های باقی‌مانده از انحلال صدف گاستروپودها نشان می‌دهد که صدف آراگونیتی در محیط وادوز تحت جوی تحت تأثیر انحلال قرار گرفته و فضاهای خالی ایجاد شده قبل از ورود به محیط تدفین در محیط فراتیک آب شیرین به‌وسیله کلسیت اسپاری پر شده‌اند (شکل ۴ ب). اندازه بلورها در سیمان دروزی بزرگ‌تر از ۱۰ میکرون است و به طرف مرکز حفره افزایش می‌یابند (شکل ۴ چ و ح). فراوانی این نوع سیمان از سایر انواع بیش‌تر است (شکل ۴) و به‌طور معمول روی سیمان هم‌ضخامت اولیه تشکیل شده است. سیمان هم‌بعد در سازند الیکا به‌صورت موزائیک‌های هم‌بعد و در رخساره‌های گرینستونی و یا پرکننده حفرات مادستون‌ها دیده می‌شود (شکل ۴ پ و ت). سیمان بلوکی بلورهای با اندازه‌های متوسط تا درشت دارد (از چند ده میکرون تا چند میلی‌متر) و در محیط‌های متئوریک (وادوز و فریاتیک) و تدفینی متداول هستند. سیمان‌هایی که شکستگی‌های تکتونیک را پر کرده‌اند بیش‌تر از نوع بلوکی هستند (شکل ۴ آ). تشکیل سیمان‌های کلسیتی بعد از سیمان دولومیتی در حفرات در رسوبات کربناته تریاس سازند سوکما در جنوب غرب مجارستان نیز مشاهده شده است [۱۸]. از نظر ترتیب تشکیل، سیمان‌های تأخیری بیش‌تر از انواع آهن‌دار هستند ولی گاهی انواع بدون آهن نیز وجود دارند که بعد از آن‌ها و احتمالاً در محیط متئوریک تشکیل شده‌اند (شکل ۴ ج).

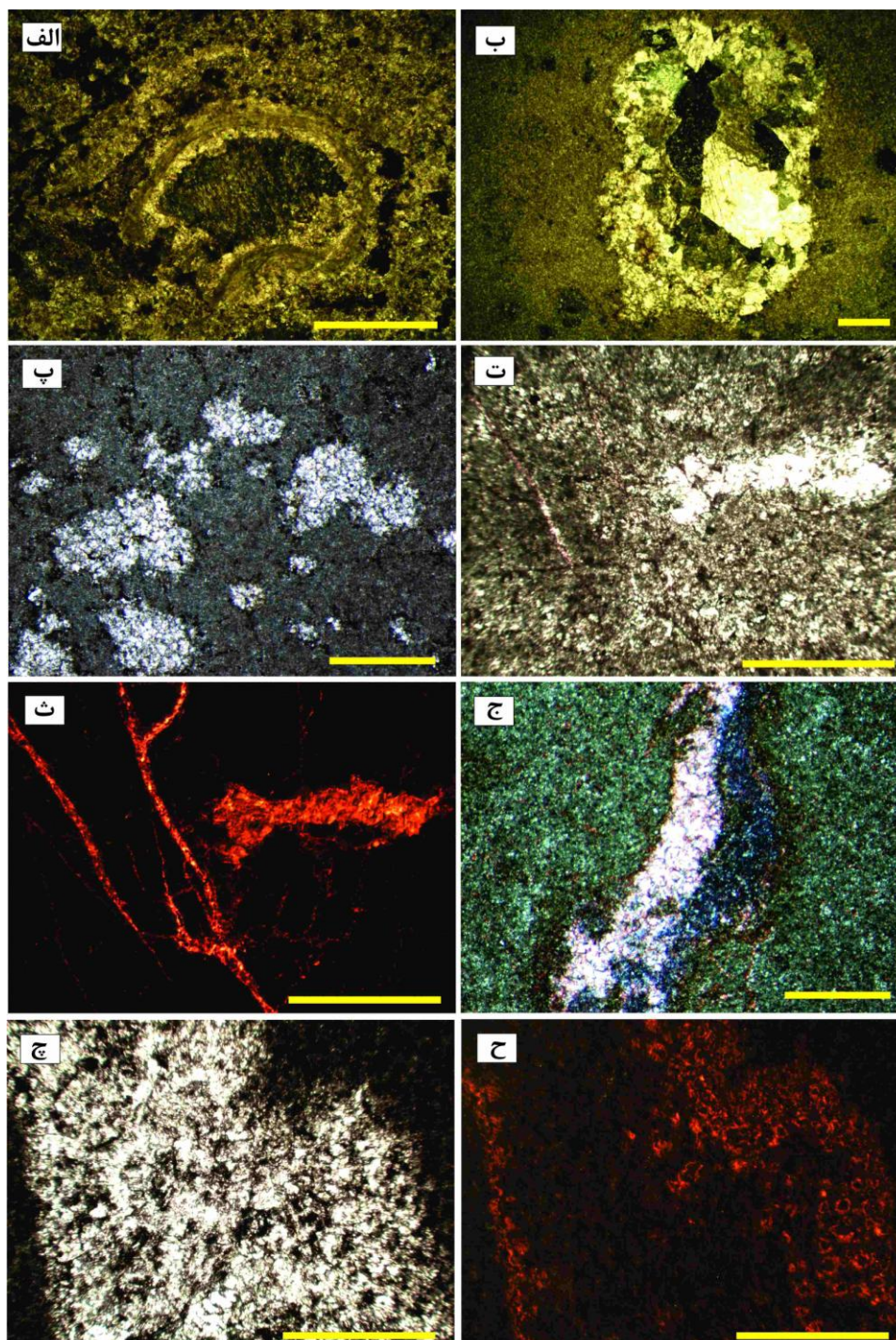
**فشردگی:** این فرایند بیش‌تر به‌صورت فشردگی شیمیایی و در قالب استیلولیت و میکرواستیلولیت به‌صورت خطوط مضرس و یا سطح تماس نقطه‌ای و تماسی بین پبل‌ها یا سایر آلوکم‌ها دیده می‌شود (شکل ۱۵)، فلش‌های قرمز رنگ و (ب). استیلولیت‌ها معمولاً نسبت به سایر فرایندهای دیاژنزی در شرایط تأخیری تری تشکیل شده‌اند ولی گاهی هم‌زمان یا قبل از تشکیل برخی از شکستگی‌ها رخ داده‌اند.

**انحلال:** فرایند انحلال به‌خوبی در مقاطع بررسی شده در فسیل‌های گاستروپود دیده می‌شود (شکل‌های ۵ ب تا ث). این فرایند در محل استیلولیت‌ها نیز اتفاق افتاده است. به‌نظر می‌رسد که سازند الیکا هم در محیط متئوریک و هم در محیط دفنی تحت تأثیر انحلال قرار گرفته است.

**نوشکلی (نئومورفیسیم):** در مقاطع بررسی شده، نئومورفیسیم در قالب سه فرایند تبدیل و تغییر گل آهکی به بلورهای درشت‌تر کلسیت (میکرواسپار و یا اسپارایت) در رخساره‌های گل پشتیبان، کلسیتی شدن دانه‌های آراگونیتی و تبدیل دولومیت‌های ریز بلور به دولومیت‌های درشت بلور به‌وضوح دیده می‌شود (شکل‌های ۵ ب تا ث).

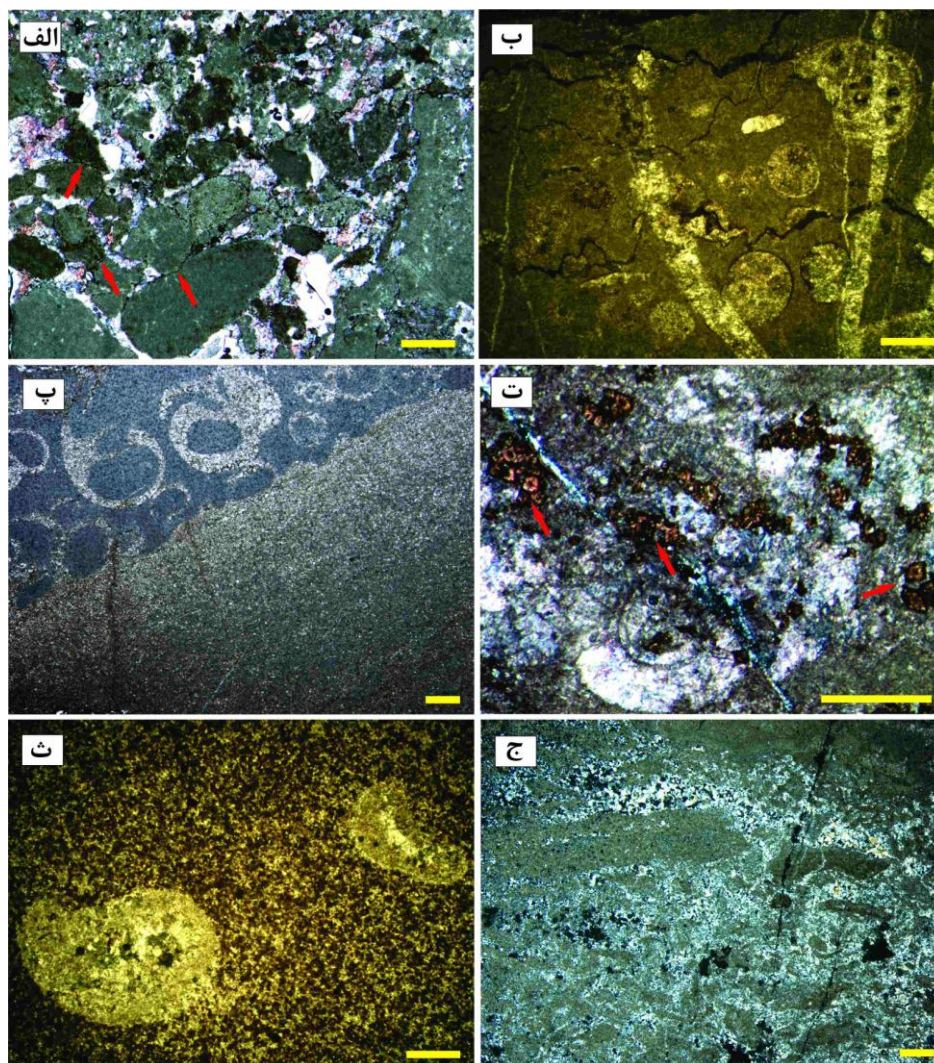
1. Micritic envelope





شکل ۴. آ) سیمان حاشیه‌ای در قالب اولین نسل از سیمان‌ها به همراه سیمان بلوکی پرکننده حفره داخل فسیل گاستروپود، میکریتی شدن در پوسته بایوکلیست به خوبی قابل مشاهده است، ب) سیمان دروزی با افزایش اندازه بلورها از حاشیه به سمت مرکز حفره، پ) سیمان هم‌بعد پرکننده حفرات به وسیله بلورهای هم‌اندازه کلسیت، ت) سیمان پرکننده شکستگی و حفرات از نوع هم‌بعد، ث) تصویر ت با میکروسکوپ کاتدولومینسانس، سیمان‌ها دارای لومینسانس روشن احتمالاً مرتبط با محیط فراتیک، ج) دو نسل از سیمان‌های کلسیت آهن‌دار به رنگ آبی مربوط به محیط تدفین و بدون آهن به رنگ قرمز، چ) سیمان دروزی در یک شکستگی در محیط تدفین، ح) تصویر چ با میکروسکوپ کاتدولومینسانس، سیمان‌ها بدون لومینسانس. مقیاس در تصویر الف برابر ۵۰۰ میکرون و در سایر تصاویر، یک میلی متر است.



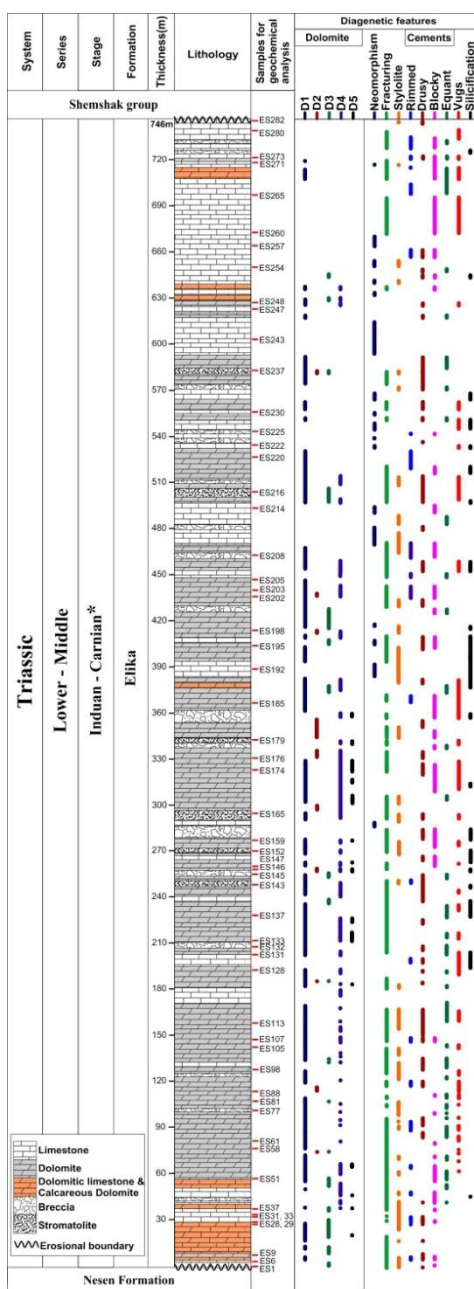


شکل ۵. (آ) فشردگی فیزیکی که باعث تماس مضرس بین اینتراکلت‌ها شده است (فلش‌های قرمز)، (ب) فشردگی شیمیایی به صورت استیلولیت‌ها که به وسیله شکستگی قطع شده‌اند و نسبت به آنها از نظر زمانی تقدم دارند، (پ) انحلال و نوشکلی در پوسته‌های گاستروپود، (ت) ددولومیتی شدن در بلورهای شکل‌دار دولومیت که در رنگ آمیزی با آلیزارین به رنگ قرمز درآمده‌اند (فلش‌های قرمز)، (ث) تجمعات پلوئیدی ترکیبات آهن‌دار درون ماتریکس میکرایتی، (ج) سیمان سیلیسی که فضای بین آلوک‌ها و اینتراکلت‌ها در رخساره گرینستون/ پکستون اینتراکلتی را پر کرده است. مقیاس برابر یک میلی متر است.

ددولومیتی شدن: عمدتاً از طریق تماس با آب‌های متئوریک انجام می‌شود [۲۳]. در سازند الیکا به خوبی این پدیده قابل مشاهده است به طوری که در بعضی از مقاطع رنگ آمیزی شده، بلورهای رومبوئدری دولومیت، به رنگ قرمز درآمده‌اند. ددولومیتی شدن احتمالاً جزء آخرین فرایندهای دیاژنزی موثر بر سازند بوده است که طی بالآمدن رسوبات تحت تأثیر آب‌های متئوریک به وقوع پیوسته است (شکل ۵ ت، فلش‌های قرمز رنگ).

تشکیل ترکیبات آهن‌دار: ماتریکس میکرایتی در برخی نمونه‌ها به شدت تحت تأثیر ترکیبات آهن بوده است تا جایی که تجمعات کوچک پلوئیدی با فراوانی بالا موجب شدند تا رنگ سنگ به نارنجی یا قهوه‌ای تغییر کند (شکل ۵ ث). به طور کلی حضور پیریت نشان‌دهنده شرایط احیایی تا نیمه‌احیایی در حالت اولیه در رسوبات بدون اکسیژن یا آب‌های

راکد است [۲۳]. در نمونه‌های بررسی شده پیریت به صورت دانه‌ها و بلورهای کوبیک و گاهی بلورهای کوچک گرد دیده می‌شود (شکل ۵ ب).



شکل ۶. گسترش انواع فرایندهای دیاژنزی و انواع دولومیت‌های تشکیل شده در سازند الیکا در برش شه‌میرزاد. \* سازند الیکا در منطقه شه‌میرزاد به وسیله خسروتهرانی و دانشیان (۱۳۷۹) تعیین سن شده است [۳].

سیلیسی شدن: این فرایند در قالب سیمان بین دانه‌ای (سیلیسی شدن بسیار اولیه)، سیمان پرکننده تخلخل حفره‌ای (در رخساره سمنتستون) و یا تجمعات بلوری موازی با لامیناسیون در استروماتولیت‌ها قابل مشاهده است که به‌طور کلی گستردگی بسیار کمی در سازند الیکا دارند (شکل ۵ ج).

شکستگی و درزه: رگه‌های پر شده از کلسیت در سازند الیکا فراوانی و تنوع زیاد دارند و از رگه‌های بسیار باریک تا رگه‌هایی با قطر ۷-۸ میلی‌متر که در نمونه دستی قابل تشخیص‌اند، تغییر می‌کنند. از نظر زمانی، دو تا سه نسل از

شکستگی‌ها در این سازند قابل مشاهده است. برخی از شکستگی‌ها توسط استیلولیت‌ها قطع شده‌اند و برخی دیگر بعد از فرایند استیلولیتی شدن توسعه یافته و به وسیله سیمان پر شده‌اند (شکل ۴ تا ح و ۵ ب). برخی شکستگی‌ها زیست آشفستگی‌ها را قطع کرده‌اند و برخی دیگر بعد از فرایند دولومیتی شدن توسعه یافته‌اند. در شکل ۶ گسترش انواع فرایندهای دیاژنزی و انواع دولومیت‌های تشکیل شده در سازند الیکا در برش شه‌میرزاد نشان داده شده است.

### بررسی‌های ژئوشیمیایی

با استفاده از بررسی‌های ژئوشیمیایی می‌توان شرایط تشکیل کربنات‌ها، ترکیب کانی‌شناسی و نوع محیط دیاژنزی حاکم بر آن‌ها را تشخیص داد [۲۴]، [۲۵]. پژوهش‌های پژوهش‌گران [۲۴]، [۲۶]، [۲۷] نشان داده است که تغییرات عناصر فرعی (به‌ویژه Sr/Na و Sr/Mn) و ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن برای تعیین ترکیب کانی‌شناسی اولیه، محیط رسوبی، رخساره‌ها، تفکیک مرز سازندها، روند دیاژنز و تفکیک دولومیت‌ها مفید هستند. در شکل ۶ ستون چینه‌نگاری سازند الیکا در برش شه‌میرزاد و موقعیت نمونه‌های انتخاب شده برای تجزیه‌های ژئوشیمیایی نشان داده شده است.

#### ۱. تجزیه عنصری

مقایسه مقادیر عناصر با یک‌دیگر می‌تواند در بازسازی محیط‌های رسوبی و دیاژنتیکی قدیمه مؤثر باشد [۲۸]. در این راستا ۴۰ نمونه از سنگ‌های کربناته سازند الیکا آزمایش شد و مقادیر دو عنصر اصلی شامل کلسیم و منیزیم و چهار عنصر فرعی شامل سدیم، منگنز، آهن و استرانسیم اندازه‌گیری شد (جدول ۱). لازم به ذکر است این اندازه‌گیری برای عناصر اصلی (کلسیم و منیزیم) بر مبنای درصد و برای عناصر فرعی بر اساس پی‌پی‌ام است.

**استرانسیم (Sr):** براساس نتایج ارائه شده به‌وسیله پژوهش‌گران میزان Sr در نمونه‌های کربناته (Bulk) حاره‌ای عهد حاضر بین ۸۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ پی‌پی‌ام [۲۹] و در نمونه‌های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر بین ۱۶۰۰ تا ۵۰۰۰ (میانگین ۳۲۷۰ پی‌پی‌ام) است [۲۶]، [۳۰]، [۳۱]. مقدار استرانسیم در نمونه‌های آهکی سازند الیکا در برش شه‌میرزاد بین ۱۲۸ تا ۱۱۷۶ پی‌پی‌ام (میانگین ۴۳۹/۴ پی‌پی‌ام) و در دولومیت‌ها بین ۶۵ تا ۵۴۱ پی‌پی‌ام (میانگین ۱۶۲ پی‌پی‌ام) است که در مقایسه با نمونه‌های آهکی مشابه عهد حاضر بسیار کم‌تر است که می‌تواند به دلیل شدت زیاد دگرسانی باشد [۲۶]. با توجه به مقادیر اندک این عنصر در توالی سازند الیکا می‌توان گفت کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی این کربنات‌ها در یک سیستم نیمه‌بسته تحت تأثیر زیاد دیاژنز متئوریک قرار داشته است.

**سدیم (Na):** تمرکز Na در آهک‌های آراگونیتی غیربیوتیک تروپیکال عهد حاضر دارای محدوده‌ای از ۱۵۰۰ تا ۲۷۰۰ (میانگین ۲۵۰۰ پی‌پی‌ام) است، در صورتی که کلسیت‌های با منیزیم کم غیربیوتیک در مناطق معتدل دارای محتوای Na در حدود ۲۷۰ پی‌پی‌ام هستند [۲۵]، [۲۶]، [۲۹]. میزان Na در آهک‌های سازند الیکا در برش شه‌میرزاد از ۷۰ تا ۲۱۹ (میانگین ۱۲۲ پی‌پی‌ام) و در دولومیت‌ها بین ۱۳۳ تا ۳۳۸ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۴۳ پی‌پی‌ام) در تغییر است. این میزان Na نسبت به کربنات‌های عهد حاضر کاهش نشان می‌دهد که می‌تواند به دلیل افزایش تأثیر فرآیندهای دیاژنزی به‌ویژه دیاژنز متئوریک باشد.

**منگنز (Mn):** مقدار Mn با افزایش درصد آراگونیت کاهش می‌یابد و این مقدار در کربنات‌های آراگونیتی حاره‌ای عهد حاضر حدود ۳۰ پی‌پی‌ام [۲۹] ولی در کربنات‌های معتدله عهد حاضر با ترکیب HMC بیش از ۳۰۰ پی‌پی‌ام است زیرا در شرایط احیایی‌تر و عمق بیش‌تر تشکیل شده‌اند [۲۶]، [۳۱]. افزایش غنی‌شدگی منگنز در رسوبات کربناته



نشان‌دهنده اکسیژن‌رسانی بیش‌تر کف حوضه بوده است ولی در محیط‌های بدون اکسیژن به شکل  $Mn^{2+}$  محلول درآمده که به شبکه کانی‌ها یا مواد آلی وارد می‌شود [۳۲]. مقدار Mn در نمونه‌های آهکی بررسی شده بین ۱۱/۵۷ تا ۱۰۷۲ (میانگین ۲۷۸ پی‌پی‌ام) و در دولومیت‌ها بین ۰/۵۵ تا ۷۵ پی‌پی‌ام (میانگین ۳۰ پی‌پی‌ام) در تغییر است.

افزایش مقدار منگنز در بعضی از نمونه‌ها می‌تواند انعکاسی از شرایط احیایی در طی رسوب‌گذاری و یا افزایش تأثیر دیاژنز متئوریکی باشد [۲۷]، در حالی‌که مقادیر پایین این عنصر می‌تواند حاکی از کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی در رسوبات سازند الیکا و یا بسته بودن سیستم دیاژنزی باشد [۳۳]. از آن‌جاکه تقریباً نیمی از نمونه‌ها دارای مقدار منگنز بیش‌تر از ۵۰ پی‌پی‌ام هستند می‌توان گفت کانی‌شناسی اولیه، آراگونیت در یک سیستم دیاژنزی نیمه‌بسته بوده است.

**آهن (Fe):** مقدار Fe در رسوبات کربناته مناطق معتدل با افزایش درصد آراگونیت افزایش می‌یابد و مقدار آن به مراتب بیش‌تر از مقدار Fe در آراگونیت‌های آب‌های گرم مناطق حاره‌ای (کم‌تر از ۲۰ پی‌پی‌ام) است [۲۹]. دامنه توزیع عنصر آهن در نمونه‌های آهکی بررسی شده سازند الیکا از ۱۵۳ تا ۴۳۴۷ (میانگین ۱۲۰۷ پی‌پی‌ام) و در دولومیت‌ها از ۱۲۹ تا ۱۶۵۸ پی‌پی‌ام (میانگین ۶۸۳ پی‌پی‌ام) است. در نمونه‌های بررسی شده به دلیل افزایش تأثیر دیاژنز متئوریک مقادیر آهن هم‌سو با مقادیر منگنز، افزایش می‌یابد. افزایش میزان آهن تا ۸۰۰ پی‌پی‌ام نشان‌دهنده محیط دیاژنزی تدفین عمیق بوده است که آهن می‌تواند جانشین کلسیم در شبکه کربنات‌ها شود ولی کاهش محتوای آهن نشان‌دهنده دیاژنز دریایی در یک محیط اکسیدان نزدیک سطح است [۳۴]، [۳۵]. افزایش ناگهانی در مقادیر آهن و منگنز می‌تواند نشان‌دهنده افزایش ورود مواد آواری به محیط نیز باشد که به صورت پیک‌های مثبتی در نمودار مشخص می‌شود و دلیل آن می‌تواند تنش‌های تکتونیکی و یا خروج رسوبات از آب باشد [۳۶]، [۳۷]. این مسئله در هر دو مرز پایینی و بالایی سازند قابل مشاهده است.

در شکل‌های ۷ و ۹، مقادیر عناصر در نمونه‌های آهکی سازند الیکا با محدوده‌های ارائه شده برای کربنات‌های معتدله عهد حاضر تاسمانیا [۲۶]، [۳۱]، سنگ‌آهک‌های آراگونیتی مزدوران [۳۸]، سنگ‌آهک‌های آراگونیتی اردوویسین گروه گوردون تاسمانیا [۳۹] و آراگونیت‌های آب‌های گرم عهد حاضر [۲۹] مقایسه شده‌اند.

**Sr در مقابل Mn:** در اثر انحلال آراگونیت و کلسیت دارای منیزیم زیاد نیمه‌پایدار و تبدیل آن‌ها به کلسیت کم منیزیم پایدار، مقادیر استرانسیوم کاهش ولی تمرکز منگنز افزایش می‌یابد. این فرایند در سطح زمین با نفوذ آب‌های متئوریکی به مقدار زیادی تسهیل می‌شود [۴۰]. ترسیم مقادیر Sr در مقابل Mn در نمونه‌های بررسی شده (شکل ۷ آ) نشان می‌دهد که اکثر نمونه‌های سازند الیکا درون محدوده‌های سنگ‌آهک‌های آراگونیتی سازند مزدوران و گوردون تاسمانیا قرار گرفته‌اند که تأکیدی بر کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی آن‌ها است.

**Sr در مقابل Na:** ترسیم مقادیر Sr در مقابل Na برای تفکیک رخساره‌های حاره‌ای از غیرحاره‌ای بسیار مفید است [۴۱]. در شکل ۷ ب مقدار Sr در مقابل Na ترسیم شده است که نمونه‌های سنگ‌آهک بررسی شده در درون یا مجاورت محدوده سنگ‌آهک‌های آراگونیتی مزدوران و گوردون قرار می‌گیرند که این نشان‌گر وجود کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی و حاره‌ای بودن رسوبات است.

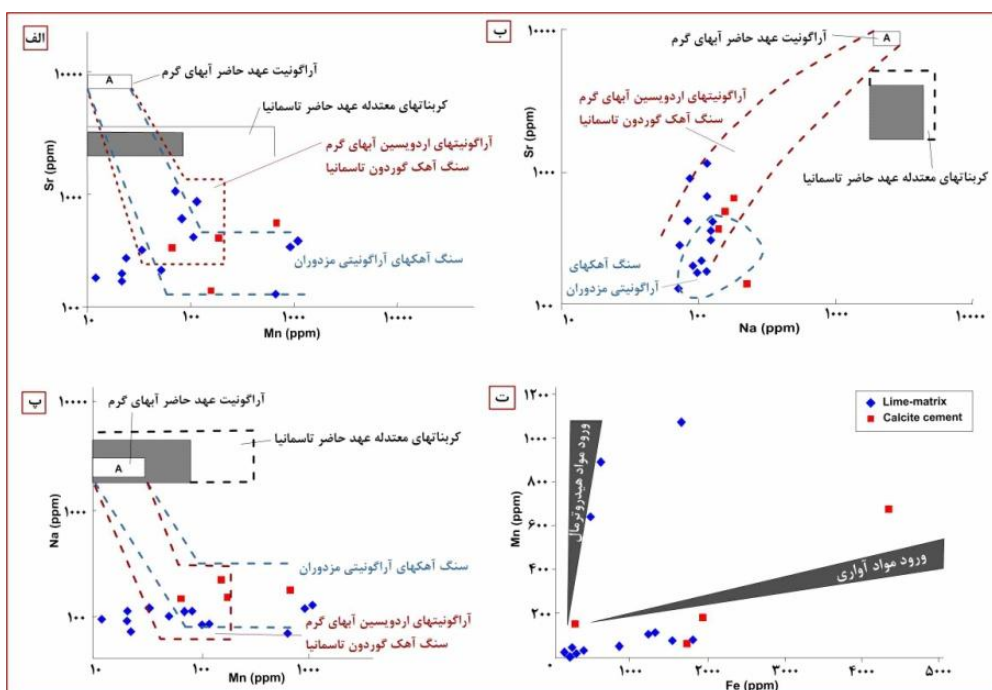
**Na در مقابل Mn:** در شکل ۷ پ مقادیر Mn در مقابل Na ترسیم شده است. در این شکل اغلب نمونه‌های آهکی سازند الیکا در محدوده سنگ‌آهک‌های آراگونیتی قرار می‌گیرند. تعدادی از نمونه‌ها به دلیل کاهش شدید Mn در خارج از محدوده‌های مورد نظر مشاهده می‌شوند. این میزان کاهش را می‌توان به وجود کانی‌شناسی آراگونیتی [۲۵] و شرایط محیط دیاژنزی نیمه‌بسته در سازند الیکا نسبت داد.

جدول ۱. مقادیر عناصر اصلی و فرعی و ایزوتوپ کربن و اکسیژن در نمونه‌های سازند الیکا در برش شه‌میرزاد

ردیف	شماره نمونه	لیتولوژی	$\delta^{18}\text{C}$ (‰)	$\delta^{13}\text{O}$ (‰)	Ca (%)	Mg (%)	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Sr (ppm)	Na (ppm)
۱	ES6-b	سنگ آهک	-۰/۰۸	-۱۰/۴۶	۳۹/۳۵	۰/۴۸	۴۳۴۶/۶۷	۶۷۸/۲۴	۶۳۶/۵۱	۱۸۲/۸۶
۲	ES9-b	سنگ آهک	-۰/۱۸	-۱۴/۴۰	-	-	-	-	-	-
۳	ES37-c	سنگ آهک	-۰/۸۸	-۹/۷۵	۳۷/۴۴	۰/۴۶	۱۷۴۱/۱۸	۶۳/۹۱	۳۶۶/۶۷	۱۴۵/۳۷
۴	ES51-b	سنگ آهک	-۱/۱۸	-۱۴/۴۳	۳۶/۸۱	۰/۴۴	۱۹۱۷/۶۵	۱۷۹/۶۱	۴۷۷/۷۸	۱۵۱/۷۰
۵	ES131-b	سنگ آهک	-۲/۰۴	-۸/۸۸	-	-	-	-	-	-
۶	ES132-b	سنگ آهک	-۲/۳۹	-۹/۸۶	۲۴/۴۵	۸/۶۸	۲۴۷/۰۶	۱۵۲/۰۷	۱۲۸/۵۷	۲۱۹/۸۶
۷	ES174-b	سنگ آهک	-۱/۴۹	-۷/۶۰	-	-	-	-	-	-
۸	ES214-b	سنگ آهک	-۱/۶۵	-۱۰/۱۰	-	-	-	-	-	-
۹	ES222-b	سنگ آهک	-۲/۶۸	-۸/۹۷	-	-	-	-	-	-
۱۰	ES225-c	سنگ آهک	-۲/۴۰	-۶/۳۴	-	-	-	-	-	-
۱۱	ES230-b	سنگ آهک	-۱/۷۲	-۸/۴۸	-	-	-	-	-	-
۱۲	ES273-b	سنگ آهک	-۵/۰۴	-۷/۲۲	-	-	-	-	-	-
۱۳	ES1	سنگ آهک	-۱/۹۵	-۷/۸۴	۳۷/۱۲	۰/۵۱	۱۶۳۵/۲۹	۱۰۷۲/۱۸	۳۹۸/۴۱	۱۳۱/۲۶
۱۴	ES28	سنگ آهک	-۲/۸۰	-۷/۶۵	۳۶/۱۷	۰/۳۸	۱۲۱۱/۷۷	۱۰۵/۲۳	۴۴۶/۰۳	۸۴/۵۲
۱۵	ES29-a	سنگ آهک	-۰/۱۷	-۶/۶۴	۳۵/۲۱	۰/۵۷	۱۷۷۶/۴۷	۸۰/۴۴	۶۵۲/۳۸	۱۱۶/۱۶
۱۶	ES29-b	سنگ آهک	-۰/۰۵	-۶/۵۴	-	-	-	-	-	-
۱۷	ES31	سنگ آهک	-۰/۳۷	-۷/۰۰	۳۲/۶۷	۰/۳۵	۱۵۲۹/۴۱	۶۹/۴۲	۱۱۷۶/۱۹	۱۱۵/۶۸
۱۸	ES33	سنگ آهک	-۲/۹۸	-۷/۴۷	۳۵/۲۱	۰/۳۳	۱۳۰۵/۸۸	۱۱۳/۵۰	۹۲۲/۲۲	۸۶/۹۵
۱۹	ES98	سنگ آهک	-۰/۰۱	-۶/۰۶	-	-	-	-	-	-
۲۰	ES192	سنگ آهک	-۲/۴۰	-۸/۵۰	۳۳/۹۴	۰/۴۸	۱۷۶/۴۷	۲۲/۵۹	۲۸۷/۳۰	۷۳/۸۱
۲۱	ES208	سنگ آهک	-۱/۰۴	-۲/۹۱	-	-	-	-	-	-
۲۲	ES214-a	سنگ آهک	-۱/۸۷	-۷/۴۷	۳۴/۹۰	۰/۶۶	۲۴۷/۰۶	۳/۳۱	۳۱۹/۰۵	۱۲۷/۳۶
۲۳	ES222-a	سنگ آهک	-۲/۷۴	-۶/۵۶	-	-	-	-	-	-
۲۴	ES230-a	سنگ آهک	-۳/۰۷	-۶/۲۲	-	-	-	-	-	-
۲۵	ES243	سنگ آهک	-۲/۹۸	-۶/۶۹	-	-	-	-	-	-
۲۶	ES247	سنگ آهک	-۴/۹۵	-۶/۵۱	۳۷/۴۴	۰/۵۵	۲۳۵/۲۹	۱۱/۵۷	۱۷۶/۱۹	۹۵/۷۲
۲۷	ES254	سنگ آهک	-۱/۷۵	-۵/۱۹	-	-	-	-	-	-
۲۸	ES257	سنگ آهک	-۳/۱۹	-۶/۳۱	۳۹/۹۹	۰/۳۳	۱۵۲/۹۴	۰/۵۵	۱۹۲/۰۶	۹۴/۳۶
۲۹	ES260	سنگ آهک	-۴/۵۹	-۶/۲۸	۳۶/۸۱	۳/۰۳	۸۲۳/۵۳	۵۰/۱۴	۲۰۷/۹۴	۱۰۳/۰۲
۳۰	ES265	سنگ آهک	-۲/۹۱	-۶/۹۰	۳۷/۷۶	۰/۴۸	۲۰۰/۰۰	۰/۵۵	۱۷۶/۱۹	۱۱۶/۱۶
۳۱	ES271	سنگ آهک	-۴/۱۳	-۵/۸۵	-	-	-	-	-	-
۳۲	ES280	سنگ آهک	-۱/۷۳	-۶/۰۱	۳۸/۷۲	۰/۳۷	۵۱۷/۶۵	۸۹۳/۱۱	۳۵۰/۷۹	۱۲۲/۹۸
۳۳	ES282	سنگ آهک	-۶/۰۰	-۵/۳۴	۳۶/۸۱	۰/۳۳	۳۶۴/۷۱	۶۴۵/۱۸	۱۲۸/۵۷	۷۰/۸۹
۳۴	ES37-a	دولومیت	-	-	۳۴/۲۶	۰/۷۱	۱۳۲۹/۴۱	۵۸/۴۰	۵۴۱/۲۷	۱۳۴/۱۸
۳۵	ES61	دولومیت	-۲/۳۵	-۲/۹۶	۲۰/۳۱	۱۱/۴۳	۱۵۲۹/۴۱	۴۱/۸۷	۸۰/۹۵	۲۲۵/۹۳
۳۶	ES77-a	دولومیت	-۲/۴۴	-۳/۶۴	-	-	-	-	-	-
۳۷	ES77-b	دولومیت	-۲/۹۳	-۴/۲۲	-	-	-	-	-	-
۳۸	ES77-c	دولومیت	-۲/۵۷	-۲/۸۱	-	-	-	-	-	-
۳۹	ES81	دولومیت	-۲/۰۷	-۳/۵۶	۲۱/۱۱	۱۰/۳۶	۱۲۵۸/۸۲	۴۴/۶۳	۹۶/۸۳	۲۴۲/۷۵
۴۰	ES105	دولومیت	-۲/۴۲	-۲/۵۲	-	-	-	-	-	-
۴۱	ES107	دولومیت	-۲/۱۷	-۳/۲۰	۲۰/۶۳	۹/۸۳	۱۵۷۶/۴۷	۶۶/۶۷	۶۵/۰۸	۲۴۸/۵۹
۴۲	ES113	دولومیت	-۲/۲۸	-۳/۷۱	۲۰/۳۱	۱۰/۳۶	۱۶۵۸/۸۲	۴۷/۳۸	۸۰/۹۵	۲۵۴/۴۳
۴۳	ES128	دولومیت	۱/۵۱	-۴/۹۶	-	-	-	-	-	-
۴۴	ES132-a	دولومیت	-۰/۱۴	-۳/۰۸	۲۳/۸۲	۱۰/۴۵	۷۱۷/۶۵	۳۹/۱۲	۱۴۴/۴۴	۳۰۵/۵۵
۴۵	ES133	دولومیت	۰/۰۷	-۳/۹۵	۲۲/۵۴	۱۳/۰۳	۱۲۲۳/۵۳	۶۱/۱۶	۱۶۰/۳۲	-
۴۶	ES137	دولومیت	-۰/۸۷	-۴/۴۲	۲۲/۲۲	۱۱/۵۲	۴۱۱/۷۶	۱۹/۸۳	۱۴۴/۴۴	۳۷۹/۲۶
۴۷	ES143	دولومیت	-۰/۰۷	-۳/۷۸	۲۲/۸۶	۹/۹۲	۲۳۵/۲۹	۱۱/۵۷	۹۶/۸۳	۱۸۶/۷۶
۴۸	ES145	دولومیت	-۰/۳۰	-۴/۸۱	-	-	-	-	-	-
۴۹	ES147	دولومیت	-۰/۲۳	-۳/۶۶	-	-	-	-	-	-
۵۰	ES152	دولومیت	-۰/۲۶	-۲/۶۵	-	-	-	-	-	-
۵۱	ES159	دولومیت	۰/۱۰	-۳/۴۵	-	-	-	-	-	-

ردیف	شماره نمونه	لیتولوژی	$\delta^{18}\text{C}$ (%)	$\delta^{13}\text{O}$ (%)	Ca (%)	Mg (%)	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Sr (ppm)	Na (ppm)
۵۲	ES165	دولومیت	-۰/۱۸	-۳/۷۴	۲۲/۳۸	۱۰/۳۶	۲۲۳/۵۳	۱۹/۸۳	۵۷/۱۲۸	۲۸۴/۱۳
۵۳	ES174	دولومیت	—	—	۲۲/۵۴	۱۰/۱۰	۲۱۱/۷۶	۴۷/۳۸	۱۱۲/۷۰	۲۸۶/۰۸
۵۴	ES176	دولومیت	۰/۵۷	-۳/۱۱	—	—	—	—	—	—
۵۵	ES179	دولومیت	-۰/۹۷	-۴/۹۸	۲۲/۸۶	۱۰/۴۵	۱۵۲/۹۴	۰/۵۵	۱۲۸/۵۷	۲۰۹/۶۴
۵۶	ES185	دولومیت	-۰/۰۳	-۲/۵۶	—	—	—	—	—	—
۵۷	ES195	دولومیت	۰/۹۷	-۲/۷۳	—	—	—	—	—	—
۵۸	ES203	دولومیت	۱/۷۸	-۳/۱۹	—	—	—	—	—	—
۵۹	ES216	دولومیت	۰/۹۳	-۱/۳۹	۲۶/۲۰	۱۰/۱۹	۲۱۱/۷۶	۰/۵۵	۱۶۰/۳۲	۳۳۸/۱۷
۶۰	ES220	دولومیت	۰/۸۰	-۱/۰۸	۲۳/۹۷	۱۰/۵۴	۲۴۷/۰۶	۳/۳۱	۱۷۶/۱۹	۳۳۶/۰۰
۶۱	ES225-b	دولومیت	-۰/۳۶	-۳/۷۳	۲۲/۷۰	۱۰/۸۱	۴۸۳/۳۵	۳۹/۱۲	۹۶/۸۳	۲۳۸/۸۵
۶۲	ES248	دولومیت	۰/۲۱	-۶/۲۸	۲۷/۱۶	۹/۰۳	۷۰۵/۸۸	۷۴/۹۳	۱۲۸/۵۷	۱۴۵/۳۷
۶۳	ES273-a	دولومیت	-۴/۰۰	-۴/۴۳	۲۳/۹۷	۱۰/۵۴	۱۵۱۷/۶۵	۴۴/۶۳	۳۹۸/۴۱	۱۵۵/۱۱
۶۴	ES58	دولومیت	-۱/۱۶	-۳/۸۴	—	—	—	—	—	—
۶۵	ES88	دولومیت	-۲/۱۷	-۴/۳۹	۲۳/۶۶	۹/۹۲	۷۶۴/۷۱	۳۶/۳۶	۱۱۲/۷۰	۳۳۳/۵۶
۶۶	ES146	دولومیت	۰/۴۴	-۳/۹۴	۲۲/۸۶	۱۰/۷۲	۱۴۱/۱۸	۰/۵۵	۸۰/۹۵	۱۴۵/۳۷
۶۷	ES198	دولومیت	۱/۶۵	-۳/۳۷	۲۳/۶۶	۱۱/۴۳	۱۲۹/۴۱	۰/۵۵	۱۲۸/۵۷	۲۳۴/۹۶
۶۸	ES202	دولومیت	۱/۹۶	-۳/۴۳	۲۲/۷۰	۱۱/۶۹	۲۲۳/۵۳	۸/۸۲	۹۶/۸۳	۳۰۹/۴۵
۶۹	ES205	دولومیت	۲/۰۱	-۳/۶۰	۱۹/۳۶	۱۱/۶۱	۱۲۹/۴۱	۳/۳۱	۱۱۲/۷۰	۳۳۰/۳۸
۷۰	ES237-a	دولومیت	۰/۳۳	-۵/۰۶	۳۵/۵۳	۳/۸۹	۲۲۳/۵۳	۶/۰۶	۱۷۶/۱۹	۱۳۲/۷۲

**Fe در مقابل Mn:** در نمودار ترسیم شده مقادیر آهن در مقابل منگنز در شکل ۷-ت روند افزایش خطی بین مقادیر Fe و Mn (ارتباط مستقیم) به طور تقریبی مشاهده می شود که این امر را می توان به تأثیر دیاژنز متئوریکی و شرایط احيایی نسبت داد. هم چنین در این شکل روند تأثیر فرایندهای هیدروترمال [۴۲] و واردات مواد آواری [۴۳] روی رسوبات نشان داده شده و می توان ملاحظه کرد که این دو فرایند، حداقل تأثیر را بر رسوبات بررسی شده داشته اند.

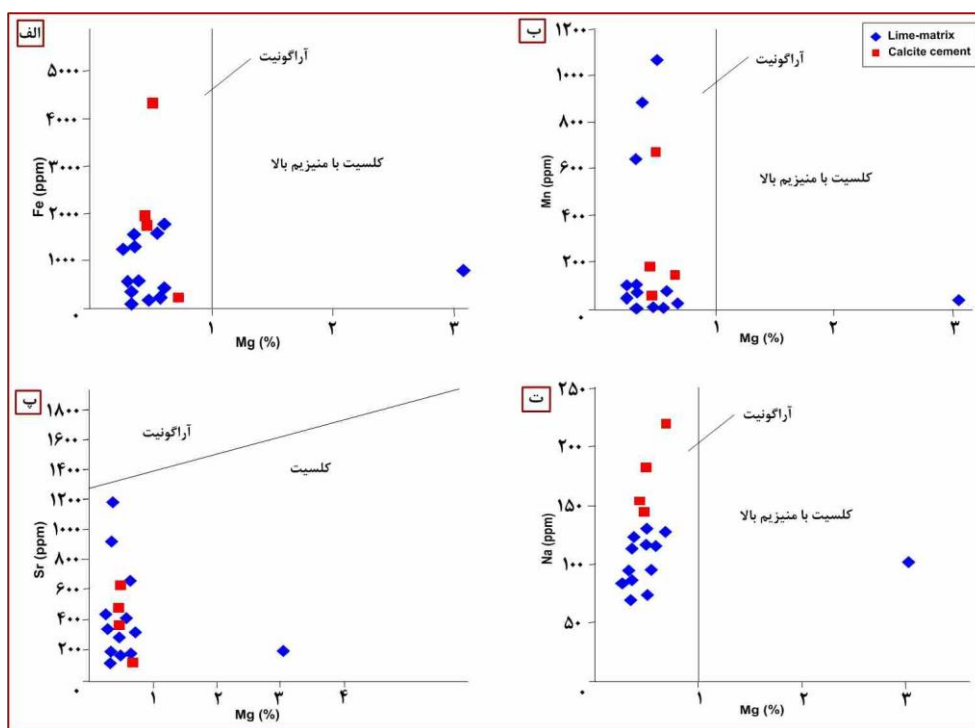


شکل ۷. (آ) روند تغییرات Sr در مقابل Mn در نمونه های آهکی سازند الیکا در برش شه میرزاد، (ب) روند تغییرات Sr در مقابل Na، (پ) روند تغییرات مقادیر Na در مقابل Mn، (ت) روند تغییرات مقادیر Mn در مقابل Fe که نشان می دهد تأثیر فرایندهای هیدروترمال و واردات مواد آواری روی رسوبات بررسی شده بسیار اندک بوده است و نمونه ها تا حدودی از روند تغییرات مواد آواری تبعیت می کنند [۳۶].



**مقادیر چهار عنصر Fe, Mn, Sr و Na در مقابل Mg:** از مقایسه مقادیر عناصر آهن، منگنز، استرانسیم و سدیم به منیزیم می‌توان برای پی بردن به کانی‌شناسی اولیه رسوبات استفاده کرد. این نسبت‌ها در شکل ۸ برای نمونه‌های سازند الیکا ترسیم شده‌اند. نکته قابل توجه در هر چهار نمودار این است که نمونه‌های آهکی بررسی شده در محدوده آراگونیت قرار گرفته‌اند. در نمونه‌هایی با ترکیب کانی‌شناسی آراگونیت، میزان منیزیم کم‌تر از یک درصد است [۲۸]. کاهش شدید مقادیر استرانسیم در شکل ۸-پ را می‌توان به تأثیر شدید دیاژنز متئوریک نسبت داد.

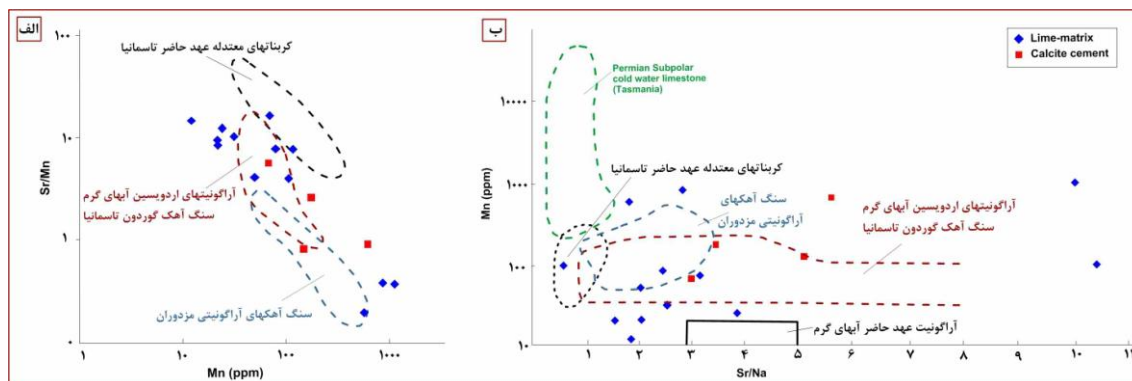
**مقادیر Sr/Mn در مقابل Mn:** در طی فرآیند دیاژنز متئوریک مقدار Sr کاهش و مقدار Mn افزایش می‌یابد. این موضوع در مورد سایر آهک‌های با ترکیب اولیه آراگونیتی که تحت تأثیر فرایندهای دیاژنزی متئوریک قرار گرفته‌اند، نیز صادق است [۳۹]، [۴۱]. در نتیجه این فرآیند نسبت Sr/Mn کاهش می‌یابد بنابراین تغییرات هم‌زمان Sr/Mn با Mn شاخص مهمی برای تعیین میزان انحلال آهک‌ها است [۴۴] که بر اساس آن می‌توان در مورد باز یا بسته بودن سیستم دیاژنتیکی و یا کانی‌شناسی اولیه نمونه‌ها اظهار نظر کرد. در شکل ۹-الف این نسبت در مقابل Mn نشان داده شده است. هرچه نسبت استرانسیم به منگنز بیش‌تر باشد انحلال یا دگرسانی به‌ویژه تحت تأثیر دیاژنز جوی، کم‌تر و سامانه دیاژنزی بسته‌تر است [۸]، [۴۵]. این وضعیت نشان می‌دهد که نمونه‌های سازند الیکا در مقایسه با این سازندها کم‌تر تحت تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی قرار گرفته‌اند. به عبارت دیگر تأثیر سیالات دیاژنتیکی (به‌ویژه متئوریک) روی نمونه‌های آهکی بررسی شده در یک سیستم دیاژنزی نیمه‌بسته صورت گرفته است.



شکل ۸. تغییرات مقادیر عناصر Fe, Mn, Sr و Na نسبت به Mg در نمونه‌های آهکی سازند در برش شه‌میرزاد

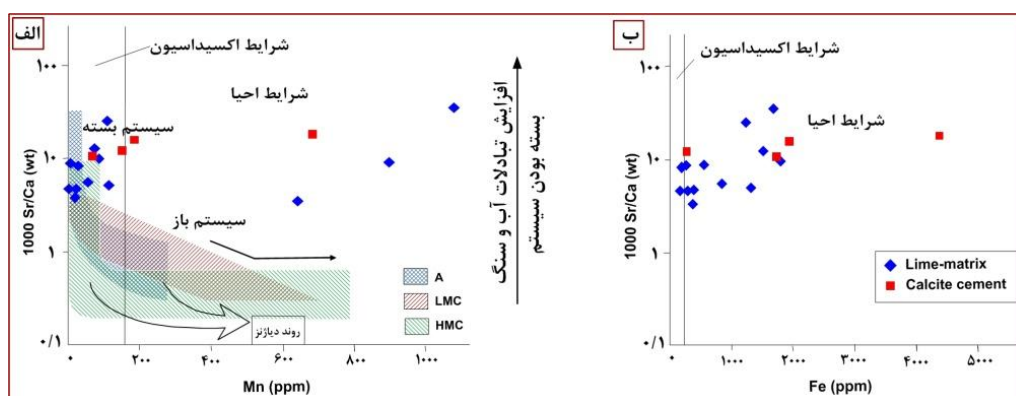
**مقادیر Sr/Na در مقابل Mn:** کربنات‌های مناطق تروپیکال و غیرتروپیکال به دلیل تفاوت از نظر نسبت Sr/Na در مقابل Mn، قابل تفکیک هستند [۲۷]، [۳۹]، [۴۱]، [۴۶]، [۴۷]، [۴۸]. آهک‌های آراگونیتی حاره‌ای عهد حاضر دارای مقادیر کم Mn و نسبت زیاد Sr/Na در حدود ۳ تا ۵ است در حالی که کربنات‌های کلسیتی نواحی معتدل عهد حاضر دارای مقادیر زیاد Mn و نسبت Sr/Na کم‌تر (حدود ۱) هستند [۳۹]. در شکل ۹-ب روند تغییرات

Sr/Na در مقابل Mn ترسیم شده است. نسبت Sr/Na سازند الیکا در برش شه میرزاد دارای مقادیر ۰/۵۸ تا ۱۰/۶ (میانگین ۳/۹) است. اغلب نمونه‌ها در درون محدوده سنگ‌آهک‌های آراگونیتی گروه گوردون تاسمانیا [۳۹] و کربنات‌های آراگونیتی سازند مزدوران [۳۸] قرار می‌گیرند. بنابراین به محدوده آهک‌های حاره‌ای نزدیک‌تر هستند.



شکل ۹. (آ) روند تغییرات مقادیر Sr/Mn در مقابل Mn، (ب) ترسیم مقادیر Mn در مقابل Sr/Na در نمونه‌های آهکی سازند الیکا در برش شه میرزاد

مقادیر Sr/Ca در مقابل Mn و Fe: با توجه به مقادیر Sr/Ca در مقابل Mn و Fe می‌توان باز و بسته بودن سیستم دیاژنزی، نسبت کنش و واکنش آب به سنگ و شرایط اکسیدان و احیایی محیط را تعیین کرد [۴۹]، [۲۵]. شکل ۱۳ محدوده‌هایی برای روندهای دیاژنتیکی آراگونیت (A)، کلسیت پرمینیزیم (HMC) و کلسیت کم منیزیم (LMC) به وسیله برند و ویزر [۴۹] مشخص شده است. محور عمودی بیانگر میزان تبادل سنگ به آب و میزان باز بودن سامانه است. مقادیر آهن و منگنز در محور افقی نشان‌گر شرایط احیایی و اکسیدان محیط است [۴۹]، [۵۰]، [۵۱]، [۵۲]. در یک سیستم دیاژنزی باز، با افزایش فعل و انفعالات آب به سنگ<sup>۱</sup> میزان Sr/Ca کاهش یافته و در نتیجه این نسبت در فازهای دیاژنزی کم‌تر از ترکیبات اولیه خواهد بود. در سیستم دیاژنزی بسته با تبدلات خیلی کم آب به سنگ، سیال دیاژنزی از محیط خارج نمی‌شود اما به دلیل فرایند انحلال-رسوب، دائماً در حال تغییر ترکیب است. با ترسیم مقادیر فوق در شکل ۱۰ اغلب نمونه‌های آهکی سازند الیکا در محدوده آراگونیتی (A) و کلسیت پرمینیزیم (HMC) با نسبت Sr/Ca بالا و Mn پایین قرار گرفته‌اند که نمایان‌گر تشکیل واحدهای کربنات‌ها این سازند در یک سیستم دیاژنتیکی بسته تا نیمه بسته است.



شکل ۱۰. (آ) ترسیم مقادیر Mn در مقابل Sr/Ca و (ب) ترسیم مقادیر Fe در مقابل Sr/Ca در نمونه‌های آهکی سازند الیکا در برش شه میرزاد که نشان‌دهنده شرایط اکسیداسیون و احیا هستند [۴۹]، [۵۳].

در خصوص شرایط اکسیداسیون/ احیا، نمودار مرتبط با مقادیر منگنز نشان‌دهنده شرایط اکسیداسیون بوده است ولی در نمودار مربوط به مقادیر آهن، اغلب نمونه‌ها در محدوده شرایط احیایی قرار گرفته‌اند. نتایج نشان می‌دهند که شدت تبادل آب و رسوب به موقعیت رسوبات در رمپ (محیط رسوبی سازند الیکا) نیز بستگی دارد. رسوبات بخش‌های کم عمق به شدت دگرسان شده در حالی که رسوبات بخش‌های عمیق‌تر پلاتفرم کم‌تر دگرسان شده و هرگز در معرض آب‌های متئوریک قرار نگرفته‌اند [۲۹].

## ۲. تجزیه ایزوتوبی

ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن اطلاعات زیادی در خصوص دمای آب دریاها، منشأ و مسیر سیالات، کانی‌شناسی، فرایندها و محیط دیاژنزی، سرعت تشکیل کربنات‌ها، شوری، اختلاط آب‌ها، عمق و عرض جغرافیایی ارائه می‌کنند [۳۲]، [۵۴]، [۵۵]. ایزوتوپ کربن سنگ‌های کربناته دریایی عموماً به‌عنوان عاملی برای بازسازی تغییرات محیط رسوبی دیرینه استفاده می‌شود در حالی که ایزوتوپ اکسیژن اساساً برای درک درجه حرارت آب دریای دیرینه به کار می‌رود [۵۶]، [۵۷]. پژوهش‌های مشابهی روی رسوبات کربناته مختلف سراسر دنیا به‌وسیله محققان متعددی انجام شده است ولی موارد بسیار کمی از آن‌ها [۳۲] به یک محیط رسوبی کربناته غنی از گل (همانند سازند الیکا) مربوط می‌شوند. به‌منظور تعیین روند دیاژنزی، ایزوتوپ اکسیژن در برابر ایزوتوپ کربن قرار داده می‌شود و با توجه به تغییرات این دو ایزوتوپ می‌توان نوع دیاژنزی (دریایی، متئوریک و تدفینی) را مشخص کرد.

**ایزوتوپ اکسیژن:** مقادیر ایزوتوپ اکسیژن در نمونه‌های آهکی سازند الیکا بین ۲/۹- تا PDB ‰ ۱۴/۴۳- (شکل ۱۱) و در دولومیت‌ها بین ۱/۰۸- تا PDB ‰ ۶/۲۸- (شکل ۱۶) در تغییر است. الگوی ایزوتوپ پایدار اکسیژن و کربن در سنگ‌های تریاس زیرین به شکل ایزوتوپ منفی اکسیژن و مقادیر منفی و مثبت ایزوتوپ کربن مشخص می‌شود [۵۸]. آب و هوای بسیار گرم که در مرز پرمین- تریاس تا تریاس میانی غالب بوده است می‌تواند باعث ایجاد پیک منفی در مقدار ایزوتوپ اکسیژن شود [۵۸]، [۵۹]، [۶۰]. به‌طور کلی مقادیر بسیار منفی ایزوتوپ اکسیژن (۴- تا ۶- پرمیل) نشان‌دهنده تشکیل در محیط دیاژنزی متئوریک است [۶۱]. از طرف دیگر مقادیر کم‌تر منفی (۲- تا ۱- پرمیل) یا کمی مثبت نشان می‌دهد کربنات‌ها اساساً در نزدیک سطح دریا و یا در تدفین کم عمق تحت تأثیر آب‌های منفذی دریایی تشکیل شده‌اند [۶۲]، [۶۳]. چنان‌که برای دولومیت‌های تریاس میانی حوضه آلمانی<sup>۱</sup> در جنوب غرب مجارستان بیان شده دلیل کاهش مقادیر ایزوتوپ اکسیژن، آب و هوای کمی خشک و نفوذ آب‌های متئوریک و یا دولومیتی شدن در مراحل تدفین است [۱۸].

**محاسبه دمای تشکیل سنگ‌های آهکی سازند الیکا:** از مهم‌ترین کاربردهای ایزوتوپ اکسیژن در کربنات‌ها تعیین دمای تشکیل آن‌هاست که معمولاً سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن با کم‌ترین میزان دگرسانی نشان‌دهنده دمای محیط رسوبی و سبک‌ترین آن نشان‌دهنده دمای دیاژنزی است [۲]. برای این منظور می‌توان از معادله زیر استفاده کرد [۴۷]:

$$T^{\circ}\text{C} = 16 - 4.14(\delta_C - \delta_W) + 0.13(\delta_C - \delta_W)^2$$

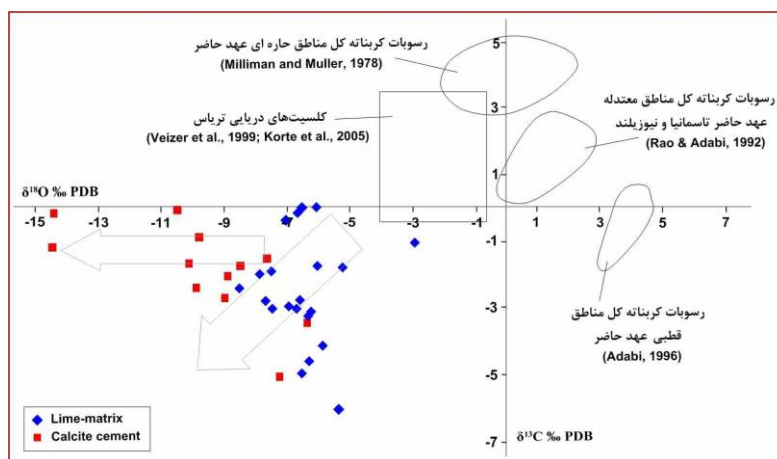
در این رابطه، T دما بر حسب سانتی‌گراد،  $\delta_C$  مقدار ایزوتوپ اکسیژن محاسبه شده در کلیت بر پایه مقیاس PDB به‌وسیله دستگاه طیف‌سنج جرمی و  $\delta_W$  مقدار ایزوتوپ اکسیژن آب دریا در زمان تشکیل کلیت بر پایه مقیاس استاندارد SMOW است که برای دوره تریاس، صفر در نظر گرفته می‌شود [۴۶]. بر اساس سنگین‌ترین ایزوتوپ



اکسیژن در نمونه‌های آهکی سازند الیکا (%۲/۹۱-) دمای به‌دست آمده برای محیط تدفین کم عمق به‌دلیل دگرسانی این آهک‌ها نسبت به آب دریا، معادل ۲۹ درجه سانتی‌گراد بوده است.

**ایزوتوپ کربن:** مقادیر ایزوتوپ کربن در نمونه‌های آهکی سازند الیکا بین ۰/۰۱- تا PDB %۶- (شکل ۱۱) و در دولومیت‌ها بین ۲/۰۱+ تا PDB %۴- (شکل ۱۳) در تغییر است. مقادیر ایزوتوپ کربن دولومیت‌های دریایی تریاس زیرین مساوی با کلسیت دریایی در نظر گرفته شده است و در تعادل با آب دریای تریاس زیرین بوده است [۶۱]. این مقادیر بین ۰/۵- تا %۳/۶+ در نوسان هستند [۵۳]، [۶۴] (شکل ۱۴).

در شکل ۱۱ نمونه‌های سازند الیکا با محدوده‌های رسوبات کربناته کل مناطق حاره‌ای، معتدله و قطبی مقایسه شده‌اند. رسوبات کربناته معتدله دارای ایزوتوپ اکسیژن سنگین‌تر و ایزوتوپ کربن سبک‌تر (با دامنه تغییرات زیادتر) نسبت به رسوبات کربناته حاره‌اند [۲۶]. نمونه‌های کل کربناته<sup>۱</sup> سازند الیکا به‌دلیل این‌که در حالت تعادل ایزوتوپی با آب‌های دیاژنتیکی غیردریایی است از محدوده نمونه‌های کل کربناته مناطق حاره‌ای عهد حاضر فاصله گرفته‌اند [۲۷]. در شکل ۱۱ محدوده‌های تعیین شده برای کلسیت‌های دریایی تریاس نیز ترسیم شده است [۵۳] که تمامی نمونه‌ها به‌دلیل تأثیر زیاد فرایندهای دیاژنتیکی در خارج از محدوده مذکور هستند.



شکل ۱۴. تغییرات ایزوتوپ کربن و اکسیژن در نمونه‌های آهکی سازند الیکا در برش شه‌میرزاد

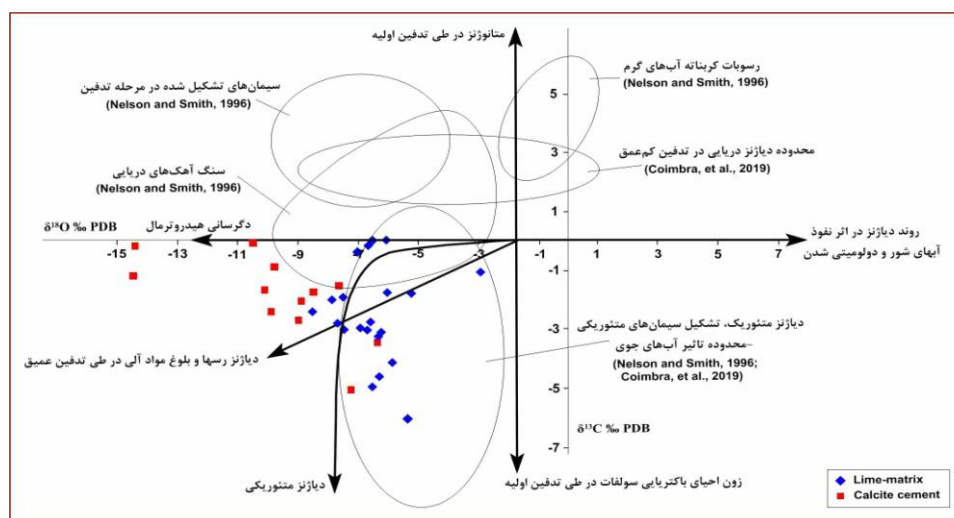
## بحث

### ۱. محیط‌های دیاژنتیکی

با توجه به شواهدی از آنالیزهای ژئوشیمیایی عنصری مانند مقادیر پایین عنصر استرانسیم و منگنز، روند افزایش خطی بین مقادیر Mn و Fe (ارتباط مستقیم) و ترسیم مقادیر نسبت Sr/Mn به Mn و نسبت Sr/Ca در مقابل Mn و Fe در توالی سازند الیکا، می‌توان گفت که رسوبات این سازند تحت تأثیر یک سیستم نیمه‌بسته تا باز دیاژنتیکی قرار گرفته‌اند و همچنین تأثیر فرایندهای هیدروترمال [۴۲] و واردات مواد آواری [۴۳] روی رسوبات در این سیستم بسیار ناچیز بوده است. معمولاً رسوباتی که تحت تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی قرار می‌گیرند ایزوتوپ اکسیژن سبک‌تری (۲ تا ۳% SMOW) نسبت به رسوبات دریایی دارند و دمای بیشتری را نشان می‌دهند [۲۸]. از این‌رو، به‌نظر می‌رسد که کربنات‌های سازند الیکا تحت تأثیر دیاژنتیکی فراتیک واقع شده‌اند [۲۷]، [۳۸]. از طرفی چون

#### 1. Bulk carbonate

برخی نمونه‌ها دارای ایزوتوپ کربن منفی هستند (شکل ۱۲) دیاژنز ودوز نیز روی این نمونه‌ها بی‌تأثیر نبوده است [۶۵]. از ویژگی‌های دیاژنز ودوز کاهش یا تخلیه شدید ایزوتوپ کربن ۱۳ است زیرا بر اثر تجزیه مواد آلی در خاک‌های سطحی مقادیر ایزوتوپ کربن ۱۲ افزایش یافته و در نتیجه نسبت  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  کاهش می‌یابد. به‌طور معمول در فرایندهای دیاژنز جوی، نسبت تغییرات ایزوتوپ اکسیژن کم‌تر از ایزوتوپ کربن است [۵۰]. در زون فراتیک متئوریک، مقادیر ایزوتوپ اکسیژن همانند زون ودوز، منفی است. مقادیر ایزوتوپ کربن نسبت به زون ودوز کمی مثبت‌تر بوده است ولی هم‌چنان از نظر عددی نسبت به رسوبات دریایی اولیه، منفی هستند. نمونه‌های سیمان کلسیتی نسبت به سایر نمونه‌ها دارای مقادیر ایزوتوپی منفی‌تری هستند از این‌رو، در مراحل آخر دیاژنز و بعد از دولومیتی شدن تشکیل شده‌اند و مربوط به محیط دیاژنزی دریایی نیستند بلکه در محیط تدفین (به فرم بلوکی) تشکیل شده‌اند. منفی‌ترین مقادیر ایزوتوپ اکسیژن به ورود آب‌های متئوریک و یک اثر رقیق‌شوندگی نسبت داده می‌شود [۶۶].

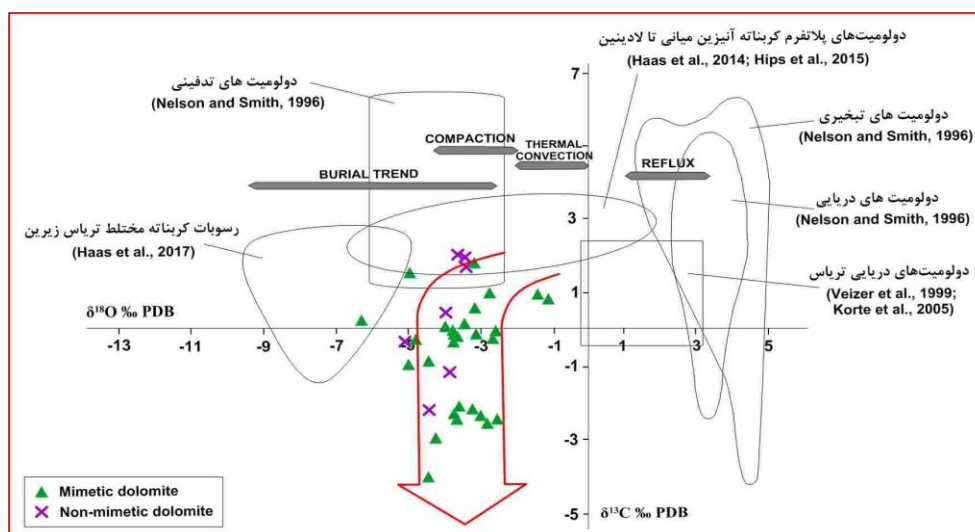


شکل ۱۲. تغییرات ایزوتوپ کربن و اکسیژن در نمونه‌های آهکی سازند الیکا در برش شه‌میرزاد بر مبنای فرایندها و محیط‌های دیاژنزی. فلش‌ها، روندهای شماتیک تأثیر دیاژنز بر رسوبات کربناته را نشان می‌دهند که می‌توانند به‌صورت مجزا و یا مجموعه‌ای از آنها بر رسوبات تأثیر داشته باشند [۵۵]، [۱۲]. این روندها نشان می‌دهند که افزایش درجه حرارت باعث کاهش ایزوتوپ اکسیژن و افزایش سیالات شور باعث مثبت شدن این مقادیر می‌شود.

## ۲. ویژگی‌های ژئوشیمیایی ایزوتوپی در دولومیت‌ها

افزایش مقادیر ایزوتوپ اکسیژن در دولومیت‌ها نسبت به سنگ‌آهک‌ها نشان می‌دهد که دولومیت‌ها در محیطی با شوری بیشتر و با تفریق ایزوتوپی بیشتر تشکیل شده‌اند [۱۳]، [۶۷]. مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  در دولومیت‌های عهد حاضر بین -۱ تا +۸ ‰ PDB در تغییر است و به‌مراتب سنگین‌تر از مقادیر ایزوتوپ اکسیژن در سنگ‌های آهکی مناطق حاره‌ای (حدود ۲ ‰ PDB-) است. مقادیر  $\delta^{13}\text{C}$  در دولومیت‌های عهد حاضر بین -۴ تا +۸ ‰ PDB در نوسان است [۲۴]. در سازند الیکا تنها دولومیت‌های نوع اول و دوم، تحت آنالیز ایزوتوپی اکسیژن و کربن قرار گرفته‌اند زیرا تهیه پودر از انواع دیگر دولومیت به‌روش معمول برای انجام تجزیه ایزوتوپی امکان‌پذیر نیست.  $\delta^{18}\text{O}$  در دولومیت‌های خیلی ریز تا ریزبلور (نوع اول) سازند الیکا بین ۱/۰۸- تا ۶/۲۸ ‰ PDB- در تغییر است که به‌مراتب سنگین‌تر از انواع دیگر دولومیت‌ها است. ایزوتوپ کربن در دولومیت نوع اول بین ۱/۷۸+ تا ۴ ‰ PDB- در تغییر است.  $\delta^{18}\text{O}$  در دولومیت‌های دانه ریز تا متوسط (نوع دوم) بین ۳/۳۷- تا ۵/۰۶ ‰ PDB- و مقادیر  $\delta^{13}\text{C}$  بین ۲/۰۱+ تا ‰ PDB

۲/۱۷- در نوسان است. از نظر پتروگرافی، دولومیکرایت‌های بررسی شده به‌عنوان دولومیت‌های با حداقل دگرسانی در نظر گرفته می‌شوند. سنگین‌تر بودن  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta^{13}\text{C}$  در دولومیکرایت‌ها به‌دلیل تأثیر ناچیز دگرسانی است [۶۸]. برای بررسی منشأ سیالات دولومیت‌ساز و مدل دولومیتی شدن نیز می‌توان از داده‌های ایزوتوپی استفاده کرد. چنان‌که در شکل ۱۶ دیده می‌شود تعداد کمی از نمونه‌های سازند الیکا در محدوده دولومیت‌های تدفینی قرار گرفته‌اند. فلش‌های تیره‌رنگ نشان‌دهنده فرایندهای تشکیل‌دهنده دولومیت در توالی تریاس بوده است که اغلب نمونه‌های سازند الیکا در محدوده حرارتی و تدفین قرار دارند. هم‌چنین در این شکل، نمونه‌های سازند الیکا با محدوده تعیین شده دولومیت‌های دریایی تریاس و نمونه‌هایی از دولومیت‌های مختلف به سن تریاس زیرین تا میانی مقایسه شده‌اند و تفاوت بارز آن‌ها در سبک‌تر بودن ایزوتوپ کربن نمونه‌های بررسی شده سازند الیکا است. الگوی دگرسانی رسوبات دریایی به‌وسیله سیالات متئوریکی در تطابق مقادیر ایزوتوپی اکسیژن و کربن، به‌وسیله لاهمن [۵۰] به‌صورت روند 'J' برگشته توصیف شده است [۶۹]، [۵۰] که به‌خوبی در دولومیت‌های بررسی شده مشهود است (فلش در شکل ۱۳).



شکل ۱۳. تغییرات ایزوتوپ کربن و اکسیژن در دولومیت‌های سازند الیکا در برش شه‌میرزاد. فلش‌های تیره‌رنگ نشان‌دهنده محدوده مقادیر هستند که تبیین فرایندهای تشکیل‌دهنده دولومیت در توالی تریاس است.

### ۳. مدل دولومیتی شدن و منشأ منیزیم

انواع مختلف دولومیت‌های موجود در سازند الیکا و پژوهش‌های ژئوشیمیایی حاکی از آن است که دولومیت‌ها در محیط‌های دیاژنتیکی مختلف و در طی مراحل و زمان متفاوت تشکیل شده‌اند. در واقع این فرایند در مراحل اولیه دیاژنتیکی در محیط دریایی و سپس در محیط‌های مخلوط و تدفینی (کم‌عمق و عمیق) دنبال و تکمیل شده است (شکل ۱۵). با توجه به شواهد پتروگرافی مانند بافت بسیار ریزبلور، دولومیت نوع اول به‌عنوان دولومیت تقریباً هم‌زمان با رسوب‌گذاری یا دولومیت دیاژنتیکی اولیه در نظر گرفته می‌شود که در نتیجه جانشینی اولیه یا تقریباً هم‌زمان کربنات پس از رسوب‌گذاری در پهنه جزر و مدی به‌وجود آمده است (مدل سبخایی یا دریایی) [۲۷]. آب دریا [۳۵]، [۷۰] و یا محلول‌های بین‌ذره‌ای غنی از منیزیم [۲۸] احتمالاً عامل دولومیتی‌شدن هستند. از آن‌جاکه دولومیت‌های نوع اول گستردگی خیلی زیادی در سازند الیکا دارند بهترین مدلی که بتواند این گستردگی را توضیح دهد مدل دریایی<sup>۱</sup> است. لازمه تشکیل این نوع دولومیت‌ها چرخش آب دریا در بین رسوبات در مدت زمان طولانی است (شکل‌های ۱۴ و ۱۵).

1. Seawater dolomitization model

مدل دولومیتی شدن برای دولومیت‌های نوع دوم و سوم، مدل زون مخلوط است که سیالات دولومیت‌ساز از اختلاط آب دریا با آب‌های متئوریکی زیرسطحی نتیجه شده‌اند [۲۳]. در شکل ۱۳ الگوی دگرسانی رسوبات دریایی به‌وسیله طی دیاژنز متئوریکی به‌صورت روند 'J' برگشته در دولومیت‌های نوع دوم قابل مشاهده است. در دولومیت‌های نوع سوم با توجه به متوسط بودن اندازه بلورها، مسطح بودن مرزهای بلوری و عدم همراهی کانی‌های تبخیری می‌توان گفت که این دولومیت‌ها در مراحل اولیه تا حد واسط دیاژنز وجود آمده‌اند [۳۸] و هم‌چنین طبق گزارش زینگر و دانهام [۷۱] دولومیتی شدن انتخابی در مراحل اولیه دیاژنز رخ می‌دهد. بنابراین با توجه به مدل زون مخلوط (شکل‌های ۱۴ و ۱۵)، آب دریا و آب‌های متئوریکی را می‌توان به‌عنوان سیال اصلی دولومیت‌ساز و منیزیم موجود در آب دریا را نیز منبع اصلی منیزیم برای دولومیتی شدن دانست. دولومیت نوع دوم و سوم دارای پراکنندگی اندک در توالی سازند الیکا است.

دولومیت‌های نوع چهارم و پنجم با توجه به اندازه درشت‌تر (به‌غیر از سیمان نوع حاشیه‌ای) نسبت به دولومیت‌های نوع دوم و سوم در عمق و دمای بیش‌تری تشکیل شده‌اند. به‌دلیل وجود سطوح بلوری مسطح و هم‌چنین شکل‌دار بودن بلورها در نوع چهارم می‌توان گفت که دمای تشکیل آن‌ها کم‌تر از دمای بحرانی بوده است و به منطقه تدفین عمیق نرسیده‌اند ولی دولومیت‌های نوع پنجم در دمای بالاتر از حد بحرانی و محیط تدفین عمیق تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۱۴ و ۱۵). محیط تشکیل دولومیت سدل معمولاً شرایط تدفین عمیق یا هیدروترمال در حضور شورابه‌هایی با شوری زیاد و درجه حرارت زیاد و یا به‌عنوان محصول احیای حرارتی- شیمیایی سولفات تفسیر می‌شود [۲۳]. چنان‌که در شکل ۹ قابل مشاهده است دولومیت‌های نوع سیمان و سدل در بخش‌های زیرین و ابتدای بخش میانی سازند گسترش و فراوانی بیش‌تری دارند که احتمالاً نشان‌دهنده شرایط تدفین عمیق‌تر و طولانی‌تری برای این رسوبات است. منشأ منیزیم در این نوع دولومیت احتمالاً از شورابه‌های حوضه‌ای (basinal brine) به دام افتاده در بین رسوبات و خروج آنها در نتیجه تدفین و فشردگی است [۱۳]. فشردگی رسوبات در حوضه و آنومالی‌های حرارتی، دو مکانیسم محتمل برای حرکت سیالات دولومیت‌ساز در تشکیل دولومیت‌های درشت بلور تدفینی هستند [۷۲].

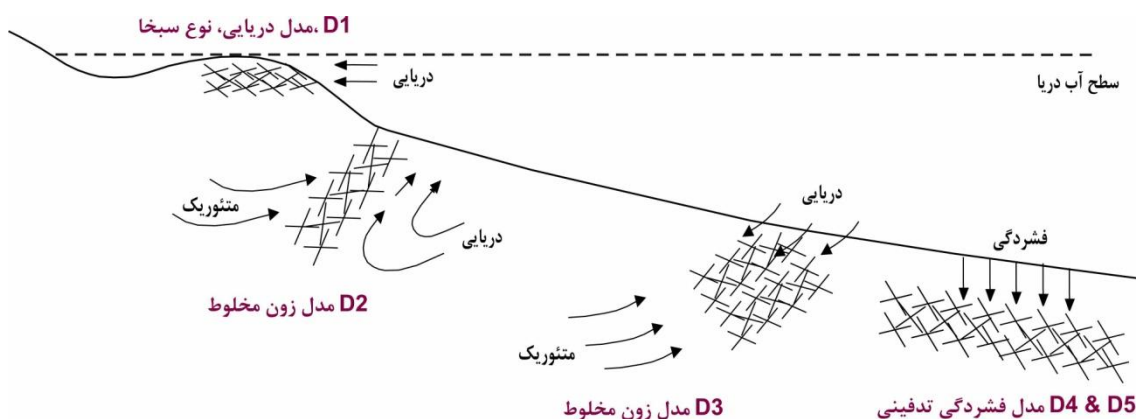
#### ۴. توالی پاراژنزی سازند الیکا

با وجود این‌که هر یک از فرایندهای دیاژنزی به‌طور مجزا قابل تشخیص و بررسی هستند، این فرایندها از نظر زمانی و مکانی هم‌پوشانی دارند و برهم‌دیگر تأثیر می‌گذارند. با توجه به نتایج بررسی‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی سازند الیکا در برش شهمیرزاد مشخص می‌شود که این سازند در طول زمان تحت تأثیر فرایندهای دیاژنزی در محیط‌های دریایی، متئوریکی و تدفینی قرار داشته است. با توجه به شکل ۱۶ می‌توان به تقدم و تأخر این پدیده‌های دیاژنزی به‌طور نسبی پی برد.

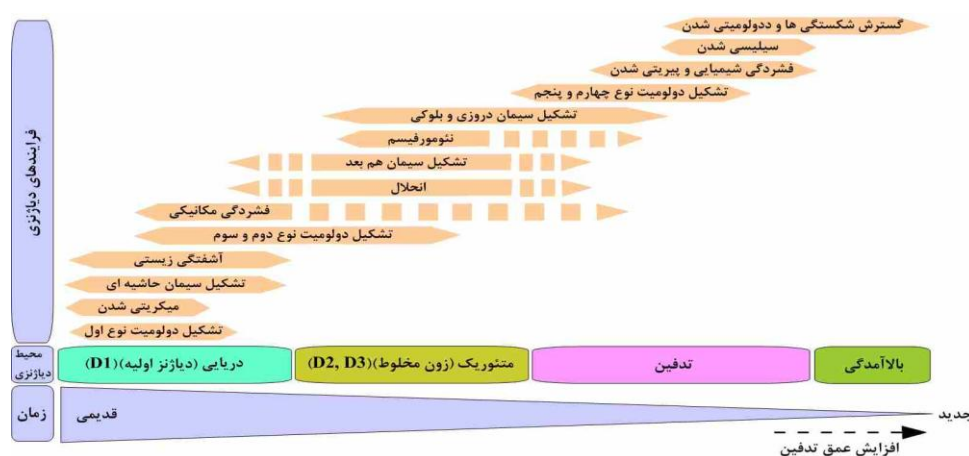
دیاژنز متئوریک	عمیق	دیاژنز تدفینی	سبک، مراحل بسیار اولیه دیاژنز
			<b>دولومیت نوع اول</b>
			<b>دولومیت نوع دوم</b>
			<b>دولومیت نوع سوم</b>
			<b>دولومیت نوع چهارم</b>
			<b>دولومیت نوع پنجم</b>
			<b>دولومیتی شدن</b>

شکل ۱۴. توالی پاراژنتیکی دولومیت‌های سازند الیکا





شکل ۱۵. مدل‌های دولومیتی شدن در رسوبات کربناته سازند الیکا (اقتباس از [۱۳])



شکل ۱۶. توالی پاراژنزی سازند الیکا در مناطق بررسی شده

### نتیجه‌گیری

۱. براساس تلفیق داده‌های پتروگرافی و آنالیزهای ژئوشیمیایی، سه مرحله اصلی دیاژنزی در رسوبات مورد مطالعه آشکار شده است. مرحله اول، دیاژنز دریایی است که حوادثی از قبیل تشکیل دولومیکرایت، میکریتی شدن، تشکیل سیمان‌های هم‌ضخامت اولیه و ایجاد آشفتهگی‌های زیستی روی داده‌اند. شروع فرایندهای فشردگی مکانیکی و تشکیل دولومیت‌های نوع دوم و سوم (زون اختلاط) در مرحله دیاژنز متئوریک صورت گرفته است. مهمترین فرایندهای دیاژنزی در مرحله دوم، انحلال و تشکیل سیمان‌های هم‌بعد و دروزی است. تشکیل انواع سیمان‌ها به خصوص بلوکی و همچنین دولومیت‌های نوع چهارم و پنجم در مرحله تدفین ادامه داشته که بیشتر شکستگی‌های تکتونیکی را پر کرده‌اند. سرانجام در آخرین مراحل تدفین، شکستگی‌ها توسعه یافته و ددولومیتی شدن در طی بالآمدن رسوبات یا بعد از آن تحت تأثیر آب‌های متئوریکی به وقوع پیوسته است.

۲. اکثر شواهد مانند مقادیر منگنز و استرانسیم، مقادیر Na در مقابل Mn و مقادیر Sr/Mn در مقابل Mn نشان دهنده نیمه بسته تا باز بودن سیستم هستند در حالیکه مقادیر Sr/Ca در مقابل Mn نشان‌دهنده سیستم بسته تا نیمه بسته است. لذا در حالت کلی و با توجه به تاثیر شدید دیاژنز متئوریک، سیستم دیاژنزی رسوبات سازند الیکا، نیمه بسته در نظر گرفته می‌شود.

۳. بر اساس مقادیر عناصر استرانسیم و سدیم، مقدار منگنز کمتر از ۵۰ پی‌پی‌ام و ترسیم نمودارهای مختلف عنصری و به ویژه  $Sr/Na > 1$ ، نشان داده که کانی‌شناسی اولیه رسوبات تشکیل‌دهنده سازند الیکا آراگونیتی بوده است و احتمالاً این رسوبات در مناطق حاره‌ای تشکیل شده‌اند.
۴. با ترسیم مقادیر ایزوتوپ اکسیژن در برابر ایزوتوپ کربن، روند دیازنز متئوریکی و تدفینی در نمونه‌های آهکی سازند الیکا قابل تشخیص هستند. از طرفی چون برخی نمونه‌ها دارای ایزوتوپ کربن منفی هستند دیازنز ودوز نیز بر روی این نمونه‌ها بی‌تاثیر نبوده است. داده‌های ایزوتوپی دولومیت‌ها نیز بیانگر روند 'J' برگشته و تاثیر دیازنز متئوریک است.
۵. بر اساس سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن در نمونه‌های آهکی سازند الیکا (۲/۹۱٪) دمای به دست آمده برای محیط تدفین کم عمق به دلیل دگرسانی این آهک‌ها نسبت به آب دریا، معادل ۲۹ درجه سانتیگراد بوده است.

## منابع

۱. آقائباتی سید علی، "زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۸۳) ۵۸۶.
۲. لاسمی یعقوب؛ لطف‌پور مسعود، طهماسبی علیرضا، "میکروفاسیس، بازسازی محیط‌های رسوبی و چینه‌شناسی توالی‌های (Sequence stratigraphy) سازند الیکا در شرق البرز مرکزی (ناحیه شه‌میرزاد)"، اولین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، تهران، انجمن زمین‌شناسی ایران (۱۳۷۶).
۳. خسروتهرانی خسرو، دانشیان جهانبخش، "چینه‌شناسی تریاس بالایی در البرز مرکزی (شمال ایران)"، فصلنامه علوم پایه (دانشگاه آزاد اسلامی)، دوره ۱۰، شماره ۳۸ (۱۳۷۹) ۲۷۱۱-۲۷۳۵.
۴. طهماسبی علیرضا، "بررسی میکروفاسیس، محیط رسوبی و چینه‌شناسی توالی‌های بخش‌های زیرین و میانی سازند الیکا در شرق البرز مرکزی"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، شاخه رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۷۶).
۵. بابائی‌خو گلاره، آدابی محمدحسین، معلمی علی، لطف‌پور مسعود، "تعیین ترکیب کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های بخش زیرین سازند الیکا در منطقه جابان با استفاده از مطالعات ژئوشیمیایی و پتروگرافی"، بیست و ششمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران (۱۳۸۶).
۶. سمیعی راد مهتاب، "رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند الیکا (تریاس پیشین) در شمال شرق دامغان (منطقه درب‌نمه)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، شاخه رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شاهرود (۱۳۹۳).
۷. قادری برمی سکینه، "رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند الیکا در غرب دامغان (کوه شمشیرزان)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، شاخه رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شاهرود (۱۳۹۳).
۸. نبوی محمدحسن، "نقشه زمین‌شناسی چهارگوش سمنان، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۵۴).

9. Dickson J. A. D., "A modified staining technique for carbonate in thin section", *Nature*, 205 (1965) 587.
10. Dunham R. J., "Classification of carbonate rocks according to depositional texture", *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 1 (1962) 108-121.
11. Wright V. P., "A revised classification of limestones", *Sedimentary Geology*, 76(3-4) (1992) 177-185.

12. Sibley D. F., Gregg, J. M., "Classification of dolomite rock textures", *Journal of Sedimentary Petrology*, 57 (1987) 967-975.
13. Adabi M., "Multistage dolomitization of upper jurassic Mozduran Formation Kopet-Dagh basin, NE Iran", *Carbonates and Evaporites*, 24 (2009) 16-32.
14. Sedighian A., Vaziri S. H., Majidifard M., Zamani M., "Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Permian deposits in Sangsar section, North of Semnan, eastern Alborz", *Journal of Tethys*, 4 (1) (2016) 27-38.
15. Gregg J. M., Shelton K. L., "Dolomitization and dolomite neomorphism in the back reef facies of the Bonnetterre and Davies formations (Cambrian), southeastern Missouri", *Journal of Sedimentary Petrology*, 60 (1990) 549-562.
16. Kaldi J., Gidman J., "Early diagenetic dolomite cements: examples from the Permian Lower Magnesian Limestone of England and the Pleistocene carbonates of the Bahamas", *Journal of Sedimentary Petrology*, 52 (1982) 1073-1085.
17. Warren J., "Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations", *Earth Science Reviews*, 52 (2000) 1-81.
18. Lukoczki G., Haas J., Gregg J. M., Machel H. G., Kele S. John C. M., "Multi-phase dolomitization and recrystallization of Middle Triassic shallow marine-peritidal carbonates from the Mecsek Mts.(SW Hungary), as inferred from petrography, carbon, oxygen, strontium and clumped isotope data", *Marine and Petroleum Geology*, 101 (2019) 440-458.
19. Richter D. K., Gotte Th., Gotze J., Neuser R. D., "Progress in application of cathodoluminescence (CL) in sedimentary petrology", *Mineralogy and Petrology*, 79 (2003) 127-66.
20. Kretz R., "Carousel model for the crystallization of saddle dolomite", *Journal of Sedimentary Petrology*, 62 (1992) 190-195.
21. Radke R M., Mathis R. L., "On the formation and occurrence of saddle dolomite", *Journal of Sedimentary Petrology*, 56 (1980) 1149-1168.
22. Marshall D. J., Mariano A. N., "Cathodoluminescence of geological materials", Taylor & Francis (1988).
23. Flugel E., "Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application", Second Edition, Springer- Verlag, Berlin Heidelberg, (2010) 976.
24. Rao C. P., "Elemental composition of marine calcite from modern temperate shelf brachiopods, bryozoans and bulk carbonates, eastern Tasmania, Australia", *Carbonates and Evaporites*, 11(1) (1996) 1-18.
25. Veizer J., "Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates", *Reviews in mineralogy*, 11 (1983) 265-300.

26. Rao C. P., Adabi M. H., "Carbonate minerals, major and minor elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with water depth in cool, temperate carbonates, western Tasmania, Australia", *Marine Geology*, 103 (1-3) (1992) 249-272.
27. Adabi M. H., Rao C. P., "Petrographic and geochemical evidence for original aragonite mineralogy of Upper Jurassic carbonate (Mozduran Formation) Sarakhs area, Iran", *Sedimentary Geology*, 72 (3-4) (1991) 253-267.
۲۸. آدابی محمدحسین، "ژئوشیمی رسوبی"، انتشارات آرین زمین، چاپ دوم (۱۳۹۰) ۵۰۳.
29. Milliman J. D., "Marine carbonates", New York, Springer-Verlag, (1974) 375.
30. Rao C. P., Jaywardan M. P. J., "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 (1-2) (1994) 49-63.
31. Rao C. P., Amini Z. Z., "Faunal relationship to grain-size, mineralogy and geochemistry in recent temperate shelf carbonates, western Tasmania, Australia", *Carbonates and Evaporites*, 10 (1) (1995) 114-123.
32. Reis A., Erhardt A. M., McGlue M. M., Waite L., "Evaluating the effects of diagenesis on the  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  compositions of carbonates in a mud-rich depositional environment: A case study from the Midland Basin, USA", *Chemical Geology*, 524 (2019) 196-212.
33. Dehcheshmehi S. M., Adabi M. H., Hejazi S. H., "Depositional facies and geochemistry of the Kangan formation in the South Pars Field, Persian Gulf (Iran)", *Carbonates and Evaporites*, 28 (3) (2013) 297-307.
34. Javanbakht M., Wanas H. A., Jafarian A., Shahsavan N., Sahraeyan M., "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 (2018) 122-135.
35. Land L. S., "The origin of massive dolomite. *Journal of Geology Education*", 33 (1985) 112-125.
36. Coimbra R., Marques B., Olóriz F., "Testing carbonate chemostratigraphy across differentiated ancient shallow-platform environments (Early Kimmeridgian, S Iberia)", *Geoscience Frontiers* (2019).
37. Costa E. S., Grilo C. F., Wolff G. A., Thompson A., Figueira R. C., Sá F., Neto R. R., "Geochemical records in sediments of a tropical estuary (Southeastern coast of Brazil)", *Regional Studies in Marine Science*, 6 (2016) 49-61.



38. Adabi M. H., "Sedimentology and geochemistry of Upper Jurassic (Iran) and Precambrian (Tasmania) carbonates", (Doctoral dissertation, PhD. thesis (unpublished), University of Tasmania, Australia) (1996) 400.
39. Rao C. P., "Geochemical characteristics of cool-temperate carbonates, Tasmania, Australia", *Carbonates and Evaporites*, 5 (2) (1990) 209-221.
40. Budd D. A., "Dissolution of high-Mg calcite fossils and the formation of biomolds during mineralogical stabilization", *Carbonates and Evaporites*, 7 (1) (1992) 74-81.
41. Winefield P. R., Nelson C. S., Hodder A. P. W., "Discriminating temperate carbonates and their diagenetic environments using bulk elemental geochemistry: a reconnaissance study based on New Zealand Cenozoic limestones", *Carbonates and Evaporites*, 11 (1) (1996) 19-31.
42. Corbin J. C., Person A., Iatzoura A., Ferre B., Renard M., "Manganese in pelagic carbonates: indication of major tectonic events during the geodynamic evolution of a passive continental margin (the Jurassic European margin of the Tethys-Ligurian Sea)", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 156 (1-2) (2000) 123-138.
43. Vincent B., Rambeau C., Emmanuel L., Loreau J. P., "Sedimentology and trace element geochemistry of shallow-marine carbonates: an approach to paleoenvironmental analysis along the Pagny-sur-Meuse Section (Upper Jurassic, France)", *Facies*, 52 (1) (2006) 69-84.
44. Rao C. P., "Geochemical differences between subtropical (Ordovician), cool temperate (recent and Pleistocene) and subpolar (Permian) carbonates, Tasmania, Australia", *Carbonates and Evaporites*, 6 (1) (1991) 83-106.
۴۵. اسدی مهماندوستی الهام، آدابی محمدحسین، "مطالعه ویژگی‌های ژئوشیمیایی سازند سروک در پهنه ایذه، منطقه زاگرس"، فصلنامه علوم زمین، سال بیست و چهارم، شماره ۹۴، (۱۳۹۳) ۳۱۰-۲۹۹.
46. Korte C., Kozur H. W., Veizer J., " $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values of Triassic brachiopods and carbonate rocks as proxies for coeval seawater and palaeotemperature", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 226 (3-4) (2005) 287-306.
47. Adabi M., Sadeghi A., Kazemzadeh M., "Biostratigraphy paleoecology and paleoenvironmental reconstruction of the Asmari formation in Zagros basin southwest Iran", *Arabian Journal of Geosciences*, 9 (2016) 1-15.
48. Gholami zadeh P., Adabi M. H., Sadeghi A., "Microfacies, geochemistry and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation (Mid Cretaceous) in the Kuh-e Siah and Kuh-e Mond, Fars area, southern Iran", *Journal of African Earth Sciences* (2019) 1-19.
49. Brand U., Veizer J., "Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system; 1, Trace elements", *Journal of Sedimentary Research*, 50(4) (1980) 1219-1236.

50. Lohmann K. C., "Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst", In *Paleokarst* (58-80). Springer, New York, NY (1988).
51. Knorich A. C., Mutti M., "Missing aragonitic biota and the diagenetic evolution of heterozoan carbonates: A case study from the Oligo-Miocene of the central Mediterranean", *Journal of Sedimentary Research*, 76 (5) (2006) 871-888.
52. Adabi M. H., Asadi Mehmandosti E. A., "Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-E Rashid area, Izeh, SW Iran", *Journal of Asian Earth Sciences*, 33 (3-4) (2008) 267-277.
53. Korte C., Kozur H. W., Veizer J., " $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values of Triassic brachiopods and carbonate rocks as proxies for coeval seawater and palaeotemperature", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 226 (3-4) (2005) 287-306.
54. Rao C. P., Huston D., "Temperate shelf carbonates reflect mixing of distinct water masses, eastern Tasmania, Australia", *Carbonates and Evaporites*, 10 (1) (1995) 105-113.
55. Han C., Lin C., Lu X., Tian J., Ren L., Ma C., "Petrological and geochemical constraints on fluid types and formation mechanisms of the Ordovician carbonate reservoirs in Tahe Oilfield, Tarim Basin, NW China", *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 178 (2019) 106-120.
56. Kaufman A. J., Knoll A. H., "Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications", *Precambrian research*, 73 (1-4) (1995) 27-49.
57. Khelen A. C., Manikyamba C., Subramanyam K. S. V., Santosh M., Ganguly S., Kalpana M. S., Rao D. S., "Archean seawater composition and depositional environment—Geochemical and isotopic signatures from the stromatolitic carbonates of Dharwar Craton, India", *Precambrian Research*, 330 (2019) 35-57.
58. Haas J., Hips K., Budai T., Györi O., Lukoczki G., Kele S., Demény A., Poros Z., "Processes and controlling factors of polygenetic dolomite formation in the Transdanubian Range, Hungary: a synopsis", *International Journal of Earth Sciences*, 106 (3) (2017) 991-1021.
59. Sun Y., Joachimski M. M., Wignall P. B., Yan C., Chen Y., Jiang H., Wang L., Lai X., "Lethally hot temperatures during the Early Triassic greenhouse", *Science*, 338 (6105) (2012) 366-370.
60. Joachimski M. M., Lai X., Shen S., Jiang H., Luo G., Chen B., Chen J., Sun Y., "Climate warming in the latest Permian and the Permian–Triassic mass extinction", *Geology*, 40 (3) (2012) 195-198.

61. Li R., "Petrography and geochemistry of the Permian-Triassic boundary interval, Yangou section, South China: Implications for early Griesbachian seawater  $\delta^{13}\text{CDIC}$  gradient with depth", *Sedimentary Geology*, 351 (2017) 36-47.
62. Campbell K. A., Nelson C. S., Alfaro A. C., Boyd S., Greinert J., Nyman S., Grosjean E., Logan G. A., Gregory M. R., Cooke S., Linke P., "Geological imprint of methane seepage on the seabed and biota of the convergent Hikurangi Margin, New Zealand: Box core and grab carbonate results", *Marine Geology*, 272 (1-4) (2010) 285-306.
63. Nelson C. S., Smith A. M., "Stable oxygen and carbon isotope compositional fields for skeletal and diagenetic components in New Zealand Cenozoic nontropical carbonate sediments and limestones: a synthesis and review", *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 39 (1) (1996) 93-107.
64. Zhang L., Orchard M. J., Algeo T. J., Chen Z. Q., Lyu Z., Zhao L., Kaiho K., Ma B., Liu S., "An intercalibrated Triassic conodont succession and carbonate carbon isotope profile, Kamura, Japan", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 519 (2019) 65-83.
65. Atudorei, V. and Baud, A., "Carbon isotope events during the Triassic", *Albertiana*, 20 (1997) 45-49.
66. Benavente C. A., Mancuso A. C., Bohacs K. M., "Paleohydrogeologic reconstruction of Triassic carbonate paleolakes from stable isotopes: Encompassing two lacustrine models", *Journal of South American Earth Sciences*, 95 (2019) 102292.
67. Swart P. K., "The geochemistry of carbonate diagenesis: the past, present and future", *Sedimentology*, 62 (5) (2015) 1233-1304.
68. Kreitsmann T., K lavir M., Lepland A., Paiste K., Paiste P., Prave A. R., Sepp H., Romashkin A. E., Rychanchik D. V., Kirsim e K., "Hydrothermal dedolomitisation of carbonate rocks of the Paleoproterozoic Zaonega Formation, NW Russia-Implications for the preservation of primary C isotope signals", *Chemical Geology*, 512 (2019) 43-57.
69. James N. P., Choquette P. W., "Limestones - the meteoric diagenetic environment", In: Macillreath, I.A., Morrow, D.W. (Eds.), *Diagenesis: Geoscience Canada Reprint Ser.*, 4 (1990) 35-73.
70. Machel H. G., Mountjoy E. W., "Chemistry and environments of dolomitization- a reappraisal", *Earth Science Review*, 23 (1986) 175-222.
71. Zenger D. H., Dunham J. B., "Dolomitization of Siluro-Devonian limestones in a deep core (5,350 m)", southeastern New Mexico (1988).
72. Iannace A., Capuano M., Galluccio L., "Dolomites and dolomites in Mesozoic platform carbonates of the Southern Apennines: Geometric distribution, petrography and geochemistry", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 310 (2011) 324-339.