

پetroگرافی و ژئوشیمی دولومیت‌های سازند الیکا در برش زال جلفا، شمال‌باختر ایران

مرجان یعقوبی^۱، عادل نجف‌زاده^۲، افشین زهدی^{۳*}، رحیم مهاری^۴ و فاضل خالقی^۵

۱- دانشجوی دکترا رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تبریز، تبریز، ایران

۲، ۴ و ۵- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تبریز، تبریز، ایران

۳- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

نویسنده مسئول: afshin.zohdi@znu.ac.ir

دریافت: ۱۴۰۰/۹/۱۱ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۱/۱۱

نوع مقاله: پژوهشی

چکیده

سازند الیکا در برش زال واقع در جنوب جلفا شامل دو بخش سنگ‌آهکی و دولومیتی است. این سازند با ضخامتی در حدود ۳۷۷ متر از ۹ واحد مختلف رسوبی تشکیل شده است که دو واحد انتهایی آن (واحد‌های ۸ و ۹) با ضخامتی در حدود ۷۸ متر، به صورت کامل دولومیتی است. تبدیل بخش سنگ‌آهکی به دولومیتی‌های ضخیم لایه در این سازند به صورت تدریجی بوده و با حضور واحد سنگ‌آهک دولومیتی متوسط لایه مشخص می‌گردد. مطالعات پتروگرافی و آنالیز عنصری بخش دولومیتی این سازند نشان می‌دهد که دولومیت‌های این منطقه اکثراً از نوع اول و دولومیکرایت می‌باشند. بلورهای دولومیت توسط سیالات دریایی در طی تدفین کم عمق و در شرایط نسبتاً احيایی شکل گرفته‌اند و در طی فرایند دولومیتی شدن ترکیب این سیالات تغییر نکرده است. نتایج حاصل از آنالیز XRD در نمونه‌های مختلف دولومیتی سازند الیکا حاکی از آن است که اغلب دولومیت‌های مورد مطالعه نزدیک به حالت استوکیومتریک بوده و مقدار مول درصد $MgCO_3$ آن‌ها بین ۴۶/۷ تا ۵۰/۴ درصد است. توالی دولومیتی شده سازند الیکا با توجه به اندازه ریزبلورهای دولومیت، حضور ذرات کوارتز در حد سیلت و نوارهای استروماتولیت احتمالاً در یک محیط دریایی کم عمق (سوپراتایدال تا اینترتایدال) با شوری و تبخیر بالا نهشته شده است. حضور ائیدهای شعاعی و بافت‌های اولیه رسوبی به صورت لامیناسیون، مقادیر پایین Fe و Mn و همچنین مقادیر بالای Sr و Na تاییدی بر شرایط فوق است. میزان بالای سدیم در این دولومیت‌ها احتمالاً می‌تواند ناشی از وجود کانی‌های رسی بوده که حضور آن‌ها توسط مطالعات SEM و XRD تایید شده است.

واژگان کلیدی: سازند الیکا، تریاس، دولومیکرایت، استوکیومتری، تدفین کم عمق، جلفا

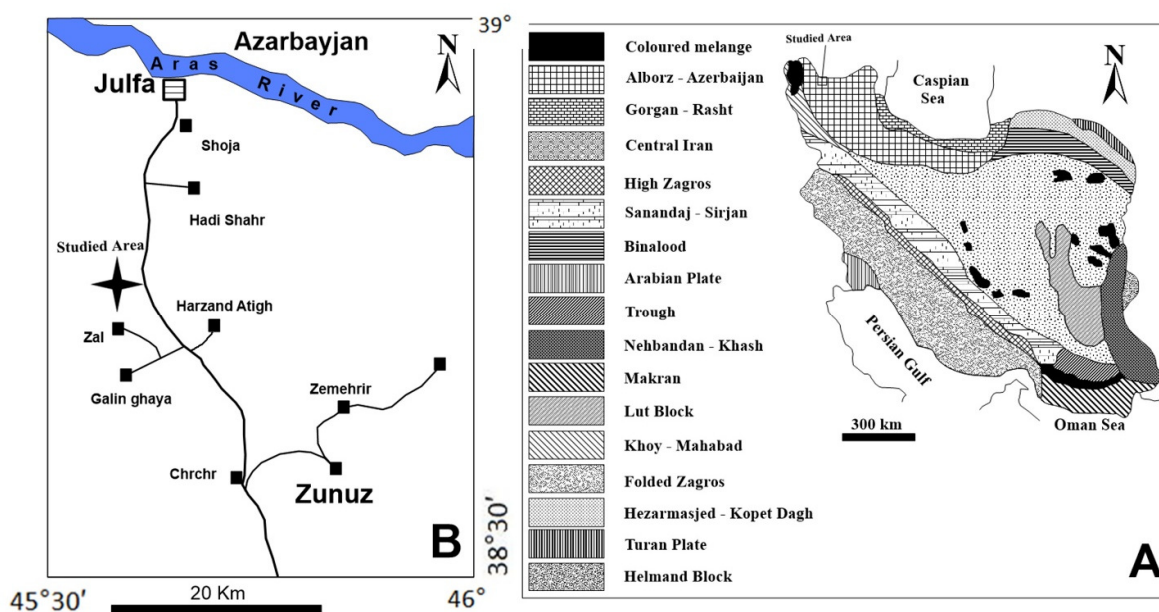
پیشگفتار

دولومیت‌ها در زمان هولوسن بندرت یافت می‌شوند که این مساله بیش از ۱۵۰ سال است، بعنوان "مساله دولومیت" در میان رسوب‌شناسان مطرح شده است (ژسک و همکاران، ۲۰۱۲). اما هر چقدر به گذشته زمین پیش می‌رویم، فراوانی دولومیت‌ها بیش تر می‌شود. توالی‌های دولومیتی در ایران از پرکامبرین پسین تا میوسن حضور دارند و یکی از زمان‌های زمین‌شناسی که در آن این کانی به وفور شکل گرفته است، دوره تریاس بوده، بطوریکه در مکان‌هایی که سنگ‌های کربناتی تریاس رخنمون یافته است، احتمال حضور توالی‌های دولومیتی در داخل آن‌ها بسیار زیاد است. از سازندهای دولومیت‌دار تریاس در ایران و بویژه در حوضه رسوبی البرز- آذربایجان، می‌توان به سازند الیکا (شکل ۱) اشاره نمود که به لحاظ سنگ‌شناسی

دولومیت یک کانی ثانویه است که طی فرایندهای پیچیده دیاژنزی در اثر جایگزینی یون‌های کلسیم توسط منیزیم در داخل کربنات‌ها تشکیل می‌شود. این کانی توسط مدل‌های مختلفی همانند دریایی، نفوذ-تراوش (گیوری و همکاران، ۲۰۲۰)، تبخیری (سبخایی لوکوسکی و همکاران، ۲۰۱۹)، زون مخلوط و تدفین عمیق تشکیل می‌شود (آدابی، ۱۳۸۳؛ ارزانی، ۱۳۹۲). دولومیت می‌تواند میزان بسیاری از کانی‌های فلزی (آهن، منگنز، سرب و روی) و یا سنگ مخزن هیدروکربن (گاز و نفت) باشد، لذا شناخت ویژگی‌ها و فرایندهای تشکیل آن از اهمیت بسیار بالایی برخوردار است (برایت‌ویت و همکاران، ۲۰۰۴).

(منطقه جلغا) که مورد توجه این پژوهش است بخش دولومیتی سازند الیکا دارای ضخامتی در حدود ۷۸ متر بوده و از دولومیت نازک لایه تا متوسط و همچنین دولومیت‌های توده‌ای تشکیل شده است. از آنجایی که دولومیت‌های سازند الیکا در منطقه جلغا (برش زال) تاکنون مورد مطالعه و بررسی پتروگرافی و ژئوشیمی به هدف تشخیص مدل دولومیتی شدن قرار نگرفته است، در این پژوهش برای نخستین بار چینه‌شناسی، پتروگرافی و ژئوشیمی (عناصر اصلی و فرعی) این دولومیت‌ها مورد توجه قرار گرفته است.

شامل: سنگ‌آهک (آهک‌های ورمیکوله)، سنگ‌آهک دولومیتی و دولومیت است (قربانی، ۱۳۸۱). از نظر رسوب‌شناسی و چینه‌شناسی مطالعات متعددی بر روی سازند الیکا توسط لطف‌پور (۱۳۷۶)؛ وزیری (۱۳۸۴)؛ ستوهیان (۱۳۸۷)؛ طالبان (۱۳۹۰)؛ یوسفی‌راد و همکاران (۱۳۹۲)؛ اکبرنژاد و همکاران (۱۳۹۴) و عباسی (۲۰۱۵) صورت گرفته است، از طرفی دولومیت‌های سازند الیکا به لحاظ پتروگرافی و ژئوشیمی توسط اخروی و ربانی (۱۳۷۴)؛ فیاضی (۱۳۸۴)، زهدی (۱۳۹۴)، روحانی و همکاران (۱۳۹۷) و پورحیدر (۱۳۹۹) در بخش‌های مختلف حوضه رسوبی البرز مطالعه شده است. در برش زال



شکل ۱. (A) واحدهای ساختاری - رسوبی ایران (نبوی، ۱۳۵۵). بر این اساس، منطقه مورد مطالعه در زون البرز - آذربایجان قرار می‌گیرد. (B) موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه در نقشه با علامت * مشخص شده است.

روش مطالعه

رنگ‌آمیزی صورت گرفت. در این پژوهش جهت نام‌گذاری انواع دولومیت‌ها از روش گرک و سیبلی (۱۹۸۴) و سیبلی و گرک (۱۹۸۷) استفاده گردید. انجام آزمایشات ژئوشیمی به روش ICP-OES برای ۱۲ نمونه دولومیتی جهت تشخیص درصد عناصر اصلی Ca و Mg و مقادیر عناصر فرعی (Mn, Fe, Sr, Na) بر حسب پی‌پی‌ام در شرکت مطالعات معدنی زرآما صورت گرفت. جهت انجام مطالعات میکروسکوپی SEM از ۶ نمونه در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه تبریز عکس‌برداری صورت گرفت. دستگاه SEM مورد استفاده در این پژوهش مدل MIRA3 FEG-SEM

در این مقاله پس از مطالعه نقشه‌های زمین‌شناسی قابل دسترس (نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ جلغا) و پیمایش‌های صحرایی، بهترین رخنمون برای نمونه‌برداری انتخاب شد. در طی مطالعات صحرایی به جنس و ترکیب سنگ‌ها، نوع لایه‌بندی و مرز بین لایه‌ها توجه گردید. ۷۰ نمونه دستی از واحدهای سنگی سازند الیکا مربوط به تریاس زیرین تا میانی جمع‌آوری و از تمامی آن‌ها برش‌نازک میکروسکوپی تهیه گردید. به منظور تشخیص کانی کلسیت از دولومیت از محلول آلیزارین قرمز به روش دیکسون (۱۹۶۵)

لایه به رنگ خاکستری بوده که از متر ۱۷۷ تا ۱۷۹/۵ متری و در حدود ۷ متر سنگ‌آهک نازک لایه به رنگ خاکستری، از متر ۱۷۹/۵ تا ۱۸۶/۵ متری تشکیل شده است. ساختار لامینه‌بندی در داخل سنگ‌آهک‌های نازک لایه این واحد بوفور مشاهده می‌شود. این واحد با شروع واحد سنگ‌آهک رسی خاتمه می‌یابد.

۴/۵ متر سنگ‌آهک رسی نازک لایه به رنگ خاکستری: این واحد عمدتاً متشکل از سنگ‌آهک رسی نازک لایه به رنگ خاکستری است، که از متر ۱۸۶/۵ تا ۱۹۱ متری سازند الیکا را در منطقه مورد مطالعه شامل می‌شود. انتهای این واحد با شروع سنگ‌آهک‌های اوولیتی براحتی قابل تشخیص است.

۱۷ متر سنگ‌آهک توده‌ای اوولیتی به رنگ خاکستری: این واحد که از متر ۱۹۱ متر شروع می‌شود متشکل از سنگ‌آهک‌های اوولیتی به رنگ خاکستری است. این واحد عمدتاً توده‌ای و صخره‌ساز بوده و به راحتی از واحدهای پایینی و بالایی خود قابل تفکیک است. وجود آیدها که با چشم غیرمسلح نیز مشاهده می‌شوند، از مشخصه اصلی این واحد می‌باشد. این واحد در متر ۲۰۸ متر و با شروع واحد مارنی پایان می‌یابد.

۴۱/۵ متر تناوب مارن و سنگ‌آهک به رنگ خاکستری: این واحد با ۲/۵ متر مارن با میان لایه‌های سنگ‌آهک از متر ۲۰۸ متر شروع می‌شود و در ادامه شامل ۳ متر سنگ‌آهک متوسط تا ضخیم لایه به رنگ خاکستری، ۷ متر مارن با میان لایه‌های سنگ‌آهک، ۶ متر سنگ‌آهک نازک لایه به رنگ خاکستری روشن، ۲ متر مارن با میان لایه‌های سنگ‌آهک و ۲۱ متر سنگ‌آهک نازک لایه با میان لایه‌های مارن است. این واحد با شروع سنگ‌آهک ضخیم لایه به رنگ خاکستری روشن در متر ۲۴۹/۵ متری خاتمه می‌یابد.

۱۲/۵ متر سنگ‌آهک نازک تا ضخیم لایه به رنگ خاکستری روشن: این واحد که از متر ۲۴۹/۵ متر شروع می‌شود عمدتاً شامل سنگ‌آهک ضخیم لایه به رنگ خاکستری روشن به ضخامت ۵ متر، سنگ‌آهک نازک لایه به رنگ خاکستری روشن به ضخامت ۵ متر و سنگ‌آهک ضخیم لایه دارای لایه‌بندی مشخص به رنگ خاکستری روشن با ضخامت در حدود ۲/۵ متر می‌باشد. این واحد در متر ۲۶۲ متر با شروع واحد سنگ‌آهک دولومیتی خاتمه می‌یابد.

ساخت کمپانی Tescan کشور چک می‌باشد. قدرت بزرگنمایی این دستگاه ۱ میلیون برابر با اعمال ولتاژ ۳۰ kv می‌باشد. پس از انجام مطالعات سنگ‌نگاری، برای تجزیه فازهای تشکیل‌دهنده نمونه‌ها، تعداد ۳ نمونه تجزیه به روش XRD (پراش پرتو ایکس نیمه کمی) با استفاده از دستگاه Siemens D-5000 در دانشکده فیزیک دانشگاه تبریز و سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی شمال-باختر کشور انجام گرفت. در انتها این اطلاعات با هم ادغام و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت.

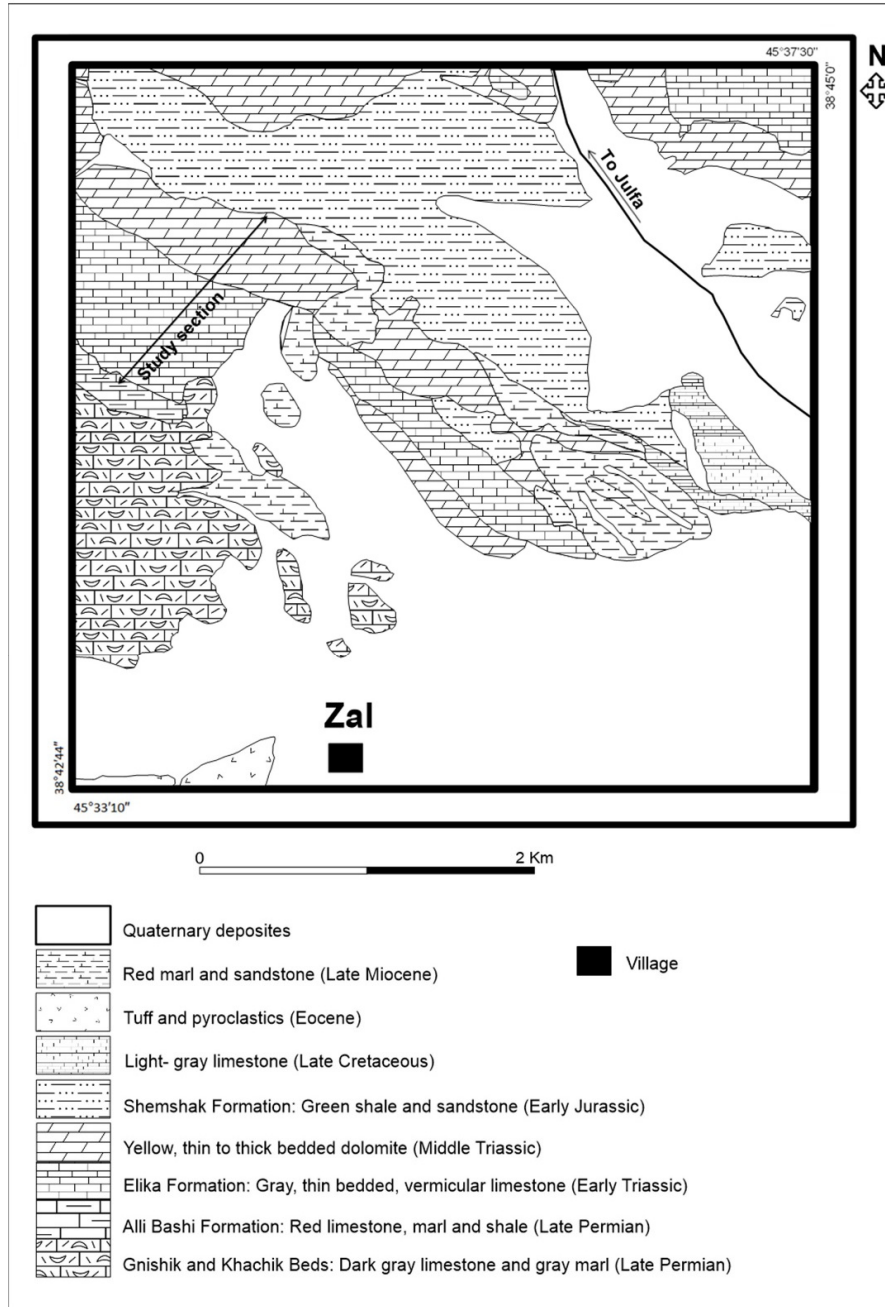
زمین‌شناسی و چینه‌نگاری منطقه مورد مطالعه

سنگ‌های پرمین و تریاس در منطقه مورد مطالعه رخنمون گسترده‌ای دارد و ارتفاعات شمال روستای زال واقع در جنوب جلفا را تشکیل می‌دهند (شکل‌های ۲ و ۳). در این منطقه گسل‌ها تا حدودی سبب جابجایی در لایه‌ها و توالی‌های رسوبی شده‌اند. حرکات عمده این گسل‌ها بصورت امتداد لغز می‌باشد.

نهشته‌های پرمین در این منطقه شامل سازندهای گنیشیک، خاجیک و علی‌باشی است. مرز بالایی سازند علی‌باشی در برش زال به صورت تدریجی با سازند الیکا به سن تریاس پیشین-میانی می‌باشد. تیپرت و همکاران (۱۹۷۳) سن دورآشامین و پرتوآذر (۲۰۰۲) سن جلفین پسین-دورآشامین را برای سازند علی‌باشی مشخص کرده‌اند. سازند الیکا در برش زال ۳۷۷ متر ضخامت داشته و شامل ۹ واحد می‌باشد که از پایین به بالا به صورت زیر می‌باشد (شکل ۴):

۱۷۷ متر سنگ‌آهک نازک لایه به رنگ خاکستری: این واحد از ابتدای سازند الیکا شروع می‌شود و با مرز تدریجی بر روی سازند علی‌باشی قرار می‌گیرد. این واحد عمدتاً از سنگ‌آهک‌های نازک لایه به رنگ خاکستری تشکیل شده است. فسیل دوکفه‌ای کلاریا، سنگ‌آهک ورمیکوله و ساختار لایه‌ای که مشخصه نهشته‌های تریاس زیرین هستند، در این واحد بوفور یافت می‌شود. در داخل این واحد، گدازه‌های دیابازی با متر ۲۱ متر مشاهده شده است که نتیجه نفوذ سیل در داخل این واحد است. نفوذ سیل باعث ایجاد دگرسانی در سنگ‌آهک‌های بخش‌های پایینی و بالایی این واحد شده است.

۹/۵ متر سنگ‌آهک نازک تا ضخیم لایه به رنگ خاکستری: این واحد شامل ۲/۵ متر سنگ‌آهک ضخیم



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (اقتباس با تغییراتی از نقشه زمین‌شناسی، ۱/۱۰۰۰۰۰ جلفا، عبدالمهدی و حسینی، ۱۳۷۵)



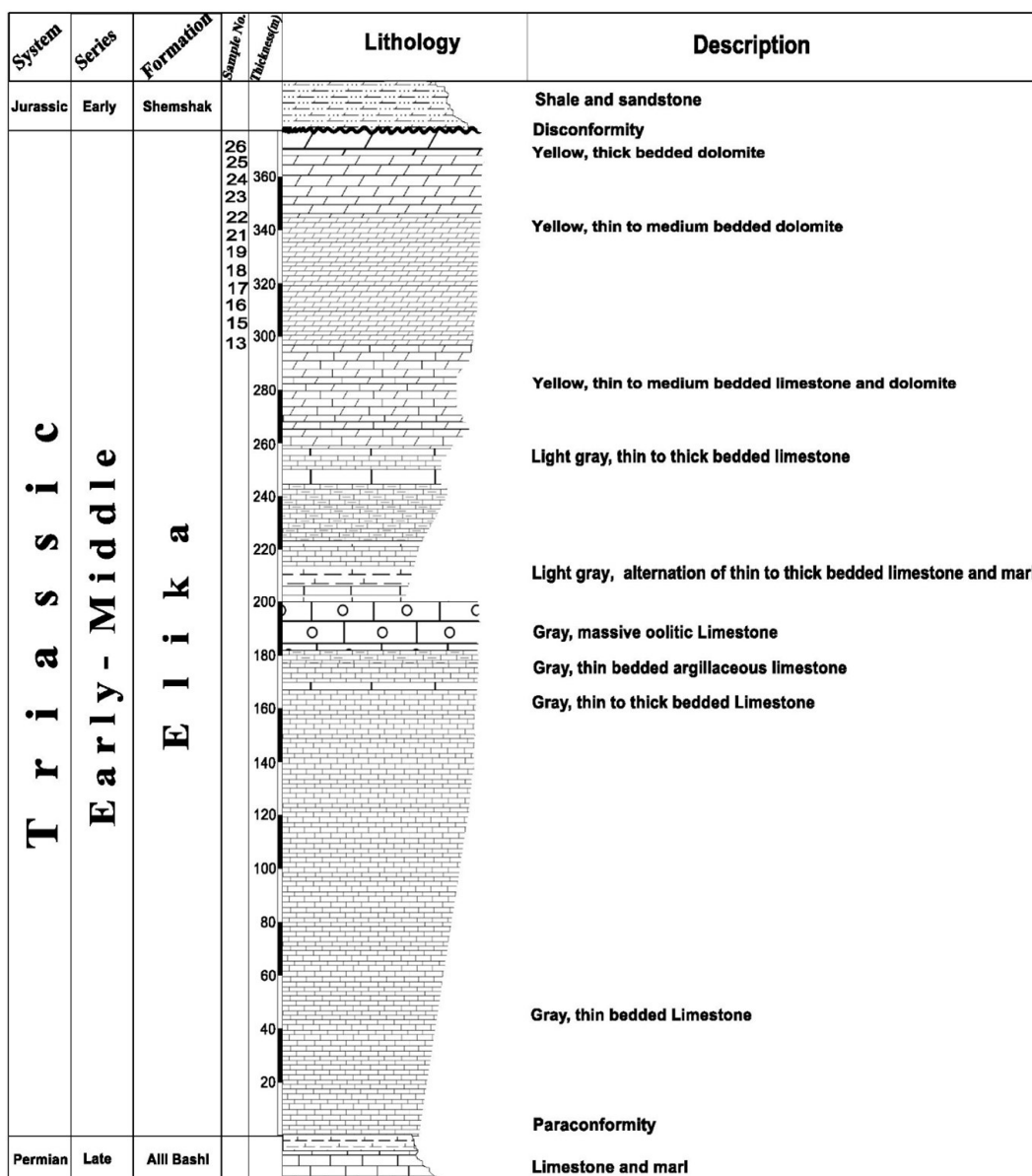
شکل ۳. دورنمایی از رخنمون سازند الیکا در برش زال، مرز پایینی آن با سازند علی‌باشی (پرمین) و مرز بالایی آن با سازند شمشک (ژوراسیک) مشخص است (نگاه به سمت شمال‌باختر).

سازند الیکا را شامل می‌شود، متشکل از دولومیت به رنگ زرد است. لایه‌بندی در این واحد نازک تا متوسط لایه می‌باشد.

۹ متر دولومیت ضخیم لایه به رنگ زرد: این واحد متشکل از دولومیت‌های ضخیم لایه و صخره‌ساز بوده که به رنگ زرد مشاهده می‌شوند. این واحد از متر ۳۶۸ شروع و تا انتهای سازند الیکا در برش مورد مطالعه را شامل می‌شود.

۳۷ متر سنگ‌آهک و سنگ‌آهک دولومیتی نازک تا متوسط لایه به رنگ زرد: این واحد که از متر ۲۶۲ تا ۲۹۹ متری سازند الیکا را شامل می‌شود، به طور عمده از سنگ‌آهک و سنگ‌آهک دولومیتی تشکیل شده است. در این واحد، لایه‌بندی به صورت نازک تا متوسط لایه بوده که به رنگ زرد دیده می‌شوند. این واحد با شروع واحد دولومیتی به پایان می‌رسد.

۶۹ متر دولومیت نازک تا متوسط لایه به رنگ زرد: این واحد که از متر ۲۹۹ تا ۳۶۸ متری از ستون چینه‌شناسی



شکل ۴. ستون چینه‌نگاری سازند الیکا در برش زال، جنوب جلفا

(۵B) و استیلولیت نیز در این دولومیت‌ها، به میزان کم مشاهده می‌شود. در این دولومیت‌ها آلوک‌های بیوکستی به میزان خیلی کم حضور دارند (شکل ۵C). دانه‌های ریز کوارتز و کانی‌های رسی در این دولومیت‌ها شناسایی شده است.

دولومیکرایت اوولیتی

این نوع دولومیت‌ها در صحرا به رنگ خاکستری روشن مشاهده می‌شوند. اوویدها تحت تأثیر فرایند دولومیتی شدن قرار گرفته‌اند، به طوری که بافت داخلی این ذرات از بین رفته است. اوویدها بطور کامل با بلورهای دولومیت ریزبلور جانشین شده‌اند (شکل ۵D). با توجه به اینکه شکل اوویدها حفظ شده ولی ساختار اوویید حفظ نشده و از بین رفته است، جانشینی از نوع غیر تقلیدی است. جانشینی بصورت جزئی نبوده و بصورت کامل صورت گرفته است. اندازه اوویدها ۵۰ تا ۵۰۰ میکرون می‌باشد و اندازه بلورهای دولومیت در حدود ۱۰ میکرون است (شکل ۶). دولومیکرایت‌ها بر روی اوویدها و همچنین فضاهای بین اوویدها شکل گرفته‌اند. بلورهای دولومیت از نوع شکل‌دار تا نیمه شکل و مسطح است (شکل ۶). دانه‌های کوارتز با فراوانی در حدود ۳ درصد در اندازه سیلت تا ماسه خیلی ریز در این دولومیت‌ها مشاهده می‌شوند که نشان‌دهنده ارتباط دولومیت‌های اوولیتی با محیط دریایی کم عمق و حاشیه پلاتفرم کربناته سازند الیکا است.

دولومیکرایت با ساخت استروماتولیتی

این نوع دولومیت با تناوبی از لامینه‌های تیره و روشن قابل شناسایی است، که لامینه‌های تیره حاوی مواد آلی می‌باشد. اندازه بلورهای دولومیت از ۱۰ تا ۳۰ میکرون متغیر است و به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار و مسطح مشاهده می‌شوند (شکل ۵E) و (شکل ۶). عوارض ناشی از فرایندهای پس از رسوبگذاری که به قطع شدگی یا جابجایی لامینه‌ها منجر شده است، همانند استیلولیت در این دولومیت‌ها مشاهده نشده است که احتمالاً نشان می‌دهد دولومیت‌های تشکیل شده تحت تأثیر تدفین عمیق قرار نگرفته‌اند. استروماتولیت‌ها در محیط‌های اینترتایدال به فراوانی یافت می‌شوند، اما در محیط‌های سوپراتایدال و ساب‌تایدال کم عمق نیز به میزان کمتر تشکیل می‌شوند (فلوگل، ۲۰۱۰). با توجه به همراهی

با توجه به مطالعات صحرایی و چینه‌شناسی می‌توان بیان نمود که سازند الیکا با توالی سنگ‌آهکی شروع می‌شود که در ادامه به سنگ‌آهک‌های مارنی، سنگ‌آهک‌های اوولیتی، مارن، سنگ‌آهک‌های دولومیتی تبدیل می‌شود. دولومیت‌های ضخیم لایه نیز در انتهای سازند الیکا تشکیل شده است. آثار ورمیکوله و فسیل کلاریا در بخش‌های سنگ آهکی این سازند شکل گرفته است، که معادل سنگ آهک‌های سازند الیکا در برش نمونه می‌باشد. واحدهای دولومیتی و سنگ‌آهکی انتهای سازند الیکا در برش مورد مطالعه را می‌توان با کربنات‌های دولومیتی-آهکی بخش بالایی سازند الیکا در برش نمونه معادل دانست. در برش زال سازند شمشک به سن ژوراسیک زیرین با مرز ناپیوسته و فرسایشی بر روی سازند الیکا قرار گرفته است. سازند شمشک متشکل از شیل، ماسه‌سنگ، سیلتستون و توف به رنگ سبز بوده و به دلیل فقدان فسیل در این سازند، سن دقیقی برای این سازند نمی‌توان مشخص نمود، اما بر اساس تشابه سنگ‌شناسی و با توجه اینکه این توالی تخریبی بر روی سازند الیکا قرار گرفته است، احتمالاً سن آن ژوراسیک زیرین است (عبدالهی و حسینی، ۱۹۹۶).

پتروگرافی دولومیت‌ها

به منظور بررسی پتروگرافی دولومیت‌های برش مورد مطالعه از ویژگی‌های بافتی نظیر شکل، اندازه و نحوه توزیع بلورهای دولومیت استفاده شده است، که توسط فریدمن (۱۹۶۵) و سپس توسط سیبلی و گرک (۱۹۸۷) ارائه شده است. دولومیت‌های برش مورد مطالعه از نوع دولومیکرایت و ریزبلور (شکل‌های ۵ و ۶) بوده که بعضاً به صورت اوولیتی و یا با ساختار استروماتولیتی دیده می‌شوند، که در هر یک از انواع دولومیت‌های شناسایی شده توصیف می‌شود:

دولومیکرایت (دولومیت‌های ریزبلور)

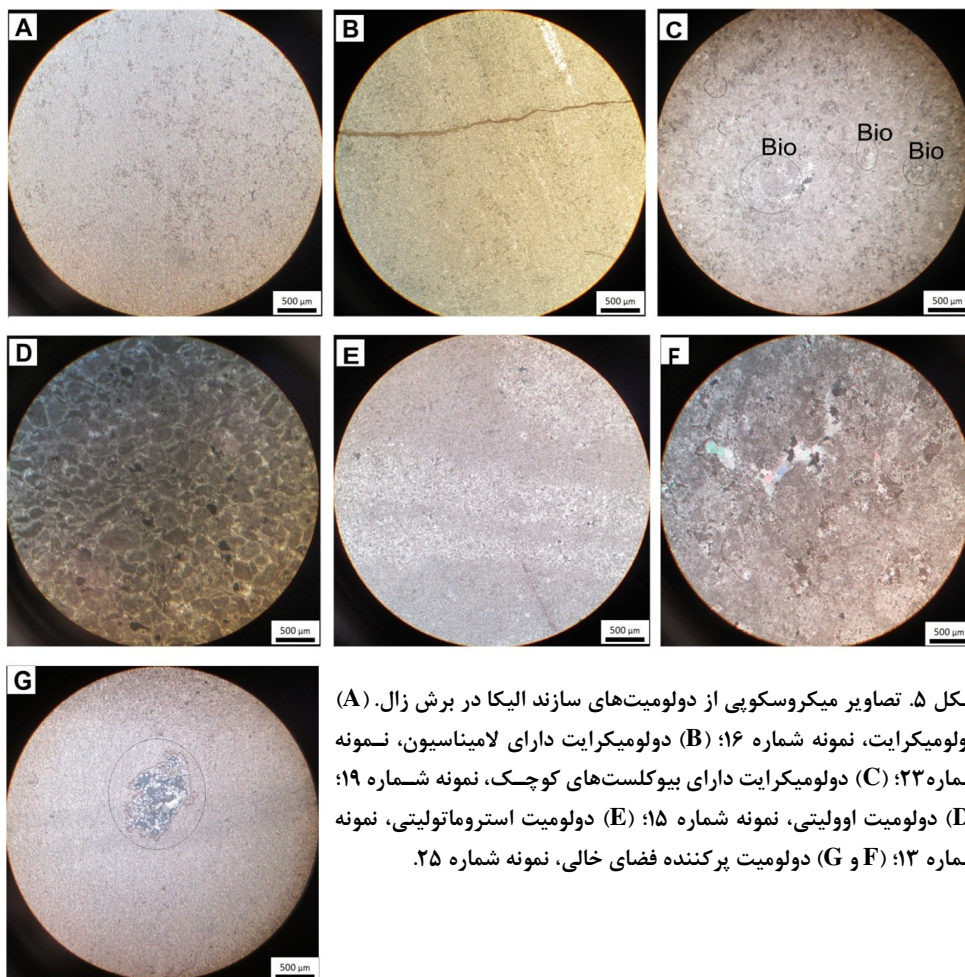
دولومیکرایت‌ها یا دولومیت‌های خیلی ریزبلور بیش‌ترین فراوانی سازند الیکا در برش زال را دارند و بیش از ۹۵ درصد دولومیت‌های این سازند را تشکیل می‌دهند. این دولومیت‌ها در صحرا به رنگ خاکستری روشن و زرد مشاهده می‌شوند، و عمدتاً بخش بالایی سازند الیکا را تشکیل می‌دهند. اندازه بلورها خیلی ریز (کمتر از ۱۰ میکرون) و به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با مرزهای مسطح می‌باشند (شکل ۵A). ساخت لامیناسیون (شکل

دولومیت‌های پرکننده فضای خالی به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار و با مرزهای صفحه‌ای و مسطح تشکیل شده‌اند. اندازه بلورهای دولومیت از ۳۰ تا ۱۰۰ میکرون در نوسان می‌باشد. این نوع دولومیت‌ها آخرین محصول فرایند دولومیتی شدن بوده و جزء دولومیت تدفینی نسبتاً عمیق (دمای ۶۰ تا ۱۵۰ درجه سانتی‌گراد) محسوب می‌شوند (گاسپارینی و همکاران، ۲۰۰۶). حرکت سیال‌های دولومیت‌ساز از داخل شکستگی‌ها، احتمالاً عامل اصلی تشکیل دولومیت‌های حفره پرکن می‌باشد (تاگر، ۱۹۹۱). سیمان‌های دولومیتی پرکننده حفرات و شکستگی‌ها که در دمای بالاتر از حد بحرانی تشکیل می‌شوند، می‌توانند بطور موضعی بلورهای دولومیتی شکل‌دار با مرز مسطح را بوجود بیاورند (مازلو، ۱۹۹۲).

استروماتولیت‌ها با دولومیت‌های مورد مطالعه، این دولومیت‌ها به لحاظ محیط‌رسوبی احتمالاً در زیر محیط رسوبی مربوط به اینترتایدال شکل گرفته‌اند. در این محیط در هنگام توفان لامینه‌های گل کربناته بر روی نوارهای جلبکی نهشته شده است. عدم تقارن و بی‌نظمی مورفولوژی که در این استروماتولیت‌ها مشاهده می‌شود، می‌تواند نتیجه‌ی خشک‌شدگی رسوب در آب و هوای گرم و خشک زمان تریاس در منطقه مورد مطالعه و گسترش پوشش‌های جلبکی^۱ در این دولومیت‌ها باشد.

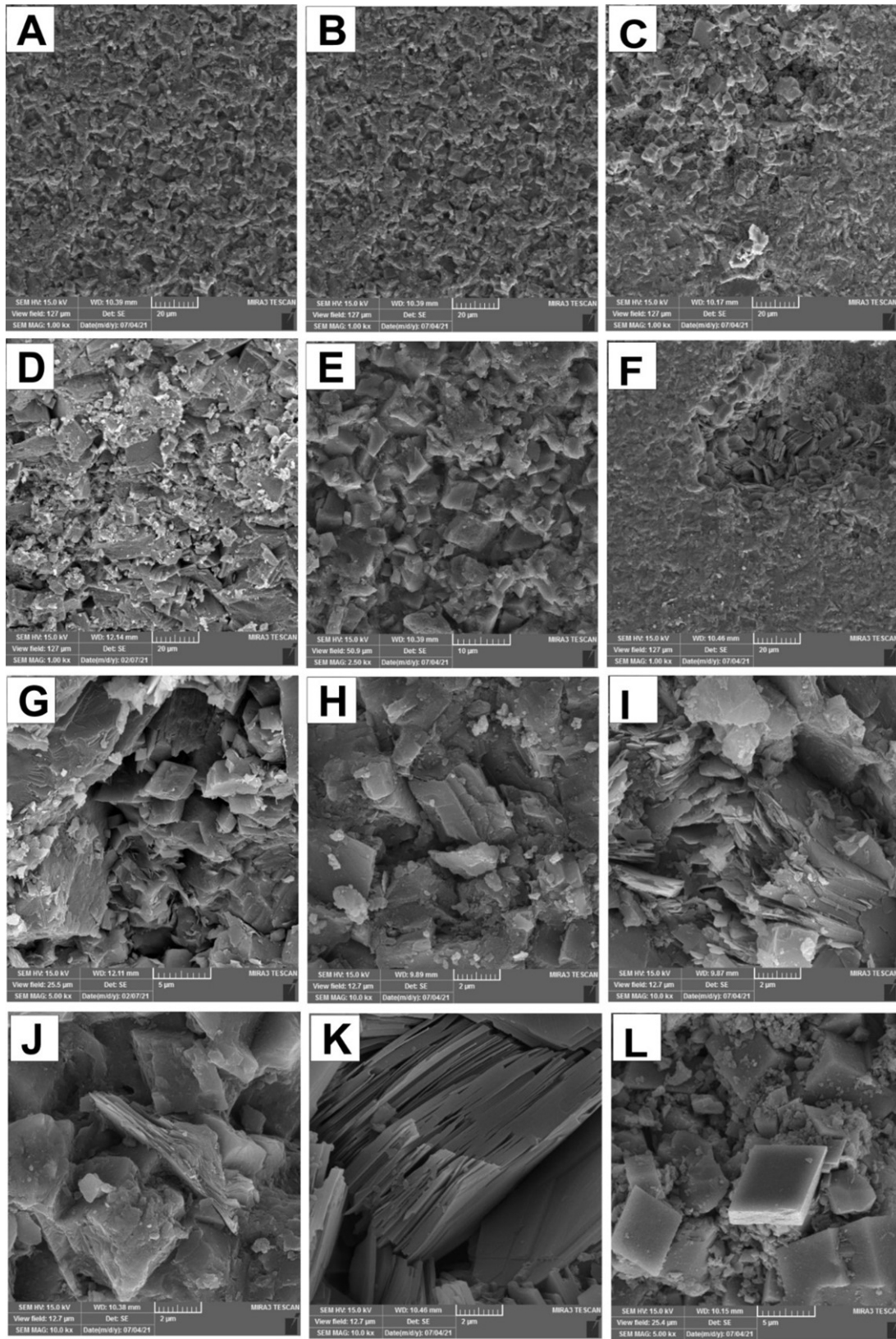
دولومیت بصورت سیمان حفره پرکن

این دولومیت‌ها (شکل F و G) به صورت سیمان فضاهای خالی و شکستگی‌ها را پر کرده است و در زیر نور میکروسکوپ به رنگ روشن و شفاف مشاهده می‌شوند.



شکل ۵. تصاویر میکروسکوپی از دولومیت‌های سازند الیکا در برش زال. (A) نمونه دولومیکرایت، نمونه شماره ۱۶؛ (B) دولومیکرایت دارای لامیناسیون، نمونه شماره ۲۳؛ (C) دولومیکرایت دارای بیوکست‌های کوچک، نمونه شماره ۱۹؛ (D) دولومیت اوولیتی، نمونه شماره ۱۵؛ (E) دولومیت استروماتولیتی، نمونه شماره ۱۳؛ (F و G) دولومیت پرکننده فضای خالی، نمونه شماره ۲۵.

¹ Algal mats

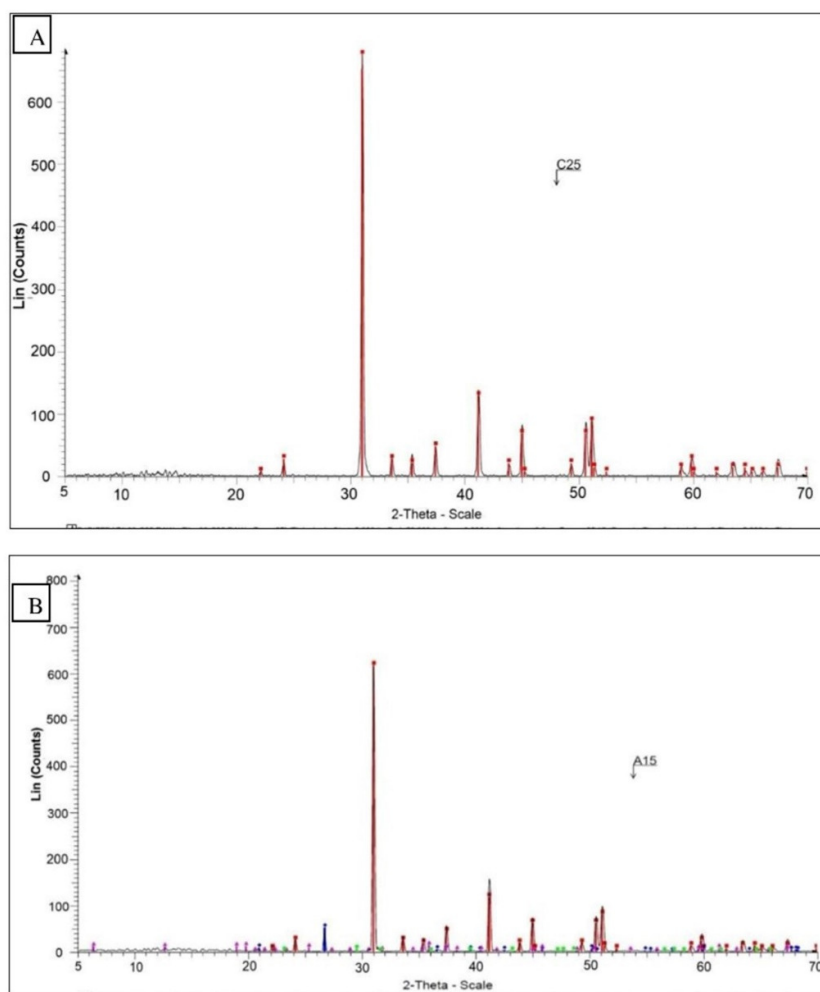


شکل ۶. تصاویر SEM از دولومیت‌های سازند الیکا در برش زال. (A تا F) نمونه‌های دولومیت ریز بلور (دولومیکرایت) شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با مرزهای مسطح؛ (G تا L) حضور کانی‌های رسی احتمالاً اسمکتیت همراه با دولومیت‌های ریز بلور و شکل‌دار.

مطالعات XRD

از روش XRD عمدتاً به منظور تعیین نسبت کربنات کلسیم به کربنات منیزیم در سنگ‌های کربناته به ویژه دولومیت‌ها استفاده می‌گردد. با این روش، اندازه‌گیری درجه نظم و استوکیومتری در شبکه بلوری و نیز واحد سلولی صورت می‌گیرد (کاکزمارک و سیبلی، ۲۰۱۱). بر اساس نتایج حاصل از مطالعات XRD در نمونه‌های مورد مطالعه از سازند الیکا در منطقه جلفا، کانی‌های دولومیت، کلسیت و به میزان کمتر کوارتز و کلریت شناسایی شده‌اند. در این بین، کانی دولومیت با بیش از ۹۰ درصد بیش‌ترین فراوانی را دارد (شکل ۷). آنالیز XRD نمونه‌های مختلف دولومیت (بین زوایای ۲۸ تا ۳۲ درجه) بدون توجه به اندازه آن‌ها، بیانگر این است که اغلب دولومیت‌های سازند الیکا نزدیک به حالت استوکیومتریک هستند. در این دولومیت‌ها مقدار مول درصد $MgCO_3$ بین ۴/۷ تا ۵۰/۴ درصد است.

به طور کلی دولومیت‌های ایده‌آل یا استوکیومتریک دارای مقادیر برابری از کلسیم و منیزیم در ساختار خود هستند (Ca:Mg, 50:50). در حالیکه اغلب دولومیت‌های عهد حاضر فاقد نسبت مولی برابر کلسیم و منیزیم بوده و عمدتاً غیراستوکیومتریک‌اند (تورپین و همکاران، ۲۰۱۲). اصطلاح پروتودولومیت برای این نوع دولومیت‌های غنی از کلسیم که دارای درجه پایداری کم هستند به کار می‌رود (تاگر و رایت، ۱۹۹۰). شکل ۸ نشان می‌دهد که دولومیت‌های سازند الیکا در منطقه مورد مطالعه نزدیک به حالت ایده‌آل بوده، و از نظر ساختمانی دارای نظم خوبی است. چنین پیشنهاد شده است که دولومیت‌های ایده‌آل (با ترکیب مساوی Ca و Mg) به دلیل انرژی آزاد بسیار پایینی که دارند، از نظر ترمودینامیکی بسیار پایدار بوده و دارای قابلیت انحلالی کمی می‌باشند (مازلو، ۱۹۹۲)، که در نمونه‌های مورد مطالعه این وضعیت مشهود است.

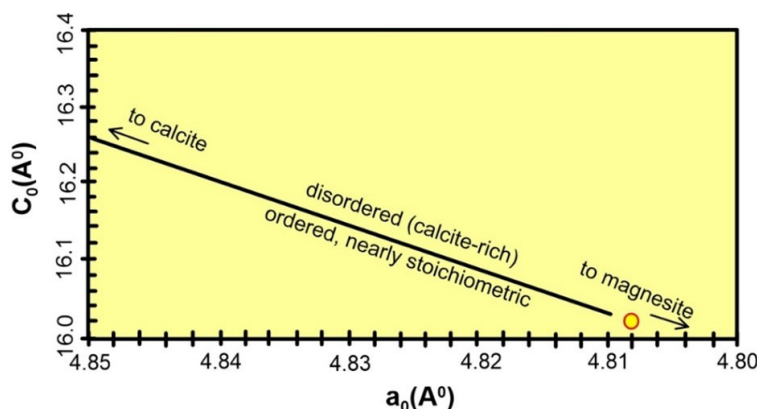


شکل ۷. نمودارهای حاصل از مطالعات XRD در دولومیکرایت‌های سازند الیکا در برش مورد مطالعه برای دو نمونه C25 و A15

ژئوشیمی: مطالعات عنصری

بررسی عناصر اصلی و فرعی به منظور دستیابی به منشأ دولومیت‌ها (اولیه یا ثانویه)، زمان تشکیل دولومیت، ترکیب شیمیایی سیالات دولومیت ساز، مدل دولومیتی شدن و روند فرایندهای دیاژنزی حائز اهمیت است (لند، ۱۹۸۵؛ مازلو، ۲۰۰۰؛ گاسپارینی و همکاران، ۲۰۰۶). عناصر تشکیل‌دهنده دولومیت‌ها در دو گروه عناصر اصلی شامل Ca و Mg و عناصر فرعی شامل Sr، Na، Fe و Mn مورد بررسی قرار می‌گیرد. مقادیر عناصر اصلی و فرعی در دولومیت‌های برش مورد مطالعه در جدول ۱ ارایه شده است.

دولومیت‌های پهنه‌های جزرومدی هولوسن اغلب دارای نظم ضعیف و حالت استوکیومتری پایینی می‌باشند و افزایش میزان نظم و استوکیومتری در دولومیت‌ها حاکی از این است که دولومیت‌ها تحت تأثیر فرایندهای دگرسانی (تبلور مجدد) قرار گرفته‌اند (لند، ۱۹۸۳؛ اوسدووسکی، ۱۹۸۹؛ گرک و شلتون، ۱۹۹۰). بنابراین، افزایش نظم و حالت استوکیومتری که در دولومیت‌های سازند الیکا دیده می‌شود حاکی از دگرسانی آن‌ها، در طی تبدیل یا تثبیت از حالت نظم کمتر و استوکیومتری پایین‌تر به حالت نظم بهتر و استوکیومتری بیش‌تر می‌باشد.



شکل ۸. اندازه‌گیری واحد سلولی در دولومیت‌های سازند الیکا در برش زال. دولومیت‌های الیکا با دایره قرمز در محدوده دولومیت‌های ایده‌آل بر روی منحنی لند (۱۹۸۰) قرار می‌گیرد.

جدول ۱. مقادیر عناصر اصلی و فرعی در دولومیت‌های سازند الیکا در برش مورد مطالعه

	Sample.No	Ca (%)	Mg (%)	Mn (ppm)	Na (ppm)	Sr (ppm)	Fe (ppm)
1	Do1-A13	21.05	12.70	93	436	81	4633
2	Do2-A15	20.84	12.56	110	390	61	4190
3	Do3-A16	20.18	12.16	62	471	60	3336
4	Do4-A17	20.86	12.58	48	486	72	2691
5	Do5-A18	20.25	12.21	126	499	89	6065
6	Do6-A19	21.15	12.75	29	339	59	1338
7	Do7-C21	19.88	11.98	267	626	119	13945
8	Do8-C22	21.39	12.89	135	575	82	3364
9	Do9-C23	21.53	12.98	97	288	89	2581
10	Do10-C24	21.44	12.93	107	309	97	2399
11	Do11-C25	21.47	12.94	118	401	84	3794
12	Do12-A26	21.29	12.84	154	590	99	2820
	Average	20.94	12.6	112.16	401.6	82.6	4263

۱۳۸۳). مقدار Mg در دولومیت ایده‌آل ۱۳ درصد است، اما می‌توان بین ۹ تا ۱۳ درصد را نیز دولومیت در نظر گرفت (وارن، ۲۰۰۰، هیگینز و همکاران، ۲۰۱۸). میزان Ca در دولومیت‌های سازند الیکا در برش زال از ۱۹/۸۸ تا ۲۱/۵۳

عناصر اصلی منیزیم و کلسیم (Ca و Mg)

کلسیم و منیزیم دو عنصر اصلی تشکیل‌دهنده دولومیت‌ها می‌باشند. مقدار کلسیم در دولومیت‌های خالص در حدود ۲۱/۷۴٪ و مقدار منیزیم در حدود ۱۳/۸٪ است (آدابی،

درصد (میانگین ۲۰/۹۴) تغییر می‌کند (جدول ۱، شکل ۹). میزان Mg در این دولومیت‌ها از ۱۱/۹۸ تا ۱۲/۹۸ درصد (میانگین ۱۲/۶) در تغییر است. با توجه به محدوده مقادیر عناصر کلسیم و منیزیم در دولومیت‌های مورد مطالعه، می‌توان این دولومیت‌ها را بعنوان دولومیت‌های تقریباً خالص در نظر گرفت. بلت و همکاران (۱۹۸۰) نسبت Ca/Mg را در دولومیت‌های ایده‌آل در حدود حدود ۱/۶ در نظر گرفته‌اند، این نسبت در دولومیت‌های منطقه مورد مطالعه نیز ۱/۶ می‌باشد. بنابراین این دولومیت‌ها از نوع ایده‌آل و استوکیومتریکی می‌باشند. همانگونه که در شکل ۹ مشاهده می‌شود مقادیر منیزیم در دولومیت‌های سازند الیکا با نسبت Mg/Ca ارتباط مثبتی دارد ($p=0.32$). میانگین نسبت Mg/Ca در دولومیت‌های خالص حدود ۰/۶۵ است (نصیر و همکاران، ۲۰۰۸). در حالی که در دولومیت‌های مورد مطالعه ۰/۶۰ است که احتمالاً نشان دهنده حالت استوکیومتری و نظم بلوری تقریباً منظم در این دولومیت‌ها است. بیش‌ترین میزان Mg در دولومیت‌های خالص ۱۳ درصد است. با توجه به نمودار Mg در برابر Ca (شکل ۹) در نمونه‌های دولومیتی سازند الیکا در برش زال مشخص شد که نسبت میزان منیزیم به کلسیم در نمونه دولومیت‌های مورد مطالعه مثبت است ($p=0.99$). در این دولومیت‌ها با افزایش مقدار کلسیم، میزان منیزیم نیز افزایش می‌یابد، که احتمالاً به دلیل جریان دایم و مکرر سیال دولومیت‌ساز در یک سیستم بسته است، که میزان کلسیم کاهش نیافته است. تمرکز Ca و Mg در دولومیت‌ها به نسبت Mg/Ca بستگی دارد (ساس و بین، ۱۹۸۸؛ مک کورماک و همکاران، ۲۰۱۸؛ بیالیک و همکاران، ۲۰۱۸). دولومیت می‌تواند از سیالاتی که نسبت Mg/Ca آن‌ها بین حدود ۱ تا ۱۰ است تشکیل شود. اندازه بلورهای دولومیت با کاهش مقدار Mg/Ca و کاهش شوری سیالات افزایش می‌یابد (فولک و لند، ۱۹۷۵). طی فرایند دولومیتی شدن به دلیل تشکیل دولومیت، مقدار Mg/Ca سیال کاهش یافته و برعکس مقدار Ca آن افزایش می‌یابد (رائو، ۱۹۹۶).

عناصر فرعی

سدیم (Na): میزان Na در دولومیت‌های مورد مطالعه از ۲۸۸ پی‌پی‌ام تا ۶۲۶ پی‌پی‌ام (میانگین ۴۰۱/۶۶) در نوسان است (جدول ۱، شکل ۹). تغییرات مقدار سدیم در

دولومیت‌های دریایی با شوری نرمال بین ۱۱۰ تا ۱۶۰ پی‌پی‌ام در نوسان می‌باشد (وایزر، ۱۹۸۳). مقدار سدیم در دولومیت‌های زون مخلوط مانند باهاما پایین ولی در دولومیت‌های دریایی با شوری هایپرسالین نظیر خلیج فارس بالا است. میزان سدیم در دولومیت‌های عهدحاضر بین ۱۰۰ تا ۲۵۰۰ پی‌پی‌ام در نوسان است، ولی با گذشت زمان و افزایش قدمت آن میزان سدیم کم می‌شود (ساس و بین، ۱۹۸۸). پیشرفت فرایندهای دیاژنتیکی (افزایش استوکیومتری، درجه نظم بلوری و تبلور مجدد) موجب کاهش میزان سدیم در دولومیت‌ها می‌گردد. مقدار Na در دولومیت‌های استوکیومتریکی بسیار پایین است و در محیط‌های تدفینی که از مراحل نهایی دیاژنز می‌باشد، کاهش می‌یابد (رائو، ۱۹۹۶). از روی غلظت Na در دولومیت‌هایی که از سیالات رسوب می‌کنند، می‌توان به میزان شوری سیالات دولومیت‌ساز پی برد (باد، ۱۹۹۷). تمرکز بالای سدیم در دولومیت‌ها نشانگر تشکیل آن‌ها از شورابه‌های هایپرسالین است (ساس و بین، ۱۹۸۸)، البته باد (۱۹۷۷) معتقد است که، نوسانات سدیم دلیل قاطعی بر تغییرات شوری در سیالات تشکیل‌دهنده دولومیت‌ها نمی‌باشد. نمودار تغییرات سدیم (شکل ۹) در مقابل منیزیم که نشان‌دهنده رابطه معکوس سدیم در برابر منیزیم است و یک روند کاهشی (منفی) بسیار ضعیف را نشان می‌دهد (ضریب همبستگی پیرسون در دولومیت‌های مورد مطالعه ۰/۵- می‌باشد). ترسیم این نمودار بیان می‌کند که تمرکز سدیم با افزایش منیزیم، احتمالاً بدلیل جایگیری سدیم بجای منیزیم در شبکه بلوری دولومیت‌ها است. از آنجا که مقدار سدیم با افزایش دما در دولومیت‌ها افزایش می‌یابد (ساس و بین، ۱۹۸۸)، لذا به احتمال زیاد نمونه شماره ۷ (متر ۳۳۵ متر) که دارای Na بیش‌تری نسبت به سایر دولومیت‌ها است (۶۲۶ پی‌پی‌ام) در دمای بالاتری تشکیل شده باشد، که اندازه بلورهای دولومیت نیز مؤید این مطلب است. محدود بودن دانش در مورد ضریب توزیع Na و احتمال بالای حرکت Na نسبت به Sr در طول دیاژنز، تفسیر داده‌های Na را در ارتباط با دولومیت‌ها کمتر قابل اعتماد می‌کند (کیرماچی، ۲۰۱۳). در رابطه با عنصر سدیم باید احتیاط نمود، از آنجایی‌که غنی‌شدگی آن در دولومیت‌ها می‌تواند نتیجه ادخال‌های سیال یا جامد NaCl، جانشینی سدیم در شبکه بلوری و حضور کانی‌های رسی باشد (لند، ۱۹۸۰؛ لو و میبزر، ۱۹۹۸؛ آکچای و

استوکیومتریکی در نظر گرفت. در بین عناصر فرعی در دولومیت‌ها، استرانسیم از همه مهم‌تر است و در تعیین ترکیب سیال دولومیت‌ساز بکار برده می‌شود (کورتیه و همکاران، ۲۰۰۶؛ کویمبرا و همکاران، ۲۰۱۷). میزان Sr در تشخیص کانی اولیه‌ای که دولومیت‌جانشین آن شده است نیز بسیار مهم است. هامفری (۱۹۸۸) عقیده دارد وجود مقادیر بالای Sr در دولومیت‌ها حاکی از دولومیتی شدن سنگ‌آهک‌های آراگونیتی در یک محیط نسبتاً بسته دیاژنتیکی است. میزان Sr دولومیت‌های دریایی به اندازه نصف آن (یا حتی کمتر از نصف) در مقایسه با کلسیت‌های دریایی است (لند، ۱۹۸۵). در مورد آن دسته دولومیت‌هایی که به طریق جانشینی تشکیل شده‌اند میزان Sr کانی اولیه بسیار مهم است، مقادیر Sr در دولومیت‌هایی که ترکیب سنگ اولیه آن‌ها کلسیت با منیزیم بالا (HMC) است، بین ۲۰۰ تا ۳۰۰ پی‌پی‌ام و در آن‌هایی که کلسیت با منیزیم پایین (LMC) است، ناچیز می‌باشد (وارن، ۲۰۰۰). مقادیر پایین Sr در رسوبات مربوط به سازند الیکا در منطقه مورد بررسی، احتمالاً حاکی از جانشینی در سنگ‌های آهکی با ترکیب کانی‌شناسی کلسیت منیزیم‌دار باشد، با توجه به اینکه در تشکیل این دولومیت‌ها سیالات متئوریک و غیردریایی نقش نداشته‌اند. ترسیم نمودار Sr در برابر Mg در دولومیت‌های مورد مطالعه یک روند نسبتاً افزایشی را نشان می‌دهد (شکل ۹). کاهش Sr در طی تبلور مجدد "پروتودولومیت" به دولومیت رخ می‌دهد و دولومیت‌هایی با بیش از ۱۰۰ پی‌پی‌ام استرانسیم، احتمالاً از آب‌های با منشاء اصلی دریایی یا محیط‌های تبخیری تشکیل شده‌اند. در حالی که دولومیت‌های با استرانسیم کمتر (برابر با ضریب توزیع بین ۰/۱۶۵ الی ۰/۰۲۵) نمی‌تواند از دریایی یا معادل آن تشکیل شده باشند (میشل و آندرسون، ۱۹۸۹).

آهن و منگنز (Fe و Mn): میزان آهن در دولومیت‌های مورد مطالعه (شکل ۹) از ۲۵۸۱ تا ۱۳۹۴۵ پی‌پی‌ام (میانگین ۴۲۶۳ پی‌پی‌ام) و میزان منگنز از ۲۹ پی‌پی‌ام تا ۲۶۷ پی‌پی‌ام (میانگین ۱۱۲/۱۶) متغیر است که در مقایسه با دولومیت‌های تشکیل شده از آب دریای معمولی، بیش‌تر هستند (لند، ۱۹۸۵؛ واهرنکامپ و سوارت، ۱۹۹۴؛ باد، ۱۹۹۷). دولومیت‌های ته‌نشین شده از آب دریای نرمال حاوی ۳ تا ۵۰ پی‌پی‌ام آهن و میانگین ۱ پی‌پی‌ام منگنز می‌باشند (وایزر، ۱۹۸۳). مقادیر بالاتر Mn و Fe در

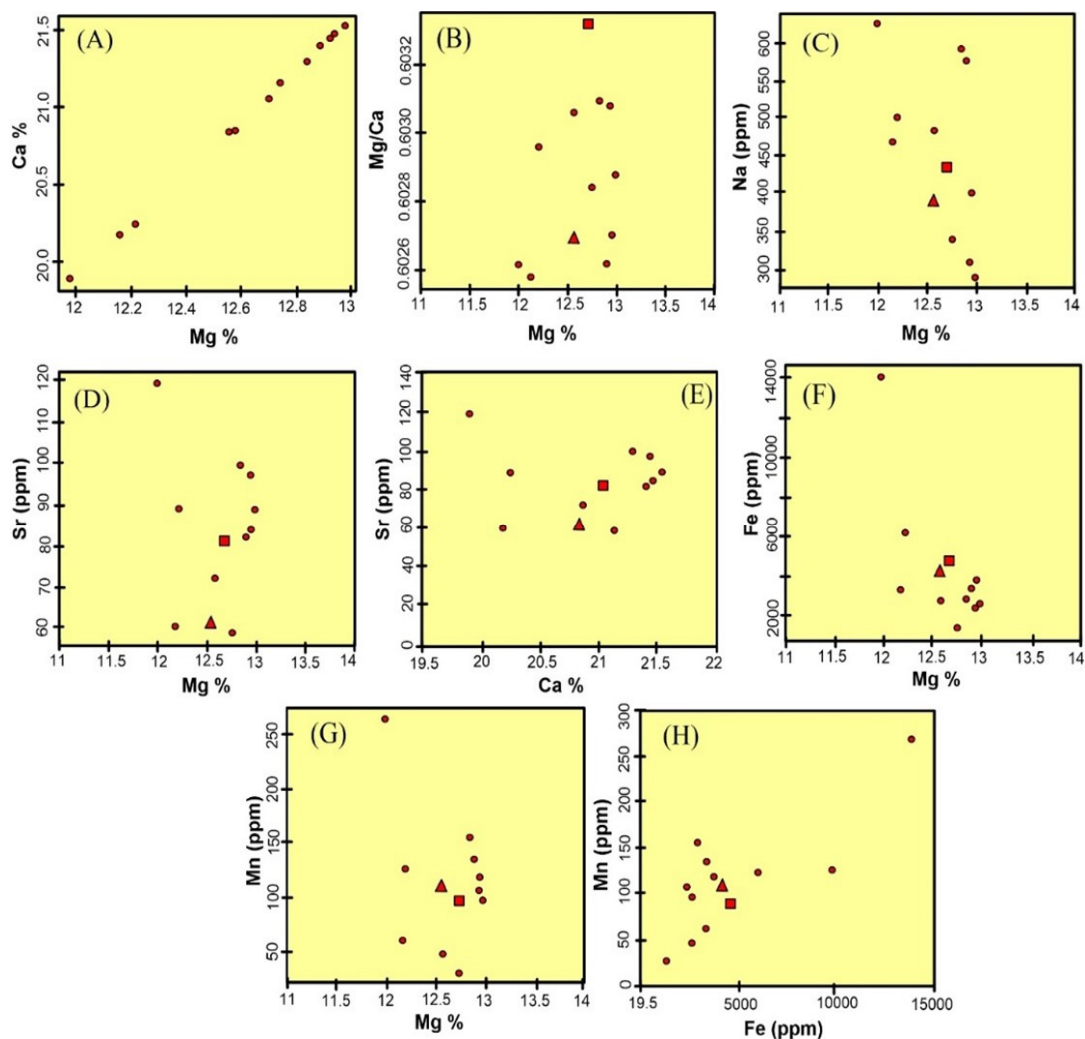
همکاران، ۲۰۰۳؛ سوزوکی و همکاران، ۲۰۰۶ و کیرماچی، ۲۰۰۸). حضور سدیم در دولومیت‌های مورد مطالعه از یک طرف می‌تواند ناشی از حضور کانی‌های رسی باشد که در مطالعات SEM و XRD حضور آن‌ها تأیید شده است.

استرانسیم (Sr): مقادیر استرانسیم در دولومیت‌های سازند الیکا در برش مورد مطالعه، بین ۵۹ تا ۱۱۹ پی‌پی‌ام (میانگین ۸۲/۶۶ پی‌پی‌ام) در نوسان است (جدول ۱، شکل ۹). مقادیر Sr در دولومیت‌های عهد حاضر ۵۰۰ تا ۲۰۰۰ پی‌پی‌ام گزارش شده است (بهرنس و لند، ۱۹۷۲؛ لاست و همکاران، ۲۰۱۲). مقدار Sr به ترکیب سیالات دیاژنتیک بستگی دارد (وایزر، ۱۹۸۳). بنابراین دولومیت‌های زون مخلوط مقادیر کمتری Sr و دولومیت‌های تشکیل شده در محیط فوق‌العاده شور دارای مقادیر بالاتری از Sr نسبت به دولومیت‌های دریایی‌اند (آدابی، ۱۳۸۳). به طوری که مقادیر Sr در دولومیت‌های باهاما (ویتاگر، ۱۹۹۴)، دولومیت‌های آنی وتک (سلر، ۱۹۸۴)، دولومیت‌های هوپ گیت (لند، ۱۹۷۳) و دولومیت‌های میدوی (میجور، ۱۹۸۴) پایین است، زیرا تشکیل آن‌ها را در یک محیط دریایی تا زون مخلوط (اختلاط آب شیرین با آب‌های دریایی) مربوط می‌دانند. مقادیر Sr در دولومیت‌های خلیج‌فارس (لند و هوپس، ۱۹۷۳) و شیب‌قاره باهاما (مولینز و همکاران، ۱۹۸۸) و بافین بی (بهرنس و لند، ۱۹۷۲) و بارابدوس (هامفری، ۱۹۸۸) بدلیل شوری این محیط‌ها افزایش می‌یابد. مقدار Sr در دولومیت‌های دریایی (در دمای ۲۵ درجه) حدود نصف مقداری است که در کلسیت‌های دریایی است (لند، ۱۹۸۰). با توجه به مقادیر Sr در دولومیکرایت‌های سازند الیکا، احتمالاً بتوان آن‌ها را مرتبط با سیالات دولومیت‌ساز دریایی (رائو، ۱۹۹۶) و حتی سبخایی (رایت، ۱۹۸۱) نسبت داد.

میزان Sr در دولومیت‌ها با افزایش اندازه بلورها و حالت استوکیومتری کاهش می‌یابد (وارنکامپ و سوارت، ۱۹۹۰) به طوری که در این دولومیت‌ها حدود ۵۰ پی‌پی‌ام می‌باشد (رائو، ۱۹۹۶) و به ازای افزایش هر مول درصد $MgCO_3$ حدود ۲۰ پی‌پی‌ام به میزان Sr افزوده می‌گردد. با افزایش فرایند دولومیتی شدن میزان عنصر Sr در شبکه بلوری کاهش می‌یابد (هوو و همکاران، ۲۰۱۶). مقدار Sr در دولومیت‌های مورد بررسی (۸۲/۶۶ پی‌پی‌ام) نزدیک به مقدار آن در دولومیت‌های استوکیومتریکی (حدود ۵۰ پی‌پی‌ام) است. بنابراین این دولومیت‌ها را می‌توان تقریباً

شرایط احیایی سیالات دولومیت‌ساز و یا در دسترس بودن یون‌های آهن و منگنز نیز می‌باشد (ادم و العاصم، ۲۰۱۷؛ شوستر و همکاران، ۲۰۱۸). پایین بودن مقادیر Fe و Mn در دولومیت‌ها می‌تواند به شرایط اکسیدان تا نیمه اکسیدان در طی تدفین کم عمق نسبت داده شود (جیانگ و همکاران، ۲۰۱۳؛ زهدی و همکاران، ۲۰۱۴؛ دو و همکاران، ۲۰۱۸).

دولومیت‌های مورد مطالعه نسبت به آب دریای معمولی نشان می‌دهد، که بلورهای سازند الیکا در طی دیاژنز و تدفین تشکیل شده‌اند. علت تمرکز Fe و Mn در دولومیت‌ها ضریب توزیع بالاتر این عناصر در آن‌هاست. اصولاً مقادیر Fe و Mn در دولومیت‌ها به مراتب بیش‌تر از آهک‌هاست، زیرا Fe و Mn جانشین Mg می‌شود (آدابی، ۲۰۰۹). تمرکز آهن و منگنز در دولومیت‌ها منعکس‌کننده



شکل ۹. تغییرات عناصر اصلی و فرعی در دولومیت‌های سازند الیکا در برش زال، مثلث: دولومیکرایت اوویدی، مربع: دولومیکرایت استروماتولیتی و دایره: سایر دولومیکرایت‌های مورد مطالعه (A) روند معکوس تغییرات Mg به Ca، با افزایش Mg مقدار Ca کاهش می‌یابد. (B) نمودار تغییرات Mg به Mg/Ca، در دولومیکرایت‌ها (دولومیت‌های خالص) میزان منیزیم حدود ۱۳٪ می‌باشد و نسبت Mg/Ca از ۰/۶۰۲۶ تا ۰/۶۰۳۲ بصورت بسیار جزئی تغییر می‌کند. (C) روند کاهشی بسیار ضعیف تغییرات سدیم در مقابل منیزیم است (D و E) نمودار Sr در برابر Mg و Ca یک روند نسبتاً افزایشی می‌باشد (F و G) در این نمودار با افزایش مقدار Mg بطور جزئی، میزان Fe و Mn نیز بطور جزئی کاهش می‌یابد و بیانگر تغییرات دیاژنتیکی و جاننشینی Fe و Mn به جای Mg بصورت خیلی کم، در یک محیط نسبتاً احیایی می‌باشد. (H) روند نمودار تغییرات منگنز و آهن در مقابل درصد منیزیم نسبتاً مثبت بوده و بیانگر اثر تدفین کم عمق روی نمونه‌ها می‌باشد.

هسته‌سازی به همراه رشد یکنواخت بلورها حاصل شده است (سیبلی و گرک، ۱۹۸۷). سرعت هسته‌زایی و سرعت رشد بلورها دو ویژگی کنترل‌کننده‌ی اندازه بلورها هستند (آماتور و فریدمن، ۱۹۹۱). هر دو این عوامل با افزایش دما افزایش می‌یابند. اگر در زمان جانیشینی، درجه اشباع‌شدگی سیال دولومیت‌ساز بالا باشد افزایش در هسته‌زایی روی می‌دهد، ولی اگر سرعت هسته‌زایی بیش از سرعت رشد بلور باشد در این حالت دولومیت‌های ریزبلور تشکیل خواهند شد. ذرات دانه ریز نسبت به حجمی که دارند دارای سطوح خیلی وسیعی بوده و لذا سرعت هسته‌سازی در آن‌ها بالا می‌باشد (گرک و سیبلی، ۱۹۸۷). از روی اندازه بلورهای دولومیت می‌توان بلورهای اولیه را از ثانویه تشخیص داد (لی و فریدمن، ۱۹۸۷؛ مازلو ۱۹۹۲؛ آماتور و فریدمن، ۱۹۹۱). فابریک و اندازه ریز بلورهای دولومیت در سازند الیکا، وجود کوارتز پراکنده در حد سیلت، حفظ بافت‌های اولیه رسوبی نظیر اینتراکست، فابریک روزنه‌ای، لامینه‌های جلبکی و ساخت استروماتولیتی، نبود فسیل و نیز حضور کانی‌های رسی نشان می‌دهند که تشکیل دولومیت‌های سازند الیکا در شرایط نزدیک سطح و تدفین کم عمق، دمای پایین و در محیط‌های بالای جزرومدی (سوپراتایدل) تا بین جزرومدی (اینترتایدل) انجام گرفته است. بنظر می‌رسد آب دریا تنها منبع تأمین‌کننده منیزیم در دولومیت‌هایی است که در طی مراحل اولیه دیاژنز تشکیل می‌شوند (لند، ۱۹۸۵). امروزه نظیر این دولومیت‌ها در پهنه جزرومدی سواحل جنوبی خلیج فارس بطور مستقیم و همچنین شرایط دیاژنتیکی اولیه در حال تشکیل‌اند. در این پهنه‌ها در اثر تبخیر شدید آب دریا، غلظت سولفات کلسیم افزایش یافته که از یک سو منجر به رسوب ژپس یا انیدریت شده و از سوی دیگر سبب افزایش تمرکز یون منیزیم می‌گردد و نسبت Mg/Ca افزایش یافته و شرایط برای تشکیل دولومیت فراهم می‌گردد (ایلینگ و تیلور، ۱۹۹۳؛ ونک و همکاران، ۱۹۹۳). تغییرات سطح آب دریاها و اقلیم در محیط‌های عهدحاضر و نیز در گذشته، در ارتباط با فرایندهای دولومیتی شدن می‌باشند، بطوریکه در زمان‌های پایین رفتن سطح آب دریاها (آب و هوای خشک همانند شرایطی که سازند الیکا در آن رسوبگذاری نموده است) به علت تبخیر آب دریا و تراوش به داخل رسوبات، دولومیتی شدن نفوذی-تراوشی (Seepage-reflux) و دولومیتی شدن با فرایندهای پمپاژ

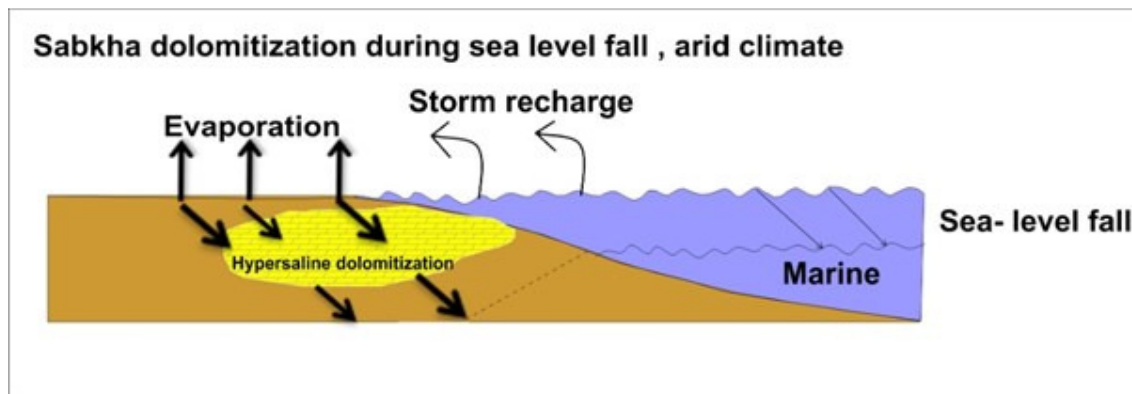
از آنجایی که آهن و منگنز بدلیل تشابه یونی جانشین منیزیم در شبکه بلور دولومیت می‌شوند، مقادیر این عناصر در دولومیت‌های اولیه‌ی نزدیک به سطح نسبت به دولومیت‌های تدفینی که در شرایط نسبتاً احیایی تشکیل می‌شوند (معمولاً در حد درصد) پایین‌تر است (هود و همکاران، ۲۰۰۴؛ کیرماچی، ۲۰۰۸). احتمالاً شرایط نسبتاً احیایی در طی تشکیل دولومیت‌های سازند الیکا، سبب بالا رفتن آهن و منگنز در آن‌ها شده است. همانطور که در نمودار آهن و منگنز با منیزیم دیده می‌شود با افزایش مقدار منیزیم، آهن و منگنز سیر کاهشی دارند به طوریکه ضریب پیرسون آهن- منیزیم در دولومیت‌های سازند الیکا برابر با ۰/۷- بوده و ضریب پیرسون منگنز- منیزیم برابر با ۰/۳۵- می‌باشد. رابطه منفی بین آهن و منگنز با منیزیم نشان دهنده تغییرات دیاژنتیکی و جانیشینی Mn و Fe به جای Mg در محیط تدفین کم عمق است. ضریب پیرسون منگنز- آهن در دولومیت‌های سازند الیکا مثبت و برابر با ۰/۸۴ می‌باشد. افزایش خطی با شیب مثبت آهن و منگنز با هم در نمودار آهن- منگنز در دولومیت‌ها نشان‌دهنده دگرسانی دولومیت‌ها توسط سیال‌های دریایی در طی تدفین کم عمق (دیاژنتیکی) می‌باشد.

مدل دولومیتی شدن

دولومیت می‌تواند بصورت مستقیم از آب دریا (آدامز و همکاران، ۲۰۱۹)، در پهنه‌های جزرومدی (وارن، ۲۰۰۰) و حتی در طی تدفین عمیق تشکیل شود (مولینز و همکاران، ۱۹۸۸؛ صباغ بجستانی و همکاران، ۲۰۱۸؛ دیلرتو و گارگ، ۲۰۲۱؛ جلیلیان، ۱۳۹۶؛ شالوند و همکاران، ۱۳۹۸). به طور کلی در دمای‌های پایین یا درجه اشباع پایین، سطوح بلوری صاف و بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در دولومیت توسعه می‌یابد. در درجه اشباع بالا و یا در بالای دمای بحرانی، سطوح بلوری غیرمسطح و بلورهای بی‌شکل دولومیت تشکیل می‌شود (سیبلی و گرک، ۱۹۸۷؛ گرک و شلتون، ۱۹۹۰). دمای بحرانی برای تشکیل دولومیت در حدود ۵۰ تا ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد تخمین زده شده است (سیبلی و گرک، ۱۹۸۴). دولومیت به طور مصنوعی در دمای ۶۰ درجه سانتی‌گراد نیز ساخته شده است (اوسدوویسکی، ۱۹۸۹). دولومیت‌های دارای اندازه بلورهای یکسان (یونی مدال) در نتیجه‌ی رخداد یک مرحله‌ای هسته‌سازی و توزیع هموزن مکان‌های

دولومیت‌های منطقه مورد مطالعه از نوع دولومیکرایت‌اند، که در نتیجه رخداد یک مرحله‌ای هسته‌سازی و توزیع هموژن مکان‌های هسته‌سازی به همراه رشد یکنواخت بلورها حاصل شده‌اند. اندازه ریز این دولومیت‌ها نشان می‌دهد که سرعت هسته‌زایی بیش از سرعت رشد بلور بوده است. اندازه ریز بلورها، حفظ بافت‌های اولیه رسوبی نظیر اوویدها، ساخت استروماتولیتی و نیز حضور کانی‌های رسی (احتمالاً از نوع اسمکتیت)، مقادیر پایین Fe و Mn و مقادیر بالای Sr و Na نتیجه تشکیل این دولومیت‌ها در دمای پایین، تبخیر و شوری بالا و در محیط‌های سوپراتایدل تا اینترتایدل (سبخایی) می‌باشد (شکل ۱۰).

تبخیری Evaporative pumping در پهنه‌های بالای جزرومدی انجام می‌گیرد (آدامس و رودز، ۱۹۶۰). با توجه به اینکه دولومیت‌های نوع اول در شرایط نزدیک سطح و دمای پایین و محیط جزرومدی سبخایی (سوپراتایدل تا بخش بالایی بین جزرومدی) تشکیل می‌شوند، دارای مقادیر Fe و Mn پایین و مقادیر نسبی Sr، Na بالاتری می‌باشد. بالا بودن مقادیر Sr و Na نشانگر تبخیر و شوری بالای محیط است (کومبرا و همکاران، ۲۰۱۷). دولومیت‌ها در این مدل معمولاً در طی پایین آمدن سطح آب دریا و وقوع آب و هوای خشک شکل می‌گیرند که در توالی مورد مطالعه سازند الیکا، تغییر رخساره‌های اوویدی به رخساره‌های استروماتولیتی و تغییرات لیتولوژی از مارن به سنگ‌آهک و دولومیت مؤید این شرایط است.



شکل ۱۰. مدل دولومیتی شدن سازند الیکا در برش زال، جنوب جلفا

عمیق‌تر تشکیل شده‌اند. مطالعات ژئوشیمی دولومیت‌های سازند الیکا نشان می‌دهد که میزان استرانسیم در دولومیت‌های مورد بررسی نزدیک به مقدار استوکیومتری است، بنابراین این دولومیت‌ها را می‌توان تقریباً استوکیومتری در نظر گرفت. از مقایسه مقادیر عناصر فرعی مانند Na و نسبت آن با Mg و روند نمودار تغییرات سدیم در مقابل منیزیم در سازند الیکا می‌توان نتیجه گرفت که رابطه معکوسی بین سدیم در برابر منیزیم وجود دارد. میزان بالای سدیم در دولومیت‌های مورد مطالعه احتمالاً می‌تواند بدلیل شوری بالای سیالات دولومیت‌ساز و همچنین حضور کانی‌های رسی در ترکیب دولومیت‌ها باشد. رابطه منفی بین آهن و منگنز با منیزیم نشان‌دهنده تغییرات دیاژنتیکی و جانشینی Fe و Mn به جای Mg در محیط نسبتاً احيایی در طی تدفین کم عمق

نتیجه‌گیری

سازند الیکا به سن تریاس زیرین تا میانی، در منطقه جلفا غالباً از سنگ‌آهک با میان‌لایه‌هایی از مارن به همراه توالی دولومیتی تشکیل شده است. این سازند به صورت تدریجی و با مرز پیوسته بر روی سازند علی‌باشی قرار گرفته و در مرز بالایی آن با سازند شمشک بصورت ناپیوسته و فرسایشی است. مطالعات سنگ‌شناسی و نمونه‌های جمع‌آوری شده نشان می‌دهد که دولومیت یکی از مهم‌ترین کانی‌های تشکیل‌دهنده سازند الیکا است، که ضخامتی در حدود ۷۸ متر دارد. دولومیت‌های مورد مطالعه از نوع دولومیکرایت بوده که حاوی اووید و استروماتولیت‌اند و در مراحل ابتدایی دیاژنز در طی تدفین کم‌عمق شکل گرفته‌اند. دولومیت‌های حفره پرکن (سیمان شفاف) در مراحل آخر دیاژنزی و احتمالاً در طی تدفین

روحانی لکی، ع.، عاصمی، ف.، زهدی، ا (۱۳۹۷) ارتباط بین اندازه بلورهای دولومیت و ویژگی‌های فیزیکی آن‌ها به منظور مطالعات ژئومکانیکی مخازن دولومیتی. نشریه پژوهش نفت، دوره ۲۸، شماره ۹۸، ص ۱۶۱-۱۵۰.

زهدی، ا (۱۳۹۴) مدل دولومیتی شدن سازند الیکا در منطقه زنجان. نوزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و نهمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور، ص ۸۴۹-۸۳۹.

ستوهیان، ف (۱۳۸۷) چینه‌نگاری سکانسی سازند الیکا در برش تالش، البرز شرقی. مجله علوم دانشگاه تهران، دوره ۳۴، شماره ۱، ص ۶۹-۶۱.

شلالوند، م.، آدابی، م. ح.، زهدی، ا (۱۳۹۶) سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و مدل دولومیتی شدن سازند تله‌زنگ (پالئوسن پسین-آتوسن پیشین) در جنوب و جنوب باختر کرمانشاه. نشریه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۷، شماره ۱۳، ص ۱۶۶-۱۴۹.

طالبان، ن (۱۳۹۰) زیست‌چینه‌ای و سنگ‌چینه‌ای سازند الیکا در برش شه‌میرزاد، شمال سمنان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

عبدالهی، م.، حسینی، م (۱۳۷۵) نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ جلفا، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

فیاضی، ف (۱۳۸۴) پتروگرافی و ژئوشیمی دولومیت‌های بخش میانی سازند الیکا در منطقه شه‌میرزاد. نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ص ۵۵۲-۵۳۸.

قربانی، م (۱۳۸۱) دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی اقتصادی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ص ۶۹۵.

لطف‌پور، م (۱۳۷۶) بررسی میکروفاسیس‌ها و محیط‌رسوبی و چینه‌شناسی توالی‌های بخش میانی و بالایی سازند الیکا در شرق البرز مرکزی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۶۸ ص.

نبوی، م. ح (۱۳۵۵) دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۰۹ ص.

وزیری، س. ح (۱۳۸۴) مطالعه سنگ‌چینه‌ای سازند الیکا در شمال خاوری جاجرم (البرز شرقی، زون تدریجی بینالود). مجله علوم پایه، شماره ۱۵، ص ۲۷۱-۲۸۵.

یوسفی‌راد، م.، خاموشی، ت.، شعبانیان، ر (۱۳۹۲) ژئوشیمی رسوبی مرز پرمین-تریاس در برش زال، جنوب جلفا. اولین همایش زمین‌شیمی کاربردی ایران، دامغان.

Abbasi, N (2015) Environmental impacts on the ichnofossil diversity of the lower part of the Elika Formation (Lower Triassic), Moro

است. تمرکز سدیم با افزایش منیزیم بدلیل جایگیری سدیم بجای منیزیم در شبکه بلوری دولومیت است. از بین تمام مکانیسم‌های پیشنهادی برای دولومیتی‌شدن، مدل نفوذ-تراوش و سبختراوش برای دولومیکرایت‌های سازند الیکا (دولومیت نوع اول) پیشنهاد می‌شود. از آنجاییکه دولومیکرایت‌ها در نزدیکی سطح زمین تشکیل می‌شوند لذا، منیزیم لازم جهت دولومیتی‌شدن آن‌ها از آب دریا تأمین می‌شود.

تشکر و قدردانی

از سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی شمال‌باختر کشور، و سرکار خانم هراسی جهت مطالعات XRD و آقای مهندس ابراهیم‌نژاد جهت کمک در انتخاب برش مورد مطالعه و برداشت‌های صحرائی قدردانی می‌گردد. همچنین از سرکار خانم عزیزی کارشناس محترم آزمایشگاه مرکزی دانشگاه تبریز جهت مطالعات SEM سپاسگزاری می‌شود. از داوران محترم مجله، جهت ارائه نقطه نظرات و پیشنهادات ارزشمند جهت رفع کاستی‌های مقاله کمال تشکر را داریم.

منابع

- اخروی، ر.، ربانی، ا (۱۳۷۴) دولومیتی شدن بخش زیرین سازند الیکا. مجله علوم دانشگاه تهران، شماره ۱، ص ۱۱۱-۹۸.
- ارزانی، ن (۱۳۹۲) ژئوشیمی رسوبی، انتشارات دانشگاه پیام نور، ص ۳۱۶.
- اکبرنژاد، ج.، نجف‌زاده، ع.، فرضعلی‌زاده، ز (۱۳۹۴) بررسی فرایندهای دیاژنز و تعیین مینرالوژی اولیه سنگ‌های کربناته سازند الیکای زیرین و میانی در منطقه جلفا-شرقی ایران. اولین کنگره علمی پژوهشی توسعه و ترویج علوم کشاورزی، منابع طبیعی و محیط زیست ایران، ۲۹۲.
- آدابی، م. ح (۱۳۸۳) ژئوشیمی رسوبی، انتشارات آریز زمین، ص ۴۴۸.
- پورحیدر، ز.، آدابی، م. ح.، موسوی طسوج، م. ر.، صادقی، ع (۱۳۹۹) فرایندهای دیاژنزی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی نهشته‌های سازند الیکا در تاقدیس قدمگاه در جنوب البرز مرکزی. نشریه علوم زمین خوارزمی، جلد ۶، شماره ۱، ص ۸۲-۵۵.
- جلیلیان، ع. م (۱۳۹۶) سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و تاریخچه دیاژنتیکی بخش دولومیتی سفیدار (تریاس بالایی) در منطقه فارس، جنوب ایران. نشریه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۵، شماره ۱۰، ص ۹۶-۸۱.

- (Cretaceous, Lusitanian Basin). *Marine and Petroleum Geology*, 86: 1029-1046.
- Dickson, J. A. D (1965) A modified staining technique for carbonate in thin section, *Nature*, 205: 587.
- Diloreto, Z. A., Garg, S., Bontognali, T. R. R., Dittrich, M (2021) Modern dolomite formation caused by seasonal cycling of oxygenic phototrophs and anoxygenic phototrophs in a hypersaline sabkha. *Scientific Reports*, 11: 4170.
- Du, Y., Fan, T., Machel, H. G., Gao, Z (2018) Genesis of Upper Cambrian-Lower Ordovician dolomites in the Tahe Oilfield, Tarim Basin, NW China: Several limitations from petrology, geochemistry, and fluid inclusions. *Marine and Petroleum Geology*, 91: 43-70.
- Flügel, E (2010) *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlin, 976 p.
- Folk, R. L., Land L. S (1975) Mg/Ca ratio and salinity: Two controls over crystallization of dolomite. *American Association of Petroleum Geologists*, 59: 60-68.
- Fridman, G. M (1965) Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks *Journal of Sedimentary Research*, 35: 643-655.
- Gasparri, M., Bechstadt, T., Boni, M (2006) Massive hydrothermal dolomite in the Southwestern Cantabrian Zone (Spain) and their relation to the Late Variscan evolution. *Marine and Petroleum Geology*, 23: 543- 568.
- Geske, A., Zorlu J., Richter, D. K., Buhl, D., A., Niedermayr, Immenhauser, A (2012) Impact of diagenesis and low grade metamorphism on isotope ($\delta^{26}\text{Mg}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) and elemental (Ca, Mg, Mn, Fe and Sr) signatures of Triassic sabkha dolomites. *Chemical Geology*, 332-333: 45-64.
- Gregg, J. M, Sibley, D. F (1984) Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54: 908- 931.
- Gregg, J. M., Shelton, K. L (1990) Dolomitization and dolomite neomorphism in the back reef facies of the Bonnetterre and Davis formations Cambrian, Southeastern Missouri. *Journal of Sedimentary Research*, 60 (4): 549-562.
- Györi, O., Haas, J., Hips, K., Lukoczki, G., Budai, T., Demény, A., Szócs, E (2020) Dolomitization of shallow-water, mixed siliclastic-carbonate sequences The Lower Triassic ramp succession of the Transdanubian Range, Hungary. *Sedimentary Geology*, 395- 105549.
- Higgins, J. A., Blattler, C. L., Lundstrom, E. A., Santiago-Ramos, D. P., Akhtar, A. A., Curger Ahm, A. S., Bialik, O. M., Holmden, C., Bradbury, H., Murray, S. T., Swart, P. K (2018) Mineralogy, early marine diagenesis, and the Mountain, NW Iran. *Iranian Journal of Science and Tecnology*, 39: 273-280.
- Adabi, M. H (2009) Multistage dolomitization of Upper Jurassic Mozduran Formation, Kopet-Dagh basin, N. E. Iran. *Carbonates and Evaporites*, 24 (1): 16-32.
- Adam, J., Al-Aasm, I. S (2017) Petrologic and geochemical attributes of calcite cementation, dolomitization and dolomite recrystallization: an example from the Mississippian Pekisko Formation, west-central Alberta. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 65 (2): 235-261.
- Adams, A., Diamond, L. W., Aschwanden, L (2019) Dolomitization by hypersaline reflux into dense groundwaters as revealed by vertical trends in strontium and oxygen isotopes: upper Muschelkalk, Switzerland. *Sedimentology*, 66 (1): 362-390.
- Adams, J. E., Rhodes, M. L (1960) Dolomitization by seepage refluxoin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 44: 1912-192.
- Akçay, M., Özkan, H. M., Spiro, B., Wilson, R. Hoskin, P. O (2003) Geochemistry of a high-T hydrothermal dolostone from the Emirli (Ödemiş, western Turkey) Sb-Au deposit. *Mineralogical Magazine*, 67: 671-688.
- Al-Aasm, I. S., Packard, J. J (2000) Stabilization of early-formed dolomite: a tale of divergence from two Mississippian dolomites. *Sedimentary Geology*, 131: 97-108.
- Amthor, J. E, Friedman, G. M (1991) Dolomite-rock textures and secondary porosity development in Ellenburger Group carbonate (Lower Ordovician), west Texas and southern New Mexico. *Sedimentology*, 68: 343- 362.
- Behrens, E. W., Land, L. S (1972) Subtidal Holocene dolomite, Baffin Bay, Texas. *Journal of Sedimentary Research*, 42 (1): 155-161.
- Bialik, O. M., Wang, X., Zhao, S., Waldmann, N. D., Frank, R., Li, W (2018) Mg isotope response to dolomitization in hinterland attached carbonate platforms: Outlook of $\delta^{26}\text{Mg}$ as a tracer of basin restriction and seawater Mg/Ca ratio. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 235: 189-207.
- Blatt, H., Middleton, G. V. Murray, R. C (1980) *Origin of Sedimentary Rocks*. Second Edition., Prentice-Hall, New Jersey, 634 p.
- Braithwhite, C. J. R., Rizzi, G. Darke, G (2004) *The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs*. Geological Society of London, 235: 413 p.
- Budd, D. A (1997) Cenozoic dolomites of carbonate islands: their attributes an origin. *Earth Science Review*, 42: 1-47.
- Coimbra, R., Horikx, M., Huck, S., Heimhofer, U., Immenhauser, A., Rocha, F., Dinis, J., Duarte, L. V (2017) Statistical evaluation of elemental concentrations in shallow-marine deposits

- Land, L. S (1983) The application of stable isotopes to the studies of the origin of dolomites and to problems of diagenesis of clastic sediments. In M. A. Arthur T. F. Anderson, I. R. Kaplan, J. Veizer and L. S. Land (Eds.), Stable isotopes in sedimentary geology. SEPM Short Course, 10: 1-22.
- Land, L. S., Hoops, G. K (1973) Sodium in carbonate sediments and rocks: a possible index to the salinity of diagenetic solution. *Journal of Sedimentary Petrology*, 43: 614- 617.
- Last, F. M., Last, W. M., Halden, N. M (2012) Modern and late Holocene dolomite formation: Manito Lake, Saskatchewan, Canada. *Sedimentary Geology*, 281: 222-237.
- Lee, Y. I., Friedman, G. M (1987) Deep-burial dolomitization in the Lower Ordovician Ellenburger Group carbonates in west Texas and southeastern New Mexico. *Journal of Sedimentary Research*, 57: 544-557.
- Lu, F. H., Meyers, W. J (1998) Massive dolomitization of a late Miocene carbonate platform: a case of mixed evaporative brines with meteoric water, Nijar, Spain. *Sedimentology*, 45: 263-277.
- Lukoczki, G., Hass, J., Gregg, J. M. Machel, H. G., Kele, S., John, M. C (2019) 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: 440-458.
- Machel, H. G., Anderson, J. H (1989) Pervasive subsurface dolomitization of the Nisku Formation in central Alberta. *Journal of Sedimentary Research*, 59: 891-911.
- Major, R. P (1984) The Midway Atoll Coral Cap: meteoric diagenesis, amplitude of sealevel fluctuation and dolomitization. Unpublished Ph. D. Thesis, Brown University, 133 p.
- Mazzullo, S. J (1992) Geochemical and neomorphic alteration of dolomite. A Review, *Carbonates and Evaporites*, 7: 21- 37.
- Mazzullo, S. J (2000) Organogenic Dolomitization in Peritidal to Deep-Sea Sediments. *Journal of Sedimentary Research*, 70 (1): 10-23.
- McCormack, J., Bontognali, T. R. R., Immenhauser, A., Kwiecien, O (2018) Controls on Cyclic Formation of Quaternary Early Diagenetic Dolomite. *Geophysical Research Letters*, 45(8): 3625-3634.
- Mullins, H. T., Dix, G. R., Gardulski, A. F., Land, L. S (1988) Neogene deep-water dolomite from the Florida- Bahama Platform. In: Shukla V J, Barker P A (Eds.), *Sedimentology and Geochemistry of Dolostone*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications, 43: 235- 243.
- chemistry of shallow water carbonate sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 220: 512-534
- Hood, S. D., Nelson, C. S., Kamp, P. J. J (2004) Burial dolomitization in a non-tropical carbonate petroleum reservoir: the Oligocene Tikorangi Formation, Taranaki Basin, New Zealand. *Sedimentary Geology*, 172: 117-138.
- Hou, M. C., Jiang, W. J., Xing, F. C., Xu, S. L., Liu, X. C., Xiao, C (2016) Origin of dolomites in the Cambrian (upper 3rd-Furongian) formation, southeastern Sichuan Basin, China. *Geofluids*, 16(5): 856-876.
- Humphrey, J. D (1988) Late Pleistocene mixing-zone dolomitization, southeastern Barbados, West Indies. *Sedimentology*, 35: 327-348.
- Illing, L. V., Taylor, J. C. M (1993) Penecontemporaneous dolomitization in Sabkha Faishakh, Qatar- evidence from changes in the chemistry of the interstitial brines. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62: 1042-1048.
- Jiang, L., Cai, C. F., Worden, R. H., Li, K. K., Xiang, L (2013) Reflux dolomitization of the Upper Permian Changxing Formation and the Lower Triassic Feixianguan Formation, NE Sichuan Basin, China. *Geofluids*, 13 (2): 232-245.
- Kaczmarek, S. E., Sibley, D. F (2011) On the evolution of dolomite stoichiometry and cation order during high temperature synthesis experiments: An alternative model for the geochemical evolution of natural dolomites. *Journal of Sedimentary Geology*, 240 (1-2): 30-40.
- Kırmacı, M. Z (2008) Dolomitization of the late Cretaceous-Paleocene platform carbonates, Gökölü (Ordu), Eastern Pontides, NE Turkey. *Sediment. Geol*, 203: 289-306.
- Kırmacı, M. Z (2013) Origin of dolomite in the Late Jurassic platform carbonates, Bolkar Mountains, Central Taurides, Turkey. Petrographic and geochemical evidence. *Chemie der Erde-Geochem*. 73(3):383-398
- Korte, C., Jasper, T., Kozur, H. W., Veizer, J (2006) ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr record of Permian seawater. *Paleogeography Paleoclimatology, Palaeoecology*, 240: 89-107.
- Land, L. S (1973) Contemporaneous dolomitization of Middle Pleistocene reefs by meteoric water. *Bulletin of Marine Science*, 23, 64-92.
- Land, L. S (1980) The isotope and trace element geochemistry of dolomite: the state of the art: in Zenger, D. H., Dunham, J. B., and Ethington, R. L., (eds.). *Concepts and Models of Dolomitization*, 28: 87-110.
- Land, L. S (1985) The origin of massive dolomite Summary and Suggestion. *Journal of Geological Education*, 33(2): 112-125.

- Uzdowski, E (1989) Synthesis of dolomite and magnesite at 60 °C in the system $\text{Ca}^{2+}\text{-Mg}^{2+}\text{-Co}^{3+}\text{-Cl}^{2-}\text{-H}_2\text{O}$. *Naturwissenschaften*, 76: 374-375.
- Vahrenkamp, V. C., Swart, P. K (1994) Late Cenozoic dolomites of the Bahamas: metastable analogues for the genesis of ancient platform dolomites. In: Purser B, Tucker M, Zenger D (Eds.) *Dolomites: a volume in Honour of Dolomieu*, International Association of Sedimentologists, Special Publication, 133-153.
- Veizer, J (1983) Trace elements and stable isotopes in sedimentary carbonates, In: Reeder, R. J. (Ed.), *Carbonates: mineralogy and chemistry*. *Reviews in Mineralogy*, 11: 265-299.
- Warren, J (2000) Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Reviews*, 52 (1): 1-81.
- Wenk, H. R., Hu, M., Fraisia, S (1993) Partially disorderd dolomite: microstructural characterization of Abu Dhabi sabkha carbonates. *American Mineralogy*, 78: 769-774.
- Whitaker, F. F., Smart, P. L., Vahrenkamp, V. C., Nicholson, H., Wogelius, R. A (1994) Dolomitization by near-normal seawater? Field evidence from the Bahamas. In: Purser B, Tucker M, Zenger D (eds), *Dolomites*, International Association of Sedimentologists Special Publication, 21: 111-132.
- Wright, P. M (1981) Algal aragonite-encrusted pisoids from a Lower Carboniferous schizohaline lagoon, *Journal of Sedimentary Research*, 51 (2): 479-489.
- Zohdi, A., Moallemi, S. A., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., Richter, D. K., Geske, A., Nickandish, A. A., Immenhauser, A (2014) Shallow burial dolomitization of an Eocene carbonate platform, southeast Zagros Basin, Iran, *GeoArabia*, 19:17-54.
- Nasir, S., Al-Saad, H., Alsayigh, A., Weidlich, O (2008) Geology and petrology of the Hormuz dolomite, Infra-Cambrian: Implications for the formation of the salt-cored Halul and Shraouh islands, Offshore, State of Qatar. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33: 353-365.
- Partoazar, H (2002) Permian-Triassic boundary conodonts from Julfa-Abadeh Belt along Northwest and Central Iran. *Permophiles*, 41: 34-40.
- Rao, C. P (1996) *Modern Carbonates, tropical, temperate, polar: introduction to sedimentology and geochemistry*: Arts of Tasmania, Howrah, 206 p.
- Sabagh-Bajestani, M., Mahboubi, A., Al-Aasm, I., Moussavi-Harami, R., Nadjafi, M (2018) Multistage dolomitization in the Qal'eh Dokhtar formation (Middle-Upper Jurassic), Central Iran: petrographic and geochemical evidence. *Geological Journal*, 53 (1): 22-44.
- Saller, A. H (1984) petrologic and geochemical constrains on origin of subsurface dolomite, Eniwetak Atoll: an example of dolomitization by normal seawater. *Geology*, 12: 217- 220.
- Sass, E., Bein, A (1988) Dolomites and salinity; a comparative geochemical study. In: Shukla, V., Baker, P. A. (Eds.), *Sedimentology and geochemistry of dolostones, based on a symposium: Special Publication, SEPM*, 43: 223-233.
- Schuster, A. M., Wallace, M. W., Hood, A. V. S., Jiang, G (2018) The Tonian Beck Spring Dolomite: Marine dolomitization in a shallow, anoxic sea. *Sedimentary Geology*, 368: 83-104.
- Sibley, D. F., Gregg, J. M (1987) Classification of dolomite rock textures. *Journal of Sedimentary Research*, 57: 967-975
- Suzuki, Y., Iryu, Y., Inagaki, S., Yamata, T., Aizawa, S. and Budd, D.A (2006) Origin of atol dolomites distinguished by geochemistry and crystal chemistry, Kita-daito-jima, northern Philippine Sea. *Sedimentary Geology*, 183: 181-202.
- Teichert, C., Kummel, B., Sweet, W. C (1973) Permian-Triassic strata, Kuh-e-Ali Bashi, northwestern Iran. *Bulletin of the Museum of Comparative Zoology*, 145: 359-472.
- Tucker, M. E., Wright, V. P (1990) *Carbonate Sedimentology*. Black well Scientific Oxford, 482 p.
- Tucker, M. E (1991) *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. Blak well scientific publication, 260 p.
- Turpin, M., Nader, F. H., Kohler, E (2012) Empirical calibration for dolomite stoichiometry calculation: Application on Triassic Muschelkalk-Lettenkohle carbonates (French Jura). *Oil and Gas Science and Technology*, 67: 77-95.