

توصیف انواع دولومیت‌ها در سازند شتری (محدوده کوهبنان) بر اساس مطالعات سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی، با نگرشی بر نقش شیل‌های سازند سرخ شیل در تأمین یون منیزیم

نوشته: فرحناز کریم زاده* و محمد حسین آدابی**

*دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

**دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

Description of Different Kinds of Dolomites in Shotori Formation (Kouhbanan area) based on Petrographic and Geochemical Studies with a Reference to the Role of Shales in the Sorkh Shale Formation as a Major Source of Mg

By: F. Karimzadeh* & M. H. Adabi**

*Department of Geology, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

** School of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

تاریخ دریافت: ۱۳۸۵/۱۲/۲۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۶/۰۸/۱۴

چکیده

توالی‌های رسوبی آواری و کربناتی سازندهای سرخ شیل و شتری به ترتیب به سن تریاس پیشین و میانی و با مجموع ستبرای ۸۷۰ متر در ناحیه بهاباد، شهرستان بافق در ایران مرکزی به صورت هم‌شیب و تدریجی بر روی یکدیگر قرار دارند. توالی سنگ‌های شیلی، سیلستونی و ماسه‌سنگی سرخ شیل به تدریج به رخساره آهک‌های دولومیتی شده مربوط به پهنه کشندی سازند شتری ختم می‌شوند. توالی ستبر لایه تا توده‌ای سنگ‌های به طور عمده دولومیتی سازند شتری نیز به صورت تدریجی توسط آهک‌های نازک تا ستبر لایه به نام عضو آهک اسپهک پوشیده شده‌اند. در مطالعات سنگ‌شناسی چهار نوع مختلف دولومیت (از نظر شکل و اندازه بلورها، پراکندگی اندازه بلورها در متن سنگ و اشکال مرزهای بلوری) تشخیص داده شده است. دولومیت نوع یک، در شرایط دمای سطحی و در مراحل اولیه رسوبگذاری تشکیل شده و دولومیت دیاژنتیکی اولیه به‌شمار می‌آید. سایر دولومیت‌ها به ترتیب درشت شدن اندازه بلور آنها، در محیط‌های کم‌ژرفا تا ژرف تدفینی تشکیل شده‌اند. تغییر ترکیب سیال‌های دولومیت ساز در طی مراحل گوناگون دیاژنز (اولیه تا تأخیری) سبب چنین تنوعی در تشکیل دولومیت‌های این سازند شده است. بر اساس مطالعات زمین‌شیمیایی (تجزیه‌های عنصری Fe, Na, Sr, Mg, Ca و Mn و ایزوتوپی $\delta^{13}C$ و $\delta^{18}O$) تشکیل این دولومیت‌ها به طور عمده در محیط کاهیده و طی افزایش تدریجی دما در مراحل مختلف تدفین رخ داده است. منبع اصلی تأمین یون منیزیم در مورد دولومیت‌های بسیار دانه ریز اولیه آب دریا و در مورد سایر انواع دولومیت‌ها دیاژنز کانی‌های رسی لایه‌های زیرین (سازند سرخ شیل) و شوراب‌های حوضه‌ای پیشنهاد می‌شود. نتایج مطالعات XRF و XRD بر روی کانی‌های رسی کلریتی و مونت موریلونیتی سازند سرخ شیل حاکی از کاهش به ترتیب ۳۶ و ۸۴ درصدی محتوای MgO در مقایسه با کانی‌های رسی استاندارد مشابه است. این کاهش نشانه دیاژنز کانی‌های رسی موجود در شیل‌ها و خروج منیزیم در نتیجه فشردگی لایه‌های بالایی است که تأمین‌کننده بخشی از Mg برای دولومیتی شدن کربنات‌ها بوده است. با اندازه‌گیری مقدار کربن آلی در دولومیت‌ها و آهک‌ها مشخص شد که تمرکز این ماده در دولومیت‌ها چندین برابر آهک‌ها می‌باشد. این مطلب گویای مستعدتر بودن آهک‌های غنی از مواد آلی برای فرایند دولومیتی شدن است. در این سازند ساختارهای زیستی چون استروماتولیت‌ها در به دام انداختن مواد آلی نقش مهمی داشته‌اند. دمای تشکیل دولومیت‌های اولیه (Early diagenetic) سازند شتری حدود ۳۹ درجه سانتی‌گراد و دولومیت‌های ثانویه (Late diagenetic) ۱۷۹ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است.

کلید واژه‌ها: سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی، دولومیت، سازند شتری، ایران مرکزی.

Abstract

Carbonate and siliciclastic sedimentary sequences of Sorkh Shale and Shotori Formations (Lower and Middle Triassic) with a total thickness of 870 m , have a gradational and conformable contacts, at Behabad region of Bafgh in Central Iran. At the beginning of this sequence, shale, siltstone and sandstone gradually change into dolomitic carbonates of tidal flat sub-environment. Thick layered or massive sequence of mainly dolomitic rocks of Shotori Formation, are transitionally overlain by a limestone member namely Espahak limestone. Based on petrographic studies, four different types of dolomites (based on shape, crystal size and crystal boundaries), have been recognized. Dolomite type 1 (dolomicrite) formed during the first stage of sedimentation and under surface temperature, this is very early diagenetic dolomite. The other types, having coarse crystal size, formed during shallow to deep burial environments. Change of composition and temperature of dolomitizing fluids at several stages of diagenesis (early to late) led to formation of different types of Shotori dolomites. On the basis of geochemical studies (elemental analysis such as Ca, Mg, Sr, Na and stable isotopes such as $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$), formation of these dolomites occurred in a reducing environment and increasing temperature. The source of Mg is sea water for dolomite type 1, but for the other types of dolomites, Mg provided was by clay minerals diagenesis and basinal brine. The results of XRD and XRF on chlorite and montmorillonite clay minerals of Sorkh Shale Formation show a decrease in MgO content from 36% and 84% respectively compared to standard clay minerals. This reduction is due to diagenesis of clay minerals that exist in shales and Mg was originated from overlain layers. Measurement of organic carbon contents of dolomites and limestones showed that dolomites have several times more organic carbon than limestones. This information confirm that limestones rich in organic matter, are more susceptible to dolomitization. Microbial structures such as stromatolites, in the Shotori Formation have major role in trapping of organic matters. The calculated paleotemperature for the formation of early dolomites is about and for late diagenetic dolomite is.

Key words : Petrography, Geochemistry, Dolomite, Shotori Formation, Central Iran.

مقدمه

لذا در این پژوهش به منظور شناسایی شرایط زمین‌شیمیایی حاکم بر حوضه رسوبی و فرایندهای دیاژنز علاوه بر مطالعات سنگ‌شناسی، روش‌های زمین‌شیمیایی چون اندازه‌گیری میزان عناصر اصلی و فرعی و ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن نیز به کار گرفته شده است. در این مطالعه تفکیک انواع دولومیت‌ها و در نهایت تشخیص منشأ آنها با استفاده از مشاهدات میکروسکوپی (مانند فابریک و اندازه بلورها)، ویژگی‌های رسوب‌شناسی از جمله توزیع اندازه بلورها، میزان فشردگی و تراکم بلورها، بافت‌های حاصل از جانشینی و ساخت‌های اولیه رسوبی و تجزیه‌های زمین‌شیمیایی (مانند چگونگی توزیع عناصر و ایزوتوپ‌ها) صورت گرفته است (Rao, 1996) که در نهایت مدل دولومیتی شدن ارائه شده است.

روش مطالعه

به‌منظور مطالعات سنگ‌شناسی بر روی سنگ‌های کربناتی از برش‌های

رخساره سرخ شیل و دولومیت سازند شتری در خاور ایران از تقسیمات رخساره‌های تریاس در ایران به‌شمار می‌آید (شهرابی، ۱۳۷۸). گستره سازند سرخ شیل علاوه بر محدوده کوه‌های شتری (خاور طبرستان)، به طرف شمال ناحیه گره دو در کوه‌های شیرگشت (شمال طبرستان) ادامه دارد. گستره سازند شتری نیز در سراسر رشته کوه شتری و کوه‌های شمال آن به طرف ازبک کوه و دورتر از آن به طرف نایبند، کوه در بند و لکر کوه در خاور راور شناخته شده است. در کوه‌های خاور فردوس، رشته کوه‌های باختر طبرستان و در فواصل دورتر (جنوب بهاباد) نیز این سازند ادامه دارد (شهرابی، ۱۳۷۸). در این تحقیق، مقطعی از واحدهای رسوبی آواری - کربناتی سازند سرخ شیل و شتری به سن تریاس پیشین و میانی در ایران مرکزی و در محدوده گسل کوهبنان (واقع در جنوب خاور بافق) برای مطالعه انتخاب شده است (شکل ۱). مطالعاتی که پیش از این به روی سنگ‌های کربناتی سازندهای تریاس در این ناحیه صورت گرفته است، منحصرأ بر مبنای شواهد سنگ‌شناسی و چینه‌شناسی بوده است.

۸۷۰ متر داشته و از توالی شیل‌های سرخ و سبز، سیلستون و ماسه‌سنگ‌ها و میان لایه‌های آهک تا آهک دولومیتی زرد و صورتی و دولومیت‌های سبتر لایه زرد و قهوه‌ای و در پایان بخش آهکی خاکستری رنگ تشکیل شده‌اند (شکل ۲). در رخنمون‌های آواری سازند سرخ شیل، شیل‌های متورق با ریز لایه‌های در حد میلی‌متر، ماسه سنگ‌های به طور عموم سبتر لایه تا نازک لایه همراه با آثار موج نقش‌های کوچک مقیاس، افق‌های نازک سیلیسی، رگچه‌های فراوان کلسیت سفید تا صورتی و آغشته به اکسید آهن به فراوانی دیده می‌شود. همچنین لایه‌های نازک تا سبتر آهک تا آهک دولومیتی بین شیل‌ها قرار دارند. سطح تماس بالایی سازند سرخ شیل با دولومیت‌های سازند شتری به صورت هم شیب و تدریجی است. دولومیت‌های سازند شتری با رنگ هوازده زرد - قهوه‌ای مشخص هستند. دولومیت‌ها گاهی نازک لایه، گاهی متوسط تا سبتر لایه و گاهی متراکم و توده‌ای هستند. درزه و شکستگی‌های فراوانی در سطح دولومیت‌ها موجود است که عمود بر لایه‌بندی قرار دارند. در این سنگ‌ها رگه‌های پر شده از کلسیت و سیلیس، اشکال استروماتولیتی و حفره‌های انحلالی به فراوانی دیده می‌شود. قالب پر شده بلورهای کانی‌های تبخیری و آثار هوازده‌گی سطحی در داخل صخره‌های دولومیتی به صورت قطعات خرد شده و پراکنده سنگ قابل مشاهده است. این توالی‌ها پس از حدود ۲۵ بار تکرار به سنگ آهکی به نام آهک اسپهک ختم می‌شوند. این لایه‌های آهکی سخت و محکم به صورت هم‌شیب بر روی لایه‌های زیرین سازند شتری قرار دارند. سنگ‌های آهکی فوق از تناوبی از آهک‌های خاکستری روشن و تیره، نازک تا سبتر لایه و گاهی توده‌ای و دانه‌ریز تشکیل شده‌اند. این بخش آهکی دارای آثار حفره‌های انحلالی فراوان است. در یکی از برش‌های مورد مطالعه پس از اتمام بخش آهکی اسپهک، به‌طور مجدد لایه‌هایی از جنس آهک شیلی به رنگ زرد نارنجی و صورتی، ماسه‌سنگ‌های سبز خاکستری و ارغوانی و شیل‌های سبز رنگ ورقه ورقه مشاهده می‌شوند. این توالی جدید بدون دگرشیمی اما با تغییر ناگهانی سنگ‌شناسی از کربناتی به آواری آغاز می‌شود. حدود ۱۵ متر از این توالی در محل مقطع مذکور اندازه‌گیری شده است. سری یاد شده می‌تواند هم‌ارز آواری‌های سازند نایبند (تریاس بالایی) باشد.

مطالعات سنگ‌شناسی

دولومیت اصلی‌ترین سنگ تشکیل دهنده سازند شتری به‌شمار می‌آید. مطالعات صورت گرفته بر روی این سنگ‌ها بیانگر این مطلب است که فرایند دولومیتی شدن بر روی سازند شتری طی مراحل مختلف زمانی صورت گرفته و از لحاظ دیاژنز تحولات پیچیده‌ای را پشت سر گذاشته است. این تنوع فرایند، بازتابی از منشأ و یا ترکیب اولیه (سنگ‌های آهکی) و زمان

مختلف سازند شتری ۱۵۴ نمونه انتخاب شد (شکل ۲) و مقاطع نازک آنها توسط میکروسکوپ پلاریزان مورد بررسی قرار گرفت. رنگ آمیزی مقاطع مذکور به وسیله محلول آلزارین سرخ (ARS) و فروسیانور پتاسیم به روش Dickson (1965) انجام شد. برای انجام مطالعات زمین‌شیمیائی ۵۵ نمونه از انواع دولومیت‌ها انتخاب و از نمونه‌های مورد نظر توسط مته‌های دندانپزشکی (Dental drill) پودر تهیه شد. برای تعیین عناصر اصلی و فرعی در این نمونه‌ها از دستگاه طیف نورسنجی (اسپکتروفتومتری) جذب اتمی (AAS) مرکز کانه‌آرایی سازمان انرژی اتمی، دستگاه طیف سنج جرمی تابشی (ICPMS) و دستگاه نشرشعله‌ای (Flame photometer) مجتمع آزمایشگاهی دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات استفاده شده است.

به منظور تعیین ترکیب ایزوتوپ‌های اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ در این دولومیت‌ها، ۲۰ نمونه از پودر نمونه‌ها انتخاب و به مرکز آزمایشگاهی علوم (CSL) دانشگاه تاسمانیا استرالیا ارسال شد. ۱۵ میلی گرم از پودر این نمونه‌ها به مدت ۲۴ ساعت تحت تأثیر اسید فسفریک و دمای ۲۵ درجه سانتی‌گراد قرار گرفته تا میزان گاز CO₂ متصاعد شده از هر نمونه توسط دستگاه طیف سنج جرمی (Micromass, 602D) اندازه‌گیری شود. خطای اندازه‌گیری ایزوتوپی در حد $\pm 0.1\%$ بوده است. همچنین برای تعیین نوع و ترکیب کانی‌های رسی موجود در سنگ‌های آواری، ۷ نمونه از شیل‌های سازند سرخ شیل انتخاب شدند (شکل ۲). این نمونه‌ها به روش‌های اشباع با اتیلن گلیکول و دمای (۵۳۰ °C) با دستگاه XRD تجزیه شدند. همین نمونه‌ها به منظور تعیین مقدار Mg آنها با دستگاه XRF نیز آزمایش شدند، آزمایش‌های مذکور در سازمان انرژی اتمی ایران انجام گرفته است. برای تعیین درصد تقریبی ماده آلی موجود در سنگ‌های کربناتی ۲۰ نمونه از دولومیت‌های خالص (دولومیکرایت، دولومیکرواسپارایت) و ۱۵ نمونه از آهک‌های خالص (میکرایت) انتخاب و پودرشان در کوره حرارت داده شد (بر اساس روش Berner & Krom, 1983). کاهش وزن نمونه‌ها (Loss) به طور تقریبی درصد مواد آلی سوخته شده را تعیین می‌کند.

چینه‌شناسی

دولومیت‌های شتری با دولومیت‌های سازند الیکا در کوه‌های البرز و همچنین با نهشته‌های تریاس ناحیه سه اصفهان (زاهدی، ۱۹۷۳) و آباده (طراز، ۱۹۷۴) قابل مقایسه است. به نظر می‌رسد آهک اسپهک این سازند با بخش آهکی ورسک در سازند الیکا نیز هم‌ارز باشد (شهرابی، ۱۳۷۸). سازندهای سرخ شیل و شتری در مقاطع مطالعه شده در مجموع سبترایی معادل

بافت ایدیوتاپیک (Gregg & Sibley, 1984) (Idiotopic-s) است. در این نوع دولومیت دانه‌های غیر اسکلتی از نوع اینتراکلاست (شکل B) و ساخت‌های اولیه رسوبی همچون فابریک میکروبیال و لامینه‌بندی‌های حاصل (استروماتولیت‌ها) (شکل C) به خوبی حفظ شده‌اند. همچنین دانه‌های کوارتز آواری، حفره‌های چشم‌پرنده‌ای (پنجره‌ای) (شکل D)، قالب کانی‌های تبخیری پر شده با میکروکوارتز (شکل E) یا کلسیت ریزبلور، کانی‌های تیره نیز مشاهده می‌شود. تشکیل بافت مسطح (Planar-s) ناشی از رشد آرام بلور از حالت اولیه خود (یعنی زمانی که بلورهای دولومیت در متن آهک اولیه پراکنده‌اند) است (Amthor & Friedman, 1992; Ye & Mazzullo, 1993). همچنین Sibley & Gregg (1987) بر این باورند که فابریک مسطح (Planar-s) نتیجه رشد آهسته بلور در اثر انتشار مستمر سیال دولومیت ساز در دمای پایین است.

دولومیت نوع اول با فراوانی حدود ۳۷ درصد بیشترین حجم از کل دولومیت‌های سازند شتری را به خود اختصاص داده است.

۲- دولومیت ریز بلور یا دولومیکرواسپارایت (Dolomicrosparite)

این نوع دولومیت که با عنوان دولومیت نوع دوم معرفی می‌شود، از بلورهای ریز ۱۵ تا ۶۰ میکرون (میانگین ۴۳ میکرون) نیمه شکل‌دار یا بی‌شکل (anhedral) که از نظر اندازه متفاوت (Polymodal) هستند، تشکیل شده است. مرز بین بلورها به طور عمده مسطح و از نوع صفحه‌ای (Planar-s) است. دولومیکرواسپارایت‌ها دارای حفره‌های بین بلوری بوده (شکل A) و رنگ آنها خاکستری روشن است. این بلورها دارای میان‌بارهایی از کلسیت هستند. در برخی نمونه‌ها نیز حفظ شدگی غیر جزء به جزء آلومک‌هایی چون اتوئید و اینتراکلاست مشاهده شده است (شکل B). لامینه‌های استروماتولیتی که توسط رگه‌های ثانویه قطع شده‌اند هنوز در این دولومیت‌ها قابل تشخیص است (شکل C). حضور دولومیکرایت به صورت لکه‌هایی (Patch) در بین بلورهای دولومیکرواسپارایت تشکیل دهنده متن سنگ، نشانگر تبلور دوباره بخشی دولومیکرایت است. استیلولیت‌های از نوع زیگزاگی در این نوع دولومیکرواسپارایت‌ها دیده می‌شود (شکل D). براساس مطالعات سنگ‌شناسی دولومیت نوع دوم حدود ۳۰ درصد از کل دولومیت‌های سازند شتری را به خود اختصاص داده است.

۳- دولومیت متوسط بلور یا دولواسپارایت (Dolosparite)

این نوع دولومیت که با عنوان دولومیت نوع سوم معرفی می‌شود، از بلورهای متوسط تا درشت بین ۸۰ تا ۲۵۰ میکرون (میانگین ۱۵۰ میکرون) نیمه شکل‌دار (subhedral) تا بی‌شکل (anhedral) و در اندازه‌های متفاوت (Polymodal)

تشکیل آنها است. این دولومیت‌ها بر اساس فابریک، شکل و اندازه بلورها، توزیع اندازه بلوری در متن سنگ (polymodal-unimodal)، شکل‌های مرزهای بلورها (صاف و مسطح یا ناصاف)، (planar or nonplanar) به پنج گروه تقسیم‌بندی شدند. این تقسیم‌بندی و نامگذاری بر اساس رده‌بندی‌های Friedman (1965); Sibley & Gregg (1987); Mazzullo (1992) انجام شده است. اندازه بلورهای دولومیت بر اساس بیشترین قطر بلورها و با در نظر گرفتن مقیاس Folk (1974) محاسبه شده است (آدابی، ۱۳۸۳). اندازه بلورها توسط انرژی رشد و هسته‌سازی و شکل‌های مرزهای سطوح بلورین تنها به وسیله رشد بلورها کنترل می‌شود (Sibley & Gregg, 1987). توزیع اندازه بلورهای یکسان و هم‌شکل (unimodal) در متن دولومیت نتیجه هسته‌سازی منفرد، توزیع همگن و یکنواخت نقاط هسته‌سازی و رشد یکنواخت بلورها و در مقابل، توزیع بلورهای با ابعاد غیر یکسان در بافت دولومیتی (polymodal) ناشی از پراکندگی ناهمگن نقاط هسته‌سازی، مراحل زمانی مختلف هسته‌سازی و تغییر در آهنگ رشد بلورها است. ریز و درشت بودن اندازه بلورهای دولومیت در تشخیص اولیه یا ثانویه بودن نوع دیاژنز آنها نقش کلیدی را بر عهده دارد (آدابی، ۱۳۸۳). بر اساس مطالعات انجام شده (Gregg & Shelton, 1990; Sibley & Gregg, 1987) در دماهای پایین سطوح بلوری از نوع صاف (planar) و در دماهای بالاتر رشد بلورها با سطوح بلورین ناصاف و نامسطح (nonplanar) است. در دمای پایین رشد بلورها به صورت افزوده شدن لایه به لایه اتم‌ها بر روی سطوح بلوری است که در پی آن بلورهای حاصل شکل‌دار کامل (euohedral) تا نیمه شکل‌دار (subhedral) خواهند بود (Jackson, 1958) در مقابل، در دماهای بالاتر از دمای مشخص که با عنوان دمای بحرانی (CRT - Critical Roughening - Temperature) نامیده می‌شود، (Jackson & Gilmer, 1976; Gregg & Sibley, 1984) رشد بی‌شکل (anhedral) بلور رخ می‌دهد.

انواع دولومیت‌ها

۱- دولومیت بسیار ریز بلور یا دولومیکرایت (Dolomicrite)

این نوع دولومیت که به عنوان دولومیت نوع اول معرفی شده از بلورهای بسیار ریز تا ریز ۵ تا ۲۰ میکرون (میانگین ۱۲ میکرون)، نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل (subhedral-anhedral) با اندازه برابر (unimodal) تشکیل شده است. مرز بین بلورها مسطح از نوع پلانار (Planar-s) است. رنگ دولومیکرایت‌های مزبور خاکستری تیره بوده و اصولاً متراکم می‌باشند، لیکن در مواردی تخلخل‌های بین بلوری جزئی در آنها مشهود است (شکل A). این بافت معادل بافت هیپ ایدیوتاپیک (Hypidotopic) (Friedman, 1965) ، بافت (Planar-s) (Sibley & Gregg, 1987) ، (Mazzullo, 1992) و

دولومیت‌های درشت آهن‌دار (به رنگ آبی فیروزه‌ای) را به اثبات رسانیده است (شکل ۵D). دولومیت‌های نوع چهارم شواهدی از دولومیت‌های زین‌اسبی نظیر خاموشی شدید موجی و رخ‌های به طور کامل انحنادار از خود نشان می‌دهند که در ظاهر به دلیل وارد شدن فشار به این رخ‌ها پدید آمده‌اند. در حالت کلی بافت این دولومیت به صورت حفره پر کن (سیمان) و پرکننده فضاهای خالی رگ‌های بزرگ بوده که در مواردی بلورها به سمت حواشی حفره دارای انتهای انحنادار خنجرمانند (شکل ۵E) هستند (رحیم‌پور، ۱۳۸۴). آثاری از جایگزینی اشکال رسوبی اولیه و میان‌بارهای دولومیت اولیه یا آهک‌های اولیه در این بلورها مشاهده نمی‌شود. در نمونه‌های مطالعه شده، دولومیت نوع چهارم به‌طور معمول دولومیت‌های ریزبلورتر (دولومیکرایت-دولومیکرواسپارایت و دولواسپارایت) را قطع می‌کند و گاهی جایگزینی آن با رگ‌های سیلیسی نیز انجام می‌گیرد. دولومیت پرکننده رگه در بعضی نمونه‌ها توسط کلسیت رگه‌ای قطع شده است (شکل ۵F). این نوع دولومیت حدود ۱۳ درصد از کل دولومیت‌های سازند شتری را تشکیل می‌دهد.

مطالعات زمین‌شیمیایی

بررسی مقادیر عناصر اصلی و فرعی و ترکیب‌های ایزوتوپی دولومیت‌ها پاسخگوی سؤالات متعددی در زمینه نحوه تشکیل و منشأ دولومیت (اولیه یا ثانویه)، زمین‌شیمی و ترکیب سیال دولومیت ساز، سازوکارهای متعدد دولومیتی شدن و دیاژنز در دولومیت‌ها است (Hardie, 1987; Sibley & Greeg, 1987; Shukla & Baker, 1988; Mazzullo, 2000; Wright et al., 2000; Grimmer et al., 2000; Breesch et al., 2006).

به عقیده Tucker & Wright (1990) درجه باز بودن سیستم دیاژنز (یا واکنش متقابل آب/سنگ) که به عنوان شاخص حلال مطرح است نیز به عنوان عامل مؤثری در توزیع عناصر اصلی و فرعی در دولومیت‌ها بیان می‌شود. تغییرات عناصر اصلی و فرعی و ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن در دولومیت‌های سازند شتری در جدول ۱ ارائه شده است.

۱- مطالعات عنصری

عناصر اصلی

بر اساس داده‌های مندرج در جدول ۱ در دولومیت‌های سازند شتری میزان Ca از ۱۶/۱۷ درصد تا ۲۲/۵ درصد (میانگین ۱۹/۱۷ درصد) تغییر می‌کند. میزان Mg در این دولومیت‌ها از ۵/۶ درصد تا ۱۱/۵ (میانگین ۹ درصد) در تغییر است (شکل ۶). مقدار Mg در دولومیت‌های دانه ریز اولیه (دولومیکرایت) به مراتب بیش از دولومیت‌های دانه‌درشت (دیاژنتیک) است. همچنین کاهش

تشکیل شده است (شکل ۴E). مرز بین بلورها از نوع غیرمسطح نان پلانار (nonplanar-A) است. گاهی این بلورها خاموشی موجی ضعیفی از خود نشان می‌دهند. بافت فوق‌معادل بافت زینوتاپیک (Xenotopic) (Friedman, 1965)، زینوتاپیک A (Xenotopic-A) (Gregg & Sibley, 1984) و نان پلانار A (nonplanar-A) (Mazzullo, 1992) است. این نوع دولومیت لامینه‌های استروماتولیتی را تغییر داده یا در اصل از بین برده است. دولواسپارایت‌ها گاهی به صورت لکه لکه و بی‌قاعده به صورت موزاییکی از بلورهای متوسط تا کمی درشت حضور دارند و به طور عمده بلورهای دولومیتی نوع یک و دو را قطع می‌کنند. همچنین میان‌بارهایی از دولومیت نوع دو در این نوع دولومیت وجود دارد (شکل ۴F) که این مسئله افزایش تدریجی درجه دگرسانی (تبلور دوباره) بلورهای دولومیت را از اندازه کوچک به درشت‌تر بیان می‌کند. قطعات فسیلی و آلوکمی در این نوع دولومیت کمتر حفظ شده‌اند و در مواردی تنها سایه ناواضحی از ائویدها در آن پیداست که نشانگر جانشینی مستقیم دولومیت به جای آهک است (Lee & Friedman, 1987).

بلورهای درشت و بافت‌های غیرمسطح (nonplanar) با مرزهای بین بلوری به شدت نامنظم و خاموشی غیر یکنواخت خاص دولومیت‌های نوریختی و جانشینی در دمای بالا است (Gregg & Shelton, 1990). این نوع دولومیت حدود ۲۰ درصد از کل دولومیت‌های مورد مطالعه را به خود اختصاص داده است.

۴- دولومیت بسیار درشت بلور پرکننده فضاهای خالی و رگ‌ها

این نوع دولومیت که با عنوان دولومیت نوع چهارم معرفی شده است از بلورهای درشت تا بسیار درشت با اندازه ۲۱۰ میکرون تا بیش از ۱۵۰۰ میکرون (میانگین ۸۲۰ میکرون)، (شکل A, B)، اغلب بدون شکل کامل، نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار کامل و در اندازه‌های بلوری چندگانه تشکیل شده است. مرز بین سطوح بلوری از نوع غیرمسطح و غیرمسطح A و در مواردی غیرمسطح C (Mazzullo, 1992) بوده و بلورها خاموشی موجی قوی داشته و ظاهر آنها ابرآلود است (شکل ۵A). این بافت معادل بافت زینوتاپیک (Xenotopic-A) و زینوتاپیک C (Xenotopic-C) (Gregg & Sibley, 1984) به شمار می‌آید. تخلخل‌های بین بلوری در اندازه‌های به نسبت بزرگ بین بلورهای این نوع دولومیت مشاهده می‌شود (شکل ۵C). رنگ این بلورها خاکستری روشن تا سفید بوده و در سطح آنها در جهات مختلف رخ‌های متعدد انحنادار مشاهده می‌شود (شکل ۵B). رنگ آمیزی مقاطع میکروسکوپی وجود

در شبکه بلوری دولومیت‌ها به اثبات رسیده است (Deelman, 2005). به‌طور معمول در دمای پایین [شرایط سطح زمین - (Warren, 2000) یعنی دولومیت نوع یک در سازند شتری] و در دماهای بسیار بالا [تدفین ژرف و حضور سیال‌های گرمایی (Pichler & Humphrey, 2001) - یعنی دولومیت نوع چهارم در سازند شتری] این حالت‌ها مشاهده می‌شود. به نظر می‌رسد کاهش تدریجی میزان Mg و افزایش نسبی مقدار Ca با افزایش ژرفا و دمای تدفین در ارتباط است (Moore et al., 2004). این تغییرات که در دولومیت‌های نوع اول تا چهارم سازند شتری با افزایش اندازه بلورها همراه است، به افزایش آهنگ دگرسانی در رابطه با افزایش ژرفای تدفین نسبت داده می‌شود (Adabi, 1996). در دولومیت‌های دانه‌ریز اولیه به دلیل عدم دگرسانی و تبلور دوباره ناچیز حالت پایداری و نظم در شبکه بلوری دولومیت‌ها (حالت استوکیومتری) صورت نگرفته است (Malone et al., 1996؛ آدابی، ۱۳۸۳).

استرونیسیم و سدیم دو عنصری هستند که در تشخیص نحوه تشکیل دولومیت‌ها کاربرد بسیار دارند (Tucker & Wright, 1990). ثابت شده است که مقدار استرونیسیم در دولومیت‌های دریایی به اندازه نصف (یا حتی کمتر) آن در کلسیت‌های دریایی است (Land, 1980). مقادیر Sr در دولومیت‌های سازند شتری (میانگین ۲۷۳ پی پی ام) به مراتب بیشتر از میانگین دولومیت‌ها در رسوبات قدیم (میانگین ۵۰ پی پی ام) است (Rao, 1996). مطالعات صورت گرفته توسط (Veizer et al., 1978) نشان داده است که Sr در دولومیت حاصل از جانشینی آراگونیت به مراتب بیشتر از نوع کلسیتی است. میانگین Sr در آهک‌های سازند شتری با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی ۸۷۰ پی پی ام است (کریم زاده، ۱۳۸۴) و لذا بالاتر بودن Sr در دولومیت‌های سازند شتری به احتمال به دلیل جانشینی سنگ آهک‌های با ترکیب اولیه آراگونیتی است. مقادیر بالاتر Sr در دولومیت‌های نوع یک سازند شتری (میانگین ۳۳۰ پی پی ام) غنی بودن این دولومیت‌های با شبکه بلورین کمتر منظم (غیر استوکیومتریک) را از نظر Sr به اثبات می‌رساند (Mazzullo, 1992؛ Warren, 2000). به عقیده (Tucker & Wright, 1990) Sr در دولومیت به هنگام تبلور دوباره در حین تدفین کاهش قابل ملاحظه‌ای می‌یابد، به همین علت مقادیر Sr از دولومیت‌های نوع دوم - سوم تا چهارم سازند شتری (به ترتیب با میانگین ۲۹۷ و ۲۴۶ پی پی ام) روند کاهشی را نشان می‌دهد. بالا بودن نسبی میزان Sr در تعدادی از نمونه‌های دولومیت بسیار درشت بلور نوع چهارم احتمالاً به بالا بودن دمای تشکیل آنها (میانگین ۱۷۹ درجه سانتی‌گراد) ارتباط دارد (Morse & Mackenzie, 1990).

سدیم نیز همانند استرونیسیم شاخص دیگری برای شناخت محیط تشکیل

نسبت Mg/Ca از دولومیت‌های دانه ریز تا دانه درشت از (۰/۶۶ تا ۰/۲۵) توأم با کاهش درصد Mg در آنها در شکل ۶ قابل مشاهده است.

عناصر فرعی

مقادیر استرونیسیم در دولومیت‌های سازند شتری بین ۱۱۹ تا ۵۱۵ (میانگین ۲۷۳ پی پی ام) در تغییر است (جدول ۱). در شکل ۷ که تغییرات Sr در برابر مقادیر Mg رسم شده است، مشاهده می‌شود که یک روند افزایشی در آن حاکم است، بدین معنی که با افزایش مقدار درصد Mg (در دولومیت‌های دانه ریز اولیه) میزان Sr نیز در حال افزایش است در حالی که دولومیت‌های دانه درشت (دیاژنتیک ثانویه) Mg و Sr کمتری دارند.

میزان تمرکز سدیم در دولومیت‌های سازند شتری بین ۱۹۰ تا ۵۵۷ پی پی ام (میانگین ۳۵۷ پی پی ام) در نوسان است (جدول ۱). رسم مقادیر Na در برابر درصد Mg در شکل ۷ حاکی از این مطلب است که غلظت Na توأم با افزایش درصد Mg (در دولومیت‌های دانه ریز اولیه) در حال افزایش است و بالعکس دولومیت‌های دانه درشت (دیاژنتیک ثانویه) Mg و Na کمتری دارند.

تمرکز Mn و Fe در دولومیت‌های سازند شتری به ترتیب از ۳۷۶۰ تا ۱۲۱۷۰ (میانگین ۶۹۷۰ پی پی ام) و از ۴۰۰ تا ۲۰۴۵ (میانگین ۱۰۰۰ پی پی ام) تغییر می‌کند (جدول ۱). تغییرات Fe, Mn در برابر درصد Mg در شکل ۸ از یک روند کاهشی تبعیت می‌کند یعنی در دولومیت‌های دانه ریز اولیه (با درصد بالا) میزان آهن و منگنز کم بوده و به سمت دولومیت‌های دانه درشت تر بر مقدارشان افزوده می‌شود، به عبارت دیگر مقدار این دو عنصر با درصد منیزیم رابطه عکس دارد.

بحث

تمرکز Ca و Mg در دولومیت‌ها به نسبت Mg/Ca در سیال‌های سازنده آنها بستگی دارد (Sass & Bein, 1988) و چگونگی توزیع این دو یون در بلور دولومیت تعیین‌کننده حالت‌های استوکیومتری آن خواهد بود (Warren, 1988). هر چند شناسایی دقیق دولومیت‌های منظم بلور از غیرمنظم (کلسیم‌دار یا منیزیم‌دار) منوط به انجام تجزیه XRD و اندازه‌گیری واحد سلولی بلورهای آن است (Land, 1985)، اما از آنجا که میانگین نسبت Mg/Ca در دولومیت‌های با شبکه بلوری منظم و ایده آل ۰/۶۲ است (Melezhik et al., 2005) و در نمونه‌های مورد مطالعه محدوده این نسبت بین ۰/۶۶ تا ۰/۲۹ تعیین شده، می‌توان استنباط کرد که این تغییرات در دولومیت‌های سازند شتری نشان‌دهنده حالت‌های غیراستوکیومتری و شبکه تقریباً نامنظم در (دولومیت‌های دانه ریز اولیه) و (دولومیت‌های درشت‌بلور) است. در اصل وجود دو نوع حالت بی‌نظمی

دولواسپارایت‌ها بین ۲/۶- تا ۱۳/۱%-، در دولومیت بسیار درشت بلور بین ۵/۲- تا ۱۰/۵%- در تغییر است. مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ در این دولومیت‌ها به ترتیب دولومیکرایت‌ها بین ۱/۲۸+ تا ۴/۳۶-، در دولومیکرواسپارایت‌ها بین ۰/۰+ تا ۵/۲%- در دولواسپارایت‌ها بین ۱- تا ۲/۳%- و در دولومیت بسیار دانه‌درشت بین ۰/۶- تا ۳/۹%- در تغییر است (جدول ۱).

بحث

تغییر مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ از دولومیکرایت (با میانگین ۷/۰۵%-) به دولومیکرواسپارایت (با میانگین ۵/۴۵%-) و به دولواسپارایت (با میانگین ۶/۵%-) و بالاخره به دولومیت بسیار درشت بلور (با میانگین ۸/۷%-) در نمونه‌های مورد مطالعه دارای یک روند کلی تخلیه $\delta^{18}\text{O}$ با درشت شدن اندازه دولومیت‌ها است (Swennen et al., 2003). در اصل کاهش مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ ناشی از تأثیر تبلور دوباره بر روی دولومیت‌های اولیه و افزایش دمای سیال‌های سازنده دولومیت توأم با افزایش ژرفای تدفین آنها است (Mountjoy et al., 1999). سبک بودن بیش از حد مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در برخی از نمونه‌های دولومیت نوع یک تا سه سبب پراکندگی آنها در نمودار شکل ۹ شده است. تهی‌شدگی بیشتر $\delta^{18}\text{O}$ در چنین نمونه‌هایی می‌تواند به دلیل دگرسانی بیشتر آنها باشد (آدابی، ۱۳۸۳). به‌تازگی چنین اظهار شده است که ناخالصی‌های کلسیتی موجود در بعضی از دولومیت‌ها نیز باعث بی‌نظمی در تهی‌شدگی می‌شود (Melezhik et al., 2005). اثبات این فرضیه در مورد دولومیت‌های سازند شتری نیاز به جدایش کامل کربنات‌ها در دولومیت‌های سازند شتری دارد (از طریق تجزیه‌های شیمیایی و روش XRD) (Longstaffe et al., 2003 ; Swart et al., 2005) که امید است در تحقیقات بعدی پاسخ آن روشن شود.

تغییر مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ از دولومیکرایت‌ها (با میانگین ۲/۷%-) به دولومیکرواسپارایت‌ها (با میانگین ۱/۲%-) و به دولواسپارایت‌ها (با میانگین ۱/۵%-) و دولومیت بسیار درشت بلور (با میانگین ۲/۳۶%-) در نمونه‌های مورد مطالعه، بیانگر محدود و باریک بودن طیف نوسانات ایزوتوپ کربن ۱۳ در تمامی اندازه‌های بلوری دولومیت‌های مورد مطالعه است، که دلالت بر منشأ دریایی این ایزوتوپ در آنها دارد (Elias et al., 2004). متوسط $\delta^{13}\text{C}$ در نمونه‌های فوق (۲/۴۴%-) است که به میانگین $\delta^{13}\text{C}$ در آهک‌های این سازند (۳%-) (کریم‌زاده، ۱۳۸۴) نزدیک بوده و بیانگر این است که ایزوتوپ ^{13}C در دولومیت‌ها از آهک‌ها به ارث رسیده است (Gasparrini et al., 2003) و حتی قرار گرفتن در چرخه‌های مکرر دیازنز هم نتوانسته است تغییری در آن ایجاد کند (Peterhancel & Egenhoff, 2005). در شکل ۱۰ نمونه‌های دولومیتی سازند شتری با دولومیت‌های پروتروزویک و عهد حاضر جهان

دولومیت‌هاست که به درجه شوری بسیار حساس است (Land, 1980). در اصل دولومیتی که جایگزین آراگونیت می‌شود مقادیر بالاتری Na نسبت به کلسیت دارد (Veizer, 1983). بالا بودن میزان Na در دولومیت‌های سازند شتری (با میانگین ۳۵۷ پی پی ام) نسبت به نوع دریایی با شوری عادی بین ۱۱۰ تا ۱۶۰ پی پی ام (Veizer, 1983) به منشأ اولیه آراگونیتی آنها (کریم‌زاده، ۱۳۸۴) و تشکیل در محیط‌های دریایی شورتر ارتباط دارد. کاهش میزان Na از دولومیت‌های دانه ریز (میانگین ۳۹۷ پی پی ام) تا دولومیت‌های دانه‌درشت تر نوع دوم- سوم تا چهارم (به ترتیب با میانگین ۳۸۴ و ۲۹۲ پی پی ام) به تبلور دوباره در طی دیازنز تدفینی نسبت داده می‌شود (Sachan, 1993).

بالا بودن مقادیر Na در دولومیت‌های دانه ریز اولیه را نیز می‌توان به غیراستوکیومتریک بودن ساختار بلوری آنها مربوط دانست (Adabi, 1996). مقادیر Fe و Mn در دولومیت‌های سازند شتری (به ترتیب با میانگین ۶۹۷۰ و ۱۰۰۰ پی پی ام) به مراتب بیشتر از آهک‌های این سازند (به ترتیب با میانگین ۱۱۹۳ و ۳۱۲ پی پی ام) است (کریم‌زاده، ۱۳۸۴). بالاتر بودن ضریب توزیع این دو عنصر در دولومیت نسبت به آهک در این افزایش مؤثر است (Veizer, 1983). از آنجا که Fe و Mn در دولومیت به طور عموم جایگزین Mg می‌شوند بنابراین افزایش مقادیر قابل ملاحظه این دو عنصر در دولومیت به سبب حضور بیشتر Mg در دولومیت نسبت به آهک است (Adabi, 1996). آهنگ توزیع Fe و Mn از دولومیت‌های ریز بلور نوع اول (به ترتیب با میانگین ۵۷۸۰ و ۷۱۲ پی پی ام) تا دولومیت‌های نوع دوم و سوم (به ترتیب با میانگین ۸۱۲۱ و ۱۰۰۴ پی پی ام) و نوع چهارم بسیار درشت بلور (به ترتیب با میانگین ۹۲۵۶ و ۱۱۶۸ پی پی ام) روند رو به افزایش نشان می‌دهد. در اصل دولومیت‌های اولیه نزدیک سطح Fe و Mn پایین‌تری را به دلیل شرایط اکسیدی نسبت به دولومیت‌های دیازنتیک تأخیری که در ژرفا و شرایط کاهیده تشکیل می‌شوند دارا هستند (Warren, 2000; Elias et al., 2004). علاوه بر این، تماس نزدیک رس‌های سازند سرخ شیل با دولومیت‌های سازند شتری پیشنهاد می‌کند که عناصر Ca و Fe و Mn در حین تبدیل اسمکتیت به ایلیت در دماهای بالای تدفین تأمین شده باشند (Nader et al., 2006).

۲- مطالعه ایزوتوپ‌های اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳

روند تغییرات $\delta^{18}\text{O}$ در برابر $\delta^{13}\text{C}$ در دولومیت‌های با اندازه مختلف در شکل ۹ رسم شده است (با اقتباس از Allan & Wiggins, 1993). در دولومیت‌های سازند شتری مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در دولومیکرایت‌ها بین ۱/۴۲- تا ۱۳%-، در دولومیکرواسپارایت‌ها بین ۲/۶- تا ۱۱/۱۳%- در

واقعی تشکیل دولومیت از آب دریای تریاس از دمای محاسبه شده کنونی به اندازه چند درجه کمتر بوده است.

برای محاسبه دمای دیاژنتیکی دولومیت‌های ثانویه (Late diagenetic) از سبک‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ مربوط به نمونه دولومیت با بیشترین دگرسانی (معادل ۱۳٪-) استفاده شده است. همچنین به جای $\delta^{18}O_{water}$ اعداد (+۲ و +۸٪) که به عنوان مقادیر ایزوتوپی شوراب‌های حوضه‌ای (Srinivasan et al., 1994) در نظر گرفته می‌شود، جایگزین شده است و به ترتیب دمای ۱۴۸ و ۲۱۱ درجه سانتی‌گراد (میانگین ۱۷۹ درجه سانتی‌گراد) برای دولومیت‌های دیاژنتیکی سازند شتری محاسبه شده است. (تشکیل دولومیت بسیار درشت بلور آهن‌دار و دولومیت نوع زین اسیبی که در دماهای بیش از ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد رخ می‌دهد چنین دماهای بالایی را توجیه می‌کند (Schmid et al., 2006).

توالی پاراژنتیکی انواع دولومیت‌ها در سازند شتری

با توجه به مطالعات زمین‌شیمیایی انجام یافته چنین به نظر می‌رسد که دولومیت‌های سازند شتری در محیط‌های دیاژنتیکی مختلف و در زمان‌ها و مراحل گوناگون تشکیل شده‌اند. بنابراین همچنان که انتظار می‌رود ویژگی‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی آنها با یکدیگر متفاوت است. بر این اساس می‌توان روند تشکیل انواع مختلف دولومیت‌ها در سازند شتری را به ترتیب زیر تشریح کرد:

۱- در نمونه‌های دولومیت بسیار ریز بلور (نوع یک) شواهد سنگ‌نگاری چون اندازه و بافت بسیار دانه‌ریز، حفظ ساختارهای رسوبی اولیه (نظیر استروماتولیت‌ها، فابریک چشم پرنده‌ای)، همراه با ذرات کوارتز آواری و قالب کانی‌های تبخیری و شواهد زمین‌شیمیایی همچون دارا بودن سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ (به ترتیب ۱/۴٪- و ۱/۳٪+) که به مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن نهشته‌های کربناتی دریایی تریاس (به ترتیب ۵/۵٪- و ۲٪-) نزدیک هستند و بالا بودن مقادیر Sr, Na و پایین بودن میزان Mn و Fe نسبت به سایر انواع دولومیت‌ها و در نهایت دمای تشکیل محاسبه شده (39°C)، همگی دلالت بر تشکیل این دولومیت‌ها در محیط‌های کشنده (Adabi, 1992) و شرایط نزدیک سطح زمین دارد (Greeg & Shelton, 1990). دولومیت نوع یک در اولین مرحله و تقریباً همزمان با رسوبگذاری از آب دریا و یا بر اثر جانشینی آهک اولیه بلافاصله پس از رسوبگذاری آن تشکیل شده که به‌عنوان دولومیت دیاژنز اولیه (Very Early diagenetic) شناخته می‌شود (Adabi, 1996).

۲- دولومیت نوع دوم (دولومیکرواسپارایت) به عنوان محصول تدفین کم‌زرفا شناخته شده است. با توجه به شکل و فابریک بلورهای دولومیت نوع دوم، حفظ

مقایسه شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در این نمونه‌ها به علت افزایش دما شدید بوده (حدود ۱۵٪) در صورتی که تغییرات ایزوتوپ کربن کمتر (حدود ۵٪) و از روند مایل مربوط به دیاژنز تدفینی پیروی می‌کند (Nelson & Smith, 1996)، بنابراین می‌توان نتیجه گرفت دولومیت‌های سازند شتری تحت تأثیر دیاژنز تدفینی قرار گرفته‌اند. محدوده نمونه‌های سازند شتری در مقایسه با برخی از محدوده‌های جهانی به طور عمده دارای ایزوتوپ اکسیژن سبک‌تر هستند که به دلیل دیاژنز تدفینی و دمای بالای آن ایجاد شده است. از آنجا که تفریق ایزوتوپی کمتری بین نسبت $\delta^{13}C / \delta^{12}C$ وجود دارد (آدابی، ۱۳۸۳)، مقادیر سبک‌تر ایزوتوپ کربن در دولومیت‌های سازند شتری (مزوزویک) نسبت به نمونه‌های پروتروزویک شاید به علت تفاوت شرایط PCO_2 جو در زمان‌های مربوطه و یا اکسایش مواد آلی در این کربنات‌ها باشد (Adabi, 1996).

محاسبه دمای تشکیل دولومیت‌ها

یکی از شاخص‌ترین کاربردهای ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ استفاده از آن به عنوان یک دماسنج زمین‌شناسی است. در این تحقیق برای محاسبه دمای دولومیت از معادله Land (1985) استفاده شده است:

$$T(^{\circ}C) = 16/4 - 4/3([\delta^{18}O_{dol} - 3/8] - \delta^{water}) + 0/14([\delta^{18}O_{dol} - 3/8] - \delta^{water})^2$$
 در این معادله T دمای تشکیل برحسب سانتی‌گراد، $\delta^{18}O_{dol}$ مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در نمونه مورد مطالعه برحسب PDB و δ^{water} مقدار واقعی ایزوتوپ اکسیژن آب دریا برحسب Smow در زمان تشکیل دولومیت است. برای محاسبه دمای تشکیل دولومیت‌های اولیه (Early diagenetic) سازند شتری از نمونه دولومیت با کمترین دگرسانی که دارای سنگین‌ترین مقدار $\delta^{18}O$ (معادل ۱/۴٪-) است، استفاده شده است. برای محاسبه دمای محیط رسوب‌گذاری در زمان تشکیل دولومیت سازند شتری به جای δ^{water} مقدار ایزوتوپ اکسیژن آب دریای تریاس (معادل ۰/۵٪-) (Al-Aasm et al., 1995) استفاده شده است.

با قرار دادن مقادیر فوق در معادله Land (1985) و یا بر روی شکل ۱۱ دمای تشکیل دولومیت سازند شتری حدود ۳۹ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است. با وجود این که از نمونه با کمترین دگرسانی (دولومیت اولیه تشکیل شده در شرایط سطح زمین) برای محاسبه دما استفاده شده است، اما تفاوت مقدار سبک‌ترین ایزوتوپ اکسیژن نمونه در این مطالعه (۱/۴٪-) با میزان اکسیژن آب دریای آن زمان (۰/۵٪-) حدود (۰/۹٪) است. این موضوع بیانگر عملکرد دگرسانی بر روی دولومیت‌های فوق و سبک‌تر شدن ایزوتوپ اکسیژن آنها طی مراحل دیاژنز دفنی (Late diagenesis) و در شرایط دمای بالا است (Swart et al., 2005). لذا به احتمال قوی دمای

این مورد است. در این مدل چرخش دائمی و طولانی مدت آب دریا در بین توالی‌های سبتر رسوبی (موسوم به فرایند پمپاژ کشندی - Tidal Pumping) سبب دولومیتی شدن نهشته‌های کربناتی می‌شود (آدابی، ۱۳۸۳). تشکیل دولومیت به واسطه چرخش گرمایی آب دریا توسط کشند اقیانوسی در زیر آتول انیوتاک در اقیانوس آرام (Jones et al., 2000; Saller, 1984) و چرخش قوی آب دریا بر اثر جریان‌های اقیانوسی (Ocean current) چون گلف استریم در مجاورت سکوی باهاما (Withaker & Smart, 1990) مثال‌هایی برای مدل دریایی به‌شمار می‌آیند.

ب) دولومیتی شدن از طریق دیاژنز تدفینی (کم‌ژرفا تا ژرف)

در این مدل که برای تشکیل دولومیت‌های نوع دوم تا چهارم سازند شتری پیشنهاد می‌شود، دولومیت به‌صورت جانشینی و تبلور دوباره و یا به‌صورت سیمان در زیر منطقه فریاتیکیک فعال در فواصل نفوذ ناپذیر رسوبات که تحت نفوذ آب‌های گرم و غنی از Mg حوضه‌ای و یا گرمایی هستند، تشکیل می‌شود (Warren, 2000). حرکت سیال‌های گرمایی بسیار گرم از درون گسل‌ها و شکاف‌های عادی برای تشکیل دولومیت‌های زین‌اسبی (Mountjoy et al., 1999) و ذخایر سرب و روی (Warren, 2000)، نیز در منطقه مطالعاتی (کریم زاده، ۱۳۸۴) به اثبات رسیده است. دولومیت‌های تدفینی با سن ژوراسیک پسین از سازند مزدوران ایران (Adabi, 1996) و با سن پرکامبرین پسین از راجستان هند (Sachan, 1993) به‌خوبی توصیف شده‌اند. براساس مطالعات انجام یافته (Elias et al., 2004) مدل تشکیل دولومیت‌ها در نهشته‌های سبخایی کربنیفر شمال برزیل (که بزرگ‌ترین مخزن گاز این کشور را دربر گرفته است) مشابه با سازند شتری از نوع دریایی و نیز تدفینی دما بالا گزارش شده است.

تعیین منشأ Mg در دولومیت‌های مورد مطالعه

۱- همان‌طور که از پیش هم ذکر شد، دولومیت می‌تواند به‌صورت مستقیم از آب دریا یا آب‌های بین‌دانه‌ای در حال تعادل با آب دریا در محیط‌های فراکشندی - فروکشندی و حتی مناطق ژرف دریا نهشته شود (Lumsden, 1988)، لذا در مورد دولومیت‌های دانه ریز اولیه (دولومیکرایت) که محصولات دولومیتی شدن اولیه و یا همزمان با رسوب‌گذاری هستند، تنها منبع اصلی تأمین‌کننده منیزیم آب دریا پیشنهاد می‌شود (Given & Wilkinson, 1987).
۲- منشأ منیزیم برای تشکیل بلورهای دانه درشت‌تر نوع دوم تا چهارم که آخرین محصولات دولومیتی شدن تدفینی هستند، دیاژنز کانی‌های رس متعلق به لایه‌های زیرین، شوراب‌های حوضه‌ای و انحلال فشاری پیشنهاد می‌شود. به نظر می‌رسد که تبدیل اسمکتیت به ایلیت در حین دیاژنز کانی‌های رس در اعماق تدفین منجر به آزادسازی Mg^{2+} به درون سیال‌های بین‌دانه‌ای می‌شود

شدگی بقایایی از بافت دولومیکرایتی ریز بلور اولیه و همراهی گاه به گاه آنها با زمینه آهکی یا سیمان کلسیتی اسپارایتی، چنین به نظر می‌رسد که آنها به‌صورت جایگزینی دیاژنتیکی سنگ آهک اولیه یا در اثر تبلور دوباره دولومیت‌های اولیه (نوع یک) به‌صورت کامل یا ناقص تشکیل شده‌اند (Mazzullo, 1992). شواهد دیاژنتیکی شامل افزایش اندازه بلوری، وجود لخته‌ها و بقایایی از دولومیکرایت اولیه در داخل زمینه دولومیکرواسپارایت، مقادیر به نسبت بالای Na و Sr و به نسبت پایین Mn و Fe نسبت به دولومیت‌های دانه درشت‌تر و سنگین‌تر بودن میانگین ایزوتوپ اکسیژن و کربن نسبت به دولومیت‌های دانه درشت‌تر این مطلب را تأیید می‌کند. با توجه به مطالب فوق می‌توان گفت این نوع دولومیت در شرایط تدفین کم‌ژرفا و در مراحل نخست دیاژنز تدفینی حاصل شده است.

۳- دولومیت نوع سوم به دلیل دارا بودن ویژگی‌هایی چون عدم حفظ شدگی کامل قطعات فسیلی و آلومینی، وجود میان‌بارهایی از دولومیت نوع دوم و درزه و شکاف‌های ظریف موبینه (مانند استیلولیت) در متن دولومیت، دارا بودن ایزوتوپ اکسیژن و کربن سنگین‌تر از دولومیت‌های نوع چهارم، افزایش قابل ملاحظه مقادیر Mn و Fe و کاهش Na و Sr، به احتمال در اثر تبلور دوباره دولومیت‌های نوع اول و دوم و یا جایگزینی سنگ آهک اولیه در دمای بالاتر در طی شرایط تدفین متوسط ایجاد شده است (Sachan, 1993).

۴- دولومیت نوع چهارم که شامل بلورهای بسیار درشت (پرکننده فضاهای خالی و سیمان) است با دارا بودن ویژگی‌هایی چون اندازه بلورها، قطع کردن بلورهای سایر انواع دولومیت‌ها، پرکنندگی حفره‌های نهایی، شواهدی از دولومیت‌های زین‌اسبی و مقادیر بسیار سبک ایزوتوپ اکسیژن و کربن، بیشترین مقدار Fe و Mn و کمترین میزان Na و Sr، بدون شک در مرحله دیاژنز تدفینی ژرف در شرایط بسیار گرم تشکیل شده است (Brand & Veizer, 1980). دولومیت‌های زین‌اسبی (Saddle) که خاموشی موجی دارند، اصولاً در دمای بالاتر از ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شوند (Radke & Mathis, 1980). توالی پاراژنتیکی در دولومیت‌های سازند شتری در شکل ۱۲ ارائه شده است.

مدل دولومیتی‌شدن در سازند شتری

بررسی تیپ‌های مختلف دولومیت آشکار می‌سازد که دو سازوکار در تشکیل دولومیت‌های مورد مطالعه در سازند شتری مؤثر بوده است؛

الف) دولومیتی شدن از آب دریا و تشکیل دولومیت‌های دانه ریز اولیه:
برای تشکیل دولومیت‌های با سبترای زیاد در سازند شتری (بوئزه دولومیت‌های ریز بلور که بیشترین فراوانی به آنها تعلق دارد) نیاز به حجم بالایی از سیال‌های غنی از منیزیم است که به‌طور معمول آب دریا تنها منبع احتمالی می‌باشد (Land, 1985). سازوکار دولومیتی شدن از طریق جابه‌جایی زمین‌گرمایی آب دریا در مجاورت سکوی کربناتی (مدل Kahout, 1967) مؤثرترین سازوکار پیشنهاد شده در

از کربن آلی نسبت به رسوبات فاقد آن با سرعت فزاینده‌ای صورت می‌گیرد (Adabi, 1996)، به تعیین مقدار کربن آلی موجود در آهک‌ها و دولومیت‌های سازند شتری اقدام شد. بر اساس روش (Krom & Berner, 1983) مقدار ماده آلی در آهک‌های سازند شتری بین ۰/۱۶ تا ۰/۴۵ درصد (به طور میانگین ۰/۳ درصد، کریم‌زاده، ۱۳۸۴) و در دولومیت‌های این سازند بین ۰/۵۹ تا ۳/۱ درصد محاسبه شده است.

مقدار به نسبت بالای مواد آلی در دولومیت‌ها نسبت به آهک‌های مورد مطالعه (حدود ۶ برابر) نشان‌دهنده این واقعیت است که آهک‌های غنی از مواد آلی برای فرایند دولومیتی شدن در اولویت بوده‌اند. پس می‌توان نتیجه گرفت که بخشی از فرایند دولومیتی شدن در سازند شتری مربوط به غنی بودن افق‌هایی از سنگ‌های آهکی از کربن آلی بوده است. میزان مواد آلی فراوان و حفظ شدگی آنها می‌تواند مربوط به شرایط کاهیدگی در حین تدفین باشد (Adabi, 1996). به احتمال زیاد در کربنات‌های سازند شتری به دام انداختن مقدار زیاد مواد آلی توسط اجزای جلبکی سازنده ساختارهای زیستی (microbial structure)، نظیر استروماتولیت‌ها صورت گرفته است که به فراوانی در مقاطع میکروسکوپی پهنه کشندی مورد مطالعه مشاهده می‌شوند. این امر در دولومیتی شدن وسیع و همه‌جانبه آهک‌های این محیط مؤثر بوده است.

مشابه این نتیجه‌گیری را (Adabi, 1996) در مورد دولومیت‌های سازند مزدوران و میرشاهانی (۱۳۸۱) در خصوص دولومیت‌های سازند باروت اعلام کرده‌اند.

نتیجه‌گیری

بر اساس مطالعات سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی بر روی واحدهای رسوبی سازند سرخ‌شیل و شتری چهار نوع مختلف دولومیت شناسایی شد. دولومیت نوع اول ریز بلور بوده و دارای بالاترین مقادیر Sr و Na، کمترین میزان Fe و Mn و سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ است. این نوع دولومیت در مراحل اولیه دیاژنز و یا همزمان با رسوبگذاری تشکیل شده است. دولومیت‌های نوع دوم تا چهارم با توجه به درشت بودن اندازه بلوری و دارا بودن مقادیر Sr و Na کمتر و میزان بالاتر Mn و Fe، و نیز مقادیر سبک‌تر ایزوتوپی، در مراحل مختلف دیاژنز تدفینی با افزایش تدریجی دما حاصل شده‌اند. تشکیل دولومیت نوع یک بر اساس مدل دریایی رخ داده و منبع منیزیم آب دریا بوده است. تشکیل دولومیت‌های نوع دوم تا چهارم با مدل تدفینی مطابقت دارد و برای تأمین منشأ منیزیم آنها دیاژنز کانی‌های رسی شیل‌های زیرین سازند سرخ‌شیل، شوراب‌های حوضه‌ای و انحلال فشاری پیشنهاد می‌شود. فراوانی ماده آلی در تسریع فرایند دولومیتی شدن سنگ‌های کربناتی سازند شتری مؤثر بوده است.

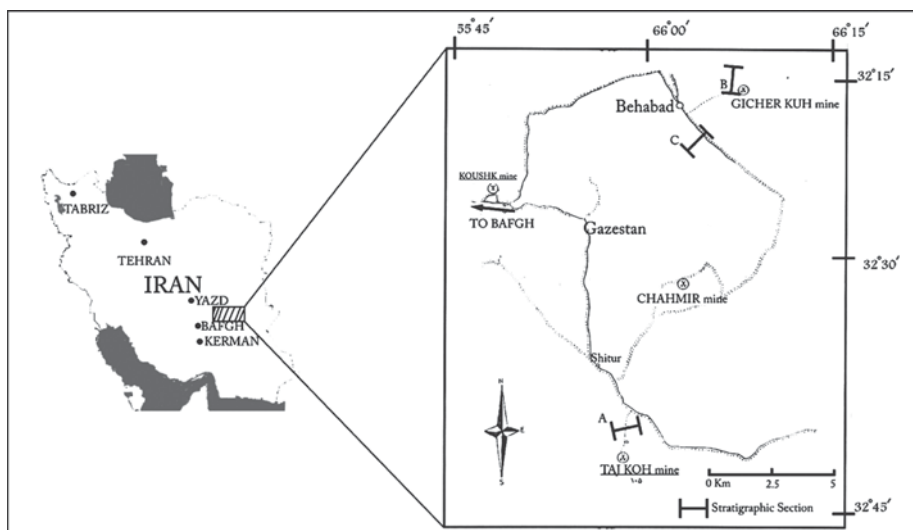
(Strenbach & Friedman, 1984 ; McHargue & Price, 1982). علاوه بر Mg^{2+} ، آزاد شدن Na^+ ، Si^{4+} ، Ca^{2+} ، Fe^{2+} نیز در خلال این تبدیل به اثبات رسیده است که منجر به نهشته شدن سیمان‌های کوارتزی و کلسیتی در کربنات‌ها می‌شود (Mattes & Mountjoy, 1980). وجود رگه‌های آهکی و سیلیسی و بلورهای دولومیت آهن‌دار (Boles & Franks, 1979) در مقاطع دولومیتی مورد مطالعه این فرایند را توجیه می‌کند. سیال‌های حاوی یون Mg به سمت بالا مهاجرت کرده و سبب دولومیتی شدن کربنات‌های بالایی می‌شوند. در منطقه مورد مطالعه وجود لایه‌های سبتر شیل مربوط به سازند سرخ‌شیل در زیر دولومیت شتری می‌تواند تأمین‌کننده بخشی از منیزیم مورد نیاز باشد. نتایج مطالعات XRD بر روی شیل‌های مربوطه (شکل ۱۳) بیانگر این مطلب است که گذشته از فراوانی کانی‌های نوع ایلیت میکا (در نتیجه تبدیل اسمکتیت به ایلیت) در تمامی نمونه‌ها، کانی‌های رسی نوع کلریتی و مونت‌موریلونیتی نیز در این منطقه موجود است. بر اساس نتایج XRF (جدول ۲) نیز کانی‌های رسی کلریتی و مونت‌موریلونیتی منطقه (با دارا بودن میانگین مقدار ۳ درصد MgO) نسبت به کانی‌های رسی استاندارد (که دارای میانگین مقدار به ترتیب ۱۹ و ۴/۵ درصد MgO است، Folk, 1980) به ترتیب ۳۶ و ۸۴ درصد کاهش نشان می‌دهند. این کاهش را می‌توان به فرایند آب‌شویی و خروج MgO از شیل‌ها در اثر فشردگی در محیط تدفین نسبت داد (Warren, 2000).

انحلال فشاری آهک‌ها در طول استیلولیت‌ها نیز منجر به آزاد شدن یون Mg و دولومیتی شدن کربنات‌ها در طرفین چنین درزه‌های فشاری می‌شود (Mountjoy et al., 1999; McHargue & Price, 1982). استیلولیت‌های متعدد در مقاطع میکروسکوپی مطالعه شده که به احتمال قوی طی مراحل آخر دیاژنز تدفینی و در اعماق تشکیل شده‌اند (Scoffin, 1987)، می‌توانند بخشی از Mg^{2+} لازم برای دولومیتی شدن دولومیت‌های دانه درشت‌تر را که در مجاورت و یا در امتداد آنها هستند تأمین نمایند (آدابی، ۱۳۸۳).

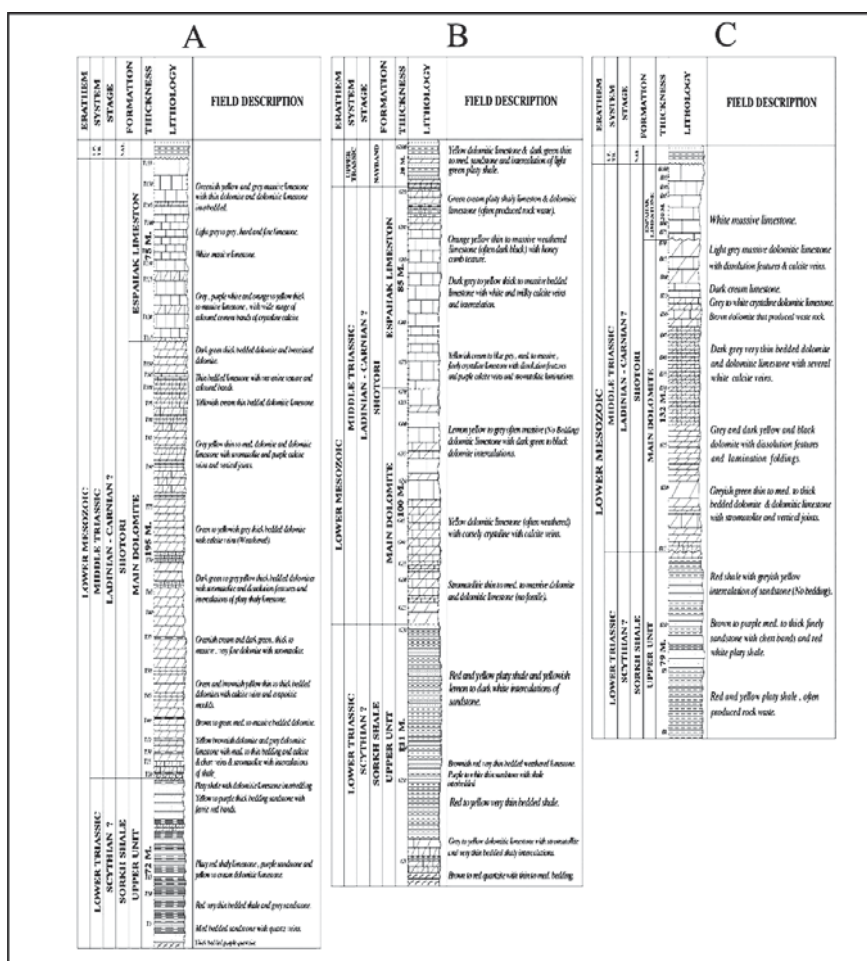
شوراب‌های حوضه‌ای یکی دیگر از منابع پیشنهادی برای دولومیتی شدن در مراحل تدفین ژرف به‌شمار می‌رود (Lee & Friedman, 1987). این سیال‌ها به طور معمول در امتداد سامانه‌های مجرای (Conduit System) متخلخل و تراوا (به علت فشارهای تدریجی حاصل از بار رسوبی یا زمین‌ساختی) خارج و موجب دولومیتی شدن می‌شوند (Srinivasan et al., 1994). منشأ فوق بویژه برای تشکیل دولومیت‌های زین‌اسبی پیشنهاد شده است (Qing & Mountjoy, 1994) که در نمونه‌های سازند شتری مواردی از آنها مشاهده شد.

تعیین مقدار ماده آلی در کربنات‌های سازند شتری

با در نظر گرفتن این موضوع که فرایند دولومیتی شدن در لایه‌های کربنات‌ها غنی



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به مناطق مورد مطالعه (اقتباس از نقشه کامل راه‌های ایران - مؤسسه جغرافیایی گیتاشناسی، ۱۳۸۰).



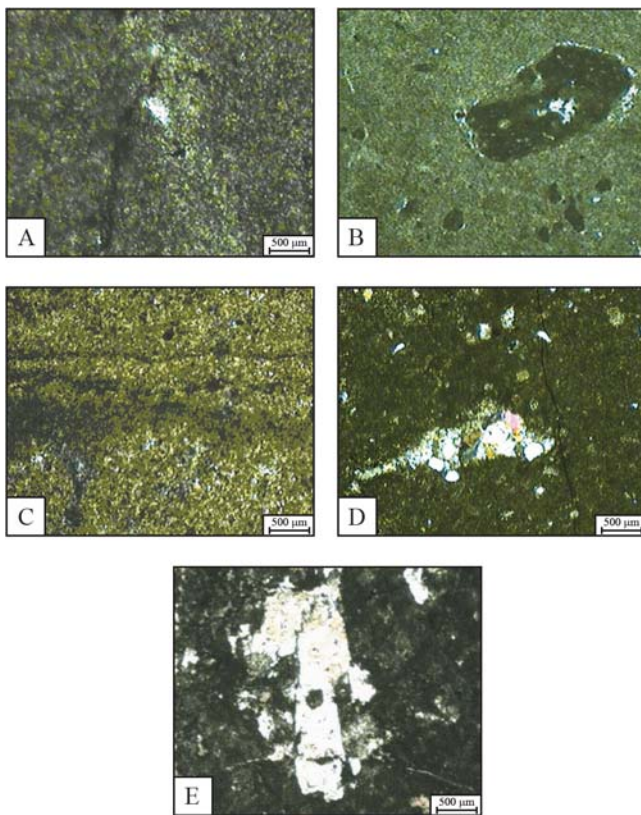
شکل ۲- ستون‌های چینه‌شناسی سازندهای سرخ شیل و شتری در مقاطع تاج کوه، ناحیه بهاباد - کوهستان (A)، گيجر کوه، کوهستان بهاباد (B)، و بهباد (C)، (اقتباس از کریم‌زاده، ۱۳۸۴). نمونه‌های برداشته شده از هر مقطع با ذکر شماره بر روی ستون مربوطه نشان داده شده است.

جدول ۱- نتایج تجزیه‌های عنصری و ایزوتوپی نمونه‌های دولومیتی

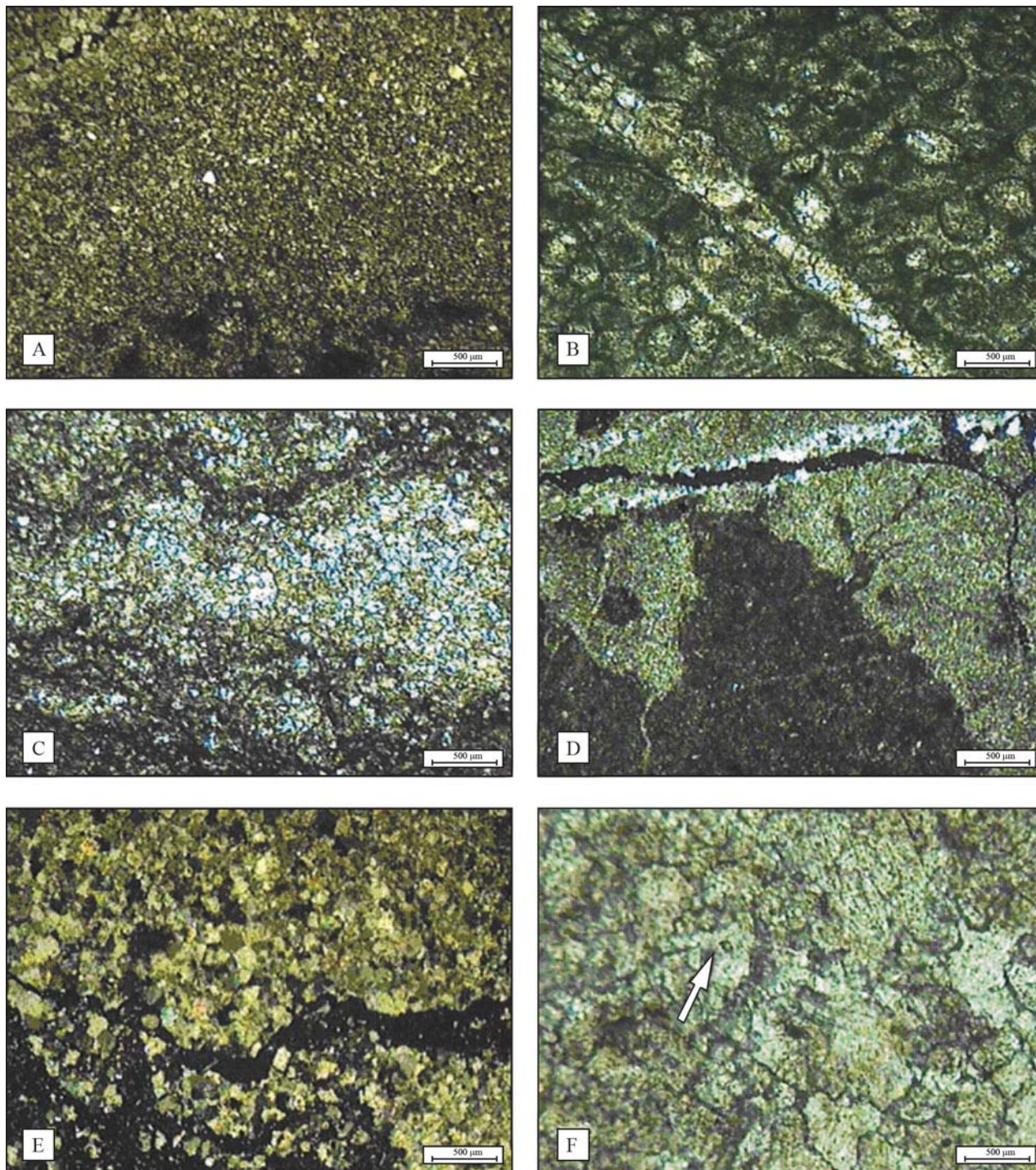
نوع دولومیت	شماره نمونه دولومیتی	مقادیر عناصر اصلی (%)		مقادیر عناصر فرعی (PPm)					نسبت عناصر		مقادیر ایزوتوپی (PDB)	
		Mg	Ca	Fe	Mn	Na	Sr	Mg/Ca		$\delta^{18}O\%$	$\delta^{13}C\%$	
دولومیت بسیار بلور - نوع یک	T20	20	10	961	400	299	262	0.22				
	T22	21	10	948	580	490	455	0.55		-3/150	-6/465	
	T29	17	10.7	400	877	403	337	0.62				
	T60	18	10.5	900	680	483	440	0.58		-2/102	-6/388	
	T23	18	11.3	400	498	400	515	0.59		-3/449	-4/725	
	T25	18	9.9	494	577	420	410	0.55				
	T70	18.5	10.8	490	624	455	390	0.57				
	T75	18	8.8	553	624	455	409	0.5				
	T78	20	9	778	627	402	321	0.65				
	T82	17	8.5	651	723	375	442	0.5		-3/865	-12/099	
	T87	16.17	11.2	488	923	379	283	0.57		+1/284	-1/429	
	T89	19.5	10	490	840	299	262	0.51		-2/605	-8/109	
	T105	19	9.8	743	709	557	500	0.51				
	T108	18.8	10.7	724	661	417	131	0.56				
	G26	18.9	11	565	766	515	379	0.58				
	G77	19	9.5	538	504	501	222	0.5				
	G78	19.5	9.8	520	940	491	417	0.5				
	G39	19	9.4	686	570	503	483	0.49		-3/366	-4/788	
	G60	19	10.3	574	768	422	381	0.54				
	G41	17.9	8.6	535	639	551	402	0.48				
G22	18.5	10.6	537	741	302	198	0.57					
G23	17.8	10.4	535	741	302	197	0.58					
G24	19	9.7	652	891	251	211	0.51					
G26	18.8	10.8	376	996	301	261	0.57					
G90	19.5	8.8	-11/413	5891	912	208	203	0.45		-3/901		
G45	18.8	9.3	5951	873	321	177	0.49					
B15	18	10.1	661	851	521	418	0.56					
B21	19.5	11.2	920	820	500	465	0.57					
T26	19.2	10	800	1100	420	520	0.52					
T23	20.2	9.3	4827	830	368	390	0.46					
T22	21.7	8.7	-2/606	5208	928	322	300	0.4		-1/410		
T100	18	8.6	-4/919	6622	812	454	371	0.47		-5/205		
T111	21	10.3	8422	828	483	330	0.49					
G22	19	10.7	9398	1000	470	313	0.51					
G23	21	8.2	4022	983	500	369	0.39					
G26	20	8.9	-2/822	5376	802	386	350	0.44		+1/52		
G28	21	8	979	1222	378	167	0.38					
G55	17.1	8.9	8345	951	273	222	0.44					
G26	19.5	8.3	8249	2045	266	250	0.41					
B27	21.2	8.1	9885	905	482	214	0.38					
B28	19.9	8	9505	1000	371	225	0.4					
B25	20.7	7.9	-11/389	10529	10091	973	379	0.38		-1/529		
B26	20	7.6	10399	990	256	153	0.4					
T00	21.2	7.4	-12/166	11002	727	375	300	0.35		-2/46		
B29	21	6.9	-3/708	6928	979	461	460	0.32		-1/122		
B30	20.9	6.5	-2/665	10222	990	278	131	0.31		-1/22		
T31	21	6	-5/251	6162	1266	336	175	0.31		-1/22		
T32	21.8	7	-6/661	-3/883	8209	829	250	0.32		-2/583		
B26	20.6	5.7		12100	983	190	119	0.29				
B33	19.9	5.8	-10/526	-2/356	8400	1156	206	0.29		-2/356		
B34	22.5	6.6	-10/788	-2/459	10200	1224	199	0.29		-2/459		
B27	19	5.9	-10/72	-2/627	10000	1485	290	0.31		-2/627		

جدول ۲- نتایج تجزیه XRF بر روی ۷ نمونه از کانی‌های رسی سازند سرخ شیل

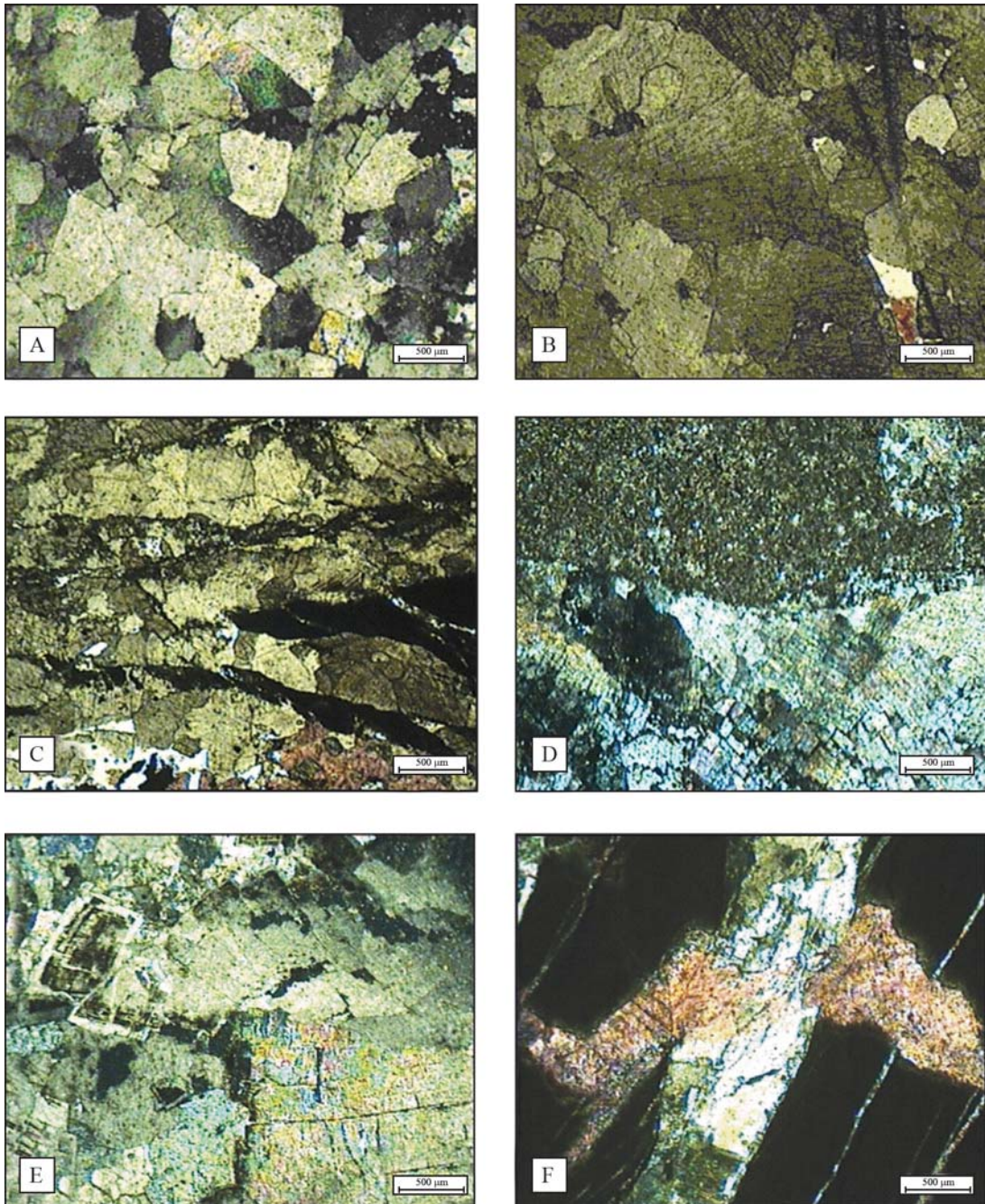
نمونه	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MgO %	CaO %	K ₂ O %	Na ₂ O %
B1	53.69	12.68	5.81	6.14	8.22	4.56	0.19
G5	68.60	13.17	5.98	1.75	2.33	4.45	0.11
G86	66.19	16.94	7.29	1.64	6.31	3.08	0.77
G9	66.40	9.11	2.27	3.55	8.23	1.68	0.75
T4	59.86	13.83	4.68	3.25	5.04	6.62	0.08
T14	48.51	13.51	5.82	3.94	13.61	3.61	0.09
T30	67.38	14.60	1.82	1.42	0.9	5.88	0.08
میانگین	61.51	13.40	4.81	3.09	6.37	4.26	0.29



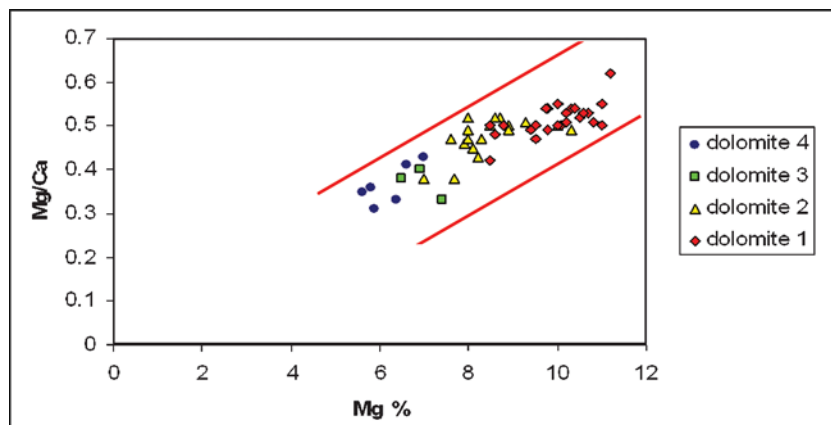
شکل ۳- تصاویری از دولومیت‌های نوع اول: (A) بلورهای بسیار ریز دولومیت نوع اول. یک اندازه بودن این بلورها در متن خاکستری تیره و متراکم آشکار است. تخلخل بین بلوری نیز در مرکز تصویر موجود است. (B) اینتراکلاست بسیار درشت بیضوی با ساختار داخلی که در زمینه دولومیت نوع یک حفظ شده است. (C) ساختارهای اولیه رسوبی از نوع استروماتولیت در دولومیت نوع اول مشاهده می‌شود. (D) در تصویر پراکندگی دانه‌های کوارتز تخریبی و تخلخل نوع روزنه‌ای (پنجره‌ای) پر شده با سیمان سیلیسی در زمینه‌ای از دولومیت نوع اول مشهود است. (E) قالب کانی تبخیری که توسط کوارتز ریز بلور پر شده و در زمینه دولومیت نوع یک مشاهده می‌شود.



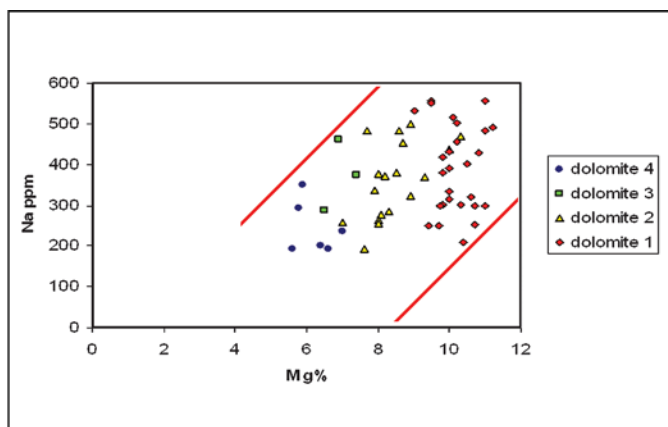
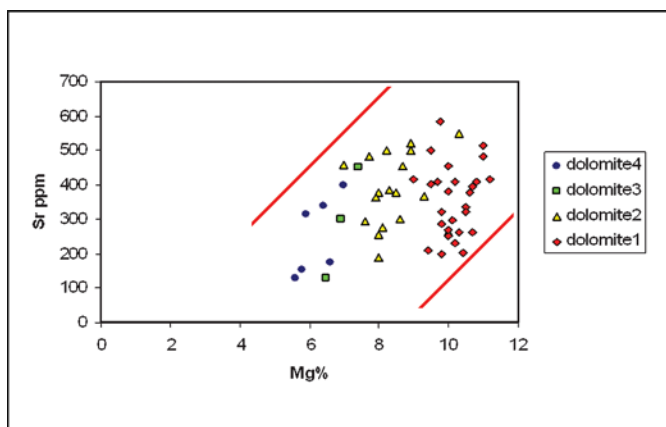
شکل ۴- تصاویری از دولومیت نوع دوم و سوم: (A) دولومیکرواسپارایت، زمینه دارای حفره‌های کوچک بین بلوری (مناطق سفید) بوده و لکه‌هایی از دولومیکرایت در پایین عکس مشاهده می‌شود. (B) عدم حفظ شدگی فابریک اولیه و دگرسان شدن اثویدها در اثر دولومیتی شدن. ساختار داخلی اثویدها توسط دولومیکرایت و دولومیکرواسپارایت جایگزین شده است. (C) لامینه‌های استروماتولیتی تا حدودی در زمینه دولومیکرواسپارایت باقی مانده‌اند. (D) در این تصویر استیلولیت زیگزاگی باعث تفکیک بین دولومیکرایت و دولومیکرواسپارایت شده است. (E) بلورهای متوسط و نیمه شکل‌دار دولومیت نوع سوم که در اندازه‌های متفاوت هستند. (F) میان‌بارهایی از دولومیت نوع اول و دوم (فلش) در بلورهای درشت دولومیکرواسپارایت مشاهده می‌شود.



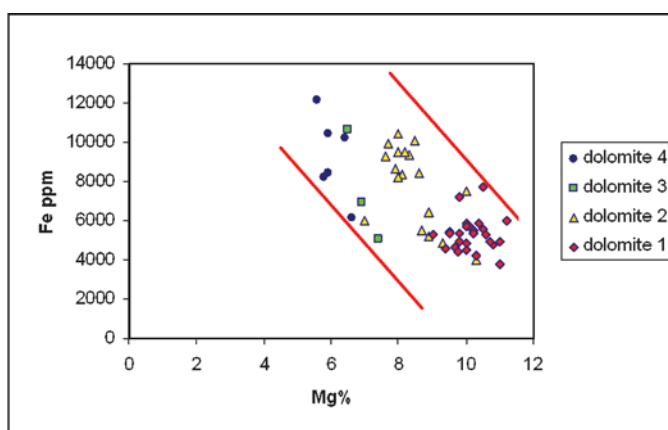
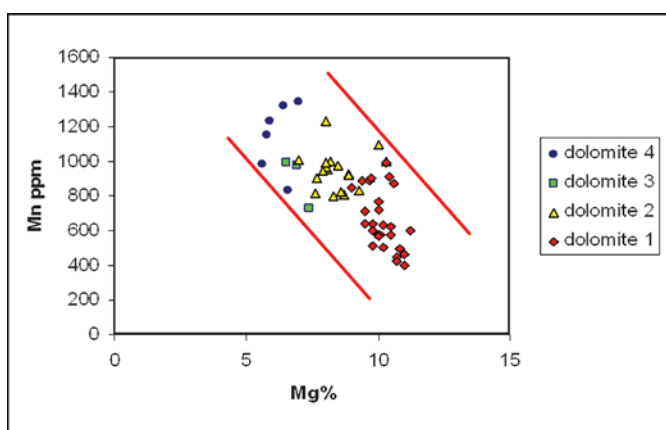
شکل ۵- تصاویری از دولومیت نوع چهارم: (A) در تصویر تنوع ابعاد در بلورهای نیمه شکل دار دولومیت نوع چهارم که خاموشی موجی و ظاهر ابر آلود دارند به طور کامل مشهود است. (B) در سطح بلورهای دولومیت نوع چهارم رخ‌های متعدد انحناداری در جهت‌های مختلف مشاهده می‌شود. (C) فضاهای خالی بین بلوری در متن دولومیت‌های درشت پرکننده رگه در قسمت پایین تصویر مشاهده می‌شود. (D) بلورهای دولومیت نوع رگه‌ای که در تصویر آهن دار بودن آنها (آبی فیروزه‌ای) و انحناي رخ سطح بلورها آشکار است. دولومیت نوع اول (دولومیکرایت) توسط این نوع دولومیت قطع شده است. (E) دولومیت‌های بسیار درشت بلور زین اسبی که انتهای آنها به سمت حاشیه حفره دارای انحناي خنجر مانند شده است. (F) در تصویر رگه پر شده از دولومیت نوع چهارم توسط رگه دیگری از جنس کلسیت درشت بلور صورتی رنگ قطع شده است. لذا تشکیل کلسیت رگه‌ای بعد از دولومیت پرکننده رگه بوده است.



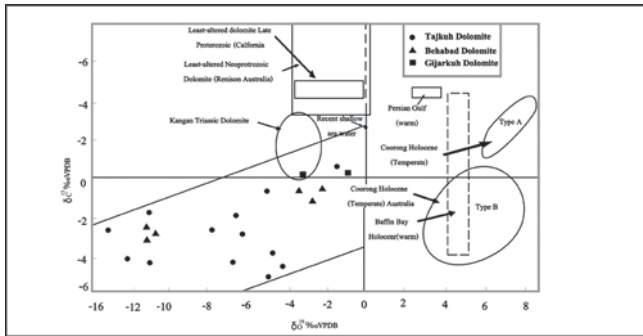
شکل ۶- روند تغییرات Mg با نسبت Mg/Ca در دولومیت‌های سازند شتری. همان‌گونه که مشاهده می‌شود در تمامی نمونه‌ها بین تغییرات Mg با Mg/Ca یک روند مثبت حاکم است.



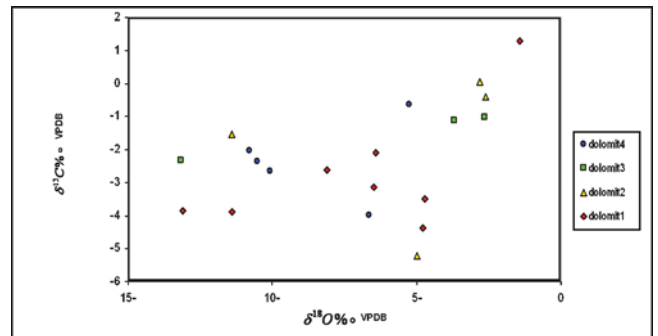
شکل ۷- روند Mg در دولومیت‌های سازند شتری. در هر دو نمودار بین مقادیر Sr و Na و Mg یک روند مثبت رو به افزایش دیده می‌شود. نمونه‌های دارای بیشترین مقادیر Mg (دانه‌ریز اولیه)، از نظر Sr و Na غنی‌تر هستند.



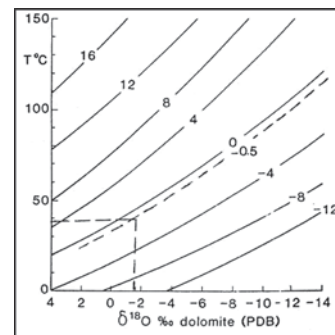
شکل ۸- روند تغییرات Fe و Mn در مقابل Mg (درصد) در دولومیت‌های سازند شتری. همان‌طور که در دو نمودار مشهود است روند کاهشی مابین متغیرها برقرار است، لذا دولومیت‌های دانه درشت دارای مقادیر بیشتری Fe و Mn نسبت به دولومیت‌های ریز بلور هستند.



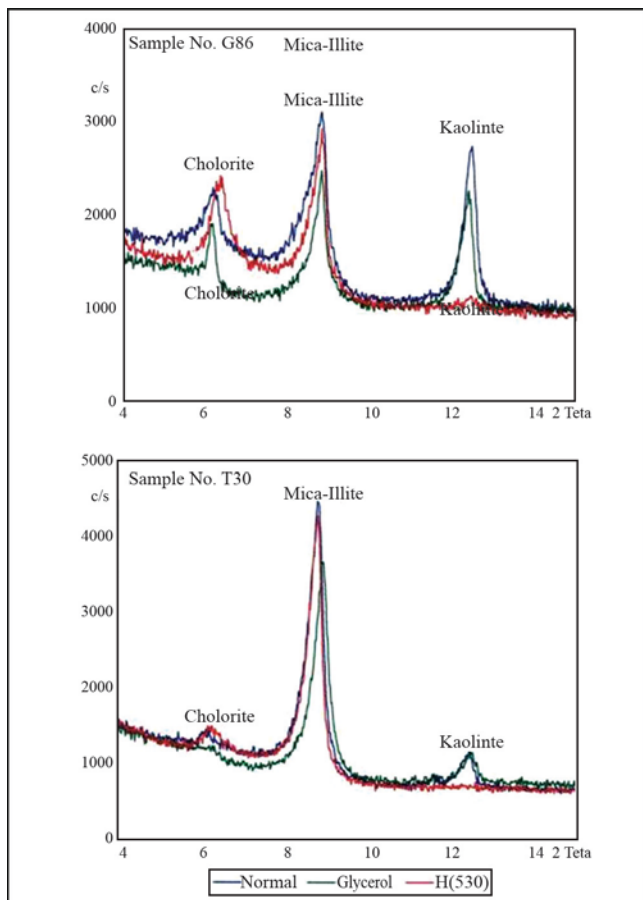
شکل ۱۰- روند تغییرات $\delta^{18}O$ در برابر $\delta^{13}C$ در دولومیت‌های سازند شتری و مقایسه آن با نمونه‌های دولومیتی نئو پروتروزویک کالیفرنیا (Zeimpolich et al., 1988)، نمونه‌های نئوپروتروزویک رنسون استرالیا (Mckenzie, 1981)، دولومیت‌های عهد حاضر خلیج فارس (Adabi, 1996)، خلیج بافین (Behrens & Land, 1972) و دریاچه کورنگ استرالیا (Warren, 1988) و دولومیت‌های سازند کنگان (عبدی، ۱۳۸۳). روند دیاژنز (تغییرات زیاد و تغییرات کم) در نمونه‌های مورد مطالعه دال بر تأثیر دیاژنز تدفینی است.



شکل ۹- روند تغییرات $\delta^{18}O$ در برابر $\delta^{13}C$ در دولومیت‌های سازند شتری



شکل ۱۱- نمودار محاسبه دما بر اساس مقادیر $\delta^{18}O$ در دولومیت‌های با کمترین دگرسانی، در این نمودار خطوط مورب نشان‌دهنده تغییرات $\delta^{18}O$ آب دریا است. در نمونه‌های سازند شتری که δ_{water} معادل (-۰/۵٪) و سنگین‌ترین ایزوتوپ $\delta^{18}O$ معادل (-۱/۴٪) است، همچنان که مشاهده می‌شود، دمای تشکیل دولومیت حدود ۳۹ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است (اقتباس از Land, 1983).



شکل ۱۳- دو نمونه از نتایج تجزیه XRD کانی‌های رسی سازند سرخ شیل

نوع دریایی	نوع تدفینی
دیاژنز بسیار اولیه	دیاژنز اولیه
دولومیت نوع ۱	دولومیت نوع ۲
دولومیت نوع ۱	دولومیت نوع ۲ (چگشویی- تبلور مجدد)
دولومیت نوع ۱	دولومیت نوع ۳ (چگشویی- تبلور مجدد)
دولومیت نوع ۱	دولومیت نوع ۳ (سیمان حفره پرکن)

شکل ۱۲- توالی پاراژنتیکی انواع دولومیت‌ها در سازند شتری. خطوط توپر بیانگر زمان نسبی رخداد دیاژنز و خطوط منقطع بیانگر زمان احتمالی تشکیل دولومیت‌ها است.

کتابنگاری

- آدابی، م. ح.، ۱۳۸۳- ژئوشیمی رسوبی، انتشارات آراین زمین، ۴۴۸ صفحه.
- رحیم پور بناب، ح.، ۱۳۸۴- سنگ شناسی کربناته (ارتباط دیاژنز و تکامل تخلخل)، موسسه انتشارات و چاپ دانشگاه تهران، ۴۸۷ صفحه.
- شهرابی، م.، ۱۳۷۸- تریاس در ایران، طرح تدوین کتاب زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شماره ۶۷، ۲۹۷ صفحه.
- عبدی، ن.، ۱۳۸۳- محیط رسوبی، دیاژنز و ژئوشیمی سازند کنگان (تریاس زیرین) در خلیج فارس، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین، ۱۱۳ صفحه.
- کریم زاده، ف. ن.، ۱۳۸۴- ژئوشیمی، محیط رسوبی و کانی‌سازی سرب و روی در سنگ‌های کربناته تریاس در محدوده کوهستان، رساله دکتری دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، ۵۱۷ صفحه.
- میر شاهانی، م.، ۱۳۸۱- مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی نهشته‌های کربناته سازند باروت در البرز مرکزی (فشم)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین، ۱۶۵ صفحه.

References

- Adabi, M. H., 1992- Diagenetic trend of Upper Jurassic carbonates, (Oxfordian – Titionian) in Sarakhs area: 10 th Geol. Symp. Iran, (abs), p. 109 - 112.
- Adabi, M.H., 1996- Sedimentology and geochemistry of carbonates from Iran and Tasmania: PhD.thesis (unpublished). University of Tasmania, Australia , 470 p.
- Al – Aasm, I. al., S., Coniglio, M. & Desrochers, A., 1995- Formation of complex fibrous calcite veins in Upper Triassic strata of Wrangellia Terrain, British Columbia, Canada. Sed. Geology, v. 100, p. 83 – 95.
- Allan, J.R. & Wiggins, W.D., 1993- Dolomite reservoirs: Geochemical technique for evaluating origin and distribution, AAGP. Continuing Edu. Cour. Not. Seri. No. 36.129p.
- Amthor, J. E. & Friedman, G. M., 1992- Early – to late – diagenetic dolomitization of platform carbonates : Lower Ordovician Ellenburger Group , Permian basin , West Texas , Jour . Sed. Petrology, v. 62, p. 131 – 143.
- Behrens, E. W. & Land, L. S., 1972- Subtidal Holocene dolomite, Baffin Bay, Texas: Jour. Sed. Petrology, v. 42, p. 155 – 161.
- Boles, J.R. & Franks, S.G., 1979- Clay diagenesis in Wilcox sandstones of southwest Texas: implications of smectite diagenesis on sandstone cementation: Jour. Sed. Petrology, v. 49, p. 59-70.
- Brand, U. & Veizer, J., 1980- Chemical diagenesis of a multicomponent carbonat : System 1 : Trace elements . Jour. Sed. Petrology, p. 1219 –1236 .
- Breesch, L., Swennen, R. & Vincent, B., 2006-. Dolomite formation in breccias at the Musandam Platform border, Northern Oman Mountains, United Arab Emirates: Jour. Geochem. Exploration, In press.
- Deelman, J. C., 2005- Low-temperature formation of dolomite and magnesite: Compact Disc, Publ., P.O.Box 1076, 5622 Eindhoven, The Netherlands,
- Dickson, J.A.D., 1965- A modified staining technique for carbonate in thin section: Nature, v. 205, p. 587.
- Elias, A.R.D., De Ros, L.F., Mizusaki, A.M.P. & Anjos, S.M.C., 2004- Diagenetic patterns in eolian/coastal reservoirs of the Solimoes Basin, Northern Brazil: Jour. Sed. Geology, v. 169, p. 191-217.
- Folk, R. L., 1974- The natural history of crystalline calcium carbonate: effect magnesium content and salinity: Jour. Sed. Petrology, v. 44 .p. 40 - 53.

- Folk, R. L., 1980- Petrology of Sedimentary Rocks: Hemphill Pub. Co. Austin .Texas, pp. 182
- Friedman, G.M., 1965- Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks: Jour. Sed. Petrology, v. 35, p. 643 - 655.
- Gasparrini, M., Bakker, R. J., Bechstadt, Th. & Boni, M., 2003- Hot dolomites in a Variscan foreland belt: hydrothermal flow in the Cantabrian Zone (NW Spain): Jour. Geochem. Exploration, v.78-79, p. 501-507.
- Given, R. K. & Wilkinson, B. H., 1987- Dolomite abundance and stratigraphic age: constraints on rates and mechanisms of Phanerozoic dolostone formation: Jour. Sed. Petrology, v. 57, p.1068-1078.
- Gregg, J. M. & Sibley, D. F., 1984- Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture: Jour. Sed. Petrology, v. 54, p. 908-931.
- Gregg, J. M. & Shelton, K.L., 1990- Dolomitization and neomorphism in the back reef facies of the Bonnetterre and Davies Formations (Cambrian), Southeastern Missouri: Jour. Sed. Petrology, v. 60, p. 549-562.
- Grimmer, J.O.W., Bakker, R.J., Zeeh, S. & Bechstadt, T., 2000- Dolomitisation and brecciation along fault zones in the Cantabrian mountains :Jour. Geochem. Exploration, v. 69-70, p.153-158.
- Hardie, L.A., 1987- Dolomitization: a critical review of some current views: Jour. Sed. Petrology, v. 57, p. 166-183.
- Jackson, K.A., 1958- Interface structure, in Doremus, R.M., Roberts, B.W., and Turnbull, D., (eds.), Growth and Perfection of Crystals: John Wiley & Sons. New York, p. 319 – 323.
- Jackson, K.A. & Gilmer, G.H., 1976- Critical surface roughening: Faraday Discussion of the Chemical Society , No.61, The Faraday Division , Chem.Soc. London, p.53-62.
- Jones, G., Whitaker, F., Smart, P. & Sanford, W., 2000- Numerical modelling of geothermal and reflux circulation in Enewetak Atoll: implications for dolomitization: Jour. Geochem. Exploration, v. 69-70, p.71-75.
- Kohout, F. A., 1967- Groundwater flow and the geothermal regime of the Floridan plateau. Trans. Gulf – Coast Assoc. Geo. Soc., v. 17, p. 339 – 354.
- Krom, M. D. & Berner, R. A., 1983-A rapid method for the determination of organic and carbonate carbon in geological sample: Jour. Sed. Petrology, v. 53, p. 660 – 663.
- Land, L. S., 1980- The isotopic & trace element geochemistry of dolomite: the state of the art, in Zenger, D. H., Duntam, J. B., and Ethington, R.L., (eds.), Concepts of Models of Dolomitization: Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., v. 28, p. 87-110.
- Land, L.S., 1983- The application of stable isotopes to studies of the origin of dolomite and to problem of diagenesis of clastic sediments: in Stable Isotopes in Sedimentary Geology: Soc. Econ. Paleont. Mineral., Short Course, v.10, p.4.1 - 4.22.
- Land, L.S., 1985- The origin of massive dolomite: Jour. Geo. Education, v. 33, p.112-125.
- Lee, Y. I. & Friedman, G.M., 1987- Deep -burial dolomitization in the Lower Ordovician Ellenburger Group carbonates in West Texas and southeastern New Mexico: Jour. Sed. Petrology, v. 57, p. 544 - 557.
- Longstaffe, F. J., Calvo, R., Aylon, A. & Donaldson, S., 2003- Stable isotope evidence for multiple fluid regims during carbonate cementation of the Upper Tertiary Hazeva Formation, Dead Sea Graben, southern Israel: Jour. Geochem. Exploration, v. 80, p.151-170.
- Lumsden, D. N., 1988- Characteristics of deep marine dolomite: Jour. sed. Petrology, v. 58, p. 1023-1031.
- Malone, M. J., Baker, P. A. & Burns, S. J., 1996- Recrystallization of dolomite: An experimental study from 50-200°C. Geochim. Cosmochim. Acta, v. 60, p. 2189- 2207.

- Mattes, D. H. & Mountjoy, E. W., 1980- Burial dolomitization of the Upper Devonian Miette Buildup, Jasper National Park, Alberta: In Zenger, D. H., Dunham, J. B. & Ethington, R. L., (eds.) Concepts and Models of Dolomitization: Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral., v. 28, P. 259 – 297.
- Mazzullo, S. J., 1992- Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: a review. Carbonates and Evaporites, v.7, p. 21-37.
- Mazzullo, S. J., 2000. Organigenic dolomitization in peritidal to deep-sea sediments: Recent insights on to dolomite problem: Jour. Sed. Research, v. 70, p. 10-23.
- McHargue, T. R. & Price, R. C., 1982- Dolomite from clay in argillaceous associated marine carbonates: Jour. Sed. Petrology, v. 48, p. 799 – 814.
- Mckenzie, J. A., 1981- Holocene dolomitization of calcium carbonate sediments from the coastal sabkhas of Abu Dhabi, U.A.E: a stable isotope study: Jour. Geology, v. 89, p. 185 – 198.
- Melezhik, V. A., Roberts, D., Fallick, A. E., Gorokhov, I. M. & Kusnetzov, A.B., 2005- Geochemical preservation potential of high-grade calcite marble versus dolomite marble: implication for isotope chemostratigraphy: Jour. Chem. Geology, v.216, p.203-224.
- Morse, J. W. & Mackenzie, F.T., 1990- Geochemistry of Sedimentary Carbonates: New York, Elsevier, 707 p.
- Moore, T. S., Murray, R. W., Kurtz, A. C. & Schrag, D. P., 2004- Anaerobic methane oxidation and the formation of dolomite: Earth Planet. Sci. Lett., v. 229, p. 141-154.
- Mountjoy, E. W., Machel, H. G., Green, D., Duggan, J., & Williams-Jones, A. E., 1999- Devonian matrix dolomites and deep burial carbonate cements: A comparison between the Rimbey-Meadowbrook reef trend and the deep basin of west-central Alberta: Bul. Canadian, Petrol. Geo., v. 47, p. 487-509.
- Nader, F. H., Swennen, R. & Ellam, R. M., 2006- Petrographic and geochemical study of Jurassic dolostones from Lebanon: Evidence for superimposed diagenetic events: Jour. Geochem. Exploration, v.89, p.288-292.
- Nelson, C. S. & Smith, A. M., 1996- Stable oxygen and carbon isotope compositional fields for skeletal and diagenetic components in New Zealand Cenozoic nontropical carbonate sediments and limestones: a synthesis and review: New Zealand Jour. Geology, Geophysics, v. 39, p. 93-107.
- Peterhancel, A. & Egenhoff, S.O., 2005- Sea level changes versus hydrothermal diagenesis: Origin of Triassic carbonate platform cycles in the dolomites, Italy: Discussion: Jour. Sed. Geology, In press.
- Pichler, T. & Humphrey, J. D., 2001- Formation of dolomite in recent island-arc sediments due to gas-seawater sediment interaction: Jour. Sed. Research, v. 71, p. 394-399.
- Qing, H. & Mountjoy, E. W., 1994- Formation of coarsely crystalline, hydrothermal dolomite reservoirs in the Presquile Barrier, western Canada sedimentary Basin. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 78, p. 55-77.
- Radke, B. M. & Mathis, R.L., 1980- On the formation and occurrence of saddle dolomite: Jour. Sed. Petrology, v. 56, p. 1149-1168.
- Rao, C. P., 1996- Modern Carbonates: tropical, temperate and polar, Introduction to Sedimentology and Geochemistry, Carbonates, Hobart, 206 p.
- Sachan, H.K., 1993- Early – replacement dolomitization and deep – burial modification and stabilization: A case study from the Late Precambrian of the Zawar area, Rajasthan (India), Carbonates and Evaporates, v. 8, No. 2, p. 191-198.
- 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.
- Sass, E. & Bein, A., 1988- Dolomites and salinity: a comparative geochemical study: In Shukla, V., and Baker, P. A., (eds.), *Sedimentology and Geochemistry of Dolostones: Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., No. 43*, p. 223 - 233.
- Scoffin, T. P., 1987- *An Introduction to carbonate sediments and Rocks. Blackie & Son Ltd ., 247 p.*
- Schmid, S., Worden, R.H. & Fisher, Q., 2006- Carbon isotope stratigraphy using carbonate cements in the Triassic Sherwood Sandstone Group: Corrib Field, West of Ireland: *Chem. Geology*, v. 225, p.137-155.
- Sibley, D.F. & Gregg, J. M., 1987- Classification of dolomite rock texture: *Jour. Sed. Petrology*, v. 57, p. 967-975.
- Shukla, V. & Baker, P.A. 1988- *Sedimentology and Geochemistry of Dolostones: Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., No. 43. 266 p.*
- Srinivasan, K., Walker, K.R. & Goldberg, S.A., 1994- Determining fluid source and possible path ways during burial dolomitization of Maryville limestone (Cambrian), Southern Appalachians, U.S.A: *Sedimentology*, v. 41, p. 293-308.
- Sternbach, C.A. & Friedman, G. M., 1984- Ferrous carbonates formed at depth require porosity well – log correction: Hunton Group, deep Anadarko Basin (Upper Ordovician to lower Devonian) of Oklahoma and Texas: *Transaction of Southwest section: Am. Assoc. Petrol. Geology*, p. 167-17.
- Swart, P. K., Cantrell, D. L., Westphal, H., Handford, C. R. & Kendall, C. G., 2005- Origin of dolomite in the Arab-D reservoir from the Ghawar field, Saudi Arabia: Evidence from petrographic and geochemical constraints: *Jour. Sed. Research*, v. 75, p. 476-491.
- Swennen, R., Ferket, H., Benchilla, L., Roure, F. & Ellam, R., 2003- Fluid flow and diagenesis in carbonate dominated Foreland Fold and Thrust Belts: petrographic inferences from field studies of late-diagenetic fabrics from Albania, Belgium, Canada, Mexico and Pakistan : *Jour. Geochem. Exploration*, v. 78-79, p. 481-485.
- Taraz, H., 1974- *Geology of the Surmaq – Deh Bid area, Abadeh Region, central Iran: Geol. Surv. Iran. Rep. No. 37, 147 p.*
- Tucker, M. E. & Wright, V. P., 1990- *Carbonate Sedimentology, Blackwell Sci. Publ., London, 482 p.*
- Veizer, J., 1983. Chemical diagenesis of carbonate: theory and application of trace element technique: *Stable Isotopes in Sedimentary Geol: Soc. Econ. Palaeont. Mineral. Short Course, No.10, p.3-1 to 3-100.*
- Veizer, J., Lemieux, J., Jones, B., Giblig, M.R. & Savelle, J., 1978- Paleosalinity and dolomitization of the lower Palaeozoic carbonate sequence, Somerset and Prince of Wales Islands, Arctic Canada: *Can. Jour. Earth Sciences*, v. 15, p. 1448 -1461.
- Warren, J.K., 1988- *Sedimentology of Coorong dolomite in the salt Creek region, South Australia: Carbonates and Evaporates*, v. 3, p. 175-199.
- Warren, J., 2000- Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations: *Earth-Sci. Reviews*, v. 52, p. 1-81.
- Whitaker, F.F. & Smart, P. L., 1990- Active circulation of saline ground waters in carbonate platforms: evidence from the Great Bahama Bank. *Jour. Geology*, v.18, p. 200-203.
- Wright, W. R., Johnson, A. W., Shelton, K. L., Somerville, I. D. & Gregg, J.M., 2000- Fluid migration and rock interactions during dolomitisation of the Dinantian Irish Midlands and Dublin Basin :*Jour. Geochem. Exploration*, v. 69-70, p. 159-164.
- Ye, Q. & Mazzullo, S. J., 1993- Dolomitization of lower Permian platform facies, Wichita Formation, North platform, Midland Basin, Texas: *Carbonates and Evaporites*, v. 8, p. 55-70.
- Zahedi, M., 1973- Etude geologique de la region de Soh, (W de l , Iran Central) *Geol. Surv. Iran. Rept. No .27. 197 p.*
- Zeimpolich, W.G., Wilkinson, B.H. & Lohmann, K.C., 1988- Diagenesis of late Proterozoic carbonates: The Beck Spring Dolomite of eastern California: *Jour. Sed. Petrology*, v. 57, p. 656-672.