

بررسی پتروگرافی و ژئوشیمی دولومیت‌های سازند شهبازان در شمال غرب سمیرم: مطالعه‌ای از فرآیند دولومیتی شدن در حاشیه شرقی حوضه فورلند زاگرس

سپیده غلام‌پور موگهی^۱، محمدعلی صالحی^۲، ناصر ارزانی^۳، حسین وزیری مقدم*^۴

۱- کارشناس ارشد رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان

۲- استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

۳- استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور اصفهان

۴- استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

پذیرش مقاله: ۱۳۹۷/۲/۱۴

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۷/۱۱/۱۶

چکیده

به منظور درک فرآیند دولومیتی شدن در حاشیه شرقی حوضه رسوبی فورلند زاگرس، دولومیت‌های سازند شهبازان در رخنمونی واقع در شش کیلومتری شمال غرب سمیرم مورد مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمی قرار گرفتند. این سازند در برش مورد مطالعه دارای ضخامت ۷۴ متر می‌باشد که در مرز پایینی به طور هم‌شیب بر روی سازند آواری کشکان و در مرز بالایی توسط کربنات‌های سازند آسماری به صورت ناپیوسته پوشیده شده است. براساس شواهد صحرایی، پتروگرافی (شامل میکروسکوپ‌های پلاریزان و الکترونی) و ژئوشیمیایی عناصر اصلی، فرعی و عناصر نادر خاکی چهار نوع دولومیت، در سازند شهبازان تشخیص داده شده است. نتایج این تحقیق بیانگر تشکیل دولومیت‌های خیلی ریز تا ریز بلور در پهنه‌های جزر و مدی و سایر دولومیت‌ها در یک محیط دیاژنزی دفنی کم عمق تا متوسط توسط سیالات دریایی با شوری متوسط (میانگین سدیم ۳۶۳ پی‌پی‌ام)، در اثر تراوش آب دریای تبخیر شده به داخل پلتفرم کربناته سازند شهبازان در منطقه مورد مطالعه است. توزیع تقریباً یکسان مقادیر عناصر فرعی در برابر منیزیم در ارتباط با هر سه نوع دولومیت و همچنین مشابه بودن الگوهای ترسیم عناصر نادر خاکی (ΣREE) بیان‌کننده تشکیل دولومیت‌های سازند شهبازان از یک نوع سیال دیاژنتیکی با منشأ یکسان می‌باشد. اختلافات موجود در مقادیر عناصر نادر خاکی نشان‌دهنده میزان واکنش بین آب-سنگ، درجه حرارت و میزان دفن متفاوت می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی، سازند شهبازان، سمیرم، فورلند زاگرس، مدل دولومیتی شدن.

مقدمه

رسوبات کربناته سازند شهبازان به سن ائوسن در نواحی لرستان و بخش‌های زاگرس مرتفع رخنمون دارند (مطیعی، ۱۳۷۲؛ وزیری مقدم، ۱۳۸۹؛ عبدل نیا و همکاران، ۱۳۹۶). برش نمونه این سازند در جنوب خاوری حوضه لرستان (شمال خاور استان خوزستان) در فاصله نزدیکی از جنوب خاوری ایستگاه راه آهن تله زنگ به همراه برش نمونه سازند تله زنگ توسط جیمز و وایند (۱۹۶۵) انتخاب، اندازه‌گیری و معرفی شده است. مهمترین ویژگی سازند شهبازان در زاگرس فرآیند دیاژنز دولومیتی شدن است که براساس آن این سازند با رنگ سفید متمایل به کرم رنگ و لایه-بندی منظم از نظر ضخامت مشخص می‌گردد (جیمز و وایند، ۱۹۶۵). بجز مطالعه پتروگرافی و ژئوشیمیایی بر روی نهشته‌های کربناته سازند شهبازان در ناحیه لرستان (عبدی و آدابی، ۱۳۸۸؛ مدرس و همکاران، ۲۰۱۸) تاکنون هیچ‌گونه مطالعات دقیق پتروگرافی و ژئوشیمیایی در روی این نهشته‌ها در بخش مرکزی از حوضه زاگرس مرتفع صورت نگرفته است. لذا هدف از مطالعه سازند شهبازان در این پژوهش مشخص نمودن ترکیب سیالات دولومیت ساز و ارائه مدل دولومیتی شدن براساس مطالعات پتروگرافی و بررسی‌های ژئوشیمیایی (عناصر اصلی، فرعی و عناصر نادر خاکی) و همچنین مقایسه نتایج ژئوشیمی نمونه‌های برش موردنظر با سایر نمونه‌ها از سازند شهبازان در ناحیه لرستان صورت گرفته است (مدرس و همکاران، ۲۰۱۸). در میان کانی-های دیاژنتیکی، دولومیت یک کانی پیچیده می‌باشد که تحت تأثیر چندین فرایند دیاژنزی بوده و این فرایندها طی چند مرحله صورت می‌گیرند (ژانگ و همکاران، ۲۰۰۸؛ هو و همکاران، ۲۰۱۰؛ ژاو و همکاران، ۲۰۱۲). امروزه با اضافه کردن

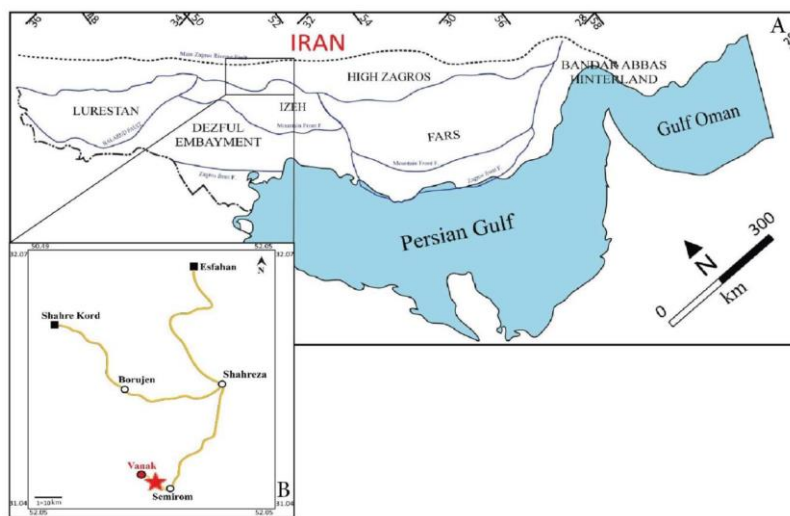
داده‌های ژئوشیمیایی به اطلاعات پتروگرافی می‌توان درک بهتری از منشأ، زمان تشکیل، ترکیب سیالات دولومیت ساز، مدل دولومیتی شدن و روند دیاژنز فراهم نمود (ازمی و همکاران، ۲۰۰۱؛ آزمانی و همکاران، ۲۰۱۳؛ کالن، ۲۰۱۶).

محدوده مورد مطالعه

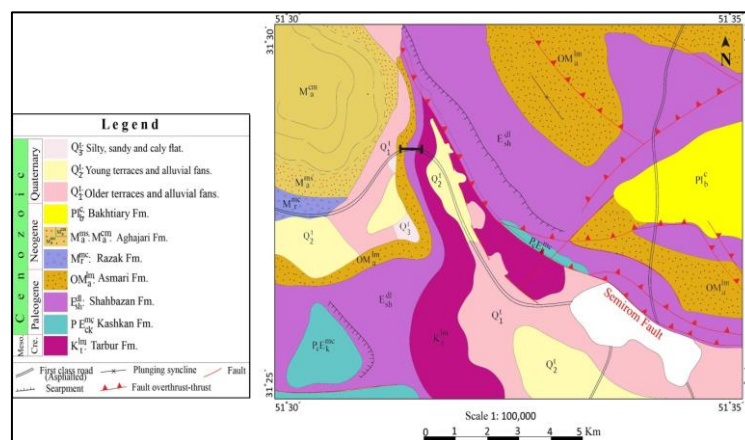
زمین‌شناسی و چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه برش موردنظر واقع در گردنه گله‌بار در شش کیلومتری شمال غرب شهرستان سمیرم، به طول جغرافیایی E $30^{\circ} 07' 51''$ و عرض جغرافیایی N $31^{\circ} 26' 92''$ در جاده سمیرم به طرف دهکده ونک قرار گرفته است (شکل ۱). برش مورد مطالعه از سازند شهبازان در زیر پهنه سمیرم (حداصل پهنه زاگرس و سندانج-سیرجان) واقع شده است که بخشی از پهنه زمین ساختی زاگرس مرتفع است. این زیر پهنه در بین دو گسل راندگی اصلی زاگرس (شمال شرق) و گسل زاگرس مرتفع (جنوب غرب) گسترش یافته است (حیدری، ۲۰۰۸). کمربند تراستی زاگرس مرتفع یک زون به شدت دگرریخت شده است که به وسیله ارتفاعات بلند، چین‌های برگشته و رخنمون واحدهای قدیمی‌تر مشخص می‌شود (علوی، ۱۹۹۴). روند کلی ارتفاعات این ناحیه شمال غرب-جنوب شرق بوده و از روند اصلی چین‌های زاگرس پیروی می‌کند (آقانباتی، ۱۳۸۵). به عقیده اکثر محققان این کمربند حاصل فرورانش نئوتتیس در اواخر کرتاسه در اثر برخورد پلیت ایران و حاشیه شمال شرق پلیت عربی است (علوی، ۱۹۹۴؛ هومکه و همکاران، ۲۰۰۴؛ آگارد و همکاران، ۲۰۰۵). در زیر پهنه سمیرم توالی‌های نسبتاً کاملی از سازندهای کرتاسه تا نئوژن رخنمون دارند (شکل ۲). کرتاسه پسین در این ناحیه شامل گروه بنگستان (سازندهای کژدمی و

گسل‌ها دانست که با حرکات متفاوت قائم خود سبب تغییر در شرایط حوضه‌های رسوبی شده‌اند (قریب، ۱۳۷۵؛ وزیری مقدم و همکاران، ۱۳۸۹). سایر توالی‌های رخنمون یافته به سن سنوزوئیک در این زیر پهنه شامل سازندهای شهبازان، آسماری، رازک، آغاچاری و بختیاری هستند (صداقت و قریب، ۱۳۷۵؛ صداقت و همکاران، ۱۳۷۵).

سروک)، سازند گورپی و در برخی نقاط سازند امیران، واحدهای چینه سنگی آواری-کربناته و آواری قرمز رنگ و سازند تارپور می‌باشد (وزیری مقدم و همکاران، ۱۳۸۹). رخساره‌های کرتاسه بیشترین وسعت را در این ناحیه تشکیل می‌دهند و فقط در بعضی قسمت‌های دشت سمیرم به دلیل عملکرد گسل‌ها، نبوده‌های چینه‌شناسی وجود دارد. بنابراین می‌توان عمده تفاوت‌های رخساره‌های در این ناحیه را ناشی از عملکرد



شکل ۱: A: موقعیت پهنه‌های ساختاری حوضه‌ی زاگرس منطقه مورد مطالعه در زاگرس مرتفع قرار گرفته است (اسرافیلی-دیزاجی و کیانی هرچگانی، ۲۰۱۱)، B: موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش گردنه‌ی گله بار (شمال غرب سمیرم)، (اقتباس از اطلس گیتا شناسی ایران، ۱۳۸۴).



شکل ۲: بخشی از نقشه زمین‌شناسی سمیرم-دنا که محل برش در آن با علامت مشخص شده است، (صداقت و قریب، ۱۳۷۵؛ صداقت و همکاران، ۱۳۷۵).

مواد و روش‌ها

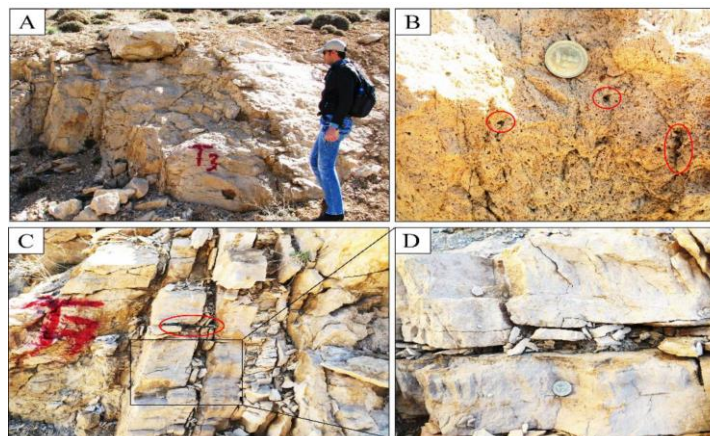
در این پژوهش پس از مطالعه نقشه‌های زمین-شناسی (صداقت و قریب، ۱۳۷۵؛ صداقت و همکاران، ۱۳۷۵)، در مطالعات صحرایی منطقه سمیرم مورد پیمایش قرار گرفته و بهترین رخنمون مناسب از سازند شهبازان جهت نمونه‌برداری انتخاب گردید. در این تحقیق، تعداد ۵۱ نمونه دستی از واحدهای سنگی مربوط به دولومیت‌های سازند شهبازان برداشت شد و از تمامی نمونه‌های دستی برداشت شده مقطع نازک تهیه گردید. به منظور تشخیص کانی دولومیت از کلسیت مقاطع نازک توسط محلول آلیزارین قرمز (Red-S) به روش دیکسون (۱۹۶۵) رنگ آمیزی شده است. در این مطالعه نیز تعداد دو نمونه توسط میکروسکوپ الکترونی (Scanning Electron Microscopy: SEM) در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه آزاد اسلامی واحد شهر مجلسی اصفهان به منظور مطالعه دقیق‌تر بافت سنگ مطالعه گردید. جهت توصیف دولومیت‌های مشاهده شده از طبقه‌بندی بافتی دولومیت‌های ارائه شده توسط گرگ و سیبلی (۱۹۸۴)، سیبلی و گرگ (۱۹۸۷) و مازولو (۱۹۹۲) استفاده شده است. پس از انجام مطالعات پتروگرافی، تعداد ۱۰ نمونه پودر دولومیت جهت بررسی عناصر اصلی، فرعی و همچنین نادر خاکی کمیاب (REE: Rare Earth Elements) با استفاده از دستگاه ICP-MS (X series II) در آزمایشگاه اکمه (Acme) کانادا مورد آزمایش قرار گرفت.

نتایج

نتایج مطالعات صحرایی و پتروگرافی

توالی دولومیتی سازند شهبازان با ضخامت ۷۴ متر با امتداد شمالی-جنوبی و شیب لایه‌ها به طرف غرب بوده که بر روی سازند آواری کشکان قرار

گرفته‌اند و توسط سازند آسماری (روند و شیب مشابه) با مرز ناپیوسته پوشیده شده‌اند (شکل ۳). نوع رخساره‌ها به یکباره از دولومیت‌های به رنگ کرم در سازند شهبازان به سنگ آهک گرینستونی ماسه‌دار حاوی روزن‌داران کفزی بزرگ (LBF) به رنگ خاکستری تیره تغییر کرده است. با توجه به چنین تغییرات بارزی که از نظر اختلاف بافت و رنگ بین سازند شهبازان و سازند آسماری قابل مشاهده است می‌توان مرز دو سازند شهبازان و آسماری را از یکدیگر تفکیک کرد. بررسی رخساره‌های سنگی در توالی مورد مطالعه در مطالعات صحرایی صورت گرفته است. سازند مذکور براساس اختلاف در ضخامت لایه‌های دولومیتی به سه واحد سنگ شناسی رخساره دولومیتی نازک لایه، متوسط تا ضخیم لایه تفکیک شده است (شکل ۴). از جمله مشاهدات بارز در افق‌های دولومیتی می‌توان به تخلخل بالا، ساخت لامیناسیون همراه با فابریک میکروبیال و اینتراکلاست‌های ریز اشاره کرد (شکل ۵ A-D). بررسی ریز رخساره‌ها در سازند شهبازان سبب شناسایی دو ریز رخساره مادستون دولومیتی و اینتراکلاست وکستون-پکستون دولومیتی گردید (شکل ۶ A-B) که حاکی از ته نشست نهشته‌های کربناته این سازند عمدتاً در پهنه جزر و مدی از یک پلتفرم کربناته می‌باشد. با مطالعه پتروگرافی مقاطع نازک میکروسکوپی توسط میکروسکوپ پلاریزان و میکروسکوپ الکترونی (SEM) انواع مختلف دولومیت‌های سازند شهبازان شناسایی شده است. دولومیت‌های سازند شهبازان براساس فابریک و با توجه توزیع اندازه بلورها (یونی مدال یا پلی مدال) و شکل مرز بلورها (مسطح یا غیر مسطح)، به چهار گروه متفاوت به شرح زیر تقسیم می‌شوند:



شکل ۵: واحدهای سنگی سازند شهبازان. A: توالی دولومیتی متوسط لایه با تخلخل بالا از نوع حفره‌ای و کانالی، این تخلخل‌ها در شکل B به وضوح قابل مشاهده می‌باشند، C: شمایی از توالی نازک لایه (مقیاس مداد، که با کادر بیضی شکل مشخص شده)، فابریک میکروبیال با بزرگ‌نمایی بیشتر در شکل D نشان داده شده است.

مدی یا بین جزر و مدی تشکیل شده است (گرگ و شلتون، ۱۹۹۰). این بافت دولومیتی، معادل بافت planar-s مازالو (۱۹۹۲) و سیبلی و گرگ (۱۹۸۷) و بافت ایدوتاپیک (Idiotopic-s) گرگ و سیبلی (۱۹۸۴) است (آدابی، ۱۳۹۰). با توجه به فابریک و اندازه خیلی ریز بلورهای دولومیت فقط با میکروسکوپ الکترونی (SEM) قابل مشاهده هستند. همچنین عدم وجود فسیل می‌توان اظهار داشت، که دولومیت نوع اول تحت شرایط سطحی و دمای پایین، از آب دریا (لند، ۱۹۸۵) و یا محلول‌های بین ذره‌ای غنی از منیزیم (Mg) تشکیل شده است (آدابی، ۱۳۹۰؛ آدابی، ۲۰۰۹).

دولومیت‌های متوسط بلور (Medium crystalline)

(D2: dolomite)

این نوع دولومیت که با عنوان دولومیت نوع دوم معرفی می‌شود، از بلورهای ریز ۱۰ تا ۵۰ میکرون، به صورت شکل‌دار، نیمه شکل‌دار (Subhedral) یا بی‌شکل (Anhedral) که از نظر اندازه متفاوت (Polymodal) هستند، تشکیل شده است (شکل ۶ C و شکل ۸ A-F). همچنین مطالعات میکروسکوپ الکترونی نشان می‌دهد که بلورها دارای سطوح خرد شده همراه با لایه‌بندی ظریف

دولومیت‌های خیلی ریز بلور تا ریز بلور (D1: Very finely to fine crystalline dolomite)

این نوع دولومیت که به عنوان دولومیت‌های ریز بلور معرفی گردیده، با مطالعه‌ی میکروسکوپ الکترونی از بلورهای بسیار ریز ۳ تا ۱۰ میکرون (میانگین میکرون ۵)، نیمه شکل‌دار (Subhedral) تا بی‌شکل (Anhedral) تشکیل شده است (شکل ۶ A و B و شکل ۷ A-D). مرز بین بلوری مسطح (planar-s) و به صورت بلورهای موزاییکی هم-اندازه (unimodal) می‌باشد. به طور کلی از اندازه بلورهای دولومیت برای تشخیص دولومیت‌های دیاژنتیک اولیه از ثانویه استفاده می‌شود (آماتور و فریدمن، ۱۹۹۲). با توجه به فابریک این نوع دولومیت‌ها که متراکم، تیره رنگ و فاقد فسیل‌اند و تنها آثاری از بافت رسوبی اولیه نظیر لامیناسیون، فابریک فنسترال و اینتراکلاست در آنها مشاهده می‌شود (شکل ۶ B)، به نظر می‌رسد که تحت شرایط سطحی و دمای پایین (Low-temperature) تشکیل شده‌اند (گرگ و شلتون، ۱۹۹۰؛ آل-آسام و پاکارد، ۲۰۰۰؛ آدابی، ۲۰۰۹). این نوع دولومیت احتمالاً همزمان با رسوبگذاری یا در مراحل اولیه دیاژنز در محیط بالای جزر و

سنگ آهک‌های قبلی و یا تبلور مجدد دولومیت-های اولیه، زیر دمای بحرانی یعنی کمتر از ۶۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشند (آدابی، ۱۳۹۰؛ گرگ و شلتون، ۱۹۹۰؛ مازالو، ۱۹۹۲؛ آدابی، ۲۰۰۹).

دولومیت بسیار درشت بلور پر کننده فضاهای خالی و رگه‌ها (D4: Very coarsely crystalline dolomite filling pore spaces and veins)

دولومیت نوع چهارم شامل دولومیت اغلب بی‌شکل، نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار در اندازه بلورهای چندگانه و بلورهای شفاف درشت هستند که به صورت سیمان حفره پرکن، فضاهای کوچک و بزرگ (Voids and Vugs) و حتی شکستگی‌ها را پر نموده‌اند (شکل ۶ E و F). مرز بین بلوری در مواردی غیر مسطح، غیر مسطح A مازالو (۱۹۹۲) است. این نوع دولومیت غالباً موجب کاهش تخلخل شده‌اند و یکی از محصولات مراحل آخر فرایند دیازنزی می‌باشند. هیچ نوع اشکال جایگزینی در دولومیت اولیه یا آهک‌های اولیه در این بلورها مشاهده نشده است. این سیمان به دلیل پر کردن تخلخل‌های حفره‌ای، در اعماق متوسط تا زیاد و بعد از فرایند انحلال تشکیل شده‌اند. دولومیت‌های تشکیل شده در شرایط تدفینی عمیق به‌طور معمول می‌توانند ابعاد بلوری متفاوت و فابریک‌های متنوعی از جمله پرکننده حفره‌ها، جانیشینی و مورفولوژی موزاییکی داشته باشند که به اندازه فضاهای خالی موجود بستگی دارد (ویلسون و همکاران، ۲۰۰۷). دولومیتی شدن در محیط تدفینی به این ترتیب اتفاق می‌افتد، که با افزایش عمق و بالا رفتن دما، نسبت منیزیم (Mg) لازم برای تشکیل دولومیت افزایش می‌یابد (تاکر و رایت، ۱۹۹۰).

ژئوشیمی دولومیت‌ها

تجزیه و تحلیل ژئوشیمیایی عناصر اصلی، فرعی و همچنین عناصر نادر خاکی (ΣREE) نمونه‌های دولومیتی سازند شهبازان در این مطالعه مورد

می‌باشند، که این پدیده می‌تواند حاکی از رشد بلورها در طی زمان باشد (شکل ۸ D). مرز بین بلورها عمدتاً مسطح و از نوع صفحه‌ای (planar-s) است. این نوع دولومیت معادل فابریک ایدوتاپیک-P-گرگ و سیبلی (۱۹۸۴) و دولومیت مسطح-P-مازالو (planar-p) (مازالو، ۱۹۹۲) می‌باشد (آدابی، ۱۳۹۰). دولومیت‌های متوسط بلور معمولاً از تبلور مجدد (Recrystallization) دولومیت‌های ریز بلور به وجود می‌آیند (آدابی، ۱۳۹۰). وجود لکه‌های از دولومیت‌های ریز بلور در بین دولومیت‌های متوسط بلور تأییدی بر این نظریه می‌باشد (آدابی، ۱۹۹۶). براساس نظریه سیبلی و گرگ (۱۹۸۷) فابریک مسطح نیمه شکل‌دار نتیجه رشد آرام بلورها تحت جریان پیوسته‌ای از سیالات دولومیت‌ساز در دمای پایین می‌باشد. بنابراین با توجه به ویژگی‌های بافتی و اندازه بلورها، احتمالاً این دولومیت‌ها در مرحله تدفین کم عمق به صورت جانیشینی تشکیل شده‌اند (ویتاکر و همکاران، ۲۰۰۴).

D3: crystalline dolomite دولومیت درشت بلور (Coarsly)

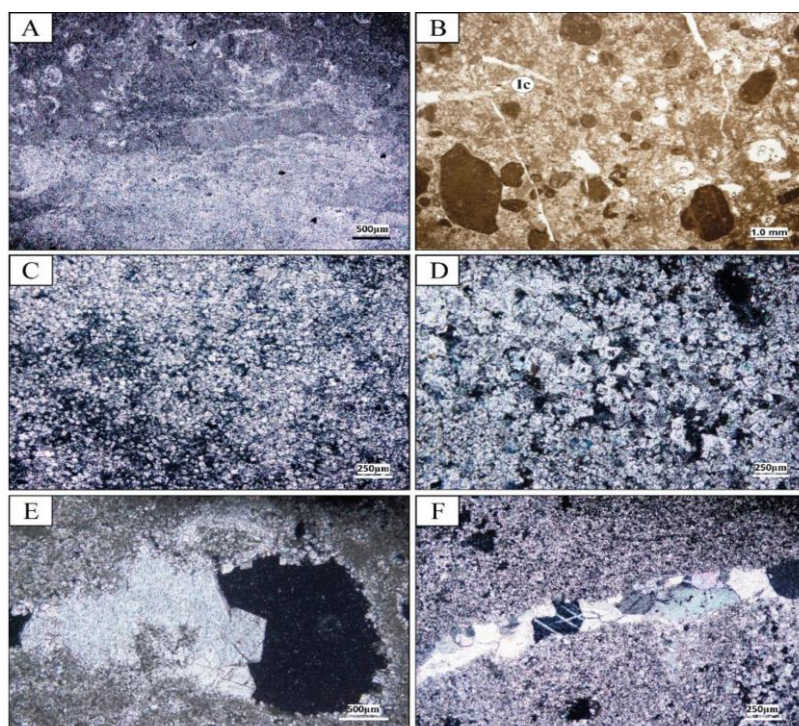
دولومیت‌های نوع سوم از بلورهای ۵۰ تا ۱۵۰ میکرون، عمدتاً به صورت موزاییک‌های هم اندازه شکل‌دار، متراکم و دارای مرز مسطح نیمه شکل-دار تا بی‌شکل (Euhedral to Anhedral planar-s crystal) هستند (شکل ۶ D). در بسیاری از بلورهای این نوع دولومیت، مرزهای مشترک بین بلوری مستقیم بوده و در بعضی از آنها فصل مشترک سطوح کریستالی (crystal-face junctions) به خوبی حفظ شده است. این نوع دولومیت معادل فابریک ایدوتاپیک-S-گرگ و سیبلی (۱۹۸۴) و دولومیت مسطح-S-سیبلی و گرگ (۱۹۸۷)، مازالو ۱۹۹۲ (planar-p) است. دولومیت‌های نوع سوم بیانگر جانیشینی دیازنتیکی

بررسی شرایط محیط دیاژنزی در بخش‌های مختلف حوضه صورت گرفته است.

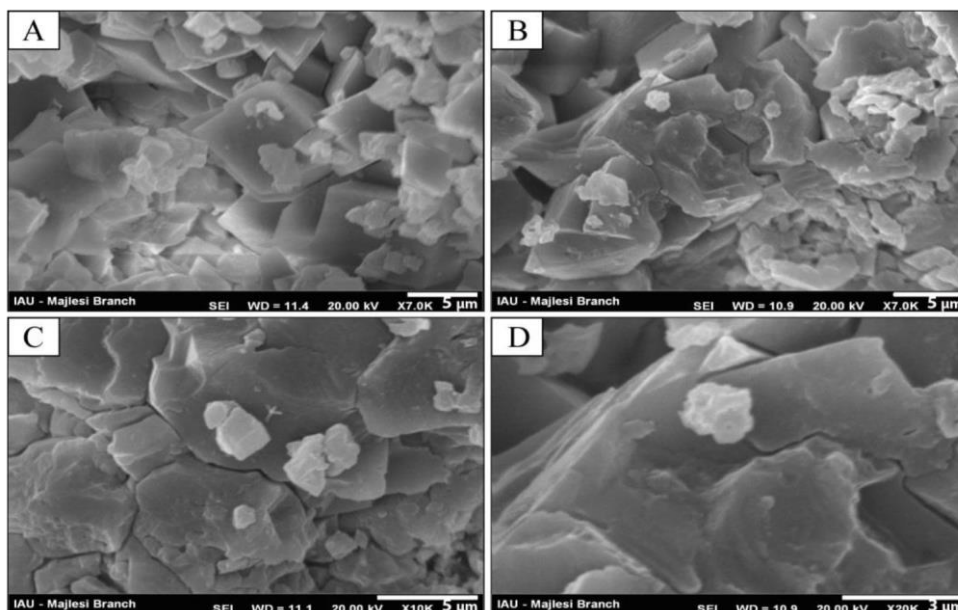
منیزیم (+Mg2) و کلسیم (+Ca2)

میزان منیزیم (Mg^{2+}) در دولومیت‌های سازند شهبازان از ۹/۶۲ تا ۱۲/۶ درصد (میانگین ۱۱/۰۵ درصد) و میزان کلسیم (Ca^{2+}) در این توالی ۲۰/۲ تا ۲۴/۴۸ درصد با میانگین ۲۱/۶۷ درصد در تغییر است (جدول ۱). نسبت منیزیم به کلسیم از دولومیت‌های ریز بلور تا درشت بلور (۰/۶۲ تا ۰/۳۹ پی‌پی‌ام) در تغییر است (شکل ۹). با توجه به اینکه در طی فرایند دولومیتی شدن مقادیر Mg/Ca به دلیل تشکیل دولومیت کاهش می‌یابد (آدابی، ۱۳۹۰)، بنابراین مقادیر منیزیم در دولومیت‌های درشت بلور کمتر از بقیه است (جدول ۱).

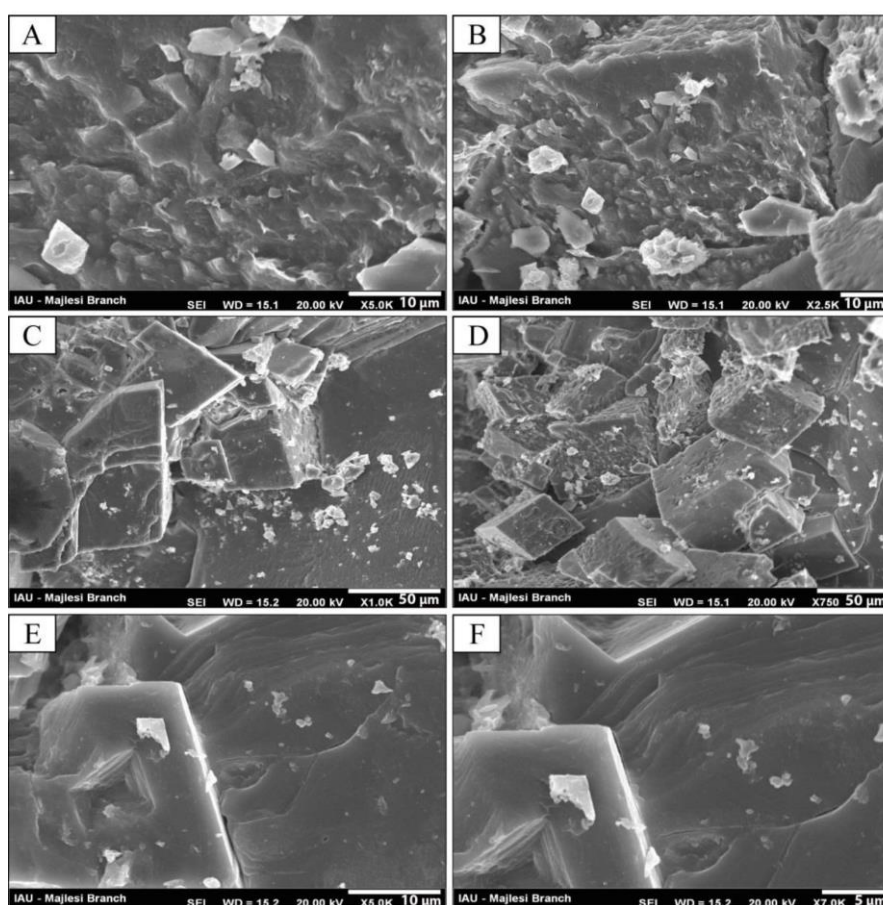
استفاده قرار می‌گیرند، که منجر به افزایش اطلاعات ما نسبت به شرایط دیاژنتیکی، منشأ دولومیت‌ها و سیالات دیاژنتیکی می‌گردد (کوینگ و مونجوی، ۱۹۹۴؛ از می و همکاران، ۲۰۱۳؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۱۴؛ هو و همکاران، ۲۰۱۶؛ کالن، ۲۰۱۶؛ لیو و همکاران، ۲۰۱۷). سه نوع دولومیت، ریز بلور (D1)، متوسط بلور (D2) و درشت بلور (D3) از نظر آنالیز ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی نظیر کلسیم (Ca)، منیزیم (Mg)، استرانسیوم (Sr)، سدیم (Na)، آهن (Fe)، منگنز (Mn) و باریم (Ba) از دولومیت‌های سازند شهبازان مورد بررسی قرار گرفته‌اند (جدول ۱). همچنین در این مطالعه مقایسه داده‌های ژئوشیمی نمونه‌های دولومیتی سازند شهبازان با نمونه‌های دیگر از این سازند در ناحیه لرستان (مدرس، ۱۳۹۵؛ مدرس و همکاران، ۲۰۱۸) جهت



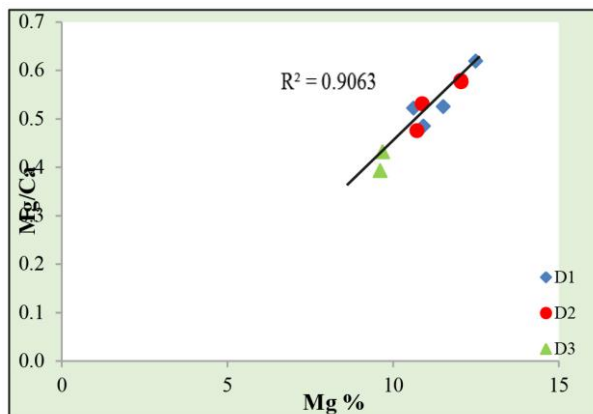
شکل ۶: تصاویر انواع دولومیت‌ها براساس اندازه بلورها در سازند شهبازان. A و B: دولومیت خیلی ریز بلور تا ریز بلور، تصویر B همراه با اینتراکلاست (A: نمونه B4 و B: نمونه T3)، C: متوسط بلور (نمونه B5)، D: دولومیت درشت بلور (نمونه T5)، E: سیمان دولومیتی پرکننده حفره (نمونه T8 سازند)، F: سیمان دولومیتی پرکننده شکستگی (نمونه T6)، (تصاویر با نور XPL غیر از تصویر B).



شکل ۷: تصاویر SEM از دولومیت خیلی ریز تا ریز بلور سازند شهبازان. اندازه بلورها بین ۳ تا ۱۰ میکرون می‌باشد. A: لوزی وجهی‌های کامل تا اندازه ۱۰ میکرون، B، C، D: نمایی نزدیک‌تر از بلورها در اندازه ۳ تا ۵ میکرون.



شکل ۸: تصاویر SEM از دولومیت‌های متوسط بلور سازند شهبازان، اندازه بلورها بین ۱۰ تا ۵۰ میکرون می‌باشد (A) تا F نمایی از این نوع دولومیت در بزرگ‌نمایی متفاوت).



شکل ۹: روند تغییرات درصد منیزیم (Mg) با نسبت منیزیم به کلسیم (Mg/Ca) در تمامی نمونه‌ها یک روند مثبت بین تغییرات درصد منیزیم با نسبت منیزیم به کلسیم در نمونه‌های دولومیتی سازند شهبازان حاکم است.

جدول ۱: توزیع عناصر اصلی و فرعی از دولومیت‌های D1 (خیلی ریز بلور تا ریز بلور)، D2 (متوسط بلور) و D3 (درشت بلور) در سازند شهبازان (برش گردنه‌ی گله بار).

Sample	Dolomite	Ca	Mg	Na	Sr	Fe	Mn	Ba	Mg/Ca
		%	%	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	
B4	D1	20.2	12.5	260	93	900	26	3	0.61
T2	D1	20.4	10.6	160	76	300	21	1	0.52
T9	D1	22.5	10.9	570	195	600	53	3	0.48
T7	D1	21.9	11.5	590	226	900	59	2	0.52
B5	D2	20.9	12.1	180	103	300	16	10	0.57
B1	D2	20.8	12.1	210	80	400	20	3	0.57
B3	D2	20.5	10.9	200	75	300	14	2	0.53
T4	D2	22.6	10.7	620	202	200	36	1	0.47
T5	D3	22.4	9.69	440	167	600	37	2	0.43
T6	D3	24.5	9.62	400	170	600	52	2	0.39
Average		21.7	11.1	363	139	510	33.4	2.9	0.51
Max		24.5	12.5	620	226	900	59	10	0.61
Min		20.2	9.62	160	75	200	14	1	0.39

اولیه ریز بلور با داشتن شبکه بلوری با نظم کمتر (غیر استوکیومتریکی) دارای مقادیر بیشتری استرانسیم نسبت به دولومیت‌های درشت بلور حاصل از دیاژنز تأخیری هستند (کیرماسی، ۲۰۰۸). مقادیر بالای استرانسیم می‌تواند از سیالات خیلی شور کف حوضه نشأت گرفته باشد (سپربر و همکاران، ۱۹۸۴؛ آزمانی و همکاران، ۲۰۱۳؛ هو و همکاران، ۲۰۱۶). تمرکز استرانسیم به طور میانگین در دولومیت‌هایی که در محیط‌های تبخیری و یا مستقیماً از آب دریا تشکیل می‌شوند، به ترتیب ۶۰۰ و ۴۰۰ پی‌پی‌ام می‌باشد (ویزر،

استرانسیم (Sr)

در این توالی مقدار استرانسیم بین ۲۲۶-۷۵ پی‌پی‌ام با میانگین ۱۳۹ پی‌پی‌ام تغییر می‌کند (جدول ۱) و تقریباً رابطه مثبتی با منیزیم را نشان می‌دهد (شکل ۱۰ A). میزان استرانسیم در دولومیت‌های سازند شهبازان نسبت به دولومیت‌های عهد حاضر، که به میزان ۵۰۰ تا ۲۰۰۰ پی‌پی‌ام (لست و همکاران، ۲۰۱۲) گزارش شده، کمتر است. از بین عناصر فرعی موجود در دولومیت‌ها استرانسیم دارای اهمیت بیشتری می‌باشد (ویزر، ۱۹۸۳؛ لند، ۱۹۸۵). دولومیت‌های

پی‌پی‌ام) و ۱۴ تا ۵۹ پی‌پی‌ام (میانگین ۳۳/۴ پی‌پی‌ام) متغیر می‌باشد (جدول ۱). عناصر آهن و منگنز با افزایش میزان در صد منیزیم نیز افزایش می‌یابند (شکل ۱۰ C-D). مقادیر پایین Fe و Mn در دولومیت‌های نوع سوم می‌تواند به دلیل درصد پایین تر Mg در این نوع دولومیت نسبت به سایر دولومیت‌ها و یا حاکم بودن شرایط غیر احیایی باشد. اطلاعات کافی در خصوص مقادیر آهن و منگنز در دولومیت‌های عهد حاضر در دسترس نیست (آدابی، ۱۳۹۰). دولومیت‌های باهاما که به عنوان دولومیت‌های دریایی در نظر گرفته می‌شود دارای مقادیر پایین آهن (۱۰۴ تا ۱۸۵ پی‌پی‌ام) و منگنز (۱۳ تا ۲۰ پی‌پی‌ام) می‌باشد (ویتاکر و همکاران، ۱۹۹۴). تبلور مجدد کربنات‌ها در طی دیاژنز اولیه منجر به غنی سازی عناصر آهن و منگنز در کربنات‌های ثانویه می‌گردد (ویزر، ۱۹۸۳؛ ازمی و همکاران، ۲۰۱۱). غلظت آهن و منگنز به عنوان شاخصی از کاهش شرایط اکسیداسیون در طول دولومیتی شدن می‌باشد. در حالت کلی افزایش میزان آهن و منگنز در دولومیت‌ها می‌تواند نشان دهنده کاهش شرایط اکسیدان (آزمانی و همکاران، ۲۰۱۳؛ اولانی‌کون و همکاران، ۲۰۱۴) و افزایش شرایط احیایی حاکم بر محیط می‌باشد (لند، ۱۹۸۶).

باریم (Ba)

تمرکز باریم در دولومیت‌های مورد مطالعه بین ۱ تا ۱۰ پی‌پی‌ام (میانگین ۲/۹ پی‌پی‌ام) در تغییر است (جدول ۱). میزان باریم در دولومیت‌های دریایی نرمال معمولاً پایین بوده، زیرا اندازه شعاع یونی عنصر باریم زیاد بوده و قادر به وارد شدن به داخل شبکه بلورهای دولومیت نیست. لیکن بلورهای دولومیتی که تحت شرایط و سیالات هیدروترمال تشکیل می‌شوند، ممکن است که محتوای باریم بالایی را نمایش دهند، زیرا سیالات

در دولومیت‌های نوع سوم نسبت به نوع دوم و اول مقدار استرانسیم به علت رسیدن به حالت ایده‌آل در شبکه بلوری کاهش یافته است (آدابی، ۲۰۰۹). توسعه فرایند دولومیتی شدن به طور کلی سبب کاهش میزان عنصر استرانسیم در شبکه بلورها می‌گردد (هو و همکاران، ۲۰۱۶). نظیر چنین روند کاهشی در دولومیت‌های تشکیل شده در نهشته‌های کرتاسه منطقه پونتیداس، ترکیه نیز گزارش شده است (کیرماسکی و آکدج، ۲۰۰۵).

سدیم (Na)

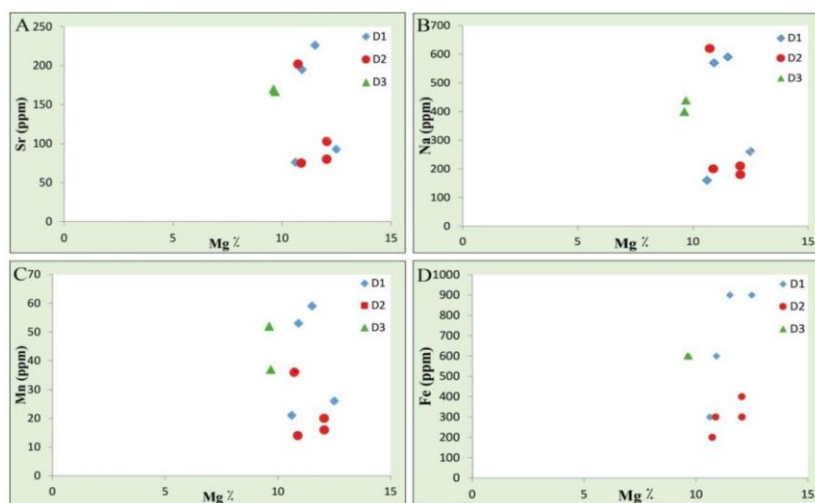
مقدار سدیم در این توالی ۱۶۰ پی‌پی‌ام تا ۶۲۰ پی‌پی‌ام با میانگین ۳۶۳ پی‌پی‌ام در تغییر است (جدول ۱). ترسیم نمودار سدیم در مقابل منیزیم نشان می‌دهد که تمرکز سدیم با افزایش مقادیر منیزیم افزایش می‌یابد (شکل ۱۰ B). مقدار سدیم در دولومیت‌های عهد حاضر بین ۱۰۰۰ تا ۳۰۰۰ پی‌پی‌ام در نوسان است (لند و هاپس، ۱۹۷۳؛ ریورسو همکاران، ۲۰۱۲). سدیم فراوان‌ترین کاتیون موجود در آب دریا می‌باشد و تمرکز آن در دولومیت‌ها، درجه شوری سیالات اولیه را مشخص می‌کند (واررن، ۲۰۰۰). مقدار سدیم در دولومیت‌های دریایی با شوری عادی، بین ۱۱۰ تا ۱۶۰ پی‌پی‌ام در تغییر است (ویزر، ۱۹۸۳). مقادیر نسبتاً بالای سدیم (۳۶۳ پی‌پی‌ام) در دولومیت‌ها تأخیری مورد مطالعه ممکن است در ارتباط با شوری سیالات دولومیت ساز باشد که سدیمی بیشتر از ۲۳۰ پی‌پی‌ام دارند (ویزر و همکاران، ۱۹۸۷) و به غیر استوکیومتریک بودن ساختار بلوری آنها مربوط دانست (آدابی، ۱۹۹۶). میانگین مقدار سدیم در دولومیت نوع سوم (۴۲۰ پی‌پی‌ام) از سایر دولومیت‌ها بیشتر می‌باشد.

آهن (Fe) و منگنز (Mn)

دامنه تغییرات آهن و منگنز در این توالی به ترتیب بین ۲۰۰ تا ۹۰۰ پی‌پی‌ام (با میانگین ۵۱۰

شبکه کانی دولومیت می‌گردد (زهدی و همکاران، ۱۳۹۶؛ کای و همکاران، ۲۰۰۸).

هیدروترمال در برگزیده مقادیر قابل ملاحظه‌ای باریم‌اند و در دماهای بالا این عنصر راحت‌تر وارد

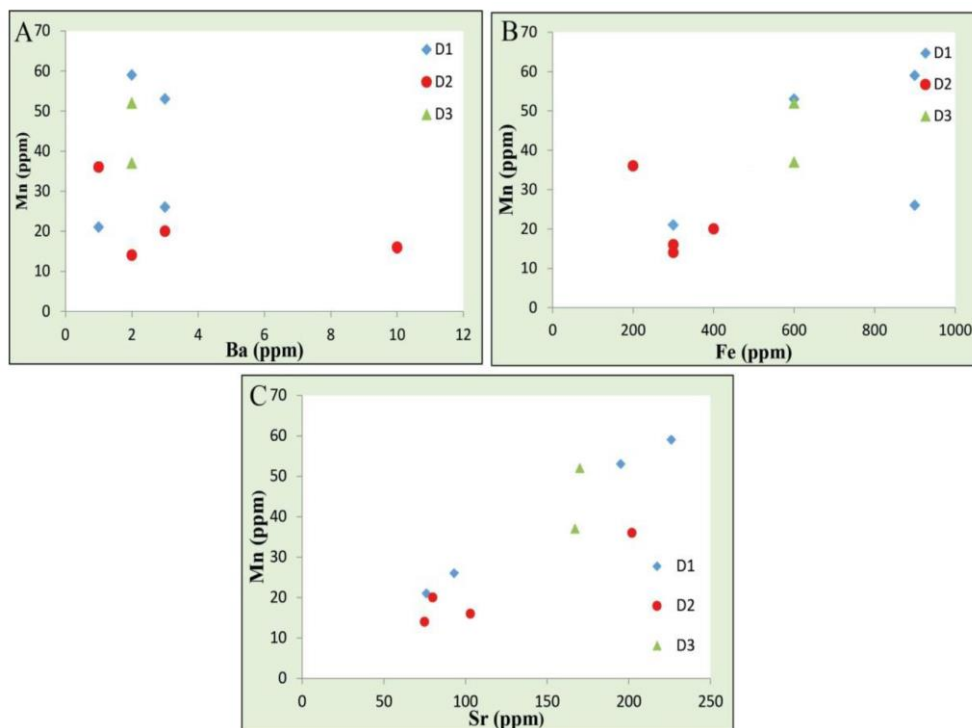


شکل ۱۰: الگوهایی از تغییرات غلظت عناصر فرعی در مقابل درصد منیزیم (Mg%). پراکندگی استرانسیم (Sr)، سدیم (Na)، منگنز (Mn) و آهن (Fe) در مقابل درصد منیزیم در انواع دولومیت‌ها تقریباً یکسان است.

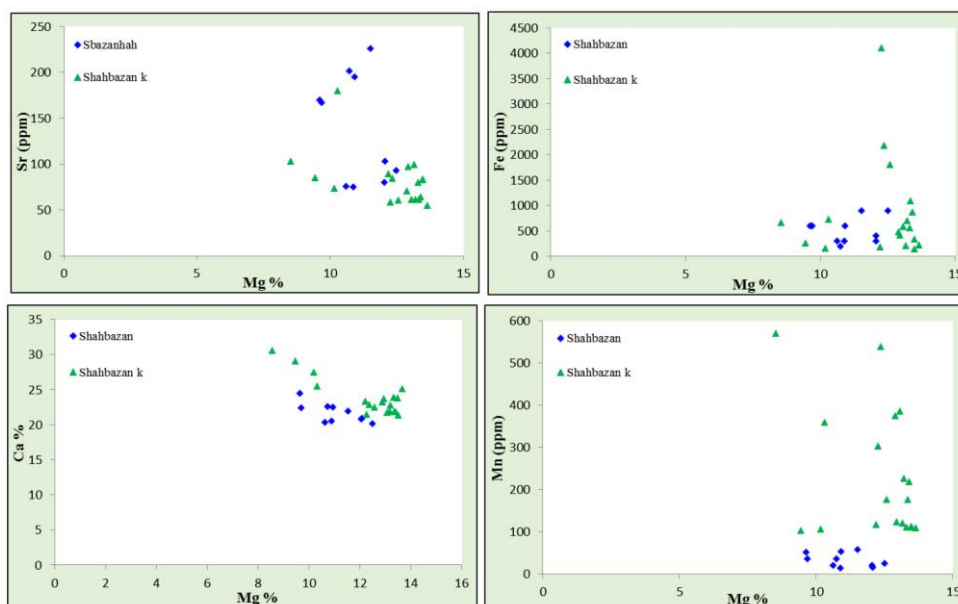
بودن نسبت منگنز به استرانسیم بیانگر تبلور مجدد در مقابل رسوبگذاری اولیه می‌باشد (کالن، ۲۰۱۶). اگرچه در نمونه‌های مورد مطالعه مقادیر منگنز نسبت به استرانسیم بالا نمی‌باشد (شکل ۱۱ C). همچنین در این مطالعه با مقایسه داده‌های ژئوشیمی نمونه‌های دولومیتی سازند شهبازان (اٲوسن) با دیگر برش از این سازند در ناحیه لرستان بیانگر تفاوت در مقادیر Sr، Mn و Fe می‌باشد. این مقایسه حاکی از تفاوت شرایط محیط دیاژنزی و منشأ سیالات دولومیتی کننده زمان اٲوسن در حوضه زاگرس می‌باشد (شکل ۱۲ A و D). نمونه‌های مورد مطالعه دارای مقادیر Mn و Fe بسیار ناچیزتری در مقایسه با نمونه‌های مورد مطالعه از این سازند در ناحیه لرستان می‌باشد. بالا بودن مقادیر Mn و Fe در نمونه‌های سازند شهبازان در ناحیه لرستان (برش کیالو) در ارتباط با شرایط احیایی حاکم بر تشکیل دولومیت در حین دفن در نظر گرفته شده است (مدرس و همکاران، ۲۰۱۸).

ترسیم عناصر فرعی (باریم، آهن و استرانسیم) در مقابل منگنز

با بررسی عناصر باریم، آهن و استرانسیم در مقایسه با منگنز می‌توان ویژگی‌های سیالات دیاژنتیکی را مانند منشأ این سیالات و تأثیر سیالات هیدروترمال، میزان اکسیداسیون و تبلور مجدد در دولومیت‌ها را برآورد کرد (فریمل، ۲۰۰۹؛ آزمانی و همکاران، ۲۰۱۳؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۱۴؛ کالن، ۲۰۱۶). بالا بودن میزان باریم و منگنز می‌تواند نشان دهنده منشأ سیالات گرمابی باشد (میدلتون و همکاران، ۱۹۹۳؛ چن و همکاران، ۲۰۰۹؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۱۴). مقادیر پایین باریم در نمونه‌های دولومیتی مورد مطالعه نشان دهنده پایین بودن میزان تعاملات میان سنگ و سیالات دیاژنتیکی هیدروترمال می‌باشد (کالن، ۲۰۱۶) (شکل ۱۱ A). منگنز و آهن، بیشترین میزان تأثیرات اکسیداسیون را در میان آنالیز عناصر فرعی در خود ثبت می‌کنند (ژانگ و همکاران، ۲۰۱۴؛ کالن، ۲۰۱۶) (شکل ۱۱ B). بالا



شکل ۱۱: نمودارهای دوتایی از ترسیم داده‌های منگنز در مقابل باریوم (A)، آهن (B) و استرانسیم (C).



شکل ۱۲: نمونه‌های دولومیتی سازند شهبازان (سمیرم) با نمونه‌های سازند شهبازان در ناحیه لرستان (مدرس، ۱۳۹۵؛ مدرس و همکاران، ۲۰۱۸) مقایسه گردیده است (نمونه‌های سازند شهبازان در سمیرم با رنگ آبی و نمونه‌های سازند شهبازان در لرستان (برش کیالو) با رنگ سبز مشخص شده است).

میزان تبادلات آب-سنگ (water-rock interaction) و تغییرات اساسی در ترکیب سیالات می‌شود (ژویفنگ و همکاران، ۲۰۰۸؛

عناصر نادر خاکی (ΣREE)

بررسی عناصر نادر خاکی منجر به شناسایی منشأ سیالات دیاژنتیکی در سراسر تاریخچه تدفین،

وانگ و همکاران، ۲۰۰۹؛ آزمانی و همکاران، ۲۰۱۳؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۱۴؛ کالن، ۲۰۱۶؛ لیو و همکاران، ۲۰۱۷). همچنین تاریخچه و تکامل اکسیدواسیون آب‌های موجود در زمین را بررسی می‌کنند (زاک و همکاران، ۲۰۱۵). به طور گسترده عناصر نادر خاکی (ΣREE) به عنوان شاخص اکسیداسیون در کربنات‌های دریایی (شولکویتز و شن، ۱۹۹۵؛ ازمی و همکاران، ۲۰۰۹)، فسفات‌ها (چن و همکاران، ۲۰۰۳) و ته-نشست کربنات‌های هیدروترمال مورد استفاده قرار می‌گیرند (بارت و همکاران، ۲۰۰۰). این عناصر شامل مجموعه‌ای از پانزده عنصر از گروه لانتانیدها می‌باشند. این عناصر به عناصر نادر خاکی سبک (LREE: La to Nd)، متوسط (MREE: Sm to Dy) و سنگین (HREE: Ho to Lu) طبقه‌بندی می‌شوند (آزمانی و همکاران، ۲۰۱۳) (شکل ۱۳ A). نتایج آنالیز عناصر نادر خاکی در دولومیت‌های مورد مطالعه در جدول ۲ ارائه شده است. کربنات‌های فانروزوئیک به واسطه‌ی دولومیتی شدن می‌تواند الگوی عناصر نادر خاکی (ΣREE) در آب دریاها را در خود حفظ کنند (شیلدز و وب، ۲۰۰۴؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۰۸؛ ژاو و جونز، ۲۰۱۳). با تغییر در فرایندهای دیاژنتیکی الگوهای عناصر نادر خاکی (ΣREE) و میزان غلظت آنها ممکن است تغییر کند (شیلدز و استیل، ۲۰۰۱؛ ازمی و همکاران، ۲۰۱۱؛ لیو و همکاران، ۲۰۱۷) در نتیجه از این عناصر می‌توان به عنوان شاخص حساس در مقابل توزیع مجدد فرایندهای دیاژنتیکی در کربنات‌های استفاده کرد (ازمی و همکاران، ۲۰۱۱). بسیاری از افراد عقیده دارند که الگوهای دیاژنتزی و یا میزان ترکیبات عناصر مورد نظر (ΣREE) در کربنات‌ها (آلود و همکاران، ۲۰۱۰)، خصوصاً در دولومیت‌ها حفظ می‌شوند (باو و

الکساندر، ۲۰۰۶). بنر و همکاران (۱۹۸۸) عقیده داشتند که بیشتر سیالات دیاژنتیکی به واسطه دولومیتی شدن موجب حفظ میزان الگوی (ΣREE) آب دریا از مواد تشکیل دهنده کربنات می‌شوند (باو و الکساندر، ۲۰۰۶؛ ژاو و جونز، ۲۰۱۳). غلظت‌های بالا از عناصر نادر خاکی در دولومیت‌ها (ماتریکس و سدل) و شکستگی‌های پر شده توسط سیمان کلسیتی نسبت به سنگ‌های میزبان غیر دولومیتی نشان می‌دهد که سیالات دولومیتی کننده می‌توانند حاوی غلظت‌های بالاتری از عناصر نادر خاکی باشند (هائری-آردکانی و همکاران، ۲۰۱۳). غنی شدن عناصر نادر خاکی HREE (سنگین) در دولومیت‌ها نسبت به PAAS (Post Archean Australian Shale) نرمال براساس نمودار عنکبوتی، به دولومیتی شدن توسط سیالات هیدروترمال نسبت داده می‌شود (بوهار و ون کراندونک، ۲۰۰۷؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۱۴؛ کالن، ۲۰۱۶). سیالات هیدروترمال در حالت کلی دارای مقادیر بالایی از عناصر نادر خاکی (ΣREE) می‌باشند (بیشتر از یک) (هائری آردکانی و همکاران، ۲۰۱۳)، در صورتی که در نمونه‌های مورد مطالعه مقادیر کمی از این عناصر مشاهده می‌شود (شکل ۱۳ A) و (جدول ۲). علاوه بر این، نمونه‌ها فاقد هرگونه شواهد پتروگرافی از دیاژنتزی شدن توسط سیالات هیدروترمال می‌باشند (به طور مثال کالن، ۲۰۱۶؛ فرانچی و همکاران، ۲۰۱۶). ارتباط معنی‌داری در روند عناصر نادر خاکی با عمق و یا درجه حرارت در طی مطالعات اخیر پیشنهاد شده است (ژانگ و نوزاکی، ۱۹۹۶؛ ازمی و همکاران ۲۰۱۱). در نمونه‌های مورد مطالعه با وجود تفکیک دولومیت-های نوع اول تا سوم از یکدیگر اما تشابه در الگوهای نمودار عنکبوتی بیانگر تشکیل دولومیت-ها از یک نوع سیال دیاژنتیکی با منشأ یکسان

(A). این نتیجه با مقادیر سایر عناصر فرعی بررسی شده در بالا که حاکی از تشابه سیال دولومیتی کننده در فرایند تشکیل انواع دولومیت در این سازند همخوانی دارد.

می باشد و اختلافات موجود در مقادیر عناصر نادر خاکی (ΣREE) نشان دهنده میزان واکنش بین آب-سنگ، درجه حرارت و میزان دفن متفاوت می باشد (آزمایی و همکاران، ۲۰۱۳) (شکل ۱۳

جدول ۲: نتایج توزیع عناصر نادر خاکی (REE) و سایر عناصر فرعی در دولومیت های سازند شهبازان.

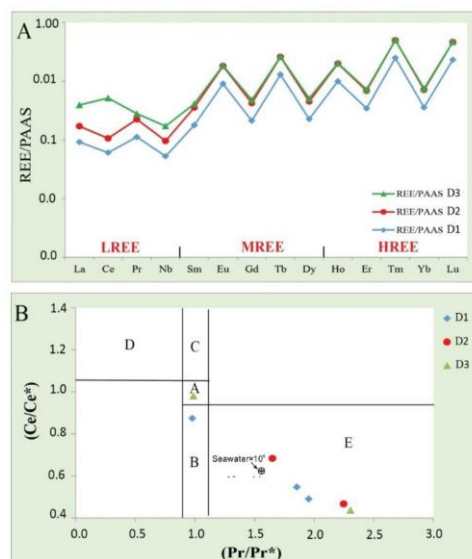
Sample No.	Type	La	Ce	Pr	Nb	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Li	Rb	Nb	Ga	Zr	Sc	Te	ΣREE	Ce/Ce*	Pr/Pr*
B4	D1	0.4	0.4	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	2.4	0.6	0.1	0.11	0.9	0.1	3.04	9.48	0.49	1.95
T2	D1	0.1	0.2	0.1	0.06	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.6	0.1	0.06	0.05	0.2	0.1	2.11	4.75	0.31	4.33
T9	D1	0.4	0.5	0.1	0.11	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.4	2.9	0.4	0.11	0.09	0.6	0.2	2.39	9.18	0.55	1.85
T7	D1	0.5	0.9	0.1	0.13	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.6	2.6	0.3	0.13	0.11	1.2	0.2	2.8	10.52	0.87	0.98
Average																							8.49			
B5	D2	0.2	0.2	0.1	0.07	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.9	0.1	0.07	0.04	0.5	0.1	2.43	5.92	0.32	3.95
B1	D2	0.4	0.4	0.1	0.06	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.5	1.1	0.2	0.06	0.02	0.5	0.1	2.64	7.03	0.40	1.66
B3	D2	0.2	0.3	0.1	0.11	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3	1	0.2	0.11	0.03	0.2	0.1	1.35	5.01	0.47	2.25
T4	D2	0.4	0.6	0.1	0.09	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.5	2.5	0.3	0.09	0.06	0.9	0.2	2.47	9.21	0.68	1.65
Average																							6.79			
T5	D3	1	1.9	0.2	0.33	0.2	0.1	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	1	2.6	0.7	0.33	0.36	3	0.3	2.09	15.14	0.98	0.99
T6	D3	0.2	0.3	0.1	0.08	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.5	1.5	0.3	0.08	0.07	0.7	0.1	2.37	7.29	0.44	2.30
Average																							11.22			

مقادیر Ce/Ce^ و Pr/Pr^* با استفاده از فرمول های زیر محاسبه شده: $\text{Ce/Ce}^* = \text{Ce}_{\text{SN}} / (0.5\text{La}_{\text{SN}} + 0.5\text{Pr}_{\text{SN}})$ و $\text{Pr/Pr}^* = \text{Pr}_{\text{SN}} / (0.5\text{Ce}_{\text{SN}} + 0.5\text{Nd}_{\text{SN}})$ (باو و دولسکی، ۱۹۹۶؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۱۴؛ کالن، ۲۰۱۰). SN : حاکی از داده های نرمال نشده نسبت به ترکیب بخش بالایی پوسته (Upper Continental Crust=UCC) است.

دهنده بازتابی از اکسیژن رسانی در آب دریا می باشد (شواکوویتز و شن، ۱۹۹۵؛ شیندز و وب، ۲۰۰۴؛ از می و همکاران، ۲۰۱۱). ترسیم مقادیر Ce/Ce^* ($\text{Ce/Ce}^* = \text{Ce}_{\text{SN}} / (0.5\text{La}_{\text{SN}} + 0.5\text{Pr}_{\text{SN}})$) در مقابل $\text{La=Pr/Pr}^* = \text{Pr}_{\text{SN}} / (0.5\text{Ce}_{\text{SN}} + 0.5\text{Nd}_{\text{SN}})$ که توسط فرمول ارائه شده توسط باو و دولسکی (۱۹۹۶) محاسبه می گردد، نشانگر بی هنجاری منفی Ce و ته نشست دولومیت ها در یک محیط اکسیدان می باشد (اولیوری و همکاران، ۲۰۱۰؛ کالن، ۲۰۱۶؛ فرانچی و همکاران، ۲۰۱۶) (شکل ۱۳ B، محدوده E). ناهنجاری مثبت عنصر سیریم در هیچکدام از نمونه های مورد بررسی مشاهده نمی شود. در نتیجه هیچ یک از دولومیت ها در شرایط احیای تشکیل نشده است.

تفسیر ناهنجاری عنصر سیریم (Ce)

در عناصر سری لاتانیدها (lathanide)، عنصر سیریم (Ce) معمولاً طی چندین حالت اکسیداسیونی تشکیل می شوند و اطلاعات ارزشمندی در ارتباط با سیالات دیاژنتیکی می دهند. در مورد عنصر $\text{Ce}^{+4}/\text{Ce}^{+3}$ حالت اکسایش آن توسط شرایط اکسیداسیون کنترل می شود و این ویژگی بارز موجب تمایز آن نسبت به دیگر عناصر نادر خاکی شده است (باو و الکساندر، ۲۰۰۶؛ ژاو و جونز، ۲۰۱۳؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۱۴؛ کالن، ۲۰۱۶؛ فرانچی و همکاران، ۲۰۱۶). تحت شرایط اکسیدان Ce^{+3} به Ce^{+4} اکسیده، که به طور عمده در آب های کم عمق اتفاق می افتد و منجر به ناهنجاری منفی در عنصر سیریم ($\text{Ce/Ce}^* < 1$) می شود. از این رو ناهنجاری منفی در کربنات های دریایی نشان



شکل ۱۳: A: نمودار عنکبوتی الگوهای REE (Rare Earth Elements) نسبت به PAAS نرمال (Post Archean Australian Shale) برای مقادیر میانگین دولومیت‌ها. دولومیت‌های خیلی ریز بلور (D1)، دولومیت‌های ریز بلور (D2) و متوسط بلور (D3) در توالی سازند شهبازان، B: ارتباط بین Ce/Ce^* و Pr/Pr^* در نمونه‌های مورد مطالعه. A, B, C: در این سه محدوده Ce فاقد ناهنجاری اما $La (Pr/Pr^*)$ دارای ناهنجاری مثبت است (باو و داسکی، ۱۹۹۶؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۱۴)، D: محدوده دارای ناهنجاری مثبت برای Ce. E: محدوده ناهنجاری منفی Ce. ترسیم مقادیر Ce/Ce^* در مقابل Pr/Pr^* نشانگر قرار گرفتن نمونه‌ها در محدوده E و حاکی از ناهنجاری منفی سریم و تشکیل دولومیت‌ها در یک محیط اکسیدان در طی دفن کم عمق می‌باشد. محدوده آب دریا (آلیو و نوزاکی، ۱۹۹۹) در شکل مشخص شده است که حاکی از تشابه ترکیب آب دریا و سیال دولومیتی کننده می‌باشد.

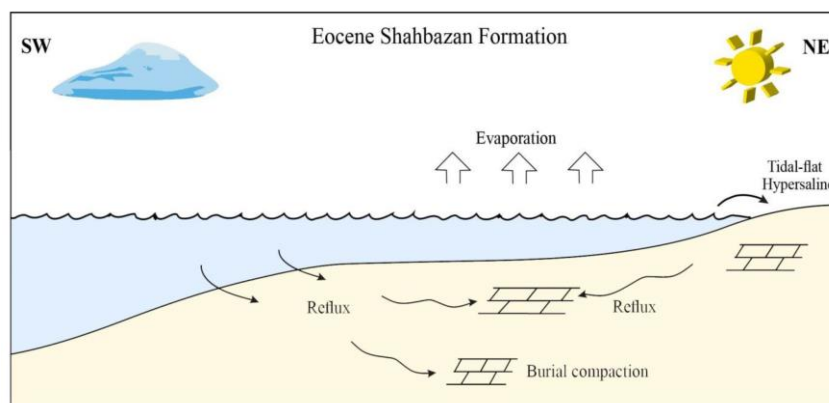
مدل دولومیتی شدن و سیالات دولومیت‌ساز

در سرتاسر دوره‌های زمین‌شناسی همانند سازند شهبازان، بسیاری از توالی‌های کربناته کم عمق (از پهنه‌های جزرومدی تا بخش‌های ابتدایی دریای باز) ائوسن تحت تأثیر فرایندهای شدید دولومیتی شدن قرار گرفته‌اند (بوسنس و همکاران، ۲۰۰۰؛ آدابی و همکاران، ۲۰۰۸؛ زهدی و همکاران، ۲۰۱۴؛ مدرس و همکاران، ۲۰۱۸). از این رو با مطالعات پتروگرافی نظیر فابریک و توزیع اندازه بلورها چهار نوع دولومیت ریز بلور، متوسط بلور، درشت بلور و دولومیت بسیار درشت بلور پر کننده فضاهای خالی و رگه‌ها معرفی گردید. همان‌گونه که مشخص شد در بررسی‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه الگوی ترسیم عناصر فرعی در مقابل درصد منیزیم اختلافات محسوسی

نماین نمی‌کند (شکل ۱۰). با توجه به شباهت مقدار عناصر فرعی و عدم تفکیک آنها در مقابل درصد منیزیم به نظر می‌رسد تنها یک سیال دیاژنتیکی با ترکیب تقریباً مشابه اثرگذار بوده و اختلاف دما موجب تفکیک اندازه و شکل بلورهای دولومیت شده است (آزمونی و همکاران، ۲۰۱۳). تشابه الگوی عناصر نادر خاکی نیز در دولومیت-های ریز (D1)، متوسط (D2) و درشت بلور (D3) بیانگر تشکیل هر سه نوع دولومیت از یک نوع سیال دیاژنتیکی با منشأ یکسان می‌باشد (شکل ۱۳ A). در نهایت اختلافات مشاهده شده در مقادیر عناصر نادر خاکی (ΣREE) را می‌توان در ارتباط با درجه حرارت و میزان دفن متفاوت برای تشکیل دولومیت‌های مورد مطالعه در نظر گرفت (آزمونی و همکاران، ۲۰۱۳؛ هائری اردکانی و

طی دیاژنز و تبلور مجدد بلورهای دولومیت در نظر گرفته شده است (شکل ۱۴). در مراحل انتهایی دیاژنز و با افزایش عمق تدفین دولومیت‌های درشت بلور و سیمان دولومیتی پرکننده خلل و فرج شکل می‌گیرند (آزمونی و همکاران، ۲۰۱۳؛ هائری اردکانی و همکاران، ۲۰۱۳؛ هو و همکاران، ۲۰۱۶). با توجه به عدم مشاهده دولومیت‌های زین اسبی، کاهش باریم و پایین بودن غلظت عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) (حدود ۱ تا ۰/۱ پی-پی‌ام) در نظر گرفتن منشأ سیالات هیدروترمالی به عنوان عامل اثرگذار در فرایندهای دیاژنزی دور از انتظار است. نتایج حاصل از مقایسه داده‌های ژئوشیمی نمونه‌های دولومیتی برش موردنظر با دیگر برش از این سازند در ناحیه لرستان نیز توزیع متفاوت عناصر به‌ویژه Mn و Fe بیانگر متفاوت بودن شرایط محیط دیاژنزی و سیالات دولومیتی کننده زمان ائوسن در حوضه زاگرس می‌باشد. به طوری که علاوه بر مقادیر پایین عناصر Mn و Fe در نمونه‌های مورد مطالعه ناهنجاری منفی عنصر سربیم نیز حاکی از شرایط غیر احیایی در مقایسه با نمونه‌های سازند شهبازان در ناحیه لرستان است که در شرایط کاملاً احیایی تشکیل گردیده‌اند.

همکاران، ۲۰۱۳). با افزایش عمق تدفین عناصری نظیر لانتان (La)، سربیم (Ce)، نئوریم (Nd) نسبت به دیگر عناصر نادر خاکی سبک (LREE) افزایش می‌یابند (بوننت-کوپرتویز و فلیکوتیکس، ۱۹۸۹؛ لیو و همکاران، ۲۰۱۷). زیرا در ارتباط با حالت اکسایش تحت شرایط اکسیداسیون (خصوصاً عنصر سربیم (Ce)) قرار می‌گیرند (آلیو و نوزاکی، ۱۹۹۹؛ لیو و همکاران، ۲۰۱۷). با بررسی مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی در سازند شهبازان می‌توان نتیجه گرفت که دولومیت‌های ریز در مراحل اولیه رسوب‌گذاری یا توسط پمپ شدگی آب دریا در شرایط سطحی و دمای پایین در پهنه‌های جزر و مدی احتمالاً بالای جزر و مدی تشکیل شده است و آب دریا و یا محلول‌های بین ذره‌ای غنی از Mg عامل دولومیتی شدن می‌باشند (سالر، ۱۹۸۴؛ لند، ۱۹۸۵؛ میچل و همکاران، ۱۹۸۷؛ آدابی، ۲۰۰۹) (شکل ۱۴). دولومیت‌های متوسط و درشت بلور در مقایسه با دولومیت‌های ریز بلور در اعماق تدفین و درجه حرارت بالاتری تشکیل شده‌اند. این دولومیت‌ها در یک محیط دیاژنزی دفنی کم عمق تا متوسط، در اثر نفوذ سیالات دریایی با شوری متوسط (میانگین سدیم ۳۶۳ پی‌پی‌ام) به داخل کربنات‌های سازند شهبازان در



شکل ۱۴: مدل دولومیتی ارائه شده برای توالی‌های دولومیتی سازند شهبازان در برش گردنه‌ی گله بار (شمال غرب سمیرم)، این شماتیک بیانگر تشکیل دولومیت‌های سازند شهبازان از مدل جزرومدی، تراوش و سپس دفن کم عمق تا متوسط نهشته‌های کربناته است.

نتیجه گیری

پایین در پهنه‌های جزر و مدی تشکیل شده است و دولومیت‌های متوسط و درشت بلور در یک محیط دیاژنزی دافی کمی عمق تا متوسط، در اثر تراوش سیالات دریایی با شوری متوسط به داخل کربنات‌های سازند شهبازان و تبلور مجدد بلورهای دولومیت شکل گرفته‌اند. همچنین مقادیر پایین باریم و عناصر نادر خاکی، نیز مؤید نقش سیالات دریایی و عدم تأثیر سیالات گرمایی در طی فرایند دولومیتی شدن سازند شهبازان در طی تدفین است. همچنین نتایج حاصل از مقایسه داده‌های ژئوشیمی نمونه‌های دولومیتی برش موردنظر با دیگر برش از این سازند در ناحیه لرستان بیانگر شرایط متفاوت محیط دیاژنزی در طی دفن و سیالات دولومیتی کننده زمان ائوسن در بخش‌های مختلف حوضه زاگرس می‌باشد.

سپاسگزاری

در اینجا لازم می‌دانیم از تحصیلات تکمیلی دانشگاه اصفهان جهت فراهم آوردن امکانات برای تحقق این تحقیق، همچنین آقای حسین قنبرلو و خانم بهاره شاکری جهت همراهی در مطالعات صحرایی و خانم پرین جهت تهیه تصاویر میکروسکوپ الکترونی تشکر نماییم.

-زهدی، ا.، عاصمی، ف. و لکی روحانی، ع.، ۱۳۹۶. مدل دولومیتی شدن سازند سلطانیه در جنوب غرب زنجان، فصلنامه علوم زمین، زیر چاپ.
-عبدی، ا. و آدابی، م.ح.، ۱۳۸۸. پتروگرافی انواع دولومیت‌ها، بررسی دیاژنزی، مرز احتمالی سازند شهبازان - آسماری و تفکیک رخساره‌ها براساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی دولومیکرایت‌ها، شواهد پتروگرافی و روش‌های آماری در برش دارایی

سازند شهبازان در زون زاگرس مرتفع در شش کیلومتری شمال غرب سمیرم، ۷۴ متر ضخامت داشته که عمدتاً از لایه‌های نازک، متوسط تا ضخیم دولومیت تشکیل شده است. لایه‌های دولومیتی سازند شهبازان از تخلخل بالا، گاهاً همراه با فابریک میکروبیال (استروماتولیت) و همچنین قطعات اینتراکلاست تشکیل شده است که بیانگر تشکیل در بخش‌های کم عمق پلتفرم نظیر پهنه‌های جزر و مدی است. بر مبنای درجه دولومیتی شدن سنگ آهک اولیه، اندازه، شکل بلورهای دولومیت (از حالت بی‌شکل تا لوزی‌های خودشکل) و در نهایت براساس خصوصیات و بافت آلوکم‌ها، چهار نوع دولومیت در سازند شهبازان متمایز و شناسایی شده است. نمونه‌های دولومیتی سازند شهبازان، در مقایسه با نمونه‌های دولومیتی دریایی معادل خود، کاهش در مقدار استرانسیم و افزایش در مقادیر سدیم، آهن و منگنز نشان می‌دهند، که مؤید تأثیر فرایند تبلور مجدد بلورهای دولومیت در طی تدفین بر روی دولومیت‌های ریز بلور است. براساس مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی می‌توان نتیجه گرفت که دولومیت‌های ریز بلور در مراحل اولیه رسوبگذاری یا توسط پمپ شدگی آب دریا در شرایط سطحی و دمای

منابع

-آدابی، م.ح.، ۱۳۹۰. ژئوشیمی رسوبی، تهران، آراین زمین (چاپ دوم)، ۵۰۳ ص.
-آقاباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
-پرین، ن.، ۱۳۹۱. مطالعه رخساره‌های رسوبی و دیاژنزی سازندهای جهرم و آسماری در برش گردنه گله‌بار، غرب سمیرم، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۲۰ ص.

- سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور، سی و پنجمین گردهمایی علوم زمین. -مطیعی، ه.، ۱۳۷۲. زمین شناسی ایران (چینه-نگاری زاگرس)، انتشارات سازمان زمین شناسی، ۵۸۳ ص.
- وزیری مقدم، ح.، صفری، ا.، شهریاری گرائی، س.، طاهری، ع. و خزاعی، ا.ر.، ۱۳۸۹. معرفی رسوبات آواری-کربناته و آواری قرمز رنگ ماستریشتین در ناحیه زاگرس مرتفع (سمیرم-اردل)، مجله علوم دانشگاه تهران، شماره ۱، ص ۱۰۳-۱۱۷.
- Adabi, M.H. and Rao, C.P., 1996. Petrographic, element and isotopic criteria for Central Iran: Iranian Petroleum Institute, v. 15, p. 561- 574.
- Adabi, M.H., Zohdi, A., Ghabeishavi, A. and Amiri-Bakhtiyar, H., 2008. Applications of nummulitids and other larger benthic foraminifera in depositional environment and sequence stratigraphy: an example from the Eocene deposits in Zagros Basin, SW Iran: *Facies*, v. 54(4), p. 499-512.
- Adabi, M.H., 2009. Multistage dolomitization of upper Jurassic Mozduran Formation, Kopet-Dagh Basin, NE Iran: *Carbonates and Evaporites*, v. 24(1), p. 16- 32.
- Agard, F., Omrani, J., Jolivet, J. and Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): Constraints from collisional and earlier deformation: *International Journal of Earth Sciences*, v. 94, p. 401-419.
- Al-Aasm, I.S. and Packard, J.J., 2000. Stabilization of early-formed dolomite, atale of divergence from two Mississippian dolomites: *Sedimentary Geology*, v. 131, p. 97-108.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations: *Tectonophysics*, v. 229, p. 211-238.
- Alibo, D.S. and Nozaki, Y., 1999. Rare earth elements in seawater: Particle association, shalenormalization, and Ce oxidation, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 63(3-4), p. 363-372.
- Allwood, A.C., Kamber, B.S., Walter, M.R., Burch, I.W. and Kanik, I., 2010. Trace elements record depositional history of an Early Archean stromatolitic carbonate platform: *Chemical Geology*, v. 270, p. 148-163.
- Amthor, J.E. and Friedman, G.M., 1992. Early to late-diagenetic dolomitization of and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs: *Journal Geological Society of London, Special Publications*, v. 235, p. 99-139.
- Azmy, K., Veizer, J., Misi, A., de Oliveira, T.F., Sanches, A.L. and Dardenne, M.A., 2001. Dolomitization and isotope stratigraphy of the Vazante formation, São Francisco Basin, Brazil: *Precambrian Research*, v. 112(3), p. 303-329.
- Azmy, K., Knight, I., Lavoie, D. and Chi, G., 2009. Origin of the Boat Harbour dolomites of St. George Group in western Newfound land, Canada:

- implications for porosity controls, *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 57, p. 1-24.
- Azmy, K., Brand, U., Sylvester, P., Gleeson, S.A., Logan, A. and Bitner, M.A., 2011. Biogenic and abiogenic low-Mg calcite (bLMC and aLMC): evaluation of seawater-REE composition, water masses and carbonate diagenesis: *Chemical Geology*, v. 280, p. 180-190.
- Azmy, K., Lavoie, D., Wang, Z., Brand, U., Al-Aasm, I., Jackson, S. and Girard, I., 2013. Magnesium-isotope and REE compositions of Lower Ordovician carbonates from eastern Laurentia: implications for the origin of dolomites and limestones: *Chemical Geology*, v. 356, p. 64-75.
- Azomani, E., Azmy, K., Blamey, N., Brand, U. and Al-Aasm, I., 2013. Origin of Lower Ordovician dolomites in eastern Laurentia: Controls on porosity and implications from geochemistry: *Marine and Petroleum Geology*, v. 40, p. 99-114.
- Barrat, J.A., Boulegue, J., Tiercelin, J.J. and Lesourd, M., 2000. Strontium isotopes and rare-earth element geochemistry of hydrothermal carbonate deposits from Lake Tanganyika, East Africa: *Geochimica et Cosmochimica*, v. 64, p. 287-298.
- Bau, M. and Alexander, B., 2006. Preservation of primary REE patterns without Ce anomaly during dolomitization of Mid-Paleoproterozoic limestone and the potential re-establishment of marine anoxia immediately after the "Great Oxidation Event": *South African Journal of Geology*, v. 109(1-2), p. 81-86.
- Bolhar, R. and Van Kranendonk, M.J., 2007. A non-marine depositional setting for the northern Fortescue Group, Pilbara Craton, inferred from trace element geochemistry of stromatolitic carbonates: *Precambrian Research*, v. 155(3-4), p. 229-250.
- Bosence, D.W.J., Wood, J.L., Rose, E.P.F. and Qing, H., 2000. Low and high-frequency sea-level changes control peritidal carbonate cycles, facies and dolomitization in the Rock of Gibraltar (Early Jurassic, Iberian Peninsula): *Journal of the Geological Society, London*, v. 157, p. 61-74.
- Bonnot-Courtois, C. and Flicoteaux, R., 1989. Distribution of rare-earth and some trace elements in Tertiary phosphorites from the Senegal Basin and their weathering products, *Chemistry Geology*, v. 75(4), p. 311-328.
- Brand, U. and Veizer, J., 1980. Chemical diagenesis of multicomponent carbonate system, II: Stable isotopes: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 51, p. 987-997.
- Cai, C., Li, K., Li, H. and Zhang, B., 2008. Evidence for cross formational hot brine flow from integrated $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, REE and fluid inclusions of the Ordovician veins in Central Tarim, China: *Applied Geochemistry*, v. 23(8), p. 2226-2235.
- Callen, J.M., 2016. In Situ Geochemistry of Middle Ordovician Dolomites of the Upper Mississippi Valley: Evaluation of the Dorag Model and New Implications for Dolomitizing Fluids: Master dissertation, Louisiana State University, 88 p.
- Chen, Y., Zhou, X., Zhao, K., Yang, W. and Dong, C., 2009. The petrologic rhythm of Lower Ordovician Penglaiba Formation encountered by Well Tazhong 19 and new dolomitization model, Tarim basin: *Sedimentological Sinica*, v. 27(2), p. 202-210.
- Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonates in thin section: *Nature*, v. 205, p. 587-604.
- Franchi, F., Turetta, C., Cavalazzi, B., Corami, F. and Barbieri, R., 2016. Trace

- elements and REE geochemistry of Middle Devonian carbonate mounds (Maider Basin, Eastern Anti-Atlas, Morocco): Implications for early diagenetic processes: *Sedimentary Geology*, v. 343, p. 56-71.
- Frimmel, H.E., 2009. Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as palaeoenvironmental indicator: *Chemical Geology*, v. 258(3-4), p. 338-353.
- Gregg, J.M. and Sibley, D.F., 1984. Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 54, p. 908-931.
- Gregg, J.M. and Shelton, K.L., 1990. Dolomitization and dolomite neomorphism in the back reef facies of the Bonneterre and Davis formations (Cambrian), southeastern Missouri: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 60, p. 549-562.
- Haeri-Ardakani, O., Al-Aasm, I. and Coniglio, M., 2013. Petrologic and geochemical attributes of fracture-related dolomitization in Ordovician carbonates and their spatial distribution in southwestern Ontario, Canada: *Marine and Petroleum Geology*, v. 43, p. 409-422.
- Heydari, E., 2008. Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountains of Iran: *Tectonophysics*, v. 451, p. 56-70.
- Homke, S., Verges, J., Garces, M., Emami, H. and Karpuz, R., 2004. Magnetostratigraphy of Miocene-Pliocene Zagros foreland deposits in the front of the Push-e Kush Arc (Lurestan Province, Iran): *Earth and Planetary Science Letters*, v. 225, p. 397-410.
- Hou, Y., Azmy, K., Berra, F., Jadoul, F., Blamey, N.J.F., Gleeson, S.A. and Brand, U., 2016. Origin of the Breno and Esino dolomites in the western southern Alps (Italy): implications for a volcanic influence: *Marine and Petroleum Geology*, v. 69, p. 38-52.
- Hu, W., Chen, Q., Wang, X. and Cao, J., 2010. REE models for the discrimination of fluids in the formation and evolution of dolomite reservoirs: *Oil Gas Geology*, v. 31(6), p. 810-818.
- Kirmaci, M.Z. and Akdag, K., 2005. Origin of dolomite in the Late Cretaceous-Paleocene limestone turbidites, Eastern Pontides, Turkey: *Sedimentary Geology*, v. 181, p. 39-57.
- Kirmaci, M.Z., 2008. Dolomitization of the late Cretaceous-Paleocene platform carbonates, Golkoy (Ordu), eastern Pontides, NE Turkey: *Sedimentary Geology*, v. 203, p. 289-306.
- Land, L.S. and Hoops, G.K., 1973. Sodium in carbonate sediments and rocks; a possible index to the salinity of diagenetic solutions: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 43(3), p. 614-617.
- Land, L.S., 1985. The origin of massive dolomite, summary and suggestion: *Journal of Geological Education*, v. 33, p. 112-125.
- Land, L.S., 1986. Environments of limestone and dolomite diagenesis: some geochemical considerations: in Bathurst, R.G.C. and Land L.S. (Eds), *Carbonate Depositional Environments, Modern and Ancient*, part 5, Diagenesis: Colorado School of Mines Quarterly Journal, v. 81, p. 2641-2659.
- Last, F.M., Last, W.M. and Halden, N.M., 2012. Modern and late Holocene dolomite formation: Manito Lake, Saskatchewan, Canada: *Sedimentary Geology*, v. 281, p. 222-237.
- Liu, C., Xie, Q., Wang, G., He, W., Song, Y., Tang, Y. and Wang, Y., 2017. Rare earth element characteristics of the carboniferous Huanglong Formation dolomites in eastern Sichuan Basin, southwest China: Implications for origins of dolomitizing and diagenetic

- fluids: Marine and Petroleum Geology, v. 81, p. 33-49.
- Mazzullo, S.J., 1992. Geochemical and neomorphic alteration of dolomite a review: Carbonates and Evaporites, v. 7, p. 21-37.
- Middleton, K., Coniglio, M., Sherlock, R. and Frappe, S.K., 1993. Dolomitization of Middle Ordovician carbonate reservoirs, southwestern Ontario: Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 41(2), p. 150-163.
- Mitchell, J.T., Land, L.S. and Miser, D.E., 1987. Modern marine dolomite cement in a North Jamaica fringing reef: Geology, v. 15, p. 557-560.
- Modarres, M.H., Adabi, M.H., Fayazi, F., Ghobishavi, A. and Moradpour, M., 2018. Petrography and geochemical composition of the middle Eocene, the Shahabazan Formation at Kialu Section, Zagros Basin, Southwestern Iran: Carbonates and Evaporites, DOI:10.1007/s13146-018-0438-xs.
- Olanipekun, B.J., Azmy, K. and Brand, U., 2014. Dolomites of the Boat Harbour Formation in the Northern Peninsula, western Newfoundland, Canada: Implications for dolomitization history and porosity control: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 98(4), p. 765-791.
- Oliveri, E., Neri, R., Bellanca, A. and Riding, R., 2010. Carbonate stromatolites from a Messinian hypersaline setting in the Caltanissetta Basin, Sicily: petrographic evidence of microbial activity and related stable isotope and rare earth element signatures: Sedimentology, v. 57, p. 142-161.
- Qing, H. and Mountjoy, E.W., 1994. Rare earth element geochemistry of dolomites in the Middle Devonian Presqu'île barrier, Western Canada Sedimentary Basin: Implications for fluid-rock ratios during dolomitization: Sedimentology, v. 41(4), p. 787-804.
- Rivers, J.M., Kyser, K. and James, N.P., 2012. Salinity reflux and dolomitization of southern Australian slope sediments: the importance of low carbonate saturation levels: Sedimentology, v. 59, p. 445-465.
- Saller, A.H., 1984. Petrologic and geochemical constraints on the origin of subsurface dolomite, Eniwetak Atoll, an example of dolomitization by normal seawater: Geology, v. 12, p. 217-220.
- Shields, G.A. and Webb, G.E., 2004. Has the REE composition of seawater changed over geological time?: Chemical Geology, v. 204, p. 103-107.
- Shields, G. and Stille, P., 2001. Diagenetic constraints on the use of cerium anomalies as palaeoseawater redox proxies: an isotopic and REE study of Cambrian phosphorites: Chemical Geology, v. 175, p. 29-48.
- Sholkovitz, E. and Shen, G.T., 1995. The incorporation of rare earth elements in modern coral: Geochimica et Cosmochimica, v. 59(13), p. 2749-2756.
- Sibley, D.F. and Gregg, J.M., 1987. Classification of dolomite Rock textures: Journal of Sedimentary Petrology, v. 54, p. 908-931.
- Sperber, C.M., Wilkinson, B.H. and Peacor, D.R., 1948. Rock composition, dolomite stoichiometry and rock/water reactions in dolomitic carbonate rocks: Journal of Geology, v. 92(6), p. 609-622.
- Tucker, M.E. and Wright, V.P., 1990. Carbonate Sedimentology: Blackwell, Oxford, 482 p.
- Veizer, J., Hinton, R.W., Clayton, R.N. and Lerman, A., 1987. Chemical diagenesis of carbonates in thin-sections: Ion microprobe as a trace element tool: Chemical Geology, v. 64(3) p. 225-237.

- Veizer, J., 1983. Chemical diagenesis of carbonates: theory and application of trace element technique, In: Arthur, M.A., Anderson, T.F., Kaplan, I.R., Veizer, J., Land L.S. (Eds), *Stable Isotopes: Sedimentary Geology*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course Notes, v. 10, p. III-1-III-100.
- Wang, X., Jin, Z., Hu, W., Zhang, J., Qian, Y., Zhu, J. and Li, Q., 2009. Using in situ REE analysis to study the origin and diagenesis of dolomite of Lower Paleozoic, *Science in China Series D: Earth Sciences*, v. 52(5), p. 681-693.
- Whitaker, F.F., Smart, P.L., Vahrenkamp, V.C., Nicholson, H. and Wogelius, R.A., 1994. Dolomitization by near-normal seawater? Field evidence from the Bahamas Dolomites: *A Volume in Honour of Dolomieu*, p. 111-132.
- Whitaker, F.F., Smart, P.L. and Jones, G., 2004. Dolomitization From conceptual to numerical models: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 235(1), p. 99-139.
- Wilson, M.E.J., Evans, M.J., Oxtoby, N.H., Nas, D.S., Donnelly, T. and Thirlwall, M., 2007. Reservoir quality, textural evolution and origin of fault-associated dolomites: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 91, p. 1247-1273.
- Xuefeng, Z., Wenxuan, H., Zhijun, J., Juntao, Z., Yixiong, Q., Jingquan, Z. and Xiaomin, X., 2008. REE compositions of Lower Ordovician dolomites in Central and North Tarim Basin, NW China: A potential REE proxy for ancient seawater: *Acta Geologica Sinica (English edition)*, v. 82(3), p. 610-621.
- Zaky, A.H., Brand, U. and Azmy, K., 2015. A new sample processing protocol for procuring seawater REE signatures in biogenic and abiogenic carbonates: *Chemical Geology*, v. 416, p. 36-50.
- Zhang, J. and Nozaki, Y., 1996. Rare earth elements and yttrium in seawater: ICP-MS determinations in the East Caroline, Coral Sea, and South Fiji basins of the western South Pacific Ocean: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60, p. 4631-4644.
- Zhang, X., Hu, W., Jin, Z., Zhang, J., Qian, Y., Zhu, J., Zhu, D., Wang, X. and Xie, X., 2008. REE compositions of Lower Ordovician dolomites in Central and North Tarim Basin, NW China: A potential REE proxy for ancient seawater: *Geology Sinica*, v. 82(3), p. 610-621.
- Zhang, W., Guan, P., Jian, X., Feng, F. and Zou, C., 2014. In situ geochemistry of Lower Paleozoic dolomites in the northwestern Tarim basin: Implications for the nature, origin, and evolution of diagenetic fluids: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 15, p. 2744-2764.
- Zhao, C., Yu, B., Zhang, C., Chen, Y. and Qi, X., 2012. A discussion on the formation mechanism of dolomite associated with hydrothermal solution in Tazhong area: *Petrology and Mineralogy*, v. 31(2), p. 164-172.
- Zhao, H. and Jones, B., 2013. Distribution and interpretation of rare earth elements and yttrium in Cenozoic dolostones and limestones on Cayman Brac, British West Indies: *Sedimentary Geology*, v. 284, p. 26-38.
- Zohdi, A., Moallemi, S.A., Moussavi-Harami, R. and Mahboubi, A., 2014. Shallow burial dolomitization of an Eocene carbonate platform, Southeast Zagros Basin: *Iran GeoArabia*, v. 19(4), p. 17-54.