

# سنگ‌نگاری و ژئوشیمی دولومیت‌های سازند شتری در برش کلمرد، ایران مرکزی

آزاده رحیمی<sup>۱</sup>، محمدحسین آدابی<sup>۲</sup>، سیدعلی آقا نباتی<sup>۳</sup>، محمودرضا مجیدی فرد<sup>۴</sup> و امیرمحمد جمالی<sup>۵</sup>

<sup>۱</sup>دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

<sup>۲</sup>استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

<sup>۳</sup>دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

<sup>۴</sup>استادیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

<sup>۵</sup>دکترا، مدیریت اکتشاف، اداره زمین‌شناسی سطح الارضی، شرکت ملی نفت، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۱۰/۳۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۶/۱۶

## چکیده

توالی‌های کربناته سازند شتری به سن تریاس میانی با ستبرای ۳۰۸ متر در ناحیه کلمرد شهرستان طبس در حوضه ایران مرکزی نهشته شده است. در این ناحیه مرز پایینی سازند شتری به‌طور تدریجی و همشیب روی سازند سرخ شیل و مرز بالایی آن توسط گسل قطع شده است و به‌طور عمده شامل دولومیت با ستبرای کل ۲۵۰ متر به‌صورت متوسط تا ستبرایه همراه با میان‌لایه‌های نازک آهکی و ماسه‌سنگی است. سازند شتری به‌طور چیره شامل دولومیت‌های ریز تا درشت‌بلور است. بر پایه شواهد سنگ‌نگاری (اندازه دانه و فابریک) و ژئوشیمیایی (تجزیه‌های عنصری Ca, Mg, Na, Sr, Fe, Mn) ۵ نوع مختلف دولومیت در سازند شتری تشخیص داده شده است. دلیل گوناگونی دولومیت‌ها، تأثیر فرایندهای دیاژنزی اولیه و تأخیری است که سبب تغییر ترکیب سیال‌های دولومیت‌ساز و در نتیجه تشکیل انواع دولومیت‌ها شده است. مطالعات ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که دولومیت‌های سازند شتری بیشتر در شرایط احیا و تحت تأثیر دیاژنز متاوریکی تشکیل شده‌اند. مکانیسم دولومیتی شدن برای دولومیت نوع اول مدل سبخا، دولومیت‌های نوع دوم و سوم مدل پهنه مخلوط و برای دولومیت‌های نوع چهارم و پنجم مدل تدفینی در نظر گرفته شده است.

**کلیدواژه‌ها:** سنگ‌نگاری، ژئوشیمی، دولومیتی شدن، سازند شتری، ایران مرکزی.

\*نویسنده مسئول: آزاده رحیمی

E-mail: rahimiazadeh\_19@yahoo.com

## ۱- پیش‌نوشتار

سازند شتری به سن تریاس میانی (آنیسین-لادینین)، یک توالی کربناته ستبرالایه و جوان‌ترین سازند گروه طبس در حوضه ایران مرکزی است. دولومیتی شدن یک فرایند اصلی دگرسانی در بیشتر سنگ‌های آهکی است. دولومیت در اشکال و انواع مختلف آن اصلی‌ترین جزو سنگی تشکیل‌دهنده سازند شتری به شمار می‌رود. دولومیت‌ها به‌طور کلی به دو صورت اولیه و ثانویه تشکیل می‌شوند که نوع ثانویه آن یا بی‌فاصله پس از ته‌نشینی و یا مدتی پس از رسوب‌گذاری تشکیل می‌شود. دولومیت اولیه به‌طور مستقیم از آب دریا رسوب می‌کند. در این پژوهش، برای توصیف بافتی دولومیتی سازند شتری، تفکیک انواع آنها و تعیین روند دیاژنز در آنها از تلفیق مطالعات سنگ‌نگاری و روش‌های ژئوشیمیایی، مانند عناصر اصلی و فرعی استفاده شده است. این مطالعات در پایان به تعیین منشأ دولومیت‌ها کمک می‌کند (Sibley and Gregg, 1987; Lee and Friedman, 1987; Amthor and Friedman, 1992; Mazzullo, 1992 and 2000; Ye and Mazzullo, 1993, Adabi, 2009).

## ۲- روش مطالعه

برای انجام مطالعات سنگ‌چینه‌ای و تعیین رخساره‌های برش کلمرد ۱۴۰ مقطع نازک مورد مطالعه میکروسکوپی قرار گرفت. همه مقاطع نازک به روش Dickson (1965) توسط محلول آلزایرن سرخ (ARS) برای تشخیص کانی‌های کلسیت از دولومیت رنگ‌آمیزی شد. در نام‌گذاری سنگ‌های کربناته از رده‌بندی Dunham (1962) و Folk (1959) استفاده شد. نام‌گذاری دولومیت‌ها بر پایه تلفیقی از رده‌بندی بافتی Sibley and Gregg (1987) و Mazzullo (1992) صورت گرفت. برای اندازه‌گیری بلورهای دولومیت از مقیاس ارائه شده توسط Folk (1965 and 1974) و Adabi (2009) استفاده شد. گوناگونی مختلف دولومیت‌ها بازتابی از زمان تشکیل، منشأ و یا ترکیب سنگ آهک اولیه است. همچنین برای انجام مطالعات ژئوشیمیایی ۲۶ نمونه از سنگ‌های دولومیتی برای آزمایش‌های عنصری انتخاب شد (رحیمی، ۱۳۹۵). نمونه‌ها تا حد امکان از زمینه میکرایتی و دور از رگه‌ها، دگرسانی‌ها و آلومک‌ها انتخاب و توسط دستگاه نمونه‌کوب و مته دندان پزشکی پودر شد. نمونه‌های پودر

شده برای تعیین عناصر اصلی و فرعی توسط دستگاه طیف‌سنجی جرمی تابشی (ICPOES) توسط مرکز پژوهش‌های کاربردی سازمان زمین‌شناسی مورد آزمایش قرار گرفت. این تکنیک به‌طور قابل ملاحظه‌ای برای تجزیه عناصر اصلی و فرعی بسیاری به دلیل حد خوانش پایین و دقت آن انتخاب شد که به شناسایی عناصر اصلی و فرعی بر حسب درصد و پی‌پی‌ام انجامید.

## ۳- چینه‌شناسی سازند شتری در ناحیه مورد مطالعه

برش چینه‌شناسی کلمرد در خاور گسل کلمرد در باختر بلوک کلمرد با مختصات جغرافیایی قاعده ۲۷° ۲۷' ۵۶" طول خاوری و ۴۲° ۳۳' عرض شمالی در ۶۵ کیلومتری جاده طبس - خور قرار گرفته است (شکل ۱). سازند شتری در منطقه مورد مطالعه ۳۰۸ متر ستبرای دارد و بیشتر از دولومیت (ستبرای تقریبی ۲۰۰ متر) به‌همراه میان‌لایه‌های آهکی (ستبرای تقریبی ۱۰۰ متر) و کمی میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی تشکیل شده است. مرز پایینی توسط توالی شیل، سیلتستون و ماسه‌سنگی سازند سرخ شیل به تدریج به رخساره آهک‌های دولومیتی شده مربوط به پهنه کشندی سازند شتری رسیده است (شکل‌های ۲ و ۳). توالی بیشتر ستبرالایه تا توده‌ای سنگ‌های دولومیتی سازند شتری به‌طور تدریجی در رأس توسط ناپیوستگی از سازند نابیند تفکیک می‌شوند. ناگفته نماند در بلوک کلمرد به‌دلیل زمین‌ساخت محلی گسل‌های اصلی و فرعی نبود رسوب‌گذاری تریاس بالایی دیده می‌شود. در منطقه مورد مطالعه مرز بالایی سازند شتری توسط گسل کلمرد قطع شده است (شکل ۴). در سکوی کربناته تریاس میانی، رسوب‌گذاری سازند شتری به‌طور عمده از دولومیت‌های متوسط تا ستبرالایه به همراه میان‌لایه‌های نازک آهکی مربوط به نواحی کم‌ژرفای دریایی است.

## ۴- سنگ‌نگاری دولومیت‌ها

دولومیت در اشکال و انواع مختلف یکی از مهم‌ترین بخش‌های تشکیل‌دهنده سازند شتری به شمار می‌رود. دولومیت‌های سازند شتری بر پایه فابریک و با توجه به توزیع اندازه بلورها (یونی‌مدال یا پلی‌مدال) و شکل مرز بلورها (مسطح یا غیرمسطح) به

دارند. به باور (Sibley, 1980) این دولومیت‌ها زمانی تشکیل می‌شوند که محلول‌های دولومیتی کننده در ابتدا نسبت به کلسیت، نزدیک به اشباع باشند؛ در حالی که با پیشرفت واکنش ترکیب شیمیایی محلول‌های اشباع شده تغییر می‌کنند و نسبت به کلسیت به حالت تحت اشباع در می‌آیند و در نتیجه حاشیه شفاف بدون انکلوزیون را ایجاد می‌کنند.

#### ۴-۵. دولومیت رگه‌ای (Vein dolomite)

دولومیت رگه‌ای از بلورهای درشت تشکیل شده است که اندازه آنها میان ۲۰۰ تا ۱۱۰۰ میکرون (میانگین ۶۰۰ میکرون) تغییر می‌کند. این نوع دولومیت‌ها دارای بلورهای بی‌شکل (Anhydral) و در اندازه‌های مختلف (Poly modal) و مرزهای بلوری غیرمسطح (Non planar) هستند. بلورها در دولومیت رگه‌ای با دیواره شکاف، مرز مشخص و آشکاری دارند و در بسیاری موارد خاموشی موجهی مشابه با دولومیت زین‌اسبی (Saddle dolomite) نشان می‌دهند که این امر بیانگر تشکیل آنها در دمای بالاتر از ۱۰۰ درجه (Radke and Mathis, 1980) است. در برخی موارد دولومیت‌های پرکننده، رگه‌های آهن‌دار هستند (شکل ۵-E). دولومیت‌های رگه‌ای معمولاً دولومیکرایت‌ها (دولومیت‌های اولیه)، دولومیکرواسپاریت‌ها (دولومیت‌های دیاژنزی اولیه) و دولواسپاریت‌ها (دولومیت‌های دیاژنزی تأخیری) را قطع می‌کنند و از این رو به عنوان آخرین محصول دولومیتی شدن به شمار می‌آیند.

#### ۵-۵. دولومیت‌های زین‌اسبی (Saddle dolomite)

دولومیت زین‌اسبی، بیشتر در سنگ‌های کربناته میزبان سولفات‌دار همراه با هیدروکربن و سولفیدهای اپی‌ژنتیک (MVT) یافت می‌شود (Warren, 2000). این دولومیت‌ها معمولاً در شرایط دفنی ژرف یا گرمایی از شورابه‌های بسیار شور در دمای بالا یا به‌صورت محصولی از احیای حرارتی-شیمیایی سولفات‌ها حاصل می‌شوند (Flügel, 2004). بلورهای این نوع دولومیت، درشت هستند و قطری تا حدود چند میلی‌متر دارند. این دولومیت‌ها دارای انکلوزیون کلسیت و گاه انیدریت و سطوح رخ منحنی شکل و خاموشی موجهی هستند (Radke and Mathis, 1980; Warren, 2000). در سازند شتری، بیشتر این دولومیت‌ها تخلخل‌های قالبی و حفره‌ای را اشغال کرده‌اند و بافت غیرمسطح (nonplanar) همراه با خاموشی موجهی دارند. بافت اشاره شده نشان از تشکیل این دولومیت‌ها در دمای بیش از ۱۰۰ درجه (Radke and Mathis, 1980) یا بیش از ۶۰ درجه سانتی‌گراد (Gregg and Shelton, 1990) دارد. دولومیت زین‌اسبی درون شکستگی‌ها و حفرات یافت می‌شود که تأیید کننده منشأ تأخیری آن است (شکل ۵-F). سکانس پاراژنزی دولومیت‌های سازند شتری در شکل ۶ آورده شده است.

#### ۶-۵. دولومیتی شدن انتخابی

در مطالعات انجام شده روی مقاطع نازک سازند شتری در برش کلمرد فرایند دولومیتی شدن به‌صورت بخشی و انتخابی در برخی از بخش‌ها به‌روشنی قابل تشخیص است. فرایند دولومیتی شدن در برخی مقاطع تنها روی اینتراکست‌ها و ذرات اسکلتی (شکل‌های ۵-G و H) و در برخی دیگر تنها روی زمینه میکرایتی صورت گرفته است. در موارد یاد شده دولومیتی شدن مرتبط با فابریک سنگ است و از آن پیروی می‌کند. احتمالاً دولومیتی شدن انتخابی در ارتباط با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی و یا فابریک ریزدانه آلومک‌ها است. آلومک‌های آراگونیتی و میکرایتی برای دولومیتی شدن بسیار مستعد هستند (رحیمی، ۱۳۹۵; Adabi, 2009; Rahimi et al., 2016; Rahimi and Adabi, 2010 and 2016). اگر دولومیتی شدن به‌طور بخشی یک توالی را دولومیتی کند و کربنات کلسیم باقیمانده توسط انحلال از بین نرود، تخلخل گسترش نمی‌یابد (Murray, 1960; Anderson, 1985). به‌طور کلی اگر یک توالی گلی به‌صورت غیر انتخاب شده توسط فابریک دولومیتی شود، یک موزایک دولومیتی با بلورهای در هم قفل شده تشکیل می‌شود و تخلخل در این وضعیت کاهش می‌یابد و یا از بین می‌رود (Mattes and Mountjoy, 1980). همچنین دولومیتی شدن تدفنی گسترده گریستون‌ها یا دیگر رخساره‌های متخلخل، سبب حفظ و گسترش تخلخل تحت شرایط دفنی می‌شود. دولومیتی شدن انتخابی همراه

پنج گروه مختلف تقسیم شده‌اند. اندازه بلورها به وسیله انرژی‌های رشد و هسته‌سازی کنترل می‌شود، در حالی که شکل مرز بلورها تنها به وسیله رشد بلورها کنترل می‌شود (Sibley and Gregg, 1987). به‌طور کلی در دمای پایین سطوح بلوری صاف (Planar) و بلورهای شکل‌دار (Euhedral) تا نیمه‌شکل‌دار (Subhedral) رشد می‌کنند. در بالاتر از دمای بحرانی یعنی میان ۵۰ تا ۱۰۰ درجه (Critical Roughening Temperature) سطوح بلوری غیرمسطح (Nonplanar) و بلورهای بی‌شکل (Anhydral) گسترش می‌یابند (Gregg and Sibley, 1984; Gregg and Shelton, 1990). در این مطالعه اندازه بلورهای دولومیت از روی بیشینه قطر بلورها و بر پایه مقاله (Adabi, 2009) تعیین شد.

### ۵- انواع دولومیت‌ها

#### ۱-۵. دولومیت‌های خیلی ریز تا ریزبلور (Dolomicrite)

این نوع دولومیت‌ها با مرزهای مسطح نیمه‌شکل‌دار (Planar-s) و در اندازه ۴ میکرون (تا میانگین ۱۰ میکرون) و به شکل موزایک یک اندازه (Unimodal mosaics) یافت می‌شوند. این نوع بافت معادل بافت زینوتاپیک (Friedman (1965)، نان‌پلاتر A- (Nonplanar-A) (Mazzullo (1992) و زینوتاپیک-A (Xenotopic- A) (Gregg and Sibley (1984) است. دولومیت‌های اشاره شده بیشتر متراکم و بدون تخلخل و فسیل هستند (شکل ۵-A). دولومیکرایت‌ها در محیط‌های بالای کشندی تا کشندی، در دمای پایین و در شرایط سطحی تشکیل می‌شوند و با توجه به فابریک و اندازه خیلی ریز بلور، حفظ بافت اولیه رسوبی و نبود فسیل، این محیط‌ها مشخص شده‌اند (Gregg and Sibley, 1984; Gregg and Shelton, 1990; Adabi, 2009). به باور Land (1985) عامل دولومیتی شدن احتمالاً آب دریا و یا محلول‌های میان‌دره‌ای (Pore water) سرشار از منیزیم (Adabi, 2009) است. گفتنی است که از دید ژئوشیمیایی این دولومیت‌ها دارای استرانسیم و سدیم بالاتر و آهن و منگنز کمتری نسبت به دولومیت‌های ثانویه هستند (Adabi, 1996 and 2009).

#### ۲-۵. دولومیت‌های ریزبلور (Dolomicrosparite)

بیشتر این دولومیت‌ها متراکم و با مرزهای مسطح نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل (Planar-s crystal subhedral to anhedral) و به شکل موزایک‌های هم‌اندازه هستند که اندازه‌ای میان ۱۶ تا ۶۲ میکرون (میانگین ۳۶ میکرون) دارند. مرزهای مشترک میان‌بلوری این نوع دولومیت‌ها، مستقیم (Straight boundaries) است و در برخی از آنها سطوح بلوری به خوبی حفظ شده است (شکل ۵-B). این نوع دولومیت معادل فابریک ایدئوتاپیک (Friedman (1965)، ایدئوتاپیک-p (Idiotopic-p) یا پورفروتاپیک (Gregg and Sibley (1984) و دولومیت مسطح-p (Planar-p) (Mazzullo (1992) است. در اثر رشد آرام بلورها در جریان پیوسته‌ای از سیال‌های دولومیت‌ساز در دمای پایین فابریک مسطح نیمه‌شکل‌دار (Planar-s) به وجود می‌آید (Sibley and Gregg, 1987). جانیشینی دیاژنزی سنگ‌های آهنکی پیشین و یا تبلور دوباره دولومیت‌های اولیه، زیر دمای بحرانی (کمتر از ۶۰ درجه سانتی‌گراد) عامل تشکیل دولومیت‌های نوع دوم به‌شمار می‌آید (Gregg and Shelton, 1990; Mazzullo, 1992; Adabi, 2009).

#### ۳-۵. دولومیت‌های متوسط‌بلور (Dolosparite)

این نوع دولومیت‌ها متراکم و با مرزهای مسطح نیمه‌شکل‌دار (Planar-s) تا بی‌شکل (Nonplanar-a) و به‌صورت بلورهای موزایکی هم‌اندازه (Unimodal) هستند که اندازه‌ای میان ۶۲ تا ۲۵۰ میکرون (میانگین ۱۳۵ میکرون) دارند. فابریک دولومیت‌های یاد شده معادل فابریک هیپدیوتاپیک (Friedman (1965)، ایدئوتاپیک-s (Idiotopic-s) (Gregg and Sibley (1984) و دولومیت‌های با بافت مسطح نیمه‌شکل‌دار (Planar-s) (Sibley and Gregg (1987) و Mazzullo (1992) است. به احتمال زیاد تبلور دوباره دولومیت‌های نوع اول و دوم سبب تشکیل دولواسپاریت‌ها شدند. در بیشتر موارد دولواسپاریت‌ها سبب تخریب بافت رسوبی اولیه شده‌اند (شکل‌های ۵-C و D). برخی از این دولومیت‌ها هسته کدر (Cloudy core) و حاشیه شفاف (Clear rim)

با انحلال  $\text{CaCO}_3$  می‌تواند به‌طور قابل توجهی سبب تشکیل خواص مخزنی خوبی شود (Anderson, 1985).

## ۶- مطالعات ژئوشیمیایی

یکی از مراحل بنیادین در مطالعه ژئوشیمیایی، تعیین مقادیر عناصر اصلی و فرعی آنها است. با بررسی این مطالعات می‌توان اطلاعات پر ارزشی در مورد منشأ دولومیت (اولیه یا ثانویه)، زمان تشکیل، ترکیب سیال دولومیت‌ساز، مدل دولومیتی شدن و روند دیاژنز به دست آورد. بسیاری از پژوهشگران (Friedman and Sanders, 1967; Zeng et al., 1980; Morrow, 1982; Land, 1983; Machel and Mountjoy, 1986; Hardie, 1987; Sibley and Gregg, 1987; Shukla and Baker, 1988; Mazzullo, 1992; Adabi, 2009) در زمینه ژنز دولومیت و سازوکارهای دولومیتی شدن پژوهش کرده‌اند.

### ۶-۱. عناصر اصلی و فرعی در دولومیت‌ها

شناسایی فرایندهای دیاژنزی در دولومیت‌ها به ترکیب سیال دولومیت‌ساز (Dolomitizing fluids) بستگی دارد (Veizer, 1983; Humphrey, 1988; Rao, 1996). با شناسایی ترکیب عناصر کلسیم، منیزیم، سدیم، استرانسیم، منگنز و آهن در دولومیت‌ها می‌توان ترکیب سیال‌های دولومیت‌ساز را مشخص کرد. تمرکز عناصر اصلی و فرعی در انواع دولومیت‌های سازند شتری در ناحیه مورد مطالعه در جدول ۱ آورده شده است.

#### – عناصر اصلی

• **کلسیم و منیزیم:** میزان Ca در دولومیت‌های سازند شتری از ۲۰/۳۴ تا ۳۱/۱۰ درصد (میانگین ۲۵/۳۵) تغییر می‌کند. میزان Mg در این دولومیت‌ها از ۵/۱۸ تا ۱۲/۷۵ درصد (میانگین ۹/۱۲) در تغییر است. کاهش مقدار Mg در دولومیت‌های ریز بلور نوع ۱ نسبت به دیگر دولومیت‌ها به دلیل بالاتر بودن مقدار Ca در این نوع دولومیت‌هاست. همان‌گونه که در شکل ۷ دیده می‌شود؛ مقادیر Mg در دولومیت‌های سازند شتری با نسبت Mg/Ca ارتباط مثبتی دارد ( $R^2=0.96$ ). از آنجایی که نسبت Mg/Ca در دولومیت‌های خالص حدود ۶۵ است؛ کاهش مقادیر Mg از ۱۲/۷۵ درصد به ۵/۱۸ علت دگرسانی این دولومیت‌هاست. بیشترین میزان Mg در دولومیت‌های خالص ۱۳ درصد است. تغییرات کلسیم در برابر منیزیم رابطه معکوس دارد که این به دلیل جایگزینی بخشی از کلسیم توسط منیزیم در کربنات‌های دولومیتی است (شکل ۸).

#### – عناصر فرعی

• **استرانسیم:** از میان عناصر فرعی موجود در دولومیت‌ها، عنصر Sr همواره بیشترین توجه را به خود جلب کرده است (Land, 1980 and 1985; Veizer, 1983). اصولاً میزان تمرکز Sr در دولومیت‌ها به عوامل مختلفی وابسته است. از آنجایی که عنصر Sr به‌طور معمول جایگزین Ca می‌شود و مقدار Ca در دولومیت نصف مقدار Ca موجود در کلسیت است؛ بنابراین مقدار تمرکز Sr در دولومیت‌ها کمتر از سنگ‌آهک است (Rao, 1996). Land (1985) بر این باور است که دولومیت‌های اولیه (Primary dolomite) مقدار Sr بالاتری در مقایسه با دولومیت‌های ثانویه (دیاژنزی) دارند که این به علت تغییر در فابریک آنهاست. اصولاً تمرکز Sr با افزایش اندازه بلورها کاهش می‌یابد و به این دلیل دولومیت‌های دیاژنزی که درشت‌بلورتر از دولومیت‌های اولیه هستند، مقادیر کمتری Sr دارند (Shukla and Baker, 1988). از سوی دیگر مقدار Sr کانی اولیه‌ای که دولومیت جایگزین آن شده است، نیز بسیار اهمیت دارد (Veizer, 1978). به‌طور کلی دولومیت‌هایی که جایگزین آراگونیت می‌شوند؛ نسبت به آنهایی که جانشین کلسیت می‌شوند مقدار Sr بالاتری دارند. Humphrey (1988) بر این باور است که مقادیر بالای Sr در دولومیت‌ها نشان از دولومیتی شدن آهک‌های آراگونیتی در محیط‌های بسته دیاژنزی دارد. تغییرات Sr در دولومیت‌های سازند شتری میان ۵۱ تا ۸۵۴ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۸۹ پی‌پی‌ام) تغییر می‌کند (شکل ۹). مقادیر Sr در دولومیت‌ها بسیار پایین‌تر از آهک‌هاست. این به دلیل ضریب توزیع کوچک‌تر Sr در دولومیت است

(Veizer, 1983). تمرکز Sr در دولومیت‌های نوع ۱ به نسبت بالاتر از دیگر دولومیت‌هاست. رسم نمودار Sr در برابر Mg در انواع مختلف دولومیت‌ها نشان از یک روند افزایشی دارد؛ به‌طوری که میزان Sr با افزایش Mg افزایش می‌یابد (شکل ۹) که احتمالاً به دلیل غیراستوکیومتری بودن (نامنظم بودن شبکه بلوری) دولومیت‌هاست. اصولاً میزان استرانسیم در دولومیت‌ها با افزایش حالت استوکیومتری (Stoichiometry) کاهش می‌یابد (Vahernkamp and Swart, 1990). به‌گونه‌ای که دولومیت‌های استوکیومتری (دارای ۵۰ مول درصد  $\text{MgCO}_3$ ) پی‌پی‌ام Sr دارند؛ در حالی که دولومیت‌هایی که دارای ۴۰ مول درصد  $\text{MgCO}_3$  هستند مقدار Sr آنها به ۲۵۳ پی‌پی‌ام می‌رسد (آدابی، ۱۳۹۰). بالاتر بودن مقادیر Sr در نمودارهای دولومیتی سازند شتری نسبت به میانگین مقادیر این عنصر در دولومیت‌های استوکیومتری (معادل ۵۰ پی‌پی‌ام)، احتمالاً به دلیل غیراستوکیومتری بودن دولومیت‌های سازند شتری یا جانشینی آهک‌های آراگونیتی است.

• **سدیم:** سدیم فراوان‌ترین کاتیون موجود در آب دریاست و به عنوان شاخصی برای پی بردن به درجه شوری سیال‌ها (Paleosalinity) استفاده می‌شود (Land and Hoops, 1973; Sass and Bein, 1988). تمرکز Na در بیشتر انواع مختلف دولومیت‌ها نزدیک به یکدیگر است. این مقادیر بیش از میانگین دولومیت‌هایی است که در محیط دریایی عادی شکل می‌گیرند و به‌طور تیبیک ۱۱۰ تا ۱۶۰ پی‌پی‌ام Na دارند (Veizer, 1983). رسم نمودار Na در برابر Mg نشان می‌دهد که تمرکز Na با افزایش مقادیر Mg افزایش می‌یابد (شکل ۱۰). مقدار Na همانند Sr در دولومیت‌های استوکیومتری بسیار پایین است و بنابراین مقدار به نسبت بالای سدیم در دولومیت‌ها نشان‌دهنده حالت غیراستوکیومتری (Non-Stoichiometry) آنها (بی‌نظمی در شبکه دولومیت، یا به عبارتی نقص شبکه‌ای) و احتمالاً در ارتباط با شوری بالای سیال‌های دولومیت‌ساز است. سدیم در موارد بسیاری به عنوان شاخصی برای پی بردن به شوری قدیمه (Paleosalinity) به کار رفته است (Veizer, 1983; Land, 1985; Sass and Bein, 1988). قابل توجه اینکه نمونه‌های دولوسپارایت‌ها سدیم کمتری نسبت به دولومیکرایت‌ها دارند. این روند به واسطه تأثیر بیشتر دیاژنز روی دولومیت‌های دانه‌درشت است.

• **آهن و منگنز:** آهن و منگنز بر خلاف استرانسیم و سدیم در دولومیت‌های دیاژنزی تأخیری نسبت به دولومیت‌های اولیه تمایل به افزایش نشان می‌دهند. این افزایش می‌تواند به دلایل زیر باشد:

– آهن و منگنز در آب دریا تمرکز پایین ولی در سیال‌های دیاژنزی تمرکز بالایی دارند.

– تمرکز بیشتر Fe و Mn به شرایط احیایی حاکم بر محیط بستگی دارد؛ به‌طوری که مقادیر Fe و Mn در دولومیت‌های اولیه نزدیک به سطح به دلیل شرایط اکسایشی، نسبت به دولومیت‌های تدفینی که در شرایط احیایی تشکیل می‌شوند، پایین‌تر است (Tucker and Wright, 1990).

تمرکز Fe و Mn در دولومیت‌های سازند شتری به ترتیب از ۱۴/۵ تا ۵۰۰ (میانگین ۱۴۹/۴ پی‌پی‌ام) و از ۴۰۰ تا ۴۷۰۰ پی‌پی‌ام (میانگین ۱۸۰۰ پی‌پی‌ام) تغییر می‌کند. مقادیر میانگین Fe و Mn در دولومیت‌های مورد مطالعه به مراتب بالاتر از آهک‌هاست؛ زیرا Fe و Mn معمولاً جایگزین Mg می‌شوند و چون مقدار Mg در دولومیت‌ها بالاتر از آهک‌هاست؛ بنابراین تمرکز این عناصر نیز در دولومیت بالاتر خواهد رفت. از آنجایی که ضریب توزیع Fe و Mn در کلسیت و دولومیت بالاتر از واحد است (Pingitore, 1978; Veizer, 1983)؛ تمرکز بالاتر این عناصر در دولومیت‌های شتری ممکن است نشان‌دهنده شرایط احیایی حاکم بر محیط باشد (Land, 1986). شرایط احیایی با افزایش ژرفای تدفین افزایش می‌یابد. دولومیت‌های دیاژنزی تأخیری که در شرایط احیا تشکیل شده‌اند (نوع‌های ۳ و ۴) مقادیر Mn و Fe بالاتری نسبت به دولومیت‌های اولیه نزدیک سطح (نوع‌های ۱ و ۲) دارند. از آنجایی که تمرکز Fe و Mn در سیال‌های دریایی کم است؛ افزایش مقادیر Mn و Fe در دولومیت‌های ریزبلور (با کمترین دگرسانی) به دولومیت‌های درشت‌بلور

گرم غنی از منیزیم حوضه‌ای و یا گرمایی هستند، تشکیل و سپس در ژرفا توسط دولومیت‌های مراحل پایانی پوشیده می‌شوند و از بین می‌روند (Warren, 2000) و با توجه به دولومیت‌های زین اسبی و حفره پرکن و آهن‌دار بودن دولومیت‌ها در سازند شتری باید شرایط تدفین حاکم شده باشد (رحیمی، ۱۳۹۵؛ Rahimi et al., 2016, 2010 and 2016). (شکل ۱۳- C).

#### ۸- منشأ منیزیم

به نظر می‌رسد که برای دولومیتی شدن اولیه و یا همزمان با رسوب گذاری، تنها منشأ منیزیم، آب دریا است (Land, 1985). این منشأ تنها برای دولومیت‌های بلور نوع ۱ در نظر گرفته می‌شوند که در نزدیک سطح و تحت شرایط دمای پایین در یک محیط کشتندی و احتمالاً در اثر پمپاژ آب دریا به این پهنه تشکیل شده‌اند. اما منیزیم مورد نیاز برای تشکیل دولومیت‌های نوع ۲، ۳، ۴ و ۵ از منابع مختلفی قابل تأمین است که از آن میان می‌توان به آب‌های دریایی محبوس شده و آب‌های شور حوضه‌ای اشاره کرد (آدابی، ۱۳۹۰).

#### ۹- نتیجه‌گیری

سازند شتری یک توالی کربناته به سن تریاس میانی است که به‌طور چیره از دولومیت‌های متوسط تا سبتر لایه با میان‌لایه‌های نازک آهک و ماسه‌سنگ تشکیل شده است. مرز زیرین سازند شتری در برش مورد مطالعه به‌طور تدریجی و همشیب روی سازند سرخ شیل قرار دارد و مرز بالایی آن توسط گسل قطع شده است.

مطالعات سنگ‌نگاری نمونه‌های سازند شتری بیانگر این است که دولومیت یکی از مهم‌ترین اجزای تشکیل‌دهنده این سازند است. در سنگ‌های این منطقه دست کم ۵ نوع دولومیت (دولومیکرایت، دولومیکرواسپارایت، دولواسپارایت، دولومیت رگه‌ای و دولومیت زین اسبی) شناسایی شده است.

دولومیت نوع یک به عنوان دولومیت تقریباً همزمان با رسوب گذاری در نظر گرفته شده است. دولومیت نوع دوم و سوم از تبلور دوباره دولومیت‌های پیشین به وجود می‌آیند. دولومیت زین اسبی و دولومیت نوع چهارم پرکننده ترک‌ها و شکستگی‌ها هستند و به عنوان محصولات پایانی تدفین در نظر گرفته می‌شوند.

مطالعات ژئوشیمیایی دولومیت‌های سازند شتری نشان از آن دارد که مقادیر Sr و Na در دولومیت‌های ریزبلور (نوع‌های ۱ و ۲) به مراتب بیشتر از دولومیت‌های درشت‌بلور (نوع‌های ۳ و ۴) هستند؛ در حالی که مقدار Fe و Mn در دولومیت‌های درشت‌بلور بیشتر از دولومیت‌های ریزبلور است.

مدل دولومیتی شدن برای دولومیکرایت‌ها از نوع سبخایی و برای دولومیکرواسپارایت‌ها و دولواسپارایت‌ها از نوع پهنه مخلوط و برای دولومیت‌های زین اسبی و رگه‌ای از نوع تدفینی در نظر گرفته شده است.

با توجه به اینکه دولومیکرایت‌ها در نزدیکی سطح تشکیل شده‌اند، به نظر می‌رسد Mg مورد نیاز آنها از آب دریا تأمین شده است؛ اما منشأ Mg در دیگر انواع دولومیت‌ها می‌تواند از آب‌های دریایی محبوس شده و آب‌های شور حوضه‌ای نتیجه شده باشد.

#### سپاسگزاری

این پژوهش در بخش عملیات صحرایی بدون همکاری دوستان عزیز سرکار خانم مهندس عزیزی، آقایان دکتر عرفانی، مهندس ترکمن و مهندس شه بخش امکان‌پذیر نبود، که شایسته قدردانی و تشکر می‌باشد.

(با دگرسانی بیشتر) احتمالاً در نتیجه واکنش آنها با سیال‌های غیردریایی بوده است (Adabi, 1996). روند تغییرات Fe و Mn در برابر Mg در شکل ۱۱ رسم شده است. بنابراین بالا بودن مقادیر Fe و Mn در نمونه‌های دولومیتی سازند شتری به واسطه شرایط احیایی در هنگام تشکیل این دولومیت‌هاست. در ضمن، میانگین مقادیر Mn و Fe در نمونه‌های دولواسپارایتی به دلیل تأثیر بیشتر دیاژنز، بالاتر است. رسم مقادیر Mn در برابر Fe یک روند خطی با شیب مثبت را نشان می‌دهد (شکل ۱۲). این روند افزایشی به دلیل دگرسانی دولومیت‌ها توسط سیال‌های دیاژنری (غیردریایی) است.

#### ۷- مکانیسم‌های دولومیتی شدن

سه مکانیسم دولومیتی شدن در این مطالعه شامل مدل سبخایی، مدل زون مخلوط (آب شور و شیرین دریا) و مدل تدفینی است (آدابی، ۱۳۹۰).

##### ۷-۱. مدل سبخا (Sabkha Model)

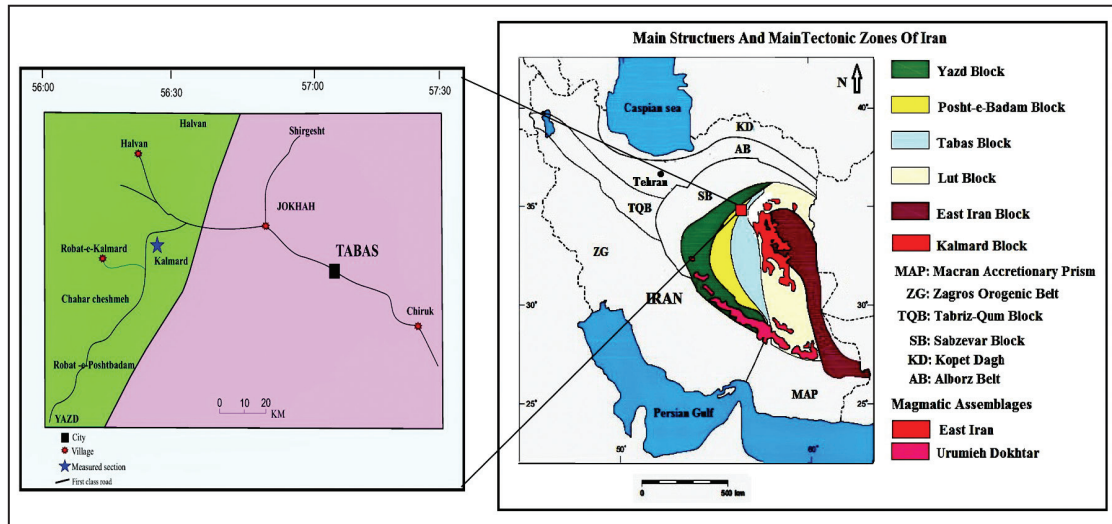
با توجه به دلایل زیر تشکیل دولومیت‌های نوع اول را می‌توان به مدل سبخا نسبت داد. با تکیه بر شواهد سنگ‌نگاری مانند بافت ریزبلور و فابریک فنسترال، دولومیت‌های نوع اول به‌عنوان دولومیت‌های تقریباً همزمان با رسوب گذاری یا دولومیت‌های دیاژنری اولیه (Very early diagenesis) در نظر گرفته می‌شوند. این نوع دولومیت‌ها همراه با توالی‌هایی هستند که از دید رخساره‌های سنگی ویژگی‌های مدل سبخا را نشان می‌دهند. از جمله این شواهد می‌توان به همراهی با رخساره‌های منطقه بالای کشتندی (سوپراتیدال) و داشتن لامیناسیون، ساخت‌هایی چون فنسترال و بلورهای تبخیری اشاره کرد (Warren, 2000 and 2006). افزون بر این ریزبلور بودن دولومیت‌ها بیانگر زیاد بودن مکان‌های مناسب برای هسته‌سازی بلورهای دولومیت در رسوبات دانه‌ریز (میکرایتی) سبخایی است (رحیمی، ۱۳۹۵؛ Sibley and Gregg, 1987, 2016, 2010 and 2016; Rahimi et al., 2016). (شکل ۱۳- A).

##### ۷-۲. مدل مخلوط آب شیرین و شور دریا (Mixing zone Model)

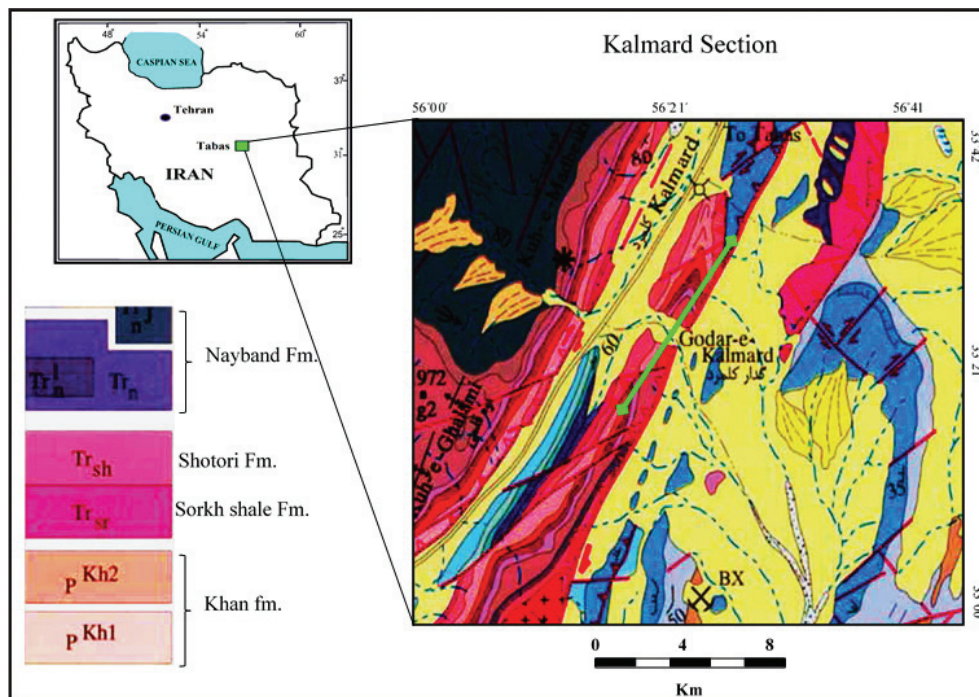
این مدل مربوط به دولومیت‌های نوع دوم و سوم است. در این مدل، سیال‌های دولومیت‌ساز از آمیختگی آب دریا با آب‌های جوی زیرسطحی نتیجه شده‌اند (Hanshow et al., 1971; Badiozamani, 1973). آب‌های زیرزمینی جوی اشباع از  $CO_2$  با آب دریا مخلوط می‌شوند و محلول حاصل از دید  $CaCO_3$  حالت غیر اشباع و از دید دولومیت حالت فوق اشباع دارد (آدابی، ۱۳۹۰). در تشخیص دولومیت‌های پهنه مخلوط با توجه به بافت‌ها و ساخت‌های سنگ شناسی می‌توان به تخلخل قالبی و سیمان کلسیتی هم‌بعد آب شیرین اشاره کرد. مدل دولومیتی شدن دولومیکرواسپارایت‌ها و دولومیت‌های دانه شکر به این مدل نسبت داده می‌شود (رحیمی، ۱۳۹۵؛ Rahimi et al., 2016, 2010 and 2016; Rahimi and Adabi, 2010 and 2016). (شکل ۱۳- B).

##### ۷-۳. مدل تدفینی (Burial Model)

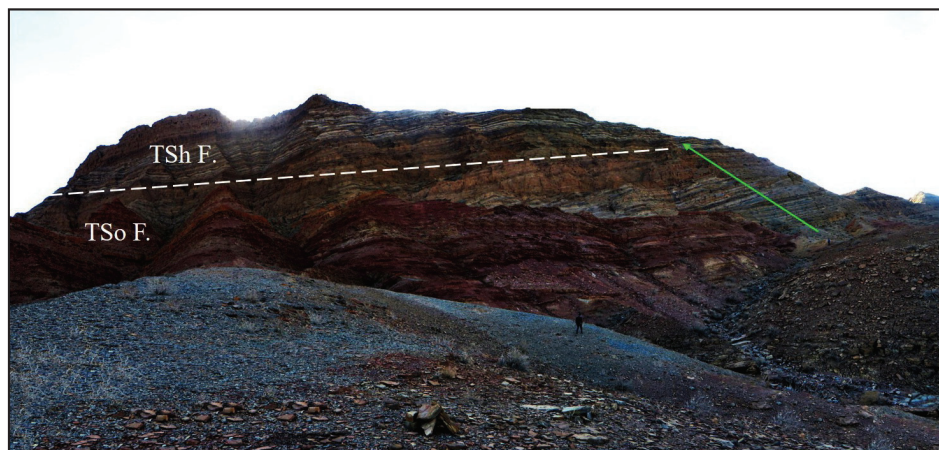
دولومیت‌های نوع چهارم و پنجم مطابق مدل تدفینی تشکیل می‌شوند. سه منشأ اصلی برای منیزیم مورد نیاز در فرایند دولومیتی شدن تدفینی وجود دارد که شامل تلخابه‌های شور (Bittern salts) (پلی‌هالیت کارنالیت)، منیزیم منشأ گرفته از تبدیل کانی‌های رسی و نیز آب‌های میان‌منفذی (Interstitial waters) (شامل آب‌های دریایی و شورابه‌های تبخیری محبوس شده) (Land, 1985) است. به نظر می‌رسد که از میان عامل‌های بالا آب‌های دریایی محبوس شده (Connate marine waters) مؤثرترین عامل برای تأمین منیزیم مورد نیاز فرایند دولومیتی شدن در زمان تدفین متوسط و ژرف باشد (Moore, 1989). دولومیت‌های تدفینی به‌صورت جاننشینی در زیر منطقه فریاتیگ فعال در فواصل نفوذپذیر رسوبات که تحت نفوذ آب‌های



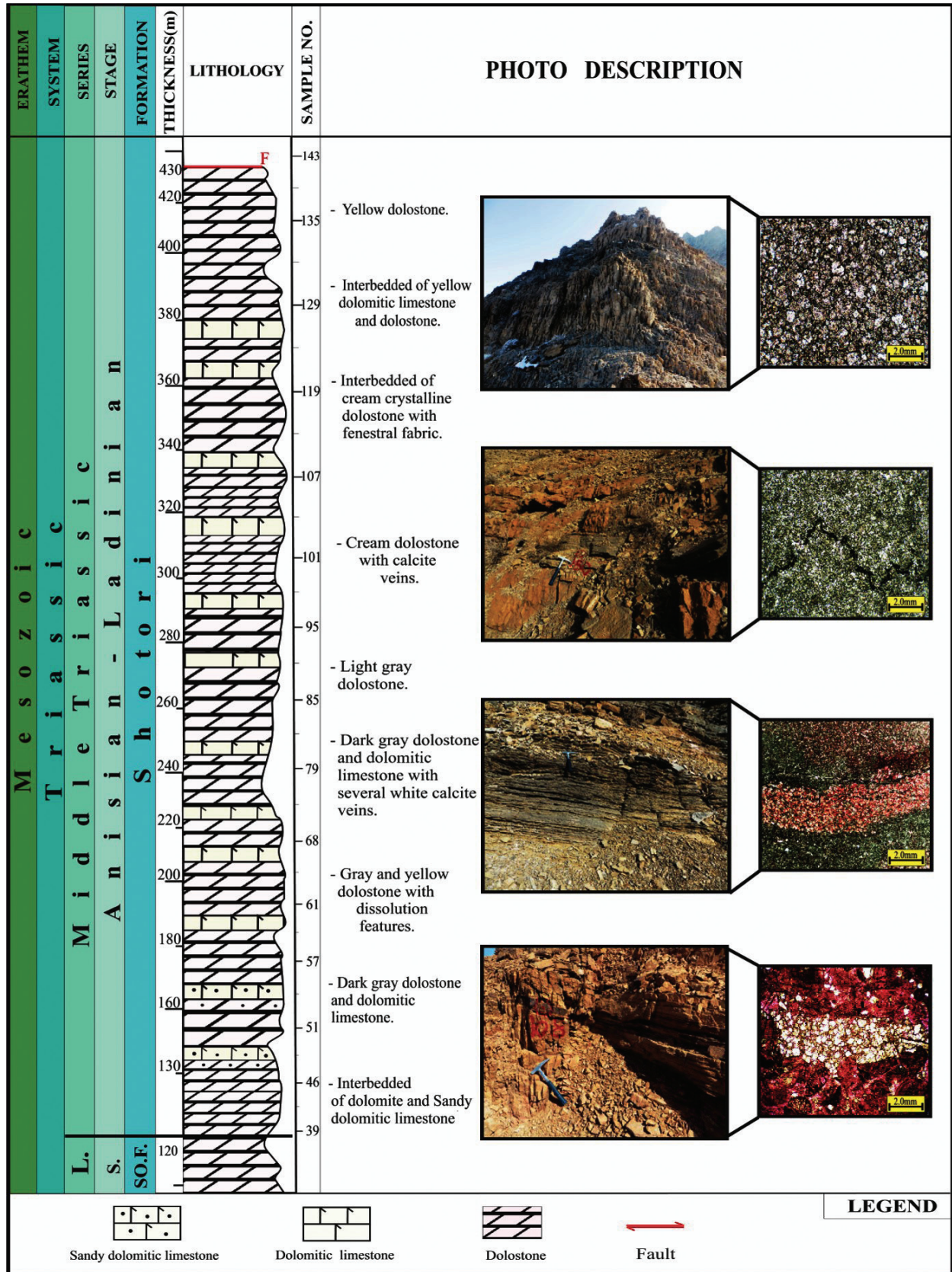
شکل ۱- پهنه‌های رسوبی- ساختاری اصلی ایران و جایگاه حوضه ایران مرکزی (برگرفته با تغییراتی از Stocklin, 1968) و موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه.



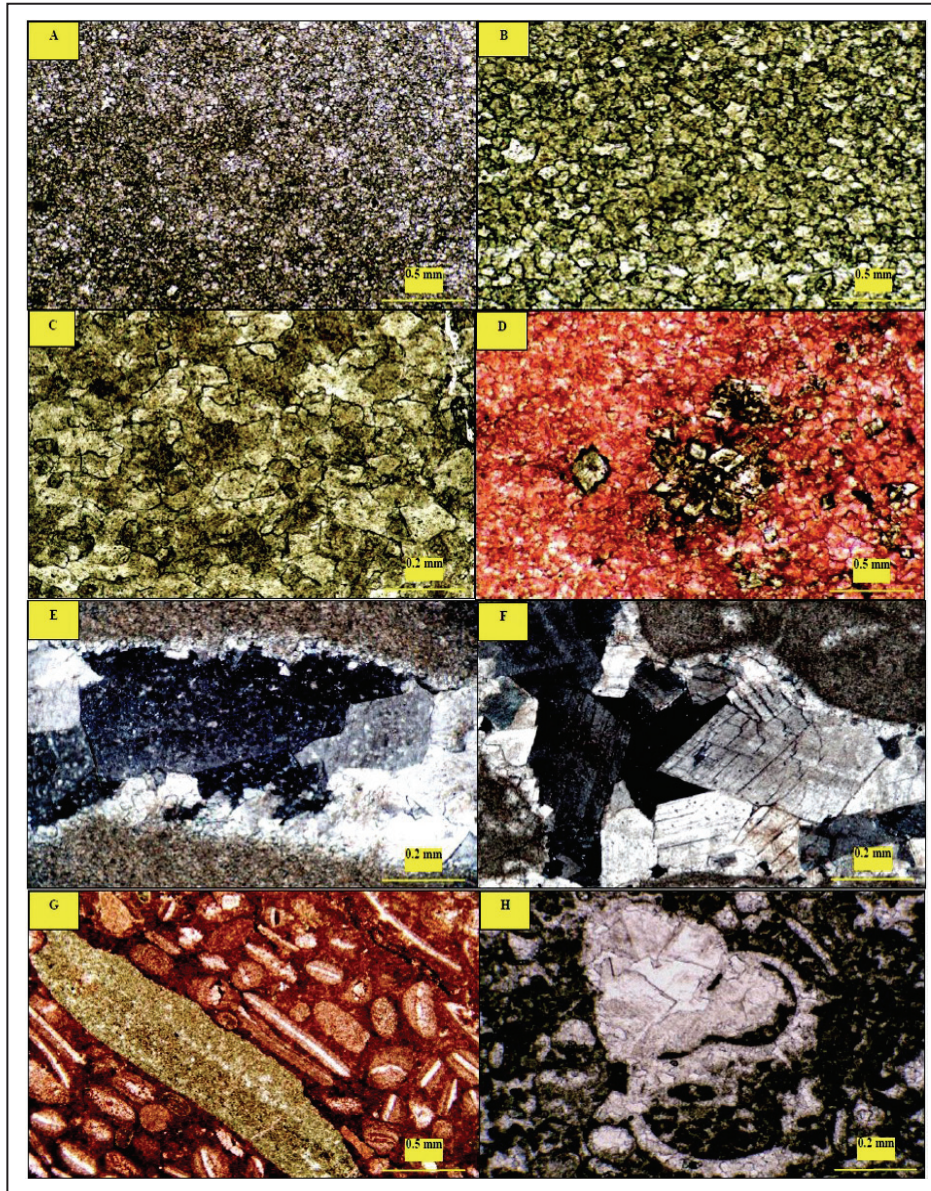
شکل ۲- موقعیت چینه‌شناسی و مسیر پیمایش برش کلمرد (فلش سبز رنگ) در نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رباط خان (ازدری، ۱۳۷۸).



شکل ۳- توالی نهشته‌های تریاس زیرین و میانی، شامل سازند سرخ شیل (TSo F.)، سازند شتری (TSh F.) و مسیر پیمایش (فلش سبز رنگ) در چینه‌نگاری سنگی برش کلمرد (نگاه به سوی شمال).



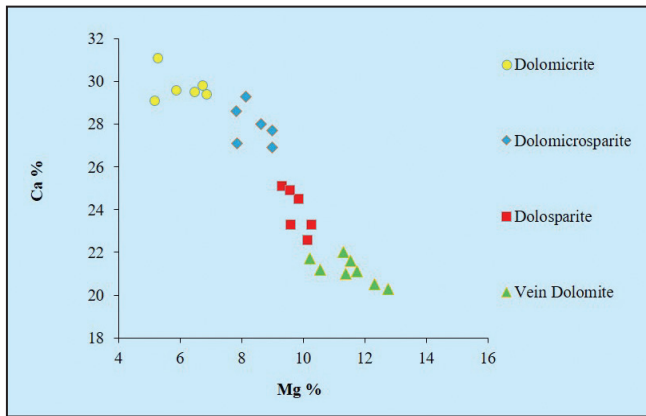
شکل ۴- ستون چینه‌نگاری سنگی منطقه مورد مطالعه.



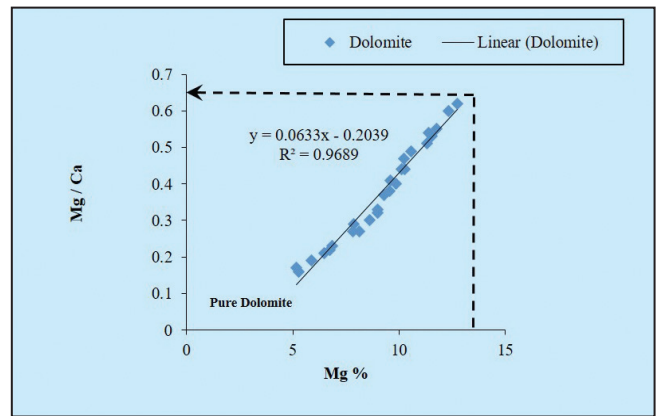
شکل ۵- (A) دولومیکرایت، دولومیت نوع اول، بسیار ریز بلور، بی شکل، بافت گزنوتاپیک (نور معمولی)؛ (B) دولومیکرواسپارایت، دولومیت نوع دوم، ریز تا متوسط بلور، بی شکل تا نیمه شکل دار، بافت هیپیدوتاپیک (نور معمولی)؛ (C) دولواسپارایت، دولومیت نوع سوم، متوسط بلور، نیمه شکل دار تا شکل دار، بافت هیپیدوتاپیک تا ایدوتاپیک. به حاشیه شفاف و مرکز ابری شکل توجه شود (نور معمولی)؛ (D) دولومیت دانه شکر، رومیوئدری، شکل دار، بافت ایدوتاپیک در زمینه کلسیتی رنگ گرفته توسط محلول آلزارین سرخ (نور معمولی)؛ (E) دولومیت حفره پر کن، دولومیت نوع چهارم، درشت بلور، بی شکل (نور پلاریزان)؛ (F) دولومیت سدلی یا زین اسبی، دولومیت نوع پنجم، درشت بلور، خاموشی موجی (نور پلاریزان)؛ (G) دولومیتی شدن انتخابی (Fabric selective)، دولومیتی شدن کامل اینتراکست (نور معمولی)؛ (H) دولومیتی شدن کامل گاستروپد در اثر انحلال کانی شناسی اولیه آراگونیت و جانشینی آن با دولومیت (نور معمولی).

دیاژنز دریایی	دیاژنز متاتورپیک	دیاژنز تدفینی
مرحله همزمان با رسوبگذاری	مرحله اولیه	مرحله تأخیری
دولومیت نوع ۱	دولومیت نوع ۲ (جانشینی - تبلور مجدد)	دولومیت نوع ۳ (تبلور مجدد)
		دولومیت نوع ۴ و ۵ (پرکننده حفره)

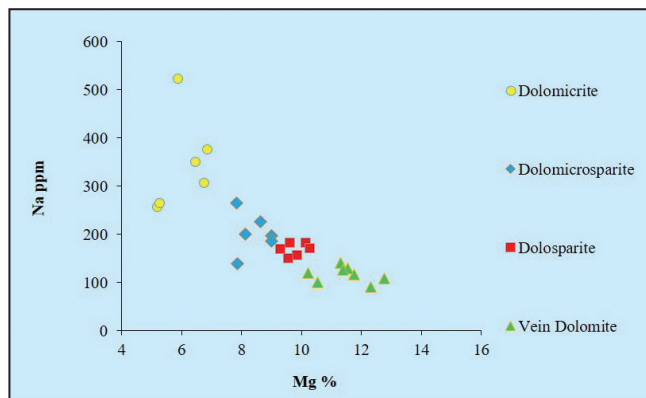
شکل ۶- سکانس پاراژنی انواع دولومیت ها در سازند شتری، خطوط پیوسته نشان دهنده زمان نسبی فرایند دولومیتی شدن و خطوط منقطع نشان دهنده زمان احتمالی رخداد است.



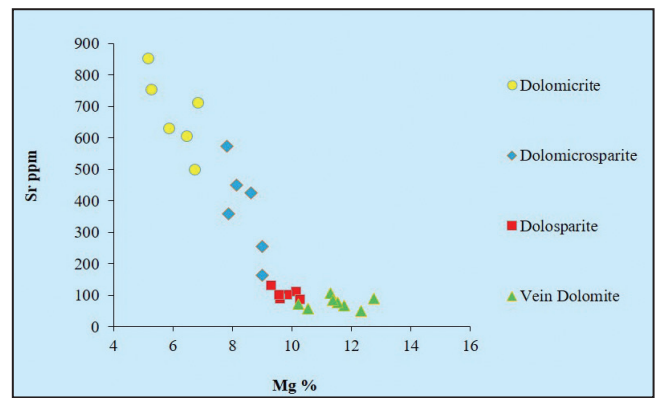
شکل ۸- رسم مقادیر Mg در برابر Ca در نمونه‌های دولومیتی سازند شتری؛ همان‌گونه که دیده می‌شود کاهش مقدار Mg در دولومیت‌های ریزبلور نوع ۱ نسبت به دیگر دولومیت‌ها به دلیل بالاتر بودن مقدار Ca در این نوع دولومیت است.



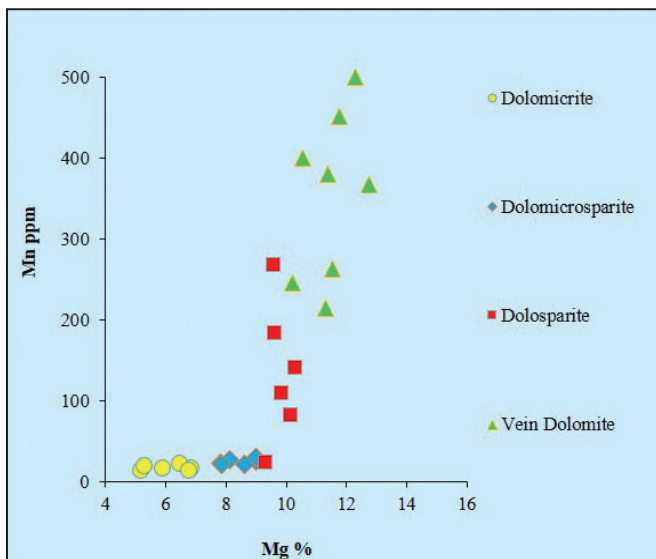
شکل ۷- روند تغییرات نسبت Mg/Ca به Mg در نمونه‌های دولومیتی سازند شتری.



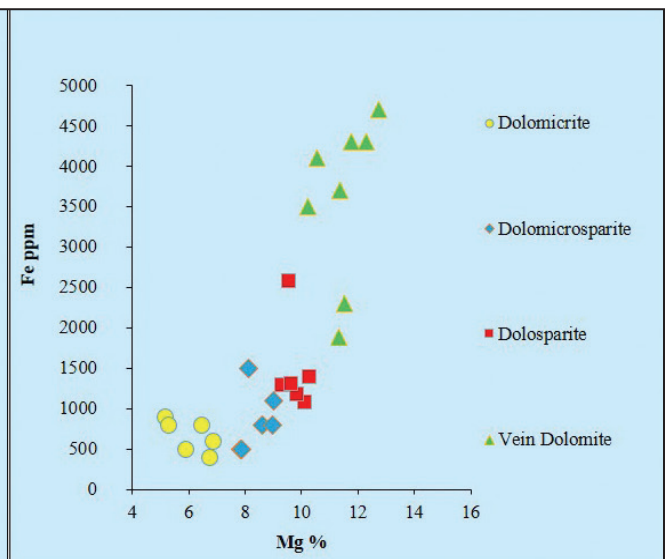
شکل ۱۰- روند تغییرات Na در برابر Mg در انواع دولومیت‌های سازند شتری. توجه کنید که در نمودار روند افزایشی Mg در برابر Na نشان از حالت غیراستوکیوشیومتریک بودن دولومیت‌ها در سازند شتری است. بالا بودن میزان Na در دولومیکرایت‌ها احتمالاً به دلیل شوری محلول‌های دولومیتی کننده و تأثیر کمتر دیاژنز غیر دریایی روی نمونه‌های اشاره شده است.



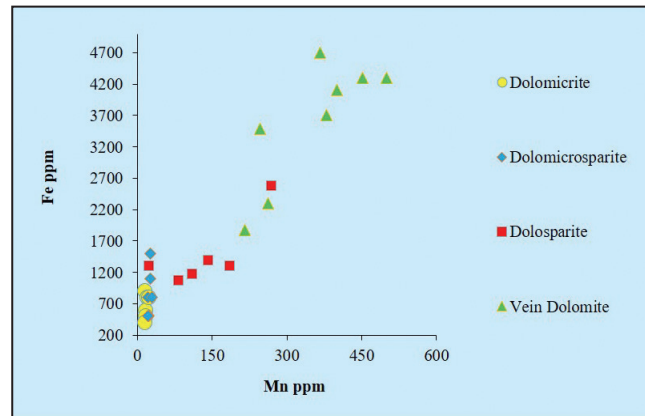
شکل ۹- تغییرات Mg در برابر Sr در نمونه‌های دولومیتی سازند شتری. مقادیر بالای Sr در نمونه‌های دولومیتی اشاره شده احتمالاً به واسطه ترکیب کانی شناسی اولیه آراگونیتی آهک‌هایی است که دولومیتی شده‌اند. همان‌گونه که دیده می‌شود میزان Sr در نمونه‌های دولومیکرایت به واسطه تأثیر کمتر دیاژنز غیر دریایی روی آنها، بالاتر است.



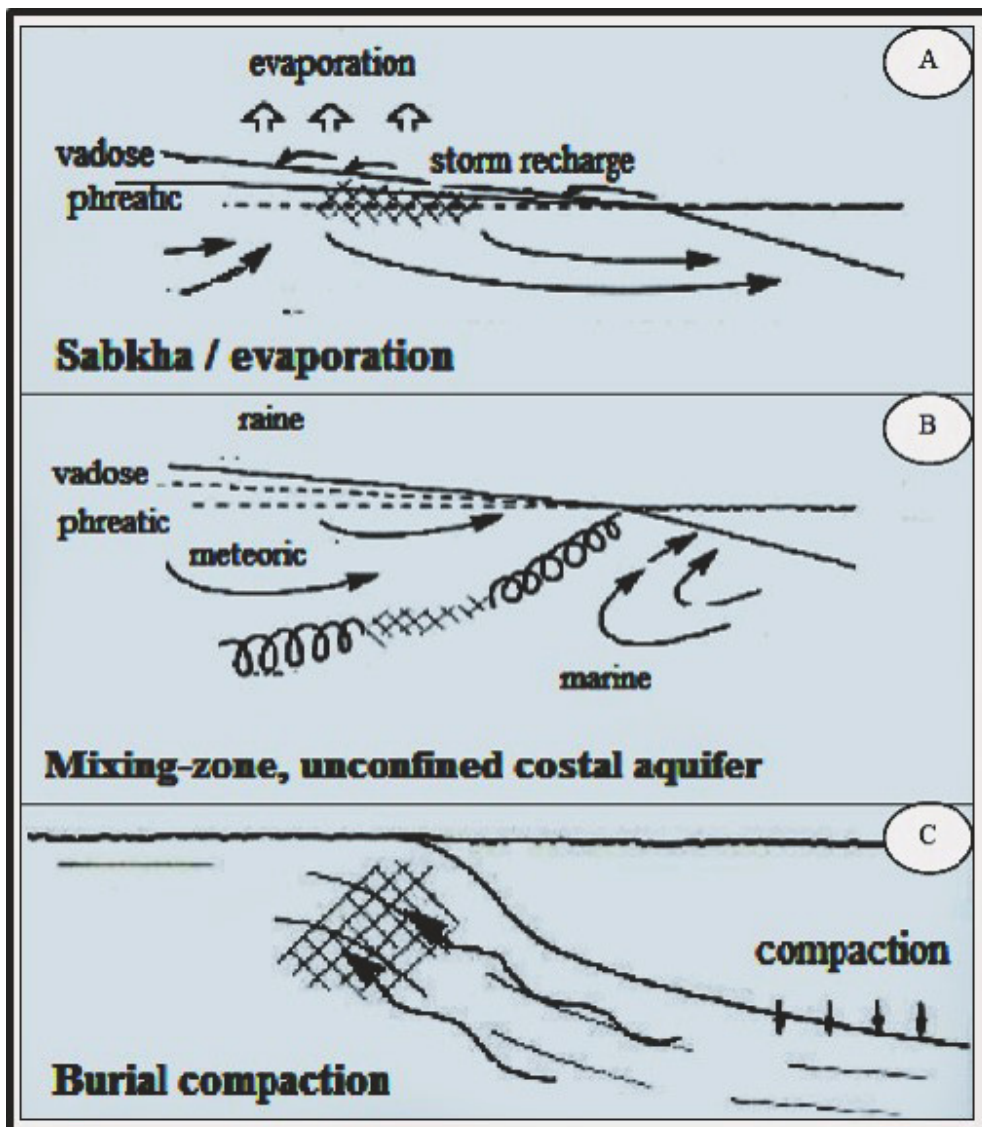
شکل ۱۱- روند تغییرات Fe و Mn در برابر Mg در انواع دولومیت‌های سازند شتری. مقادیر Fe و Mn با افزایش میزان Mg در دولومیت‌ها افزایش می‌یابد که به دلیل جانشینی ترجیحی یون‌های Fe و Mn به جای Mg در شبکه بلور دولومیت است. با توجه به تأثیر بیشتر دیاژنز روی دولواسپارایت‌ها، میانگین مقادیر Fe و Mn در این نمونه‌ها بالاتر از دولومیکرایت‌هاست.







شکل ۱۲- روند تغییرات Mn در برابر Fe در انواع دولومیت‌های سازند شتری. همان‌گونه که دیده می‌شود ارتباط این دو عنصر به صورت روند خطی با شیب مثبت (روند افزایشی) نشان داده می‌شود؛ یعنی با افزایش فرایند دگرسانی توسط سیال‌های دیاژنی، مقادیر Fe و Mn افزایش می‌یابد.



شکل ۱۳- مدل‌های دولومیتی شدن در سازند شتری (برگرفته از Tucker and Wright, 1990; Warren, 2000).

جدول ۱- تغییرات عناصر اصلی و فرعی در نمونه‌های دولومیتی سازند شتری در ناحیه مورد مطالعه.

Dolomitic Samples of Kalmard Section								
Number	Formation	Sample N.	Ca (%)	Mg (%)	Sr (ppm)	Na (ppm)	Mn (ppm)	Fe (ppm)
1	Shotori	K5	29.1	5.18	854	257	14.5	900
2	Shotori	K8	31.1	5.27	753	265	19.7	800
3	Shotori	K12	29.4	6.85	712	376	16.4	600
4	Shotori	K15	29.5	6.47	606	350	23.3	800
5	Shotori	K19	29.6	5.88	631	523	16.9	500
6	Shotori	K24	29.8	6.74	500	307	14.7	400
7	Shotori	K28	26.9	9	254	197	25.7	1100
8	Shotori	K29	28.6	7.82	574	265	23.4	500
9	Shotori	K33	29.3	8.13	450	200	26.4	1500
10	Shotori	K37	28	8.62	425	227	20.7	800
11	Shotori	K42	27.1	7.86	360	140	21	500
12	Shotori	K46	27.7	8.99	164	186	29.2	800
13	Shotori	K50	25.1	9.3	131	170	23.7	1300
14	Shotori	K65	22.6	10.12	111	182	82.8	1080
15	Shotori	K76	24.5	9.84	103	156	110	1180
16	Shotori	K95	23.3	10.27	86.4	171	142	1400
17	Shotori	K101	23.3	9.6	88.7	182	185	1310
18	Shotori	K103	24.9	9.56	103	150	268	2580
19	Shotori	K104	22	11.3	106	140	215	1880
20	Shotori	K109	21.1	11.75	67.7	117	452	4300
21	Shotori	K111	21.7	10.21	73.2	120	246	3490
22	Shotori	K116	21.6	11.53	77.8	129	262	2300
23	Shotori	K121	20.5	12.31	51	90	500	4300
24	Shotori	K131	21	11.38	85.3	127	380	3700
25	Shotori	K139	21.2	10.54	57.8	100	400	4100
26	Shotori	K140	20.3	12.75	90	109	367	4700

## کتابنگاری

- آدابی، م. ح.، ۱۳۹۰- ژئوشیمی رسوبی، انتشارات آراین زمین، چاپ دوم، ۵۰۴ ص.
- آزدری، ع.، ۱۳۷۸- نقشه زمین‌شناسی رباط خان، مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.
- رحیمی، ا.، ۱۳۹۵- محیط‌های رسوبی، چینه‌نگاری سکانشی، دیاژنز و ژئوشیمی سنگ‌های تریاس زیرین- میانی در بلوک کلمرد (ایران مرکزی) رساله دکتری تخصصی، دانشگاه آزاد واحد تهران شمال، ۳۰۳ ص.

## References

- Adabi, M. H., 1996- Sedimentology and geochemistry of carbonates from Iran and Tasmania, Ph.D. thesis (Unpublished). University of Tasmania. Australia, 470 p.
- Adabi, M. H., 2009- Multistage dolomitization of upper Jurassic Muzduran Formation, Kopet-Dagh basin, N.E. Iran: *Crab. Eva.*, v.24, p. 16-32.
- Amthor, J. E. and Friedman, G. M., 1992- Early to late diagenetic Dolomitization of platform carbonates: Lower Ordovician Ellen burger Group, Permian Basin, West Texas. *Journal of Sedimentary. Research.*, v. 62, p. 131-144.
- Anderson, J. H., 1985- Depositional facies and carbonate diagenesis of the downslope reefs in the Nisku Formation (U. Devonian), central Alberta, Canada. Dissertation. The University of Texas/ Austin, Texas, 393 p.
- Badiozamani, K., 1973- The Dorag dolomitization model application to the middle Ordovician of Wisconsin. *Journal of Sedimentary Research.*, v. 423, p. 965-984.

- Dickson, J. A. D., 1965- A modified staining technique for carbonate in the thin section. *Nature*, p. 205-587.
- Dunham, R. J., 1962- Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *American Association of Petroleum Geologists.*, p. 108-121.
- Flügel, E., 2004- *Microfacies analysis of limestone: Analysis, Interpretation and Application*: Springer Verlag, Berlin, 976 p.
- Folk, R. L., 1974- The natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity. *Jour. Sed. Petrol.*, v. 44/1, p. 40-53.
- Folk, R. L., 1959- Practical petrographic classification of limestones. *American Association of Petroleum Geologists. Bulletin.*, v. 3/1, p. 1-38, 41.
- Folk, R. L., 1965- Some aspects of recrystallization in ancient limestones. In: Pray, L.C. and Murray, R.C. (eds.): *Dolomitization and limestone diagenesis*. *Society of Economic Paleontologist and Mineralogists. Spec. Publ.*, v. 13, p. 14-48.
- Friedman, G. M. and Sanders, J. E., 1967- Origin and Occurrence of Dolostones. In: Chilingar, G.V., Bissell, H.J. and Fairbridge, R.W., Eds., *Carbonate Rocks , Origin , Occurrence , and Classification.*, p. 267-348.
- Friedman, G. M., 1965- Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Research.*, v. 35, p. 643-655.
- Gregg, J. M. and Shelton, K. L., 1990- Dolomitization and Dolomite Neomorphism in the Back Reef Facies of the Bonnetterre and Davis Formations (Cambrian), Southeastern Missouri. *Journal of Sedimentary Research.*, v. 60, p. 549-562.
- Gregg, J. M. and Sibley, D. F., 1984- Epigenetic Dolomitization and the Origin of Xenotopic Dolomite Texture. *Journal of Sedimentary Research.*, v. 54, p. 908-931.
- Hanshaw, B. B., Back, W. E. and Deike, R. G., 1971- A geochemical hypothesis for dolomitization by groundwater: *Economic. Geology.*, v. 66, p. 710-724.
- Hardie, L., 1987- Dolomitization: A Critical View of Some Current Views. *Journal of Sedimentary Research.*, v. 57, p. 166-183.
- Humphrey, J. D., 1988- Late Pleistocene mixing zone dolomitization, south-eastern Barbados, West Indies. *Sedimentology.*, v. 35, p. 327-348.
- Land, L. S., 1980- The Isotopic and Trace Element Geochemistry of Dolomite: The State of the Art. In: Zenger, D.H., Dunham, J.B. and Ethington, R.L., Eds., *Concepts and Models of Dolomitization.*, v 28, *Society for Sedimentary Geology*, p. 87-110.
- Land, L. S., 1983- Dolomitization. *AAPG Education Course Note Series 24*, p. 1-20.
- Land, L. S., 1985- The origin of massive dolomite: summary and suggestion. *Journal of Geological Education.*, v. 33, p. 112-125.
- Land, L. S., 1986- Environments of limestone and dolomite diagenesis: some geochemical considerations. *Colorado School Mines Quart.* v. 81, p. 26-41.
- Land, L.S. and Hoops, G. H., 1973- Sodium in carbonate sediments and rocks: a possible index to the salinity of diagenetic solutions. *Journal of Sedimentary Research.*, v. 43, p. 614-617.
- Lee, Y. I. and Friedman, G. M., 1987- Deep-burial dolomitization in the Lower Ordovician Ellen Burger Group carbonates in west Texas and south-eastern New Mexico. *Journal of Sedimentary Research.*, v. 57, p. 544-557.
- Machel, H. G. and Mountjoy, E. W., 1986- Chemistry and environments of dolomitization - a reappraisal, *Earth Science Reviews*, v. 23, p. 175- 222.
- Mattes, B. W. and Mountjoy, E. W., 1980- Burial dolomitization of the Upper Devonian Miette Buildup, Jasper National Park, Alberta. In: Zenger, D.H., Dunham, J.B. and Ethington, R.L. (eds.): *Concepts and models of dolomitization*. *Society for Sedimentary Geology.*, 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- Organogenic Dolomitization in Peritidal to Deep-Sea Sediments. *Journal of Sedimentary Research.*, v. 70, p. 10-23.
- Moore, C. H., 1989- Carbonate Diagenesis and Porosity. In: *Developments. in Sedimentology.*, v. 46, 338 p.
- Morrow, D. W., 1982- Diagenesis II. Dolomite-part II: dolomitization models and ancient dolostones: *Geoscience Canada*, v. 9, p.95-107.
- Murray, R. C., 1960- Origin of porosity in carbonate rocks. *Journal of Sedimentary. Research.*, v. 30, p. 59-84.
- Pingitore, N. E., 1978- The Behaviour of Zn<sup>2+</sup> and Mn<sup>2+</sup> during Carbonate Diagenesis: Theory and Applications. *Journal of Sedimentary. Research.*, v. 48, p. 799-814.
- Radke, B. M. and Mathis, R. L., 1980- On the formation and occurrence of saddle dolomite. *Journal of Sedimentary. Research.*, v. 50/4, p. 1149-1168.
- Rahimi, A. and Adabi, M. H., 2010- The effect of original carbonate mineralogy on diagenetic and porosity evolution in the Kangan, South Pars Field, Persian Gulf. *The First international, Applied Geological Congress, Mashhad, Iran.* v. 2, p. 2095- 2003.
- Rahimi, A. and Adabi, M. H., 2016- The effect of original carbonate mineralogy on diagenetic and porosity evolution in the Early Triassic, Central Iran. *The Second international, Applied Geological Congress, Tehran, Iran*, v. 1, p. 300-307.
- Rahimi, A., Adabi, M. H., Aghanabati, A., Majidifard, M. R. and Jamali, A. M., 2016- Dolomitization mechanism based on petrography and geochemistry in the Sotori Formation (Middle Triassic), Central Iran. *Open Journal of Geology*, v. 6, p 1149-1168.
- Rao, C. P., 1996- *Modern Carbonates, Tropical, Temperate, Poolar: Introduction to Sedimentology and Geochemistry*. 206 p.
- Sass, E. and Bein, A., 1988- Dolomites and salinity: a comparative geochemical study. In: Shukla, V., and Baker, P.A. (eds.): *Sedimentology and geochemistry of dolostones*. *Society for Sedimentary Geology.*, v. 43, p. 223-233.

- Shukla, V. and Baker, P. A. eds., 1988- Sedimentology and geochemistry of dolostones. Society for Sedimentary Geology., v. 43, p. 266.
- Sibley, D. F., 1980- Climatic control of dolomitization, Seroe Domi Formation (Pliocene), Bonaire, N.A. In: Zenger, D.H., Dunham, J.B. and Ethington, R.L. (eds.): Concepts and models of dolomitization. Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., v. 28, p. 247-258
- Sibley, D. F. and Gregg, J. M., 1987- Classification of dolomite rock textures. Journal of Sedimentary Research., v. 57/5, p. 967-975.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review. The American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, Tulsa., v. 52, p. 1229-1258.
- Tucker, M. E. and Wright, V. P., 1990- Carbonate Sedimentology. 482 p., Oxford (Blackwell).
- Vahrenkamp, V. C. and Swart, P. K., 1990- New distribution coefficient for the incorporation of strontium into dolomite and its implications for the formation of ancient dolomites. Geology., v. 18, p. 387-391.
- Veizer, J., 1978- Secular Variations in the Composition of Sedimentary Carbonate Rocks, II. Fe, Mn, Ca, Mg, Sr and Minor Constituents. Precambrian Research., v. 6, p. 381-413.
- Veizer, J., 1983- Trace elements and stable isotopes in sedimentary carbonates. In: Reeder, R.J. (ed.): Carbonates: Mineralogy and Chemistry. Reviews in Mineralogy., v. 11, p. 265-299.
- Warren, J. K., 2000- Dolomite: occurrence, evolution and economically important association: Earth Sci Reviews., v. 52, p. 1-81.
- Warren, J. K., 2006- Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons. Springer, Berlin, 1036 p.
- Ye, Q. and Mazzullo, S. J., 1993- Dolomitization of Lower Permian platform facies, Wichita Formation, North Platform, Middle Basin, Texas: Carbonates and Evaporites., v. 8, p. 55-70.
- Zenger, D. H., Dunham, J. B., and Ethington R. L., 1980- Concepts and Models of Dolomitization. Vol. 28, Society for Sedimentary Geology, Special Publications, 320 p.

## Petrography and geochemistry of the Shotori dolomites in Kalmard section, Central Iran

A. Rahimi<sup>1\*</sup>, M. H. Adabi<sup>2</sup>, A. Nabati<sup>3</sup>, M. R. Majidifard<sup>4</sup> and A. M. Jamali<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

<sup>2</sup>Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

<sup>3</sup>Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

<sup>4</sup>Assistant Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

<sup>5</sup>Ph.D., Section Directorate, Surface Geology Exploration, National Iranian Oil Company, Tehran, Iran

Received: 2015 January 20

Received: 2016 September 06

### Abstract

Carbonate sequences of the Shotori Formations (Middle Triassic) with a thickness of 308 m, were deposited in the Kalmard region of the Tabas city in Central Iran basin. The lower contact of the formation gradually and conformably overlies the Sorkhshale Formation and upper contact is faulted. The Shotori Formation is mainly composed of thick to medium bedded fine-coarsely crystalline dolomites with a thickness of 250 m with interbeds of thin bedded limestone and sandstone. The Shotori Formation is mainly composed of fine-coarsely crystalline dolomite. Based on petrographic (size and fabric), and elemental studies (Ca, Mg, Na, Sr, Fe, Mn), five dolomite types were recognized. Variation in dolomite types is mainly related to early to late diagenetic processes, changing the composition of dolomitizing fluids. Geochemical studies also indicate that medium to coarse grain dolomites formed in meteoric diagenesis under reducing conditions. Mechanism of dolomitization for dolomite type 1 is sabkha model, for dolomite types 2 and 3 is mixing zone and is burial model for dolomite types 4 and 5.

**Keywords:** Petrography, Geochemistry, Dolomitization, Shotori Formation, Central Iran.

For Persian Version see pages 61 to 72

\*Corresponding author: A. Rahimi; E-mail: rahimiazadeh\_19@yahoo.com