

پتروگرافی و منشأ دولومیت‌های سازند شهبازان (اوسن میانی تا بالایی) در شرق اسلام‌آباد غرب (کرمانشاه)

حسن محسنی^۱، مسعود عبدالله پور^{۲*} و بهروز رفیعی^۳

۱- هیات علمی گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان

۲- دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان

۳- هیات علمی گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان

*Masoud113838@gmail.com

دریافت: ۹۰/۴/۲۴ پذیرش: ۹۰/۷/۱۶

چکیده

هدف از این مطالعه بررسی پتروگرافی و منشأ دولومیت‌های سازند شهبازان در شرق اسلام‌آباد غرب می‌باشد. تعداد ۴۹ نمونه از یک برش در شرق اسلام‌آباد غرب جمع‌آوری گردید. نتایج پتروگرافی، دو نوع دولومیت را نشان داد: نوع اول با بافت اگزوتوپیک (xenotopic) شامل بلورهای دولومیت تمیز (شفاف) و نوع دوم با بافت ایدیوتوپیک (idiotopic) شامل بلورهای دولومیت کدر (تار) می‌باشد؛ دولومیت‌های نوع اول بی‌شکل و نیمه شکل‌دار و اندازه بلورها خیلی ریز تا ریز ($16-5\mu\text{m}$) می‌باشد (دولومیکرایت) و دولومیت‌های نوع دوم شکل‌دار و نیمه شکل‌دار و اندازه بلورها ریز تا متوسط ($62-16\mu\text{m}$) می‌باشد (دولومیکرواسپارایت)؛ با توجه به اندازه و شکل بلورها می‌توان نتیجه گرفت که دولومیت‌های سازند شهبازان در منطقه مورد مطالعه در طی دیاژنز اولیه شکل گرفته‌اند، گرچه دولومیت‌های نوع دوم در طی فرآیندهای دیاژنزی بعدی دچار تجدید تبلور گردیده‌اند. در شرایط آب و هوای مرطوب و پایین افتادن سطح آب دریا، آب‌های جوی (آب شیرین) به طرف حوضه پیشروی کرده و در اثر اختلاط با آب دریا (آب شور) باعث دولومیتی شدن سنگ آهک‌های پیشین شده‌اند. به دنبال این فرآیند قسمتی از تخلخل‌های ایجاد شده در اثر دولومیتی شدن (بین بلوری و قالبی) توسط کلسیت پر شده است.

واژه‌های کلیدی: پتروگرافی، دولومیت، سازند شهبازان، اسلام‌آباد غرب، کرمانشاه

مقدمه

[۱]. برش سطحی مورد مطالعه در شرق اسلام‌آباد غرب و در موقعیت جغرافیایی $10^{\circ} 34' 33''$ شمالی و $46^{\circ} 33'$ شرقی واقع شده است. راه دستیابی به این برش از طریق جاده آسفالتی کرمانشاه - اسلام‌آباد غرب می‌باشد. این برش در فاصله ۵ کیلومتری ورودی اسلام‌آباد غرب در سمت راست مسیر و پس از طی ۲ کیلومتر جاده خاکی در شمال شرقی روستای بدره‌ای واقع شده است (شکل ۱). منطقه مورد مطالعه بخشی از نوار چین‌خورده زاگرس می‌باشد. توالی‌های موجود در منطقه عمدتاً چین‌خورده بوده و به طور متناوب از آهک یا دولومیت همراه با مارن و مارن‌های آهکی تشکیل شده است و با چین‌بندی کم و بیش ظریفی مشخص می‌شود (شکل ۲) [۳]. از میان سازندهای دوران سنوزوئیک، سازند شهبازان در مناطق شمال غرب حوضه زاگرس و به ویژه جنوب و جنوب غرب

سازند شهبازان هم‌ارز چین‌های سازند تله‌زنگ در تنگ دو، در ۴/۵ کیلومتری جنوب باختری ایستگاه تله‌زنگ قرار دارد. سازند شهبازان در برش الگو شامل ۳۳۸/۳ متر دولومیت و آهک‌های دولومیتی با رنگ سفید تا قهوه‌ای با سیمای ضخیم لایه است که به طور پیوسته بر روی سازند کشکان و به طور ناپیوسته در زیر سازند آسماری قرار دارد. گسترش جغرافیایی سازند شهبازان به شمال خاوری لرستان (زاگرس چین‌خورده) محدود می‌گردد [۲]. با توجه به تغییرات جانبی، از لرستان به سوی جنوب خاوری، کربنات‌های شهبازان به تدریج با آواری‌های سازند کشکان جانشین می‌شود و سرانجام در زاگرس مرتفع، سازند شهبازان به قسمت‌های بالایی سازند جهرم می‌پیوندد. بدین‌سان سازند شهبازان، با سازندهای کشکان، تله‌زنگ، پابده و سازند جهرم ارتباط بین‌انگشتی دارد

پتروگرافی و توصیف رخساره‌های میکروسکوپی

با توجه به شواهد برجای مانده، رخساره‌های میکروسکوپی سازند شهبازان بر اساس روش ویلسون^۴ (۱۹۷۵) و فلوجل^۵ (۱۹۸۲) مشخص گردید. بر این اساس ۷ میکروفاسیس کربناته در این سازند شناسایی گردید. میکروفاسیس‌های کربناته در ۴ گروه رخساره‌ای قرار دارند. این گروه‌های رخساره‌ای به ترتیب کاهش عمق شامل سد^۶ (گروه A)، لاگون^۷ (گروه B)، اینترتایدال^۸ (گروه C) و سوپراتایدال^۹ (گروه D) می‌باشد [۱۰ و ۱۸].

۱- میکروفاسیس مربوط به سد (گروه A)؛

A1: Dolomitized bioclast grainstone

۲- میکروفاسیس‌های مربوط به لاگون (گروه B)؛

B1: Dolomitized bioclast wackestone to packstone

۳- میکروفاسیس‌های مربوط به اینترتایدال (گروه C)؛

C1: Dolomitized peloid wackestone

C2: Dolomitized intraclast peloid wackestone to packstone

C3: Dolomitized bioclast peloid wackestone to packstone

۴- میکروفاسیس مربوط به سوپراتایدال (گروه D)؛

D1: Dolomudstone

D2: Dolomitized lime mudstone

دو نوع بلور دولومیت بر اساس تغییرات بافتی، ساختمان داخلی و شکل بلور شناسایی شده است. نوع اول بلورهای دولومیت تمیز (روشن) و نوع دوم بلورهای دولومیت کدر (مات) می‌باشد.

استان کرمانشاه از گسترش قابل ملاحظه‌ای برخوردار است. سازند مذکور در این منطقه تا حد زیادی دولومیتی شده است. وجود چشمه‌های متعدد کارستی در این نواحی این فرضیه را ایجاد می‌کند که توسعه فرآیند دولومیتی شدن در کنار گسترش شکستگی‌ها نقش قابل ملاحظه‌ای در افزایش تخلخل سازند شهبازان ایفا نموده باشد. نقش دولومیتی شدن در توسعه تخلخل، افزایش آب‌گذری و در نتیجه تشدید فرآیندهای دیاژنزی در کربنات‌ها بسیار شاخص است. این فرآیندهای دیاژنزی به ویژه توسعه کارستی شدن می‌تواند روی میزان توانایی سازندهای کربناته در ذخیره‌سازی منابع آب کارستی تأثیر گذار باشد.

مواد و روش‌ها

هدف از این پژوهش بررسی زمین‌شناسی و مطالعه پتروگرافی دولومیت‌های سازند مذکور به منظور شناسایی مکانیسم‌هایی دولومیتی شدن بوده است. در این مطالعه، تأکید بر روی پتروگرافی و زمین‌شناسی دولومیت‌های انوسن که در ۱۰ کیلومتری شرق اسلام‌آباد غرب رخنمون یافته‌اند، می‌باشد (شکل ۱). یک برش سطحی از شرق اسلام‌آباد غرب مورد مطالعات صحرایی، اندازه‌گیری دقیق و نمونه‌برداری قرار گرفت (شکل ۲). فواصل نمونه‌برداری به طور میانگین دو متر یا با تغییر لیتولوژی همراه بوده است. در مجموع ۴۹ نمونه جمع‌آوری گردید، نمونه‌ها پس از برش توسط محلول آلزارین قرمز^۱ و فروسیانید پتاسیم^۲ به روش پیشنهادی دیکسون^۳ رنگ‌آمیزی گردید [۷]. رخنمون سازند شهبازان در منطقه مورد مطالعه شامل ۱۱۰ متر می‌باشد (شکل ۳). سازند شهبازان در منطقه مورد مطالعه شامل سنگ آهک و دولومیت می‌باشد و با مرز ناپیوسته (پیوسته‌نما) توسط سازند آسماری به سن الیگومیوسن پوشیده شده است (شکل ۴) [۱]. این رخنمون به شدت توسط فرآیندهای تکتونیکی تحت تأثیر قرار گرفته است (شکل ۴).

⁴ Wilson

⁵ Flugel

⁶ bar

⁷ lagoon

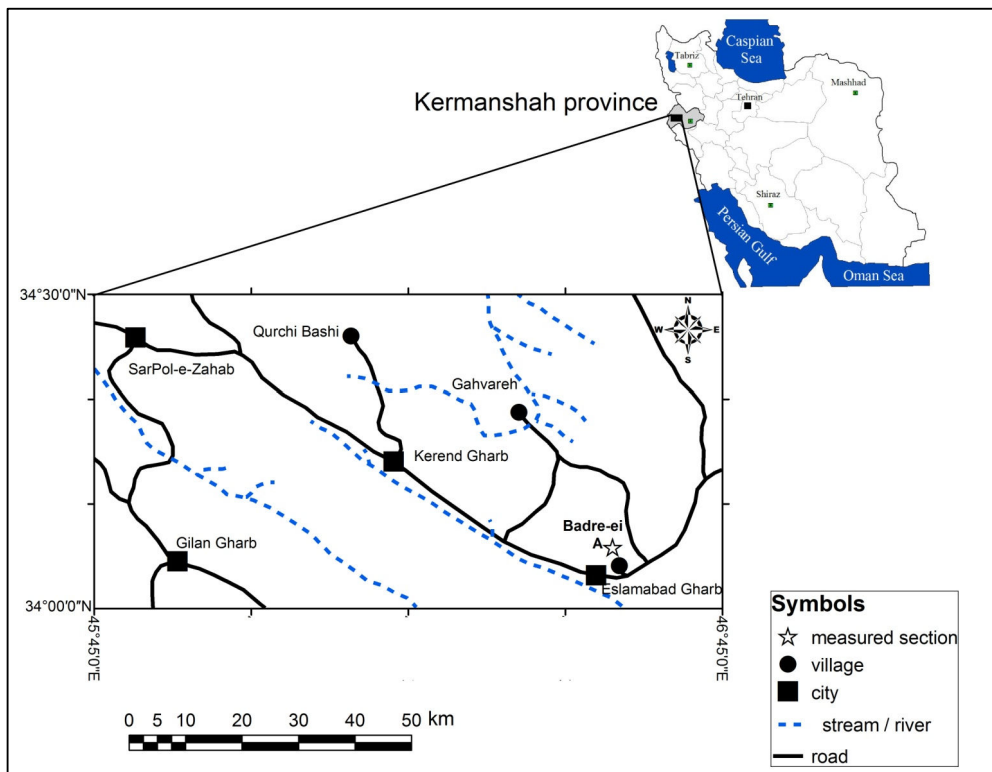
⁸ intertidal

⁹ supratidal

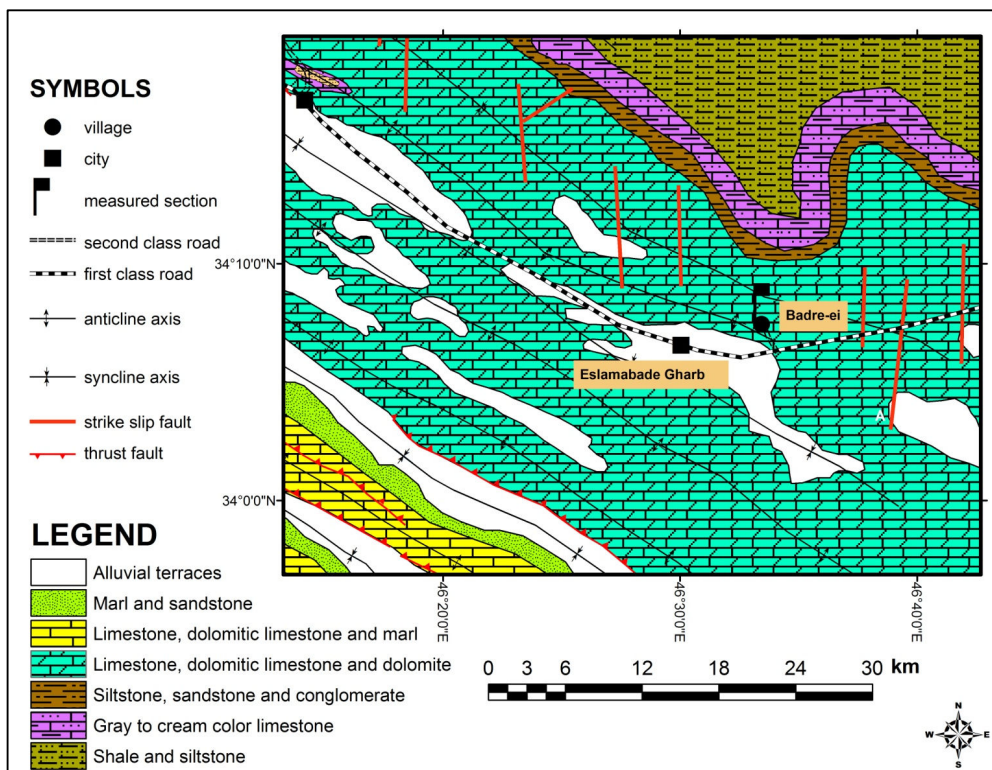
¹ Alizarin Red S.

² Potassium ferricyanide

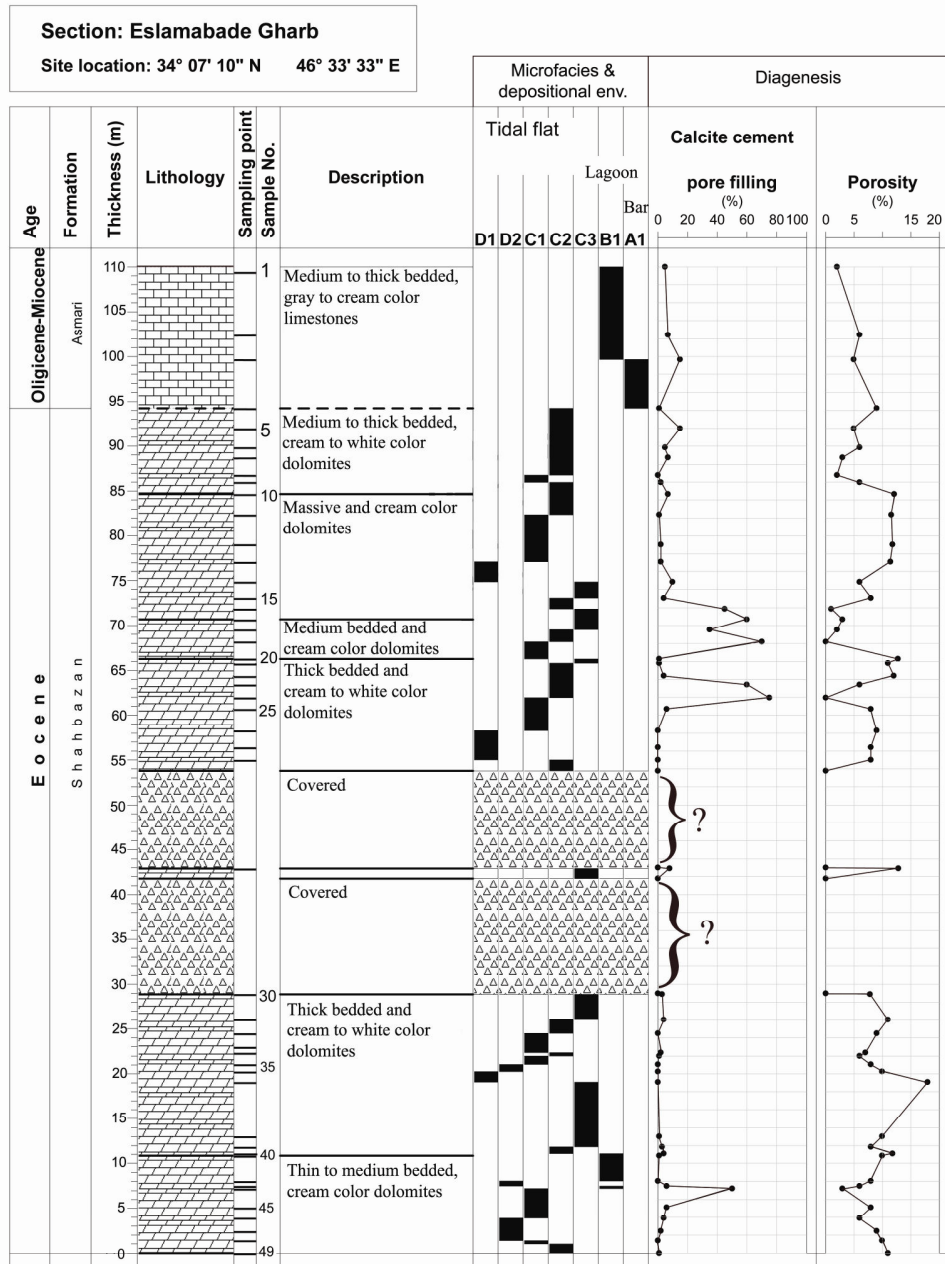
³ Dickson



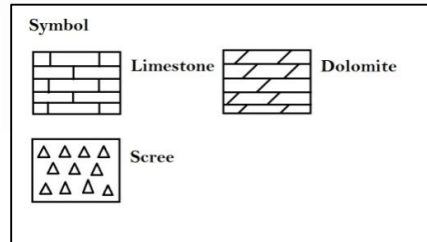
شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه (ایستگاه A)



شکل ۲- موقعیت زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (نقل از [۲])



شکل ۳- ستون چینه‌شناسی برش سازند شهبازان در شمال شرق روستای بدره‌ای- شرق اسلام‌آباد غرب



بلورهای دولومیت روشن (نوع اول):

چرخش آب‌های دریایی درون منافذ سنگ برقرار می‌باشد، صورت می‌گیرد. یک مشخصه دیگر این مدل دولومیتی شدن توسعه فرآیندهای دیاژنز جوی در منطقه آب‌های زیرزمینی با پیشروی بیش‌تر آب‌های زیرزمینی به طرف حوضه می‌باشد. بنابراین هر نوع تخلخل موجود (تخلخل‌های زیست‌قالبی و بین‌بلوری) ممکن است توسط سیمان کلسیتی پر شده و گاهی ممکن است، فرآیند عکس دولومیتی شدن نیز در این سنگ‌ها توسعه پیدا کند (شکل ۸ و ۹) [۵ و ۱۴].

آثار انحلال و شستشوی فسیل‌ها را در این نوع دولومیت‌ها به وضوح می‌توان مشاهده نمود (شکل ۷) [۹]. انحلال فسیل‌ها ممکن است پیش از، پس از و یا هم‌زمان با فرآیند دولومیتی شدن صورت گرفته باشد. برای تشخیص زمان وقوع انحلال نسبت به فرآیند دولومیتی شدن نیاز به اطلاعات بیش‌تری از قبیل شناخت منشأ سیال و تعیین نسبت Mg^{++}/Ca^{++} سیال، سیمان‌ها و بلورهای دولومیت است. از این رو در حال حاضر نمی‌توان در این مورد با قطعیت سخن گفت. آب‌های جوی و آب دریای رقیق شده شیمی متفاوت با آب دریای عادی دارند و با توجه به اینکه نسبت به آراگونیت و کلسیت تحت اشباع می‌باشند، توانایی بالایی در حل کردن این کانی‌ها دارند. آب‌های مخلوط، توانایی دولومیتی‌کننده بالایی دارند. با این حال اهمیت منطقه مخلوط ممکن است بیش‌تر به خاطر نقشی که در هدایت سیال در آب‌های زیرزمینی دریایی دارد، باشد [۱۴]. عدم وجود کانی‌های تبخیری، ذرات آواری (از قبیل کوارتز آواری) و لایمینه‌های جلبکی^۴ به همراه این طبقات، از جمله شواهدی هستند که دولومیتی شدن توسط آب‌های مخلوط شور و شیرین را تأیید می‌کنند.

دولومیت‌زدایی^۵

فرآیند دولومیت‌زدایی در مناطق آب شیرین توسعه دارد. در اثر این فرآیند بلورهای دولومیت عموماً به حالت بلورهای شفاف لکه‌دار در می‌آیند. رمبوئیدهای کلسیت و شکل پلی‌کریستالین کمیاب‌تر از بلورهای دولومیت‌زدا می‌باشد. بلورهای دولومیت با مراکز کلسیتی و حاشیه‌های دولومیتی عموماً در منطقه آب شیرین مشاهده می‌شوند.

این بلورهای دولومیت اغلب رنگ روشن و حالت موزاییکی از دولومیکرواسپارایت نشان می‌دهد. یونی مدال بودن این دولومیت‌ها نشان دهنده تشکیل طی یک فاز دیاژنزی می‌باشد. بلورهای دولومیت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار بوده و اندازه بلورها خیلی‌ریز تا ریز ($5-16\mu m$) می‌باشد. مرز بلورها حالت رشد یافته داشته و مشخصاتی مشابه دولومیت‌های نوع لیمپید^۱ که توسط فولک و لند^۲ (۱۹۷۵) معرفی شد، دارند [۱۱]. در هم قفل شدن ضعیفی در بلورها مشاهده می‌شود. این عامل باعث ایجاد تخلخل بالا می‌شود. تخلخل بین بلوری توسط زمینه کلسیتی پر شده است (قسمت‌های تیره رنگ در شکل ۵) [۴ و ۱۳].

بلورهای دولومیت کدر (مات) یا نوع دوم:

این نوع بلورها به رنگ خاکستری تیره، نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار می‌باشند (شکل ۵). اندازه بلورهای آن‌ها ریز تا متوسط ($6-16\mu m$) می‌باشد. این بلورها معمولاً حالت پراکنده دارند، ولی گاهی به طور محلی به صورت تجمع‌های در هم آمیخته می‌باشند. فضا‌های بزرگی بین بلورها دیده می‌شود که این فضاها توسط سیمان کلسیتی پر شده است (قسمت‌های قرمز رنگ در شکل ۶). این نوع دولومیت‌ها تخلخلی در حدود ۱۱٪ را نشان می‌دهند. میزان تخلخل نمونه‌ها به روش اشباع و غوطه‌ورسازی (ISRM) اندازه‌گیری شد در این آزمایش حجم کل با روش غوطه‌وری و حجم منافذ با روش اشباع در آب به دست آمده است. حاشیه این بلورها شفاف بوده و مراکز آن‌ها به علت حضور اذخالی‌های گل‌آهکی و غیر دولومیتی حالت کدر و مات را نشان می‌دهد [۴ و ۱۳].

مکانیسم و مدل دولومیتی شدن^۳ در سازند شهبازان

تحت شرایط آب و هوای مرطوب در طول ثبات و پایین افتادن سطح نسبی آب دریا و پیشروی آب‌های زیرزمینی و جوی به طرف حوضه، دولومیتی شدن در منطقه مخلوط و به احتمال زیاد در جبهه منطقه مخلوط محلی که

¹ limpid dolomite² Folk & Land³ dolomitization⁴ algal mat⁵ dedolomitization

۱- بلورهای دولومیتی بدون مراکز کلسیتی در منطقه مخلوط آب شیرین و شور یافت می‌شوند. کلسیت درون رمبوند‌های دولومیت در منطقه فریاتیکی و در شرایط نزدیک سطح زمین در طی مراحل اولیه دیاژنز رشد می‌کند [۸].

انواع دولومیت‌زدایی در سازند شهبازان

دو نوع دولومیت‌زدایی در این سازند قابل مشاهده است.

نوع اول: این نوع رایج بوده و زمانی رخ می‌دهد که مراکز رمبوند‌های دولومیت شستشو پیدا کرده و بعدها با یک تک بلور کلسیت پر شده است، که این تک بلور پیوستگی بلوری نزدیکی با بلور اولیه دولومیت دارد. احتمالاً کلسیت، دولومیت‌های با مقدار کلسیم بیش‌تر و مراکز غنی از اینکلوزن را جانشین کند. این حالت دولومیتی‌زدایی بیش‌تر در محیط‌های با سیالات لب‌شور حاصل از اختلاط آب‌های شور و شیرین^۱ مشاهده شده است. بعضی اوقات مراکز این رمبوند‌ها به صورت توخالی باقی مانده‌اند و دولومیت‌های توخالی^۲ را به وجود می‌آورد. تخلخل بین بلوری هم‌زمان با پرشدن مراکز دولومیت‌های توخالی توسط کلسیت پر شده است (شکل ۱۰) [۸].

نوع دوم: این نوع دولومیتی‌زدایی شامل بلورهای پوئی کیلوتوپیک^۳ کلسیت می‌باشد و در برگیرنده رمبوند‌های بلور دولومیت جانشین شده می‌باشند. کلسیت به صورت بلورهای درشت و با حاشیه‌های در هم قفل شده می‌باشند. حاشیه رمبوند‌های دولومیت در جایی که به طور بخشی توسط کلسیت جانشین شده‌اند خوردگی نشان می‌دهد (شکل ۱۱) [۸].

تخلخل

مطالعات انجام شده بر روی برش‌های نازک نشان داد که بیش‌ترین توسعه تخلخل را در رخساره‌های لاگونی و اینترتایدال وجود دارد و میزان آن در رخساره‌های سوپراتایدال کاهش می‌یابد. سه نوع تخلخل در سازند شهبازان قابل شناسایی است:

۱- تخلخل زیست‌قالبی^۴ (وابسته به فابریک): این نوع تخلخل در اثر انحلال انتخابی اجزای سنگ، مثل اینتراکلاست‌ها و بایوکلاست‌ها به وجود آمده است. این اجزا احتمالاً ترکیب آراگونیت و کلسیت با منیزیم بالا داشته‌اند. آراگونیت در تماس با آب‌های جوی (تحت اشباع از کلسیت) به شدت مستعد انحلال می‌باشد که نتیجه آن ایجاد تخلخل قالبی است. تخلخل قالبی در میکروفاسیس‌های مربوط به لاگون دیده می‌شود (شکل ۷).

۲- تخلخل بین بلوری (وابسته به فابریک): این نوع تخلخل در توالی‌های مربوط به سوپراتایدال (سبخا) گسترش دارد و مقدار آن حدود ۸ تا ۱۰ درصد می‌باشد. این نوع تخلخل‌ها بیش‌تر به صورت حفرات با ابعاد ۵۰ تا ۸۰ میکرون مشاهده می‌شوند که بعدها با سیمان کلسیتی پر شده‌اند (شکل ۵).

۳- تخلخل کانالی و حفره‌ای (مستقل از فابریک): تخلخل حفره‌ای فضاهایی با قطر بزرگ‌تر از ۶۳ میکرون هستند که معمولاً به شکل هم بعد دیده می‌شوند. تخلخل‌های حفره‌ای معمولاً در اثر انحلال و گسترش تخلخل‌های بین دانه‌ای، بین بلوری و قالبی ایجاد می‌شوند. تخلخل کانالی معمولاً در اثر انحلال در مسیرهای شکسته شده تشکیل می‌شود. تخلخل‌های کانالی به طور پراکنده (حدود ۷ درصد و کمتر) در میکروفاسیس‌های سازند شهبازان مشاهده می‌شوند این نوع تخلخل‌ها در گسترش کلی تخلخل و نفوذپذیری از اهمیت ویژه‌ای برخوردارند [۶].

بحث و نتیجه‌گیری

سازند شهبازان در منطقه مورد مطالعه در محدوده‌ی زاگرس چین خورده قرار داشته و به وسیله رخنمون‌های از آهک و دولومیت مشخص می‌شود. دولومیت‌ها توسط فرآیند دولومیتی شدن رخساره‌های آهکی که حاوی پوستره فرامینیفرها با بافت وکستون تا پکستون است، شکل گرفته‌اند (شکل ۳).

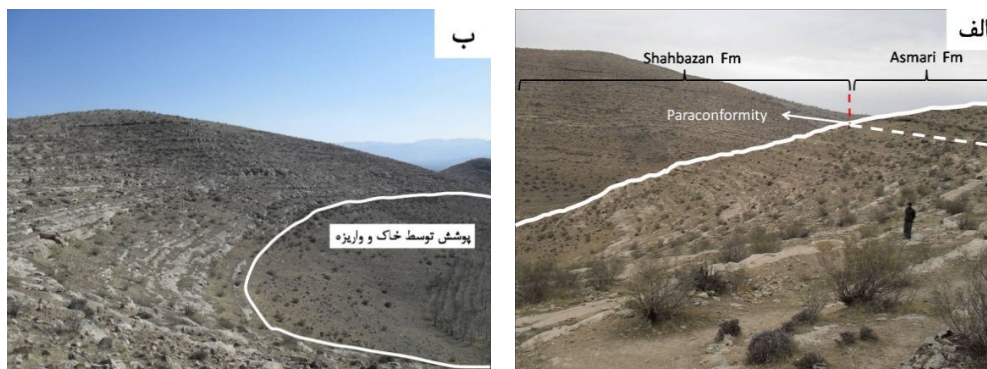
با در نظر گرفتن ویژگی‌های رخساره‌ای، اشکال بلور و ویژگی‌های بافتی دولومیت‌ها پیشنهاد می‌گردد که فرآیند دولومیتی شدن در مراحل دیاژنز اولیه و تأخیری صورت گرفته است. عدم حضور کانی‌های تبخیری، ذرات آواری و

¹ schizohaline environments

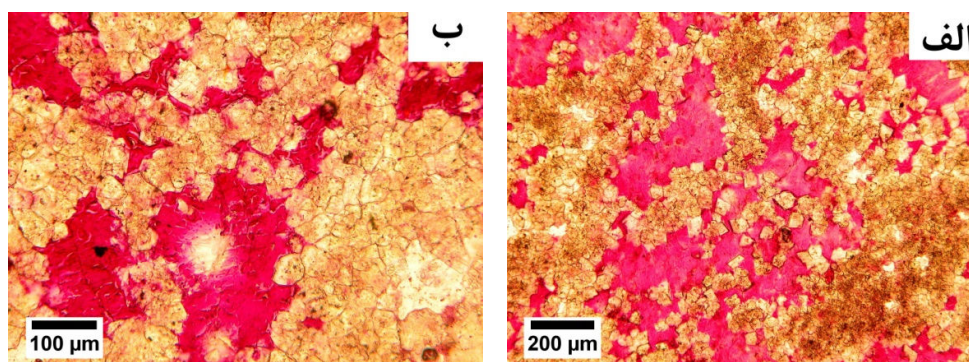
² hollow dolomites

³ poikilotopic

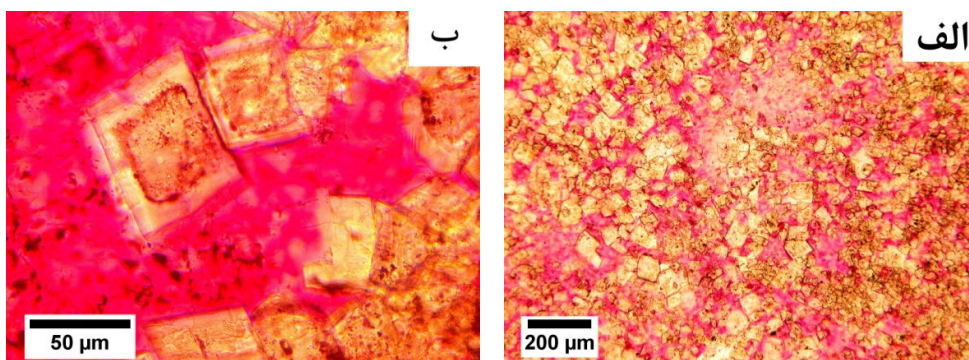
⁴ biomoldic porosity



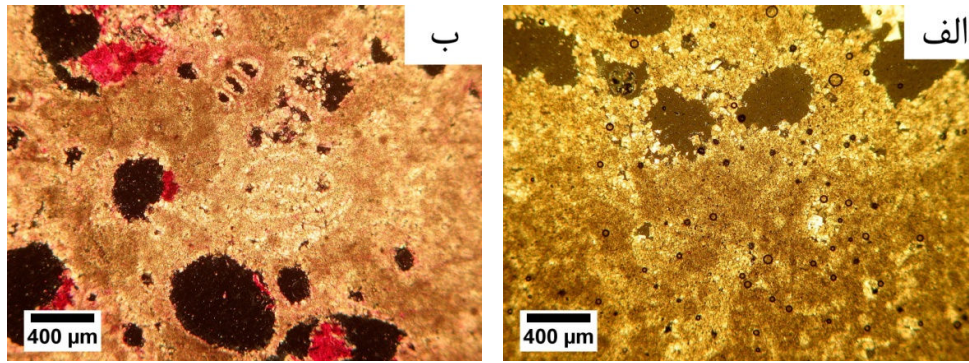
شکل ۴-الف) موقعیت نمونه برداری در منطقه مورد مطالعه که در آن آهک‌های تیره تا خاکستری رنگ سازند آسماری با مرز پیوسته نما (paraconformity) بر روی دولومیت‌های سفید تا کرم رنگ سازند شهبازان قرار گرفته است، ب) مرز پایینی سازند شهبازان به علت پوشش توسط خاک و واریزه نا مشخص می‌باشد.



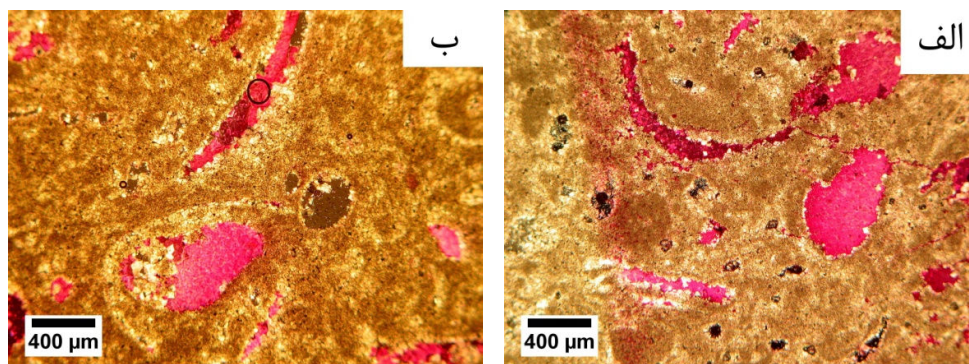
شکل ۵- بلورهای دولومیت روشن (نوع اول): الف) بلورهای دولومیت به صورت تجمع‌های در هم آمیخته می‌باشند، اندازه بلورها در این نمونه به طور متوسط ۲۰ میکرون می‌باشد (PPL)، ب) در هم قفل شدن ضعیف بین بلورها منجر به ایجاد تخلخل بالای بین بلوری شده است که در ادامه توسط سیمان کلسیتی پر شده است (بخش‌های قرمز رنگ)، (PPL).



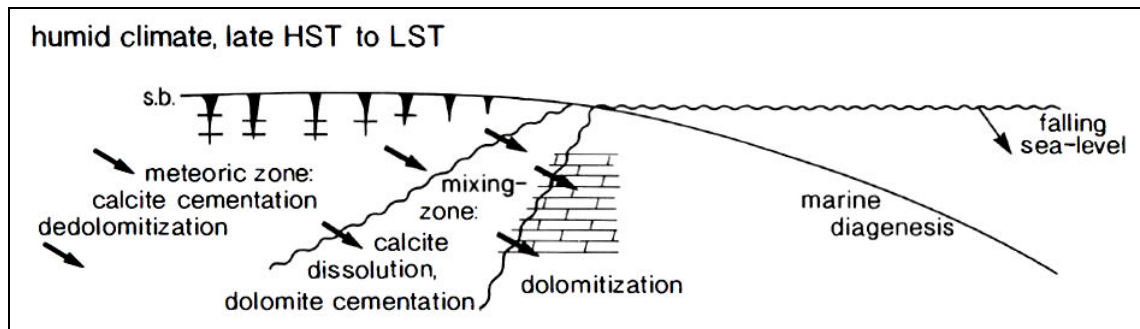
شکل ۶- بلورهای دولومیت کدر (نوع دوم): الف) موزاییکی از دولومیکرواسپاریت‌ها، اندازه بلورها به طور متوسط حدود ۴۰ میکرون می‌باشد. بعضی از بلورها حالت شکل‌دار و برخی دیگر حالت بی شکل و مات هستند، (PPL)، ب) حالت کدری (ابری) مراکز بلورهای دولومیت به علت باقی ماندن گل آهکی طی فرایند دولومیتی شدن اتفاق افتاده است، (PPL).



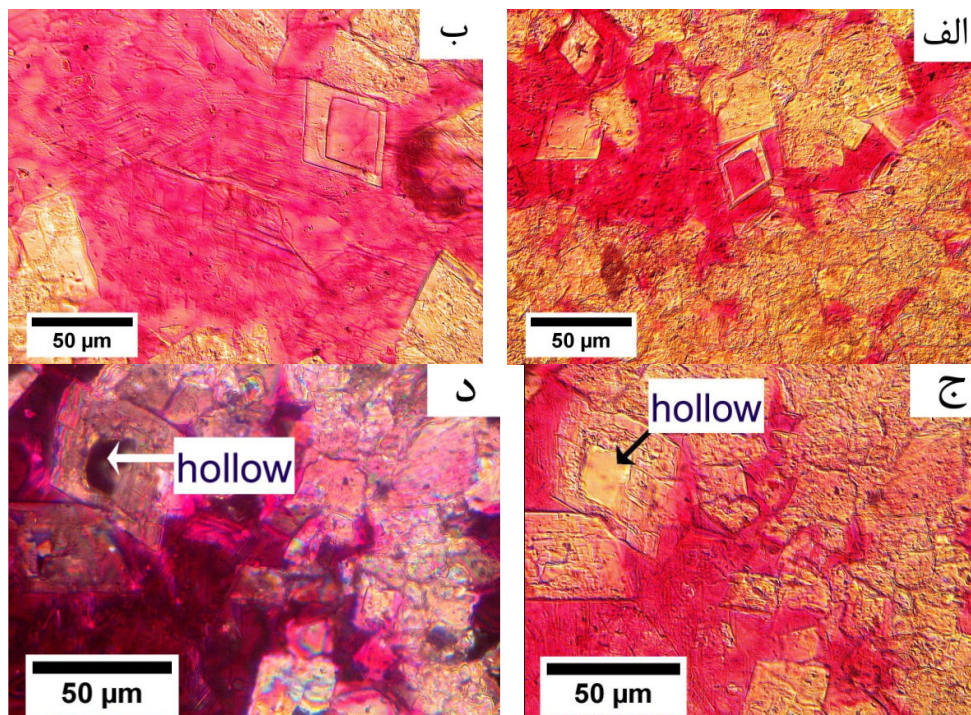
شکل ۷- تخلخل زیست قالبی موجود در دولومیت‌ها ناشی از انحلال فسیل‌ها (الف و ب)، (XPL).



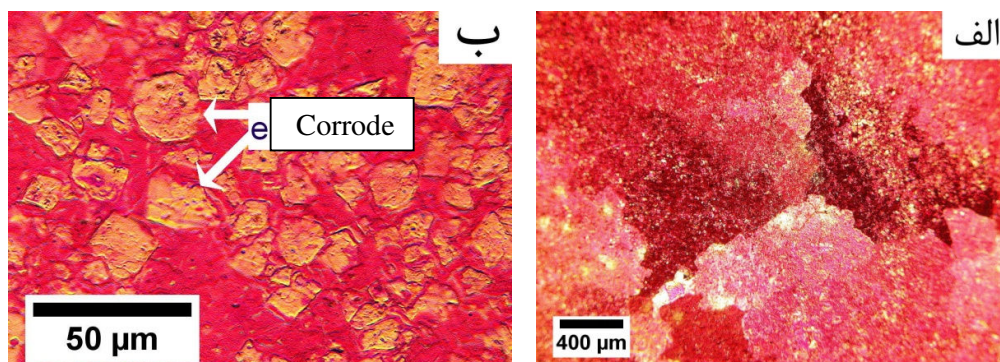
شکل ۸- تخلخل‌های زیست قالبی (biomoldic) پر شده توسط کلسیت (بخش‌های قرمز رنگ) و دولومیت (الف و ب)، (XPL).



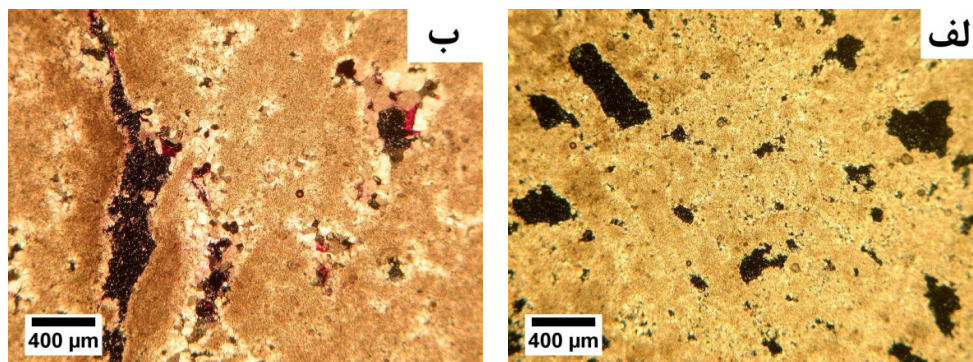
شکل ۹- مدل دولومیتی شدن پیشنهادی که مهاجرت آب‌های جوی را طی پایین افتادن سطح نسبی آب دریا تحت شرایط آب و هوای مرطوب نشان می‌دهد (شکل از منبع ۱۴).



شکل ۱۰- نوع اول دولومیت‌زدایی: الف و ب) در این حالت مراکز رمبوتدرهای دولومیت حل شده و در مرحله بعد با یک تک بلور کلسیت (بخش قرمز) پر شده است، (PPL)، ج) بعضی مواقع مراکز رمبوتدرهای دولومیت به صورت توخالی (hollow dolomites) باقی مانده است (علامت پیکان)، (PPL)، د) تصویر (ج) در زیر نور (XPL).



شکل ۱۱- نوع دوم دولومیت‌زدایی: الف) بلورهای پوئی کیلوتوپیک کلسیت که در برگیرنده بلورهای خیلی ریز دولومیت می‌باشد، اندازه بلورهای دولومیت به طور متوسط در حدود ۱۰ میکرون می‌باشد (نقاط روشن)، کلسیت به صورت بلورهای درشت و با حاشیه‌های در هم قفل شده می‌باشد که این بلورها خاموشی موجی نشان می‌دهند، (XPL) ب) خوردگی حاشیه رمبوتدرهای دولومیت (علامت پیکان) توسط سیال که در ادامه توسط سیمان کلسیتی جانشین شده است، (PPL)، تصویر ب) نمایشی از تصویر الف) در بزرگ‌نمایی 20x.



شکل ۱۲- تخلخل‌های حفره‌ای و کانالی: الف) تخلخل‌های حفره‌ای به وجود آمده در اثر توسعه تخلخل‌های قالبی و بین بلوری، (XPL)، ب) تخلخل کانالی به وجود آمده در اثر انحلال در مسیرهای شکستگی، (XPL).

است، برجای مانده‌اند و منجر به توسعه بافت ابری (مات) در دولومیت‌ها شده است. محلول‌هایی که باعث دولومیتی شدن می‌شوند، به سختی می‌توانند پوسته فسیل‌هایی از قبیل فرامینیفرها را در مراحل اولیه جایگزین کنند [۱۵ و ۱۶]. در مراحل پیشرفته‌تر، این پوسته‌های فسیلی حل شده و کمبود کلسیم موجود در محلول‌های دولومیتی کننده به این طریق جبران می‌شود. تعادل بین منیزیم و کلسیم $\left(\frac{Mg^{++}}{Ca^{++}} \cong \frac{1}{1}\right)$ منجر به تشکیل بلورهای دولومیت با مراکز ابری و حاشیه‌های روشن می‌شود (نوع دوم)، این نوع بلورهای دولومیت منعکس کننده تغذیه از یک منشأ محلی می‌باشند. این منشأ محلی می‌تواند از انحلال پوسته‌های فرامینیفرها توسط آب‌های شیرین ایجاد شود. پرشدگی تخلخل زیست‌قالبی توسط بلورهای دولومیت و کلسیت این نتیجه‌گیری را تأیید می‌کند [۴].

سپاسگزاری

از دانشگاه بوعلی‌سینا همدان، مرکز مطالعات کارست و سازمان آب منطقه‌ای استان کرمانشاه به خاطر در اختیار قرار دادن اطلاعات مورد نیاز این پژوهش و امکان بازدیدهای صحرائی تشکر می‌شود. از آقای مهندس محسنی‌پور کارشناس محترم سازمان آب منطقه‌ای کرمانشاه به خاطر همراهی در بازدیدهای صحرائی ساسپگزاری می‌شود.

نیز ساختمان‌های جلبکی در نمونه‌های جمع‌آوری شده با مدل دولومیتی شدن صورت گرفته در محیط‌های سبخایی و تبخیری بالای جزر و مدی تطابق ندارد، این موضوع توسط ایلینگ^۱ و همکاران (۱۹۸۲)، پترسون و کاینسمن^۲ (۱۹۸۲) نیز بحث شده است [۱۲ و ۱۵]. مطالعه مقاطع نازک نشان می‌دهد که هیچ کانی تبخیری در نمونه‌ها وجود ندارد. مدل تشکیل دولومیت‌های ائوسن میانی تا بالایی به طور کلی متناسب با مدل دولومیتی شدن توسط آب‌های مخلوط است که در رخساره‌های با تخلخل زیاد، رایج است. این رخساره‌ها در مناطق با انرژی نسبتاً بالا تشکیل شده‌اند. این امر شرایط مطلوبی را برای مخلوط شدن آب دریا و آب شیرین فراهم می‌کند. به احتمال زیاد هم‌زمانی فعالیت‌های تکتونیکی (گسل، ایجاد سیستم درز و شکاف) در ائوسن - الیگوسن (فاز کوهزایی پیرنن) نقش مهمی را در این فرآیند ایفا کرده است. سیستم‌های درز و شکاف ایجاد شده توسط فعالیت‌های تکتونیک پیشروی و نفوذ آب‌های شیرین (آب‌های جوی) به طرف حوضه را سهولت بخشیده است. این آب‌های شیرین با آب شور دریا مخلوط و محیط آبی لب شور مستعد برای فرآیند دولومیتی شدن سنگ آهک‌های پیشین فراهم کرده است. در آغاز، فرآیند دولومیتی شدن به سرعت در ساختارهای غنی از منیزیم و رخساره‌های احتمالاً لاگونی صورت گرفته (به دلیل حضور پلت فراوان در نمونه‌ها) و بلورهای دولومیت تمیز را تشکیل داده است (نوع اول). سنگ‌آهک‌های غیردولومیتی زمانی که عرضه منیزیم موقتاً قطع شده

¹ Illing

² Patterson & Kinsman

منابع

- [11] Folk, R. L. and Land, L. S (1975) Mg^{++}/Ca^{++} ratio and salinity: Two controls over crystallization of dolomite: Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Bull., Vol. 59, p. 60-68.
- [12] Illing, LV., Wells. A. J. and Taylor. J. C. M (1965) Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf, in dolomitization and limestone diagenesis: Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., Vol. 23, p. 89-111.
- [13] Patterson, R. J. and Kinsman, D. J. J (1982) Formation of diagenetic dolomite in coastal sabkha along Persian Gulf: Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Bull., Vol. 66, p. 28-43.
- [14] Purser, B. H., Tucker, M. E. and Zenger, D. H (1994) Problems, progress and future research concerning dolomites and dolomitization in: Dolomite, A volume in honour of Dolomieu, (eds.) Purser, B. H., Tucker, M. E. and Zenger, D. H., Spec. Pubs Int. Ass. Sediment. No. 21, p. 3-20.
- [15] Sibley, D. F (1980) Climatic control of dolomitization, Seroe Domi formation (Pliocene), Bonaire, NA: Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., Vol. 28, p. 247-258.
- [16] Sibley, D. F (1982) The origin of common dolomite fabrics: dues from Pliocene: J. Sed. Petr., Vol. 52, p. 1087-1101.
- [17] Sibley, D. F. and Gregg, J. M (1987) Classification of dolomite rocks textures: J. Sed. Petr., Vol. 57, p. 967-975.
- [18] Wilson, J. L (1975) Carbonate facies in geologic history, Springer –Verlag, New York, 471 pp.
- [۱] آقابیاتی، ع (۱۳۸۳) زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، ۷۰۷ ص
- [۲] اژدری، ا.، شاه‌وردی، ت (۱۳۸۶) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران.
- [۳] مطیعی، ه (۱۳۷۲) زمین‌شناسی ایران، چینه‌شناسی زاگرس، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، تهران، ۵۳۶ ص.
- [4] Atabey, E (1995) Petrography and origin of dolomites of Yaniktepe Formation (upper Cretaceous) in Gurun Autochthonous, eastern Taurus Turkey. Mineral Res. Expl. Bull., Vol. 117, p. 59-67.
- [5] Badiozamani, K (1973) The dorag dolomitization model. Application to the Middle Ordovician of the Wisconsin: J. Sed. Petr., Vol. 43, p. 965-986.
- [6] Choquette, P. W. and Pray, L. C (1970) Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates: American Association of Petroleum Geologists Bulletin., Vol. 54, p. 207-250.
- [7] Dickson, J. A. D (1965) A modified staining technique for carbonates in thin section: Nature, 205: 587.
- [8] Ellis, P. M (1985) Post-Miocene Carbonate Diagenesis of the Lower Cretaceous Edwards Group in the Balcones Fault Zone Area, South-Central Texas. Univ. Texas at Austin, p. 101-114.
- [9] Fairchild, I. J., Knoll, A. H. and Swett, K (1991) Coastal lithologies and biofacies associated with syndepositional dolomitization (Draken Formation, Upper Riphean, Svalbard). Precambrian Research. Vol. 53, p. 165-198.
- [10] Flugel, E (1982) Microfacies analysis of limestone, Springer, Berlin, 633 pp.