

پتروگرافی و ژئوشیمی دولومیت‌ها در نهشته‌های کرتاسه زیرین شرق اصفهان

مهران مرادپور*، محمدحسین آدابی

پژوهشگاه صنعت نفت، پژوهشکده اکتشاف و تولید، واحد زمین‌شناسی مخزن، تهران

دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین، تهران

* مسئول مکاتبات- آدرس الکترونیکی: moradpourm@ripi.ir

(دریافت: ۸۴/۳/۲۹؛ پذیرش: ۸۴/۱۲/۶)

چکیده

قطع مورد مطالعه در ارتفاعات شرقی شهر اصفهان و در حدود ۱ کیلومتری شرق جاده اصفهان به نایین در طول جغرافیایی $۵۱^{\circ} ۴۷'$ طول شرقی و عرض جغرافیایی $۳۲^{\circ} ۲۸'$ شمالی قرار گرفته است. نهشته‌های کرتاسه زیرین در این قطع ۱۹۶/۶ متر اندازه‌گیری شده است و شامل سنگ‌های تخریبی و کربناته می‌باشد. مرز زیرین این نهشته‌ها با شیل‌های ژوراسیک به صورت دگرشیبی زاویه‌ای است. مطالعات پتروگرافی انجام شده بر روی نهشته‌های کربناته کرتاسه زیرین نشان‌دهنده وجود چهار نوع دولومیت در این ناحیه است که عبارتند از: دولومیت نوع اول شامل دولومیت‌های خیلی ریز تا ریز بلور (مسطح نیمه شکل-دار)، دولومیت نوع دوم شامل دولومیت‌های (ایدیوتوپیک-پورفیروتوپیک)، دولومیت نوع سوم شامل دولومیت‌های متوسط بلور (شکل‌دار)، دولومیت نوع چهارم شامل دولومیت‌های متوسط تا درشت‌بلور (شکل‌دار). دولومیت نوع اول مربوط به دیاژنز خیلی اولیه بوده و سه نوع دیگر در اثر دیاژنز تدفینی به وجود آمده‌اند که به ترتیب از نوع جانشینی، جانشینی‌ایتلور مجدد و پرکننده حفرات می‌باشند. مطالعات ژئوشیمیایی (عنصری) مانند بالا بودن مقادیر Na و Sr حاکی از این است که فرایند دولومیتی شدن توسط ترکیب کانی شناسی اولیه آرگونیتی تسریع شده است. منشاء منیزیم موردنیاز دولومیت‌های دولومیت نوع اول آب دریا بوده است و برای انواع دیگر نیز می‌توان آب درون روزنه‌ای، رس‌های موجود در شیل‌های بین آهک‌ها (شیل‌های زیرین) و شیل‌های موجود در قسمت زیر رسوبات کرتاسه زیرین را در نظر گرفت.

واژه‌های کلیدی: پتروگرافی، ژئوشیمی، دولومیتی شدن، کرتاسه زیرین.

است، این تحقیق می‌تواند به شناخت دولومیت‌های کرتاسه، شرایط رسوب‌گذاری و نوع فرایندهای دیاژنتیکی حاکم بر محیط کمک نماید. در این تحقیق پس از انجام مطالعات صحرایی و انتخاب محل مناسب، نمونه‌برداری به صورت سیستماتیک انجام گرفت. سپس ۱۵۰ مقطع نازک میکروسکوپی از نمونه‌های انتخابی تهیه و با آلیزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم (روش ۱۹۶۵ Dickson) رنگ‌آمیزی شدند و آنگاه مطالعه قرار گرفتند.

جهت انجام مطالعات ژئوشیمیایی و بررسی روند دیاژنس تعداد ۱۵ نمونه به منظور تعیین عناصر اصلی (Ca و Mg) و فرعی (Na، Sr و Fe) با روش جذب اتمی (AAS) در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی مورد تجزیه قرار گرفتند، که از این تعداد چهار نمونه به دلیل ناخالصی (insoluble residue) بیش از ۱۰ درصد حذف گردیدند و ۱۱ نمونه مربوط به دولومیت‌های مقطع مورد مطالعه جهت تعبیر و تفسیر مورد استفاده قرار گرفتند.

مقدمه

قطع مورد مطالعه که در ارتفاعات شرق شهر اصفهان و حدود ۱ کیلومتری شرق جاده اصفهان به نایین و در غرب باغ رضوان قرار گرفته است، دارای مختصات جغرافیایی $۵۱^{\circ} ۴۷'$ طول شرقی و $۳۲^{\circ} ۲۸'$ عرض شمالی می‌باشد.

بیشتر رسوبات کربناته کم و بیش حاوی کانی دولومیت می‌باشند و برخی از آنها نیز به طور کامل از دولومیت تشکیل شده‌اند. دولومیت بیشتر به صورت یک کانی جانشینی ثانویه می‌باشد، اگرچه می‌تواند به صورت سیمان نیز ظاهر شود. به هر حال دولومیت می‌تواند در بیشتر مراحل دیاژنس، یعنی بلافصله پس از رسوب گذاری تا تدفین در اعمق، و از آب‌هایی با ترکیب شیمیایی مختلف (مخلوط آبهای جوی و دریابی، آب دریا و آب‌های بسیار شور) تشکیل شود (آدابی ۱۳۸۳).

هدف و روش مطالعه

از آنجا که کارهای ژئوشیمیایی، دیاژنتیکی و مطالعات دقیق رسوب-شناسی بر روی نهشته‌های کرتاسه زیرین در شرق اصفهان انجام نشده

نحوه تشکیل انواع دولومیتها (مدل‌های دولومیتی شدن) دولومیتها از نظر زمان تشکیل به دو گروه اولیه (سین‌زنیک) و ثانویه (دیازنیک) تقسیم می‌شوند. دولومیت‌های اولیه معمولاً در بین سری‌های تبخیری به همراه ژیپس، آنیدریت و کلرور سدیم یافت می‌شوند (آدابی ۱۳۸۳). اغلب دولومیتهای اولیه به صورت پروتو-دولومیت می‌باشند. این گونه دولومیت‌ها معمولاً ریز بلور (کوچک‌تر از ۱۶ میکرون) بوده و از نظر ژئوشیمیایی دارای Sr و Na بالا و Fe و Mn کمتری نسبت به دولومیت‌های ثانویه می‌باشند. دولومیت‌های ریز بلور معمولاً هم زمان با رسوب‌گذاری (syndepositional) تشکیل می‌شوند. مطالعات پتروگرافیکی و ژئوشیمیایی انجام شده حاکی از این است که دولومیتی شدن در شرق اصفهان به طور عمده به صورت تأخیری صورت گرفته است.

دولومیت‌های ثانویه معمولاً با سری‌های تبخیری همراه نبوده و ترک‌های گلی، قشرهای جلبکی (Algal mats) و دیگر شواهد دال بر کم عمق بودن حوضه وجود ندارد (Warren 1988). این دولومیت‌ها که اغلب به صورت جانشینی تشکیل می‌شوند، دانه درشت‌تر (بزرگ‌تر از ۱۶ میکرون) و از نظر ژئوشیمیایی نسبت به دولومیت‌های اولیه از Fe و Mn غنی‌ترند. این گونه دولومیت‌ها اغلب به صورت شناور، حفره پرکن (Pore filling)، در امتداد استیلولیت‌ها و رگه‌ها یافت می‌شوند. مطالعات انجام شده دال بر این است که این دولومیت‌ها در شرق اصفهان در محیط‌های تدفینی تشکیل گردیده‌اند.

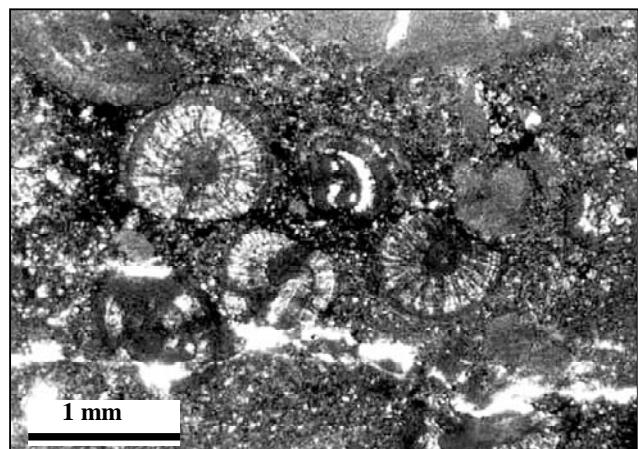
اصل‌اً مکانیسم اصلی مؤثر در دولومیتی شدن در محیط تدفینی، خروج آب حاصل از تراکم رسوبات و خروج منیزیم می‌باشد. منبع اصلی منیزیم، آب بین ذره‌ای (Lee & Friedman 1987)، کانی‌های رسی (Sternbach & Friedman 1984) و فسیل‌های دارای پوسته Mokhopadhyay کلسيتی با منیزیم بالا (High Mg-calcite) می‌باشد (et al. 1996). منبع یون کربنات، شیل‌های موجود در حوضه رسوبی است که دارای مواد آلی فراوان هستند. در اثر افزایش درجه حرارت ناشی از افزایش عمق تدفین، سرعت واکنش‌ها افزایش می‌یابد. حضور مواد آلی و دمای بالا معمولاً دولومیتی شدن را تسريع می‌بخشد (Adabi 1996). با توجه به خصوصیات ذکر شده بخش عمده‌ای از دولومیت‌های ناحیه در یک محیط تدفینی تشکیل شده‌اند. نتایج حاصل از بررسی‌های ژئوشیمیایی نیز این موضوع را تأیید می‌نماید.

انواع دولومیت‌های موجود در شرق اصفهان

پس از انجام بررسی‌های پتروگرافیکی چهار نوع دولومیت بر اساس فابریک آنها تشخیص داده شده است. تغییرات موجود در مورد انواع دولومیت‌ها می‌تواند بازتابی از تغییر در زمان تشکیل، نحوه تشکیل یا ترکیب سنگ آهک اولیه باشد (Adabi 1996). این چهار نوع دولومیت

دولومیتی شدن بخشی یا انتخابی (Partial or selective dolomitization)

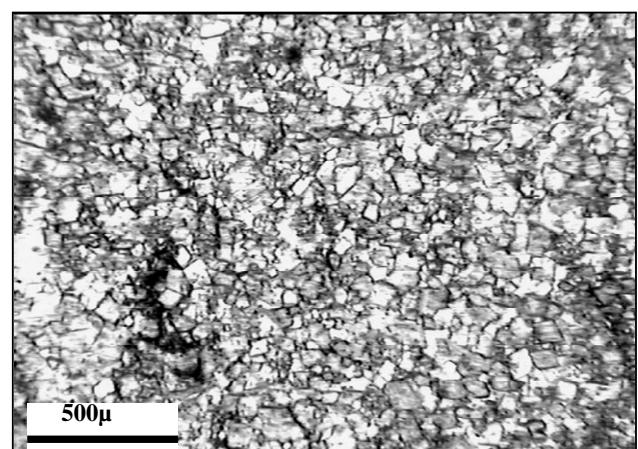
در اغلب سنگ‌های آهکی مقطع مورد مطالعه دولومیتی شدن به صورت بخشی صورت گرفته است و در بیشتر موارد دولومیتی شدن از فابریک سنگ تعیت نمی‌کند (شکل ۱). این گونه دولومیت‌ها اغلب به صورت زونه بوده و مرکز رومبئدرهای دولومیتی دارای اینکلوزیون و تیره‌تر بوده ولی حاشیه آنها شفاف‌تر می‌باشد.



شکل ۱ - دولومیتی شدن بخشی که باعث شده است در برخی قسمت‌ها ائیدها تا حدود زیادی دولومیتی شوند.

دولومیتی شدن کامل (Complete dolomitization)

این عبارت برای سنگ‌هایی به کار می‌رود که به طور کامل دولومیتی شده‌اند، به نحوی که هیچ بقایایی از سنگ آهک اولیه باقی نمانده باشد (شکل ۲). این نوع دولومیتی شدن تنها در تعداد محدودی از سنگ‌های کربناته مورد مطالعه مشاهده شده است. در این نوع دولومیت‌ها فابریک اصلی سنگ قابل مشاهده نبوده و بنابراین دولومیت‌های میمیکی شده (mimic) شناخته نشده است.



شکل ۲ - دولومیتی شدن کامل، باعث گردیده که رخساره اصلی سنگ به طور کامل محو شود.

دولومیت دیاژنتیک اولیه و تأخیری به کار بروود (مثال Gregg 1985 Ye & Amthor & Friedman 1992, Lee & Friedman 1987 Adabi 1996, Mazzullo 1993). بر اساس فابریک و اندازه بلورهای بسیار ریز، وجود ذرات تخریبی کوارتز به صورت پراکنده و نبود فسیل چنین بر می‌آید که دولومیت‌های نوع اول در شرایط دمای کم و نزدیک Gregg, Sibley & Gregg 1987 سطح تشکیل شده باشند (اقتباس از Shelton 1990 &). احتمال دارد که این دولومیت‌ها در نتیجه جانشینی همزمان یا اولیه نهشته‌های کربناته‌ای باشد که در محیط‌های بالای جزر و مدي تا قسمت بالای بین جزر و مدي نهشته شده‌اند. عامل دولومیتی شدن می‌باشی (آب دریا (مثال Saller 1984 Land 1985) یا محلول‌های روزنگی غنی از منیزیم باشد (Adabi 1996).

اندازه بلور توسط دو عامل هسته‌سازی و میزان رشد کنترل می‌شود (Spray 1969). هر دو این عامل با افزایش دما افزایش می‌یابند. اجزای دانه‌ریز در مقایسه با حجمشان دارای سطح خیلی بزرگی می‌باشند. این اجزاء نشان می‌دهند که به این دلیل که سطوح بزرگ مکان‌های بیشتری را برای هسته‌سازی فراهم می‌کنند، میزان هسته‌سازی سریع بوده است. در صورتی که میزان هسته‌سازی سریع‌تر از میزان رشد بلورها باشد، حتی در دمای‌های بالا نیز بلورهای دولومیت به نسبت ریزتری ایجاد می‌شوند (Gregg 1987 Sibley & Gregg 1987). مطالعات آزمایشگاهی انجام شده نیز نشان داده است که در مرحله‌ای که هسته‌سازی و رشد بلورهای دولومیت چشمگیر می‌باشد (induction)، تشکیل دولومیت با افزایش اندازه بلور واکنش دهنده (کاهش منطقه سطحی) افزایش می‌یابد (Sibley et al. 1987). این مورد می‌تواند توضیحی بر دولومیتی شدن آغازی گل‌های کربناته ریز بلور در محیط‌های بالای جزر و مدي تا بخش بالای بین جزر و مدي در ناحیه مورد مطالعه باشد.

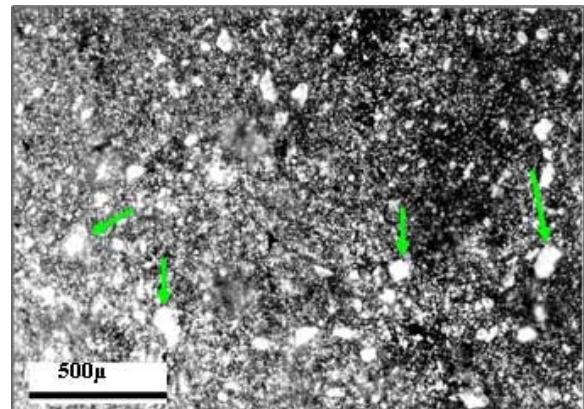
نوع دوم: دولومیت ریز تا متوسط بلور - این نوع دولومیت به شکل بلورهای ریز تا متوسط شکل داری که درون زمینه آهکی شناورند، دیده می‌شود (فابریک ایدیوتوبیک 1992 Mazzullo 1992؛ شکل‌های ۴ الف و ب). در بسیاری از نمونه‌های دیگر، بلورهای دولومیت با مناطق بین بلوری پر شده با سیمان کلسیت اسپاری احاطه شده‌اند (ایدیوتوبیک شکل دار Sibley & Gregg 1984 Gregg & Sibley 1984). برخی از دولومیت‌های شکل دار با حاشیه مسطح، که رومبوئدرهای دولومیت درون سیمان کلسیت اسپاری شناور می‌باشند، بافت پوئی کیلوتوبیک (poikilotopic) را تشکیل می‌دهند. رومبوئدرهای مجزا اندازه‌ای بین ۱۰ تا ۲۳۰ میکرون دارند. بیشتر بلورهای دولومیت دارای سطحی ابری (مه آسود) بوده و انکلوزیون‌های میکرایتی را در خود جای داده‌اند. در برخی از بلورهای دارای سطح

بر اساس توزیع اندازه بلورها (یونی مُدال یا پلی مُدال) و شکل بلورها (مسطح یا نامسطح) تفکیک و شناسایی شده است (Sibley & Gregg 1987). اندازه بلورها به وسیله انرژی رشد کنترل می‌شود. پراکنده‌گی بلورهای یک اندازه دولومیت در نتیجه رشد یکنواخت بوده در حالی که پراکنده‌گی بلورها با اندازه‌های متفاوت ممکن است در اثر پراکنده‌گی ناهمگن هسته‌سازی یا زمان‌های متفاوت هسته‌سازی و یا تغییر در میزان رشد بلور به صورت محلی باشد (Sibley & Gregg 1987).

در درجه اشباع پایین یا دمای پایین بلورهای دولومیت با حاشیه مسطح (plannar) گسترش پیدا می‌کند و در درجه اشباع بالا، که حد بحرانی اشباع یا به عنوان دمای بحرانی (Critical Roughening) در نظر گرفته می‌شود، ممکن است بلورهای دولومیت با حاشیه نامسطح (non-plannar) تشکیل شوند (Gregg & Sibley 1987). دمای بحرانی برای دولومیت بین ۵۰ تا ۱۰۰ درجه سانتیگراد تخمین زده شده است (Gregg & Sibley 1984).

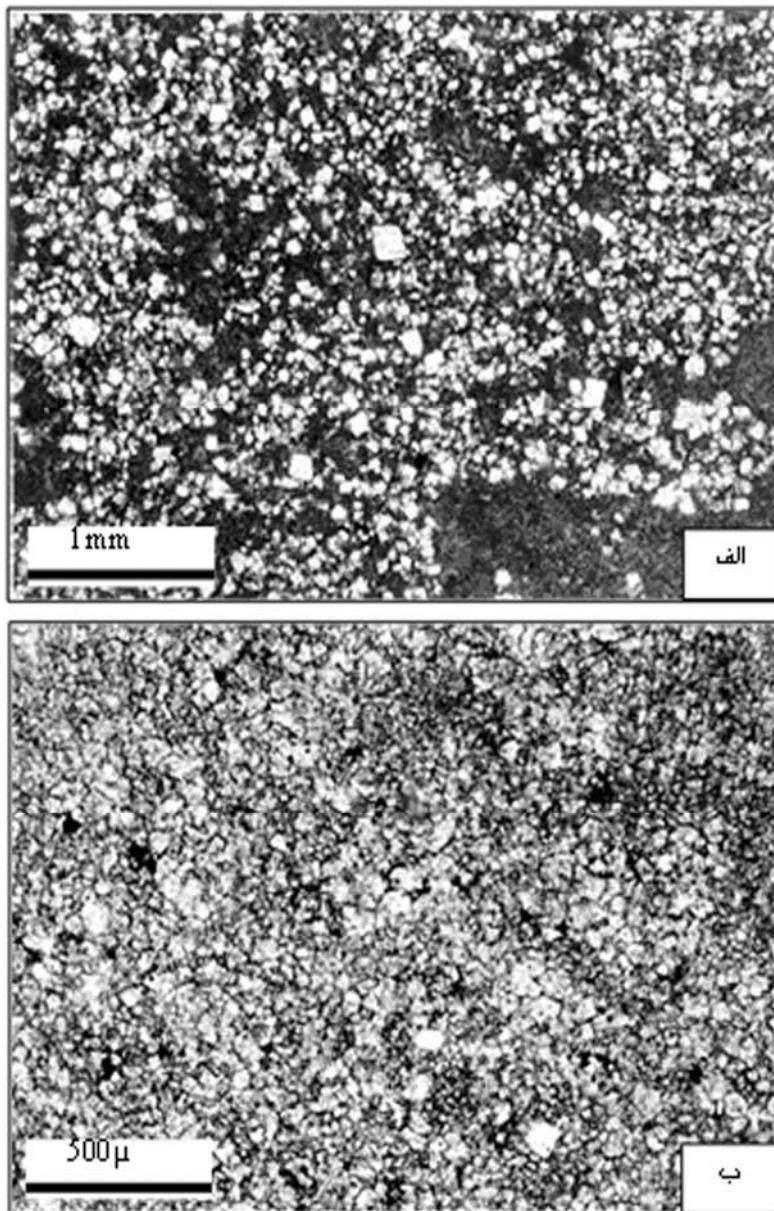
در این مطالعه طبقه بندهی دولومیت‌ها بر اساس مطالعات پتروگرافیکی صورت گرفته است. بلورهای دولومیت با در نظر گرفتن قطر حد اکثر بلورها تقسیم بندهی شده‌اند. چهار نوع دولومیت تشخیص داده شده با ویژگی‌هایی که در زیر می‌آید شناسایی شده‌اند.

نوع اول: دولومیت‌های خیلی ریز تا ریز بلور - این نوع دولومیت از بلورهای بسیار ریز تا ریز، موزائیک‌های یک اندازه، مسطح و نیمه شکل دار تشکیل شده است (شکل ۳) و محدوده اندازه بلورها از ۱۰ تا ۳۰ میکرون می‌باشد. دولومیت‌های این گروه متراکم، کرم رنگ، بدون تخلخل، بدون فسیل و معمولاً با ذرات کوارتز تخریبی همراه می‌باشند. این بلورها دارای حاشیه تیره رنگ بوده که ناشی از اکسید آهن می‌باشد و به صورت تجمع‌های دولومیت خیلی ریز تا ریز بلور دیده می‌شوند.



شکل ۳ - دولومیت نوع اول را نشان می‌دهد که ذرات کوارتز در زمینه بلورهای دولومیت پراکنده‌اند. فلش‌ها ذرات کوارتز تخریبی را نشان می‌دهند.

تعییر و تفسیر: اندازه بلور دولومیت می‌تواند جهت تشخیص بین



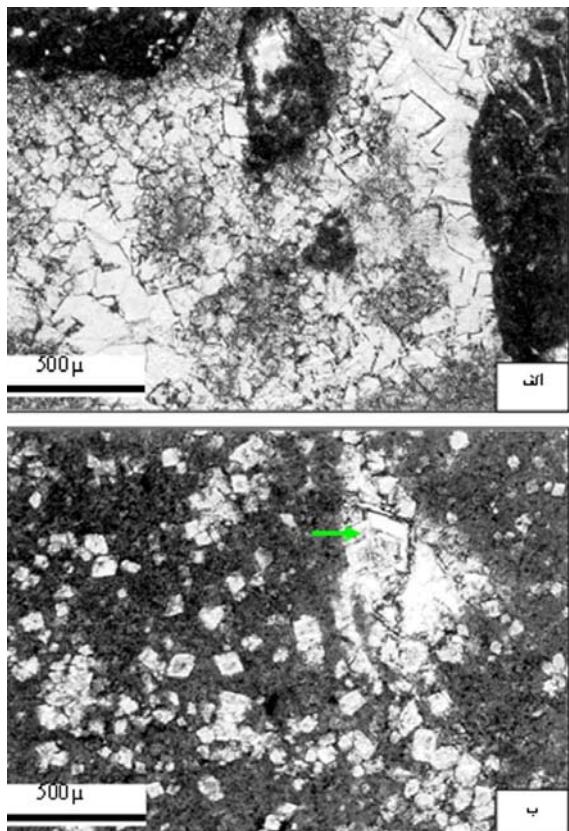
شکل ۴ الف و ب - دولومیت نوع دوم را نشان می‌دهد که در زمینه میکرایتی پراکنده‌اند.

فابریک ممکن است به دولومیت با فابریک هیپايدیوتوبیک یا زنوتوبیک تبدیل شود، که این امر در اثر تداوم رشد بلورهای دولومیت باعث کاهش تخلخل می‌شود (Freidman 1965).

تعابیر و تفسیر: رومبوموئدرهای پراکنده دولومیت، از فراوان‌ترین انواع دولومیت در نهشته‌های کرتاسه زیرین منطقه مورد مطالعه می‌باشند. اجزاء فسیلی کمتر تحت تأثیر این نوع دولومیتی شدن قرار می‌گیرند. این گونه دولومیتی شدن به طور ترجیحی در زمینه ریزدانه یا ماتربیکس شروع می‌شود (Qing & Mountjoy 1989). اگر محلول‌های دولومیتی کننده نسبت به دولومیت کمتر فوق اشباع باشند، ممکن است زمینه دولومیتی شود در حالی که امکان دارد فسیل‌ها دولومیتی

مه‌آلود یک حاشیه رورشیدی شکل‌دار شفاف وجود دارد. این مورد بیشتر در بلورهای احاطه شده با کلسیت دیده می‌شود (شکل ۴ ب). در بعضی از بلورهای دولومیت به دلیل وجود انکلوزیون‌های اکسید آهن، حالت زونه ایجاد شده است. رومبوموئدرهای دولومیت به ندرت جایگزین اجزاء فسیلی می‌شوند، اگر چه بلورهای شکل‌دار منفرد ممکن است جایگزین قطعاتی مانند اینترالکست و خرده‌های زیستی شده باشند. Randazzo این نوع بافت خاص دولومیتی شدن نامگذاری باشد (Randazzo & Zachos 1984). آنها بیان نموده‌اند که این گونه فابریک‌ها اغلب در طی دیاژنز تأخیری به فابریک‌های موزائیکی، که در واقع در مراحل تکمیلی دولومیتی شدن ظاهر می‌شوند، تغییر پیدا می‌کنند. این نوع

یک اندازه، متراکم و بلورهای بی شکل تا نیمه شکل‌دار (شکل‌های ۶ الف و ب) تشکیل شده است. در بیشتر بلورهای دولومیت مرزهای مستقیم گسترش زیادی دارند و برخی از بلورها نیز مرزهای اصلی خود را حفظ کرده‌اند. در دولومیت نوع سوم معمولاً تخلخل بین بلوری کم می‌باشد. در مطالعه با نور طبیعی مشاهده شده است که برخی از تخلخل‌های موجود با اکسیدهای آهن پر شده‌اند.



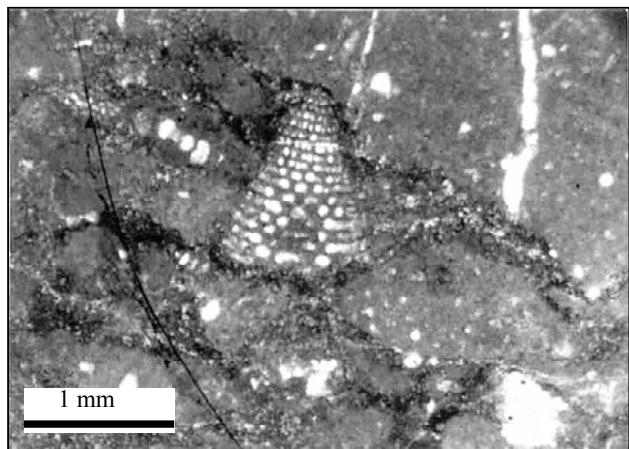
شکل ۶ - (الف) بلورهای دولومیت بی شکل تا نیمه شکل‌دار نوع سوم، (ب) بلورهای نوع دوم و سوم را در کنار یکدیگر نشان می‌دهد (فلش بلور نوع سوم را نشان می‌دهد).

این نوع دولومیت با نوع هیپ ایدیوتوبیک (Freidman 1965) ایدیوتوبیک نیمه شکل‌دار (Gregg & Sibley 1984) و بافت مسطح نیمه شکل‌دار (Gregg & Sibley 1987) انتطاق دارد. اندازه بلورها از ۶۵ تا ۱۹۰ میکرون می‌باشد. این نوع دولومیت از نظر بافتی مخرب بوده و تا حدود زیادی بافت دیاژنتیکی اولیه را تغییر می‌دهد و یا محبو می‌نماید، و لذا بافت رسوبی اولیه قابل تشخیص نمی‌باشد. در بیشتر این دولومیت‌ها بلورها دارای اینکلوزیون‌های زیادی می‌باشند. دولومیت نوع سوم ویژگی‌های سنگ شناسی مشابه با دولومیت نوع سوم (Qing & Mounjoy 1983) و دولومیت زمینه‌ای Shukla & Freidman (1989) دارد.

تعییر و تفسیر: در دولومیت نوع سوم بیشتر بلورها نیمه شکل‌دار با

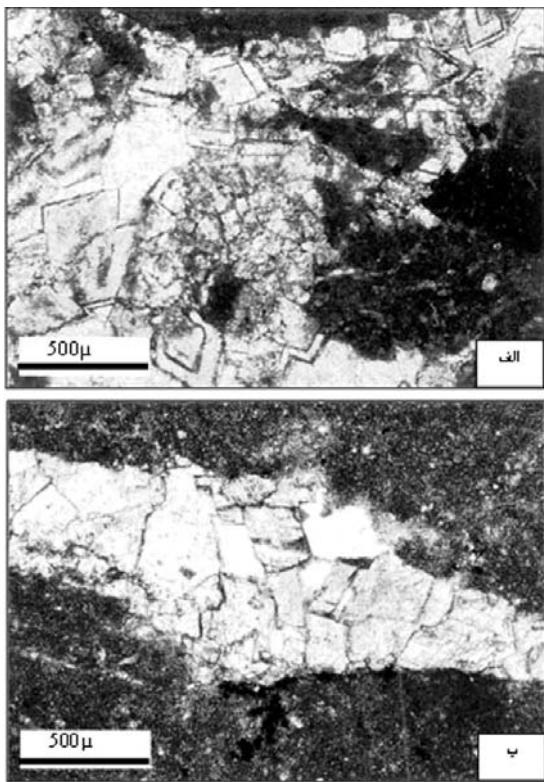
نشوند. این پدیده به دلیل این که در حالت اشباع کمتر، هسته‌های دولومیتی خیلی کمتر می‌گیرند، ایجاد می‌شود. عقیده دیگر در مورد تکامل چنین بافتی این است که، در صورتی که زمینه سنگ کربناته اولیه آراغونیتی و فسیل‌ها کلسیتی باشند، امکان دارد دولومیت با هسته‌سازی انتخابی خود جایگزین زمینه آراغونیتی شود (Sibley & Gregg 1987). مطالعات آرمایشگاهی نیز نشان داده که آراغونیت Sibley et al. (1980) ساده‌تر از کلسیت دولومیتی می‌شود.

از آنجا که آراغونیت کانی غالب کربناته در کم عمق‌ترین قسمت‌های حوضه رسوی کربناته می‌باشد و دولومیتی شدن نیز در این ناحیه به مقدار زیادی مشهود است، می‌توان چنین استنباط نمود که در این ناحیه آراغونیت بیشتر مستعد دولومیتی شدن بوده است. دولومیتی شدن انتخابی زمینه گلی ریز دانه، خرده‌های اسکلتی و پلولئیدها می‌تواند در طی دیاژنز اولیه روی دهد (Zenger & Dunham 1988). در نهشته‌های کرتاسه زیرین شرق اصفهان همچنین دولومیت‌ها به طور بخشی در امتداد استیلولیت‌ها دیده می‌شوند (شکل ۵)، استیلولیت‌ها مکان مناسبی برای عبور سیالات دولومیتی در تدفین کم عمق می‌باشند (Adabi 1996). در برخی از مقاطع نازک بلورهای دولومیت شناور در زمینه گل آهکی به وسیله استیلولیت قطع شده‌اند که می‌توان گفت دولومیتی شدن پیش از استیلولیتی شدن صورت گرفته است.



شکل ۵ - دولومیتی شدن در محل استیلولیت‌ها که نشان‌دهنده تشکیل بلور نوع دوم می‌باشد.

بلورهای دولومیتی که دارای مرکز مه آلود و حاشیه‌ای شفاف هستند هنگامی ایجاد می‌شوند که سیالات دولومیتی کننده از حالت نزدیک به اشباع از نظر کلسیت (مرکز مه آلود) تا حد زیر اشباع از نظر کلسیت (حاشیه بدون اینکلوزیون) تغییر می‌کند (Sibley 1980). نوع سوم؛ دولومیت متوسط بلور- دولومیت نوع سوم از موزائیک‌های



شکل ۷ - بلورهای نیمه شکلدار تا شکلدار دولومیت نوع چهارم که به شکل پرکننده حفره دیده می‌شود. ب - بلورهای نیمه شکلدار دولومیت نوع چهارم که شکستگی موجود در سنگ را سیمان کرده است.

توالی پارازنتیکی ویژگی‌های دیاژنتیکی دولومیت‌های موجود در نهشته‌های کرتاسه زیرین منطقه اصفهان در شکل ۸ خلاصه شده است.

منشاء منیزیم

به نظر می‌رسد که تنها منشاء منیزیم برای دولومیتی شدن اولیه و یا تقریباً همزمان با رسوب گذاری، آب دریا می‌تواند باشد (Land 1985, Given & Wilkinson 1987). این نوع منشا تنها برای دولومیت نوع اول، که نزدیک سطح و در شرایط دمای پایین در پهنه جزر و مدار تشکیل شده است، در نظر گرفته می‌شود. پیدایش رومبئدرهای دولومیت شناور در درون زمینه گل آهکی در خلال دیاژنز تدفینی کم عمق اتفاق می‌افتد (Adabi 1996). شواهد فراوانی وجود دارد که رومبئدرها و تجمع‌های نامنظم دولومیت در برخی توالی‌های کربناته، به ویژه در رخسارهای وکسٹون و مادستون، در خلال فشردگی مکانیکی اولیه ایجاد شده‌اند (مثال Kendall 1977, Qing & Mountjoy 1989). آب درون حفره‌ای غنی از یون منیزیم، که حاصل انحلال کلسیت با منیزیم بالا در حین تدفین کم عمق اولیه می‌باشد، می‌تواند منشاء یون منیزیم باشد (Mokhopadhyay *et al.* 1996).

مرزهای مستقیم هستند و برخی از آنها نیز دارای سطوح مشترک بلوری می‌باشند. بر اساس مدل بلوری (Jackson 1958) در دمای پایین، رشد بلورها توسط اضافه شدن لایه‌های اتمی به لایه‌های سطح بلور رشد می‌کنند که نتیجه آن گسترش سطوح بلوری مستقیم و موزائیک‌های بلوری بی‌شکل و نیمه شکلدار می‌باشد. بافت مسطح نیمه شکلدار می‌تواند در نتیجه رشد آهسته ذرات از موقعیت اصلی، جایی که رومبئدرهای دولومیت ریز بلور در سراسر سنگ آهک پراکنده‌اند، باشد (Morrow 1982). فابریک مسطح نیمه شکلدار در نتیجه رشد ذرهای آهسته، در شرایط نفوذ سیالات دولومیتی کننده در دمای پایین ایجاد می‌شود (Sibley & Gregg 1987). بنابراین بافت دولومیتی نوع سوم نشان‌دهنده جانشینی دیاژنتیکی سنگ آهک اولیه و یا تبلور مجدد دولومیت‌هایی که قبلاً از آن تشکیل شده بودند، می‌باشد. احتمال دارد که این جانشینی یا تبلور مجدد در زیر دمای بحرانی، کمتر از ۶۰ درجه سانتیگراد، صورت گرفته باشد (Gregg & Mazzullo 1992, Shelton 1990).

نوع چهارم؛ دولومیت متوسط تا درشت بلور- دولومیت نوع چهارم شامل بلورهای مسطح، متوسط تا درشت بلور و شفاف است که اغلب به صورت بلورهای شکلدار و پرکننده حفرات دیده می‌شوند (شکل ۷ الف). هر چند در برخی نمونه‌ها سیمان دولومیتی حاشیه نامسطح و نیمه شکلدار را نشان می‌دهد (شکل ۷ ب).

اندازه بلورها بین ۴۵۰ تا ۸۰ میکرون در تغییر می‌باشد و از دیواره به سمت مرکز حفرات و شکستگی‌ها افزایش می‌یابد. این نوع دولومیت‌ها محصول دیاژنز تأخیری در نظر گرفته می‌شوند.

به طور معمول ابعاد بلورها به اندازه فضاهای باز موجود بستگی دارد. در این نوع دولومیت هیچ گونه ویژگی دال بر فرایند جانشینی مشاهده نشده است. سیمان دولومیتی اغلب با رنگ سفید شیری مشخص است. مرزهای مشخص بلوری، خاموشی یکنواخت و معمولاً نیود اینکلوزیون از ویژگی‌های این بلورها می‌باشد. دولومیت‌های مسطح سیمانی فراوان‌ترین بافت دولومیتی موجود در حفرات و شکستگی‌ها می‌باشد. دولومیت نوع چهارم از لحاظ بافتی مشابه با دولومیت نوع پنجم (Amthor & Friedman 1991) می‌باشد.

تعییر و تفسیر: ارتباط‌های پارازنتیکی نشان‌دهنده آن است که سیمان دولومیتی شکلدار و مسطح نیمه شکلدار نوع چهارم، آخرین نسل دولومیت می‌باشد. این نوع سیمان دولومیتی که ریخت شناسی زین اسپی یا بافت غیر مسطح را ندارد، نشان‌دهنده تشکیل در دمای کمتر از ۱۰۰ درجه سانتیگراد است (Radke & Mathis 1980). این نوع دولومیت‌ها قادر خاموشی موجی می‌باشند.

منیزیم در منطقه شرق اصفهان به حساب باید، زیرا مقدار کمی از دولومیت‌ها در محل استیلولیت‌ها متتمرکز شده‌اند.

ژئوشیمی دولومیت‌ها

تغییرات عناصر فرعی در بین رسوبات کربناته آب‌های گرم و آب‌های سردتر عهد حاضر اطلاعاتی مهمی را فراهم می‌کند که می‌توان با بسط دادن آن به نحوه تشکیل رسوبات قدیمی، انواع مختلف رسوبات کربناته مربوط به محیط‌های مختلف (قطبی، معتدل و استوایی) پی‌برد. این اطلاعات نتیجه تغییر در میزان عناصر فرعی کربناتهای آب‌های سرد و گرم، و در نتیجه تغییر کانی‌شناسی کربناتهای می‌باشد.

شناسایی کانی‌شناسی اولیه کربناتهای قدیمی دارای اهمیت فراوانی است. مطالعات مختلف انجام شده (آدابی ۱۳۸۳، Rao 1991، Rao & Adabi 1992، Adabi & Rao 1991، Adabi & Rao 1991) می‌توان با استفاده از تغییرات عناصر فرعی (بویژه Sr / Na) و تغییرات ایزوتوب‌های اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳، کانی‌شناسی اولیه آراغونیتی را از کانی‌شناسی اولیه کلسیتی تشخیص داد.

بررسی ژئوشیمی دولومیت‌ها می‌تواند به روشن شدن چگونگی و شرایط تشکیل آنها کمک شایانی بنماید. در این راستا به بررسی عناصر فرعی و اصلی موجود در آنها پرداخته شد.

عناصر اصلی: کلسیم و منیزیم- مقادیر کلسیم و منیزیم در دولومیت‌های شرق اصفهان به ترتیب دارای محدوده‌ای بین ۳۰/۱۸ تا ۳۰/۳۴ و ۷/۴۶ تا ۱۳/۱۱ درصد می‌باشد (جدول ۱).

مقایسه مقادیر منیزیم در مقابل کلسیم نشان‌دهنده کاهش مقدار منیزیم با افزایش مقدار کلسیم است (شکل ۹).

عناصر فرعی: استرانسیم- میزان Sr در دولومیت‌های کرتاسه زیرین شرق اصفهان بین ۱۳۶ تا ۲۶۰ (میانگین ۱۹۰) پی‌پی ام در تغییر است (جدول ۱). تمرکز کمتر استرانسیم در دولومیت نسبت به سنگ آهک مربوط به ضریب تفکیک در دولومیت می‌باشد (Land 1980، Veizer 1983a). به طور معمول استرانسیم جانشین کلسیم می‌شود و به این صورت تمرکز در دولومیت کمتر از کلسیت می‌باشد و لذا مقدار استرانسیم در دولومیت تقریباً نصف کلسیت است. میزان استرانسیم در دولومیت حدود ۵۰ ppm است که این مقدار تا حدود ۲۵۳ ppm افزایش می‌یابد (Vahrenkamp & Swart 1990). بالا بودن نسبی میزان استرانسیم در دولومیت‌های مقطع مورد مطالعه شاید به دلیل تشکیل این دولومیت‌ها در اثر جانشینی کربناتهایی با کانی‌شناسی اولیه آراغونیتی باشد. تشابه دامنه تغییرات استرانسیم در سنگ آهک‌ها (مرادپور ۱۳۸۰) و دولومیت‌های این ناحیه می‌تواند دلیلی بر این نظریه باشد.



شکل ۸- توالی پارازنتیکی دولومیت‌های موجود در نهشته‌های کرتاسه زیرین شرق اصفهان. خطوط پیوسته زمان نسبی و خطوط ناپیوسته زمان نامشخص را نشان می‌دهند.

یون منیزیم لازم برای تشکیل دولومیت‌های متوسط تا درشت بلور (نوع سوم و چهارم) نیز یا از طریق تراکم شیل‌های زیرین و یا شورابه‌های حوضه‌ای می‌باشد. یون منیزیم کافی برای دولومیتی شدن می‌تواند از طریق تبدیل اسمکتیت به ایلیت (با از دست دادن منیزیم) و در حین Mathis & Kahle 1965 (Dolomite Shill در طی تدفین به دست آید) دیازن شیل Mountjoy 1980، Sternbach & McHargue 1982، Mountjoy 1980، Friedman 1984. این تغییر و تبدیل، منیزیم را وارد سیالات منفذی می‌نماید که پس از مهاجرت به سمت بالا باعث دولومیتی شدن کربناتهای می‌شوند. در یک توالی شیلی متراکم و ضخیم، چرخش آب و حرکت آن به سمت بالا و در جهت قائم می‌باشد (Magara 1976). از آنجاکه بیشتر دولومیت‌های متوسط تا ضخیم لایه نهشته‌های کرتاسه زیرین شرق اصفهان در پایین قسمت کربناته این توالی‌ها قرار دارند و ضخامت زیادی از شیل‌ها و ماسه سنگ‌های ژوراسیک و همچنین ماسه سنگ‌های بارمین بالایی را می‌پوشانند، شیل‌های ژوراسیک که ضخامت زیادی هم دارند، می‌توانند منشاء احتمالی برای منیزیم مورد نیاز جهت دولومیتی شدن در قسمت‌های پایینی توالی باشند.

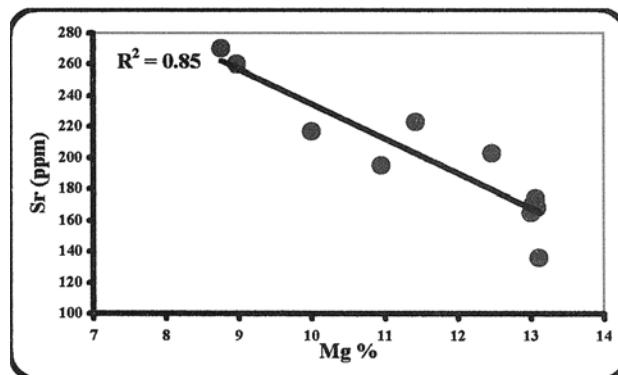
شورابه‌های حوضه‌ای به عنوان یک منبع مهم منیزیم مورد نیاز برای دولومیتی شدن تدفینی عمیق در نظر گرفته می‌شوند (Gregg 1985, Gao & Land, King & Mountjoy 1989, Lee & Friedman 1987, Srinivasan et al. 1994, 1991). برای طبقات نسبتاً ضخیم لایه دولومیتی که متوسط تا درشت بلور می‌باشند و در بخش‌های میانی نهشته‌های کرتاسه زیرین دیده می‌شوند، شورابه‌های حوضه‌ای ممکن است منبع منیزیم مهمی باشند.

انحلال فشاری سنگ آهک به عنوان منبع منیزیم دیگری برای دولومیتی شدن در نظر گرفته شده است (McHargue, Wanless 1979, Price 1982). البته انحلال فشاری نمی‌تواند منبع مهمی برای

جدول ۱- مقادیر عناصر مختلف در دولومیت‌های شرق اصفهان را نشان می‌دهد.

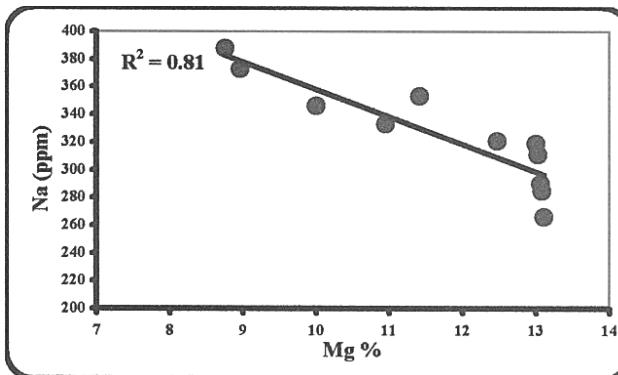
| Sample No. | Ca % | Mg % | Na (ppm) | Sr (ppm) | Mn (ppm) | Fe (ppm) | Mg/Ca |
|------------|-------|-------|----------|----------|----------|----------|-------|
| K- 01 | 23.34 | 13.06 | 290 | 174 | 824 | 18334 | 0.56 |
| K- 02 | 24.00 | 13.08 | 285 | 168 | 742 | 16572 | 0.55 |
| K- 03 | 24.36 | 13.11 | 266 | 136 | 661 | 17495 | 0.54 |
| K- 04 | 24.33 | 13.00 | 319 | 165 | 686 | 17975 | 0.53 |
| K- 05 | 23.40 | 13.03 | 311 | 170 | 699 | 20068 | 0.56 |
| K- 06 | 25.96 | 11.42 | 353 | 223 | 728 | 19742 | 0.44 |
| K- 07 | 26.53 | 10.00 | 346 | 217 | 485 | 10686 | 0.38 |
| K- 08 | 26.34 | 10.95 | 333 | 195 | 320 | 10345 | 0.42 |
| K- 09 | 24.97 | 12.47 | 321 | 203 | 498 | 18373 | 0.50 |
| K- 10 | 28.04 | 8.76 | 388 | 270 | 61 | 651 | 0.31 |
| K- 11 | 28.18 | 8.97 | 373 | 260 | 185 | 1990 | 0.32 |

می‌دهد کانی شناسی اولیه آهک‌ها در شرق اصفهان آراغونیتی بوده (مرادپور ۱۳۸۰)، جانشینی دولومیت به جای آراغونیت محتمل‌تر است.



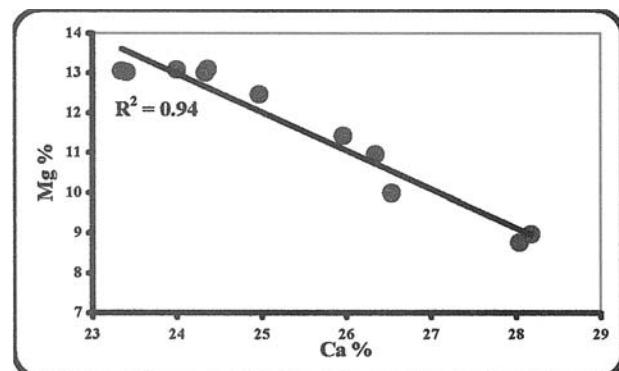
شکل ۱۰ - نمودار تغییرات فراوانی استرانسیم نسبت به منیزیم را نشان می‌دهد. در این نمودار با افزایش میزان Sr مقدار Mg کاهش یافته است.

ترسیم مقدار سدیم در مقابل درصد منیزیم نشان می‌دهد که با افزایش درصد منیزیم، مقدار سدیم کاهش می‌یابد (شکل ۱۱). این کاهش میزان Na با افزایش درجه خلوص دولومیت (افزایش Mg) می‌تواند به دلیل عدم جایگزینی Na در شبکه Mg در نظر گرفته شود (Rao 1996).



شکل ۱۱- نمودار تغییرات فراوانی سدیم نسبت به منیزیم. چنان که مشاهده می‌شود با افزایش مقادیر منیزیم میزان سدیم کاسته می‌شود. این امر به دلیل جانشینی Na به جای Mg است.

ترسیم مقادیر Sr در مقابل Mg (شکل ۱۰) حاکی از کاهش مقادیر Sr با کاهش Mg است، زیرا مقدار استرانسیم رابطه مستقیمی با افزایش درجه خلوص دولومیت دارد. در نمونه‌هایی که میزان منیزیم کمتر است، مقدار استرانسیم بالاتر می‌باشد. اصولاً استرانسیم و منیزیم جانشین کلسیم و آهن و منگنز جانشین منیزیم می‌گردند (Rao 1996). لذا ارتباط منفی بین منیزیم و استرانسیم و همچنین منیزیم و سدیم (شکل ۱۱) نیز دلیلی بر این نوع جانشینی است.



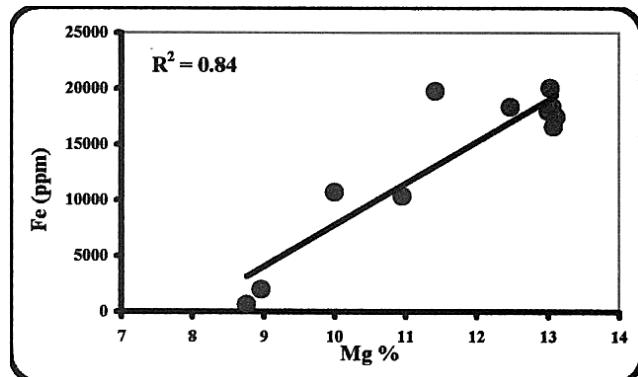
شکل ۹ - تغییرات منیزیم را نسبت به کلسیم نشان می‌دهد. چنان که مشاهده می‌شود با افزایش میزان کلسیم مقادیر منیزیم کاهش می‌یابد.

سدیم

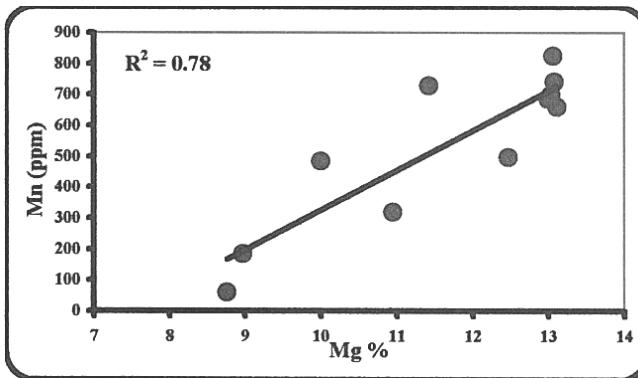
تمرکز سدیم در دولومیت‌های کرتاسه زیرین شرق اصفهان دارای محدوده‌ای بین ۱۱۳ ppm تا ۳۵۳ ppm (با متوسط ۳۱۷) (جدول ۱) می‌باشد. این مقدار خیلی بیشتر از میزان سدیم در دولومیت‌هایی است که در محیط‌های معمولی دریایی، که بین ۱۱۰ ppm تا ۱۶۰ ppm سدیم دارد (Veizer 1983b)، تشکیل می‌شوند. از آنجا که دولومیت‌های مقطع مورد مطالعه اغلب به صورت جانشینی تشکیل شده‌اند، بالا بودن میزان سدیم در آن‌ها می‌تواند متأثر از کانی شناسی اولیه آنها باشد. اصولاً میزان سدیم در آراغونیت‌ها بیشتر از کلسیت با منیزیم بالا و کلسیت با منیزیم پایین می‌باشد. از آنجا که شواهد ژئوشیمیایی نشان

شکل دار و دولومیت‌های متوسط تا درشت بلور شکل دار.
۲- اولین گروه از دولومیت‌ها در مراحل ابتدایی دیاژنز، گروه‌های دوم و

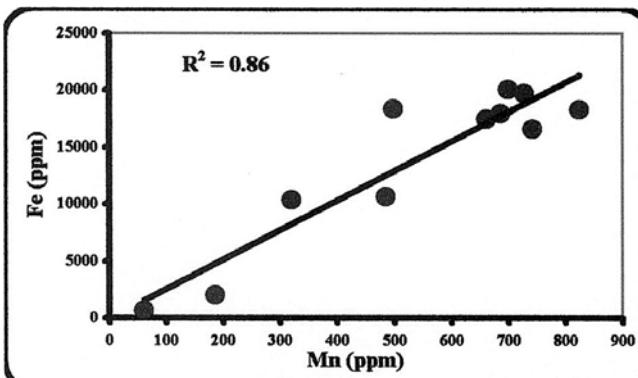
منگنز و آهن



شکل ۱۲- تغییرات فراوانی عنصر آهن را در مقابل منیزیم در نهشته‌های شرق اصفهان نشان می‌دهد. این دو عنصر دارای رابطه مستقیم بوده و افزایش یکی باعث زیاد شدن دیگری شده است.



شکل ۱۳- تغییرات فراوانی عنصر منگنز را در مقابل منیزیم در نهشته‌های شرق اصفهان نشان می‌دهد. در این شکل ارتباط مثبت بین Fe و Mn نشان داده شده است.



شکل ۱۴- تغییرات فراوانی عنصر آهن در مقابل منگنز در نهشته‌های کرتاسه زیرین شرق اصفهان. در این شکل ارتباط مثبت بین Fe و Mn نشان داده شده است.

سوم، که حاصل جانشینی‌اند، و گروه چهارم، که به صورت سیمان پرکننده حفرات است، در طی دیاژنس تدفینی تشکیل شده‌اند.

تمرکز منگنز و آهن در دولومیت‌های کرتاسه زیرین شرق اصفهان به ترتیب دارای محدوده‌ای بین ۶۱ ppm تا ۸۲۴ ppm (با میانگین ۶۲۷ ppm) و ۲۰۰۶۸ تا ۶۵۱ ppm (با میانگین ۱۳۸۸۶ ppm) می‌باشدند (جدول ۱). میانگین منگنز و آهن در دولومیت‌ها خیلی بیشتر از سنگ آهک‌های ناحیه مورد مطالعه می‌باشد. به طور معمول منگنز و آهن در دولومیت جانشین منیزیم می‌شوند. با توجه به این که ضریب تفکیک منگنز و آهن در دولومیت نسبت به کلسیت بزرگ‌تر از واحد است (Pingitore 1987, 1983a) تمرکز بیشتر این عناصر در دولومیت‌های کرتاسه زیرین ناحیه مورد مطالعه می‌تواند به دلیل ضریب تفکیک بیشتر و جانشینی Fe و Mn به جای Mg باشد. مقادیر آهن و منگنز در دولومیت‌های ریز دانه (حداقل دگرسانی) به مراتب کمتر از دولومیت‌های دانه درشت (با دگرسانی بالا) می‌باشد. این تغییرات به دلیل تأثیر سیالات دگرسان کننده دولومیت است (آدابی ۱۳۸۳). از آنجا که تمرکز آهن و منگنز در سیالات دریایی کم می‌باشد، افزایش مقادیر Fe و Mg در دولومیت‌های دانه درشت تر با دگرسانی بالاتر می‌تواند ناشی از واکنش با سیالات غیر دریایی (متاآوریکی و یا تدفینی) باشد. مقادیر آهن و منگنز در دولومیت‌های کرتاسه زیرین شرق اصفهان ممکن است که ناشی از شرایط احیا کنندگی در خلال دگرسانی و تشکیل دولومیت دیاژنتیکی با افزایش عمق تدفین باشد.

بسیاری از محققین برای درک زمان دولومیتی شدن از میزان تمرکز آهن و منگنز استفاده می‌کنند. اصولاً دولومیت‌های اولیه‌ای که نزدیک سطح زمین تشکیل می‌شوند دارای مقادیر کم Fe و Mg و دولومیت‌های دیاژنتیکی تأخیری که در عمق بیشتر و به وسیله محلول‌های غیر-دریایی تشکیل می‌شوند، دارای مقادیر آهن و منگنز بیشتری می‌باشند (Land 1986, Rao 1996, Adabi 1996). مقایسه مقادیر آهن و منگنز در مقابل منیزیم نشان‌دهنده افزایش مقادیر این دو عنصر با افزایش میزان منیزیم است (شکل‌های ۱۲ و ۱۳). ترسیم مقادیر آهن در مقابل منگنز نشان می‌دهد که این دو عنصر دارای یک ارتباط نسبی می‌باشند، یعنی با افزایش آهن مقدار منگنز نیز افزایش می‌یابد (شکل ۱۴).

نتیجه گیری:

- بر اساس مطالعات سنگ شناسی چهار نوع دولومیت تشخیص داده شد که عبارتند از: دولومیت‌های بسیار ریز تا ریز بلور نیمه شکل دار مسطح، دولومیت‌های ریز بلور شکل دار که در گروه پورفیروتوپیک شکل دار قرار می‌گیرند، دولومیت‌های متوسط بلور بی شکل تا نیمه-

- نظیر Sr و Na توسط کانی‌شناسی اولیه آراغونیتی تسریع شده است.
- ۵ - مطالعات پتروگرافیکی و ژئوشیمیایی حاکی از این است که دولومیتی شدن در شرق اصفهان عمدتاً به صورت تأخیری بوده است.
- ۶ - در اغلب سنگ‌های آهکی مقطع مورد مطالعه دولومیتی شدن به صورت بخشی یا انتخابی انجام گرفته و در بیشتر موارد دولومیتی شدن از فایریک سنگ تبعیت نمی‌کند.
- ۳ - منشا منیزیم مورد نیاز برای دولومیت‌های نوع اول به احتمال بسیار زیاد، آب دریا بوده است و برای گروه‌های دوم، سوم و چهارم نیز می‌توان آب درون روزنه‌ای، رس‌های موجود در شیل‌های بین آهک‌ها، شیل‌های موجود در قسمت زیر رسوبات کرتاسه زیرین و احتمالاً تغییر ترکیب آراغونیت به کلسیت را در نظر گرفت.
- ۴ - فرایند دولومیتی شدن با توجه به بالا بودن میزان عناصر فرعی

منابع:

- آدابی م.ح.، ۱۳۸۳: ژئوشیمی رسوبی. آرین زمین، تهران.
- مرادپور م.، ۱۳۸۰: بررسی محیط رسوبی و دیاژنز نهشته‌های کرتاسه زیرین در کوه سید محمد و کوه خوراسگان (منطقه اصفهان). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین. ۲۰۸.
- Adabi M.H. 1991: Trace element and stable isotope in Mozduran carbonates (Upper Jurassic), eastern Kopet-Dagh Basin: *9th Geol. Symp. Iran, Geol. Survey of Iran*. Pp: 34-40.
- Adabi M.H. 1992: Diagenetic trend of Upper Jurassic carbonates (Oxfordian-Titonian) in Sarakhs area: *10th Geol. Symp. Iran*. 109-112.
- Adabi M.H. 1996: Sedimentology and geochemistry of Upper Jurassic (Iran) and Precambrian (Tasmania) carbonates. Unpub. Thesis, University of Tasmania.
- Adabi M.H., Rao C.P. 1991: Petrographic and geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of Upper Jurassic carbonates (Mozduran Formation), Sarakhs area, Iran: *Sed. Geol.* **72**: 253-267.
- Adabi M.H., Rao C.P. 1996: Petrographic, elemental and isotopic criteria for the recognition of carbonate mineralogy and climates during the Jurassic (examples from Iran and England). *13th Geol. Conv. Australia*. Pp: 6.
- Amthor J.E., Friedman G.M. 1991: Dolomite-rock textures and secondary porosity development in Ellenburger Group carbonates (Lower Ordovician), West Texas and southern New Mexico. *Sediment.* **38**: 343-362.
- Amthor J.E., Friedman G.M. 1992: Early to late-diagenetic dolomitization of platform carbonates: Lower Ordovician Ellenburger Group, Permian Basin, West Texas. *J. Sed. Petrol.* **62**: 1023-1043.
- Dickson J.A.D. 1965: A modified staining technique for carbonate in thin section. *Nature* **205**: 587.
- Friedman G.M. 1965: Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks: *J. Sed. Petrol.* **35**: 643-655.
- Gaines A. 1980: Dolomitization Kinetics: recent experimental studies. In Zenger D.H.; Dunham J.B., Ethington R.L. (Eds.), Concept and models of dolomitization. *Soc. Econ. Paleo. Min.* **28**: 193-198.
- Gao G., Land L.S. 1991: Early Ordovician cool creek dolomite, Middle Arbukle Group, Slick Hills, SW Oklahoma, USA: origin and modification. *J. Sed. Petrol.* **61**: 161-173.
- Given P.K., Wilkerson B.H. 1987: Dolomite abundance and stratigraphic age: constrain on rates and mechanism of phanerozoic dolostone formation. *J. Sed. Petrol.* **57**: 1068-1078.
- Greeg J.M. 1985: Regional epigenetic dolomitization in the Bonnetre Dolomite (Cambrian), southern Missouri. *Geol.* **13**: 503-506.
- Greeg J.M., Shelton K.L. 1990: Dolomitization and dolomite neomorphism in the back reef facies of the Bonnetre and Davis formation (Cambrian), southern Missouri. *J. Sed. Petrol.* **60**: 549-562.
- Greeg J.M., Sibley D.F. 1984: Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture. *J. Sed. Petrol.* **54**: 908-931.
- Jackson K.A. 1958: Mechanism of growth, in liquid metals and solidification. *Amer. Soc. Met. Cleveland, Ohio*. 174-186.
- Kahle C.F. 1965: Possible roles of clay minerals in the formation of dolomite. *J. Sed. Petrol.* **35**: 448-453.
- Kendall A.C. 1977: Origin of dolomite mottling in Ordovician limestones from Saskatchewan and Manitoba. *BLL. Can. Petrol. Geol.* **25**: 480-504.
- Land L.S. 1980: The isotope and trace element geochemistry of dolomite: the state of the art. In Zenger D.H.; Dunham J.B., Ethington R.L. (Eds.), Concept and models of dolomitization. *Soc. Econ. Paleo. Min.* **28**: 87-110.
- Land L.S. 1985: The origin of massive dolomite. *J. Sed. Petrol.* **33**: 112-125.
- Land L.S. 1986: Environment of limestone and dolomite diagenesis: some geochemical consideration. In Bathurst R.G.C., Land L.S. (Eds.), Carbonate depositional environment, modern and ancient. Part 5, Diagenesis. *Quart. Colorado Sch. Min.* **81**: 26-41.
- Lee Y.I., Friedman G.M. 1987: Deep-burial dolomitization in the lower Ordovician Ellenburger Group carbonates in West Texas and southern New Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*. **57**: 544-557.
- Magara K. 1976: Water expulsion from clastic sediment during compaction-directions and volumes. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*. **60**: 543-553.
- Mattes B.W., Mountjoy E.W. 1980: Burrial dolomitization of the Upper Devonian Miette buildup, Jasper National Park, Alberta. In Zenger D.H.; Dunham J.B., Ethington R.L. (Eds.), Concept and models of dolomitization. *Soc. Econ. Paleo. Min.* **28**: 259-297.

- Mazzullo S.J. 1992: Geochemical and neomorphic alteration of dolomite, a review. *Carb. Evap.* **7**: 21-37.
- McHargue T.R., PRICE R.C. 1982: Dolomite from clay in argillaceous or shale associated marine carbonates. *J. Sed. Petrol.* **48**: 799-814.
- Mokhopadhyay J., Chanda S.K., Fukuoka M., Chaudhuri A.K. 1996: Deep-water dolomites from the Proterozoic Pangea Group in the Pranhita Godavari Valley, Andhra Pradesh, India. *J. Sed. Res.* **66**: 223-230.
- Morrow D.W. 1982: Diagenesis II. Dolomite- part II: Dolomitization models and ancient dolostone. *Geosciences*. **9**: 95-107.
- Pingitore N.R. 1987: The behavior of Zn and Mn during carbonate diagenesis: theory and applications. *Journal of Sedimentary Petrology*. **48**: 799-818.
- Qing H., Mounjoy E.W. 1989: Multistage Dolomitization in Rainbow buildups, Middle Devonian, Keg River Formation, Alberta, Canada. *Journal of Sedimentary Research*. **59**: 114 -126.
- Radke B.M., Mathis R.L. 1980: On the formation and occurrence of saddle dolomite. *Journal of Sedimentary Petrology*. **56**: 1149-1168.
- Randazzo A.F., Zachos L.G., 1984: Classification and description of dolomite fabrics of rocks from the Flordan aquifer, USA. *Sedimentary Geology*. **37**: 151-162.
- Rao C.P. 1991: Geochemical differences between subtropical (Ordovician), temperate (Recent and Pleistocene) and subpolar (Permian) carbonate, Tasmania, Australia. *Carbonates and Evaporites*. **6**: 83-106.
- Rao C.P. 1996: Elemental composition of marine calcite from modern temperate shelf brachiopods, bryozoans and bulk carbonates, eastern Tasmania, Australia. *Carbonates and Evaporites*. **11**: 11-18.
- Rao C.P., Adabi M.H. 1992. Carbonate minerals, major and minor elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with water depth in cool, temperate carbonates, western Tasmania, Australia. *Mar. Geol.* **103**: 249-272.
- Saller A.H. 1984: Petrographic and geochemical constraints on the origin of subsurface dolomite, Eniwetok Atoll: an example of dolomitization by normal seawater. *Geol.* **12**: 217-220.
- Shukla V., Freidman G.M. 1983: Dolomitization and diagenesis in a shallowing upward sequence: the Lockport Formation (Middle Silurian), New York state. *Journal of Sedimentary Petrology*. **53**: 703-717.
- Sibley D.F. 1980: Climatic control of dolomitization, Sore Domi Formation (Pliocene), Bontaire, N. A.: in Zenger, D. H.; Dunham, J.B. and Ethington, R. L., (Eds.), Concept and Models of Dolomitization. *Social Economy Paleontology Mineralogy*. **28**: 193-198.
- Sibley D.F., Ddoed R.E., Bartlett T.R. 1987: Kinetic of dolomitization. *Geology*. **15**: 1112-1114.
- Sibley D.F., Greeg J.M. 1987: Classification of dolomite rock texture. *Journal of Sedimentary Petrology*. **57**: 967-975.
- Spry A.. 1969: Metamorphic textures. Oxford, Pergamon Press, 350p.
- Srinivasan K., Walkwr K.R. Goldberg S.A. 1994: Determining fluid source and possible pathways during burial dolomitization of Maryville Limestone (Cambrian), Southern Appalachians, USA. *Sediment.* **41**: 293-308.
- Sternbach C.A., Fridman G.M. 1984: Ferroan carbonates form at depth requires porosity well-log correction: Hunton Group, deep Anadarko Basin (Upper Ordovician to Lower Devonian) of Oklahoma and Texas: Transaction of Southwest Section. *American Association of Petroleum Geologist*. 167-173.
- Vahrenkamp V.C., Swart P.K. 1990: New distribution coefficient for the incorporation of strontium into dolomites and its implication for the formation of ancient dolomites. *Geol.* **18**: 387-391.
- Veizer J. 1983a: 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 in sedimentary geology, Tulsa, Oklahoma. *Soc. Econ. Paleo. Min. Short Course* **10**: 3-100.
- Veizer J. 1983b: Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. *Review Mineralogy*. **11**: 265-300.
- Warren J.K. 1988: Sedimentology of Coorong dolomite in the Salt Creek region, south Australia. *Carb. Evap.* **3**: 175-199.
- Wanless H.R. 1979: Limestone response to stress: pressure solution and dolomitization. *J. Sed. Petrol.* **49**: 437-462.
- YE Q., Mazzullo S.J. 1993: Dolomitization of Lower Permian platform facies, Wichita Formation, North Platform, Midland, Texas. *Carb. Evap.* **8**: 55-70.
- Zenger D.H., Dunham J.B. 1988: Dolomitization of Siloro-Devonian limestones in a deep core (5350 meters), southeastern New Mexico. In Shukla V., Baker P.A. (Eds.), Sedimntology and geochemistry of Dolostones. *Soc. Econ. Paleo. Min., Sp. Pub.* **43**: 161-173.