

فرآیندهای دیاژنزی، زمین‌شیمی عنصری و مدل دولومیتی شدن نهشته‌های پالئوسن زاگرس (سازند تله‌زنگ، حوضه‌ی رسوبی لرستان، شمال شرق کوهدشت)

یعقوب نصیری^۱، سمیرا تقدیسی نیک‌بخت^{۱*}، مصطفی صداقت‌نیا^۲ و محمد ملاح^۲

۱- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، مجتمع آموزش عالی گناباد، گناباد، ایران

۲- دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

نویسنده مسئول: samirataghdisi@gmail.com

دریافت: ۱۴۰۳/۶/۲ پذیرش: ۱۴۰۳/۸/۲۲

نوع مقاله: پژوهشی

چکیده

در این پژوهش فرآیندهای دیاژنزی، زمین‌شیمی عنصری و مدل دولومیتی شدن سازند تله‌زنگ در شمال شرق کوهدشت مطالعه شده است. این سازند به سن پالئوسن - ائوسن میانی در حوضه‌ی رسوبی لرستان گسترش دارد. در این پهنه یک برش سطح‌الارضی به ضخامت ۵۱ متر در ۱۸ کیلومتری شمال شرق شهرستان کوهدشت انتخاب شده است. در ناحیه مورد مطالعه، مرز زیرین سازند تله‌زنگ با سازند امیران بصورت واضح و مرز بالایی آن با آواری‌های قرمز رنگ سازند کشکان به صورت ناپیوستگی فرسایشی است. مطالعات سنگ‌نگاری منجر به شناسایی چندین فرآیند دیاژنزی از جمله میکرایتی شدن، نوریختی، سیمانی شدن، فشردگی، انحلال و جانشینی گردید که فرآیند جانشینی از نوع دولومیتی شدن در این سازند از گسترش بیشتری برخوردار است. بر اساس توالی پاراژنتیکی، نهشته‌های سازند تله‌زنگ در این برش در چهار محیط دریایی، تدفینی، بالآمدگی و آب شیرین تفسیر شده است، و طی سه مرحله دیاژنزی اولیه (ائوژن)، میانی (مزوژن) و نهایی (تلوژن) اتفاق افتاده است. آنالیز عنصری نمونه‌ها به روش EDS و EPMA (با دقت ۰/۰۱ درصد) بر روی ۱۲ نمونه از دولومیت‌ها که نشان دهنده مقادیر پایین Fe و مقادیر بالای Sr و Na در دولومیکرایت‌ها و تمرکز بالای Fe و Mn در دولومیکرواسپارایت‌ها و دولواسپارایت‌هاست و همچنین وجود برخی شواهد مانند اینتراکلاست‌های جلبکی، تخلخل روزنه‌ای و نبود کانی‌های تبخیری نشان دهنده تشکیل این دولومیت‌ها از مدل جزرومدی، تراوش و سپس دفن کم عمق تا متوسط و عمیق می‌باشد. همچنین شواهد زمین‌شیمی عنصری نشان داد که دولومیت‌های مورد مطالعه هنوز به نظم بلوری (استوکیومتری) نرسیده‌اند که این موضوع را می‌توان با توجه به سن سازند تله‌زنگ (پالئوسن - ائوسن میانی) در این بخش از حوضه‌ی رسوبی لرستان توجیه نمود.

واژگان کلیدی: سازند تله‌زنگ، آنالیز عنصری، دولومیت، مدل جزرومدی، کوهدشت

۱- پیشگفتار

(مطیعی، ۱۳۸۲). به دلیل حساسیت بسیار بالای سنگ‌های کربناته به فرآیندهای دیاژنزی، اغلب ناهمگنی‌های عمده‌ای در آن‌ها دیده می‌شود (سالی‌فو و همکاران، ۲۰۲۱؛ لبرک و همکاران؛ ۲۰۲۴). با استفاده از روش‌های گوناگون سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی، امروزه شناخت نسبتاً کاملی از تبدیل رسوبات آهکی به سنگ‌های کربناته وجود دارد که این تغییر و تبدیل رسوبات کربناته می‌تواند در سه قلمرو دیاژنزی دریایی، متئوریک و دفنی رخ دهد که فرآیندها و محصولات آن‌ها اگرچه پیچیده به نظر می‌رسند، اما در سراسر تاریخ زمین‌شناسی قابل شناسایی هستند (بترست، ۱۹۷۵؛ چوکت و جیمز، ۱۹۹۰؛ تاکر و رایت، ۱۹۹۰؛ جیمز و جونز، ۲۰۱۵). مطالعه

سازند تله‌زنگ (پالئوسن - ائوسن میانی) به صورت نمونه یک آهک پکستون و بیوکست است که در آن سنگواره روزنبران بزرگ به وفور یافت می‌شود. این سازند به صورت بارز در حوضه‌ی رسوبی لرستان گسترش یافته و بر روی سازند امیران و در زیر سازند کشکان قرار می‌گیرد و گاهی به صورت جانبی و به تدریج با این دو سازند جانشین می‌شود (مطیعی، ۱۳۸۲). در بعضی از نواحی وجود یک ناهمسازی فرسایشی در حد بالایی سازند تله‌زنگ فرض شده است، هرچند شواهد دیرینه‌شناسی آنرا تأیید نمی‌کند (مطیعی، ۱۳۸۲). این سازند به سمت مناطق جنوب باختری لرستان با سازند پابده جانشین می‌شود

به بخش‌های رمپ داخلی تا میانی گردید. یک توالی رسوبی رده سوم با دسته رخساره‌های TST و HST برای این سازند مشخص گردید. شواهد زمین شیمی عنصری منجر به شناسایی یک سیستم دیاژنزی بسته تا کمی باز به صورت ضعیف با تبادل آب به سنگ پایین برای کربنات‌های سازند تله‌زنگ تعیین گردید. مغفوری مقدم و همکاران (۱۴۰۳) زیست‌چینه‌نگاری، ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند تله‌زنگ را در شمال پهنه لرستان مورد مطالعه قرار دادند و سن تانتین پسین را برای سازند تله‌زنگ پیشنهاد دادند. همچنین محیط رسوبی این سازند را شلف داخلی و میانی تعیین کردند. سازند تله‌زنگ منحصراً در حوضه‌ی رسوبی لرستان گسترش دارد. در این حوضه بیشتر پژوهش‌های انجام گرفته بر روی این سازند به تعیین سن آن با توجه محتویات فسیلی و تفسیر ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی آن معطوف می‌باشد، لذا در پژوهش حاضر به زمین‌شیمی عنصری و مدل دولومیتی شدن این سازند در یک برش سطح الارضی پرداخته شده است. با توجه به تأثیر دولومیتی شدن در رخساره‌های این سازند و ارتباط بین تغییرات نسبی سطح آب دریا و دولومیتی شدن در پلت‌فرم‌های کربناته پالتوسن - ائوسن حوضه‌ی رسوبی لرستان، امید است نتایج این پژوهش بتواند در راستای انطباق هر چه بهتر این سازند بین بخش‌های مختلف حوضه‌ی رسوبی لرستان مفید واقع شود و در نهایت بتوان تصویر آشکارتری از بازسازی جغرافیای دیرینه زمان پالتوسن - ائوسن میانی در حوضه‌ی رسوبی زاگرس و تاریخچه‌ی پس از رسوب‌گذاری این سازند ارائه داد.

۲- موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه مورد

مطالعه

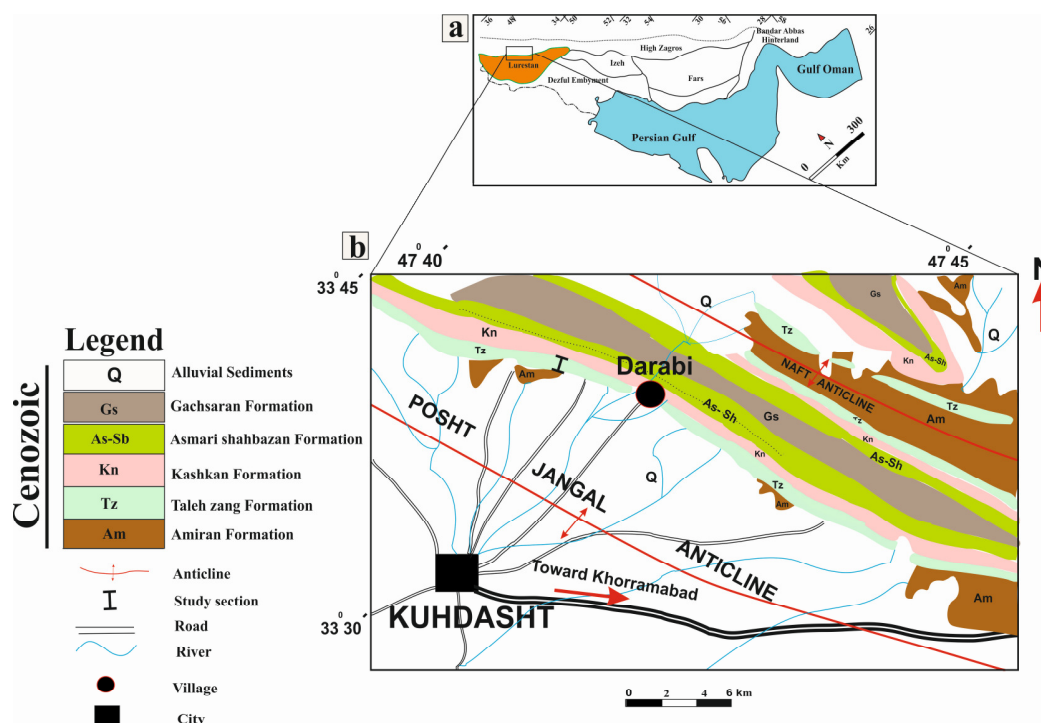
بر اساس نقشه پهنه‌های ساختاری حوضه زاگرس، ناحیه مورد مطالعه در بخش چین‌خورده ساده زاگرس و در پهنه رسوبی لرستان واقع شده است (شکل ۱-ا). در زاگرس در طی پالتوسن پسین تا ائوسن، رسوبات در یک حوضه‌ی رسوبی پیش گودال باقیمانده در امتداد حاشیه شرقی صفحه عربی نهشته شده‌اند (مورس، ۱۹۸۰؛ زیگلر، ۲۰۰۱؛ علوی، ۲۰۰۴). در طی ائوسن، گسترش حوضه پیش گودال کاهش یافته و با یک پلت‌فرم جایگزین شده است. به دلیل فعالیت تکتونیکی شدید و شیب تند حوضه در این زمان، سامانه کربناته مکرراً متوقف شده و جای خود

فرآیندهای دیاژنزی در کنار مطالعات چینه‌نگاری سکansı و مطالعات رخساره‌ای می‌تواند در انطباق ویژگی‌های مخزنی در مقیاس محلی و ناحیه‌ای مورد استفاده قرار گیرد (اسدی و همکاران، ۲۰۱۶؛ بارگومانو و همکاران، ۲۰۲۰). تأثیر فرایندهای دیاژنزی پس از ته‌نشینی رسوبات موجب تغییر ویژگی‌های اولیه از لحاظ سنگ‌نگاری و ژئوشیمی می‌شود، بررسی شدت و ضعف تأثیرات دیاژنتیکی بر روی رسوبات به آگاهی بیشتر از شرایط اولیه حاکم بر محیط رسوبی منجر می‌شود. از نگاه دیگر نیز تغییرات ایجاد شده در طی فرایندهای دیاژنزی می‌تواند سبب ایجاد ویژگی‌ها و پتانسیل‌های جدیدی در رسوبات گردد. داده‌های آنالیز زمین‌شیمی اطلاعات مهمی درباره‌ی شرایط حاکم بر محیط رسوبی و نیز تغییرات دیاژنتیکی مؤثر بر رسوبات در طی زمان را فراهم می‌آورد (آرمسترانگ - آلتین و همکاران، ۲۰۰۹). مغفوری مقدم (۱۳۸۶)، ریزچینه‌نگاری سازند تله‌زنگ را در هفت برش چینه‌شناسی در باختر و جنوب باختری حوضه‌ی رسوبی لرستان مورد مطالعه قرار داد و سن آن را از پالتوسن میانی تا ائوسن پیشین در نظر گرفت. از جمله پژوهش‌هایی که بر روی فرآیندهای دیاژنزی و زمین‌شیمی سازند تله‌زنگ در حوضه‌ی رسوبی لرستان انجام گرفته است می‌توان به موارد زیر اشاره کرد: شالوند و همکاران (۱۳۹۸)، محیط رسوبی، چینه‌نگاری سکansı و زمین‌شیمی عنصری سازند تله‌زنگ را در جنوب کرمانشاه مورد مطالعه قرار دادند. محیط رسوبی رمپ کربناته، یک توالی رسوبی رده سوم با دسته رخساره‌های TST و HST، و سیستم دیاژنزی بسته تا باز برای این سازند تعیین کردند. شالوند و همکاران (۱۳۹۸)، سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و مدل دولومیتی شدن سازند تله‌زنگ را در جنوب و جنوب باختر کرمانشاه مورد مطالعه قرار دادند. در این مطالعه، بررسی‌های سنگ‌نگاری منجر به شناسایی چهار نوع دولومیت گردید. مدل دولومیتی شدن این سازند را به مدل سب‌خا نسبت داده‌اند و مقادیر بالای عنصر آهن و منگنز در این دولومیت‌ها را به دیاژنز کانی رسی اسمکتیت مربوط می‌دانند.

مغفوری مقدم و صداقت‌نیا (۱۴۰۲)، محیط رسوبی دیرینه، چینه‌نگاری سکansı و زمین‌شیمی عنصری سازند تله‌زنگ را در جنوب خاوری پهنه لرستان مورد مطالعه قرار دادند و نتایج این پژوهش منجر به شناسایی چهار کمربند رخساره‌ای پهنه جزر و مدی، لاگون، سد و دریای باز مربوط

تله‌زنگ در برش مورد مطالعه پالتوسن (تانسین) نسبت داده می‌شود (جعفری‌زاده و همکاران، ۱۴۰۳). برش مورد مطالعه در ۱۸ کیلومتری شمال شرق شهرستان کوهدشت و در ضلع غربی روستای دارابی واقع شده است که برای رسیدن به این برش از طرق جاده آسفاته شهرستان کوهدشت به سمت روستای مذکور امکان‌پذیر می‌باشد. برش مورد مطالعه دارای مختصات جغرافیایی طول خاوری " 47° 41' 47' E و عرض شمالی " 33° 42' 18' N می‌باشد.

را به رسوبات سیلیسی - آواری داده است (پیریایی و همکاران، ۱۳۹۳) که کربنات‌های آن در پهنه لرستان (شمال شرق زون زاگرس) با سازندهای شهبازان و تله‌زنگ و سیلیسی‌آواری‌ها با سازند کشکان شناخته می‌شوند (مطیعی، ۱۳۸۲). بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ شهرستان کوهدشت، ناحیه مورد مطالعه در یال شمالی تاقدیس پشت‌جنگل واقع شده است که در این یال سازندهای امیران، تله‌زنگ، کشکان، آسماری، شهبازان و سازند گچساران رخمون دارند (شکل ۱- b). سن سازند



شکل ۱. a: موقعیت پهنه‌های ساختاری حوضه زاگرس. ناحیه مورد مطالعه در زون زاگرس چین‌خورده واقع شده است (اسرافیلی - دیزاجی و کیانی هرچگانی، ۲۰۱۱). b: قسمتی از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ شهرستان کوهدشت به همراه گسترش سازندهای منطقه مورد مطالعه (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۷۹).

Fig. 1. a: The location of the structural zones of the Zagros basin. The studied area is located in the folded Zagros zone (Esrafil-Dizaji and Kiani Harchegani, 2011). b: A part of the geological map 1/100000 of Kohdasht city along with the expansion of the formations of the studied area (National Geological and Mineral Exploration Organization, 1379).

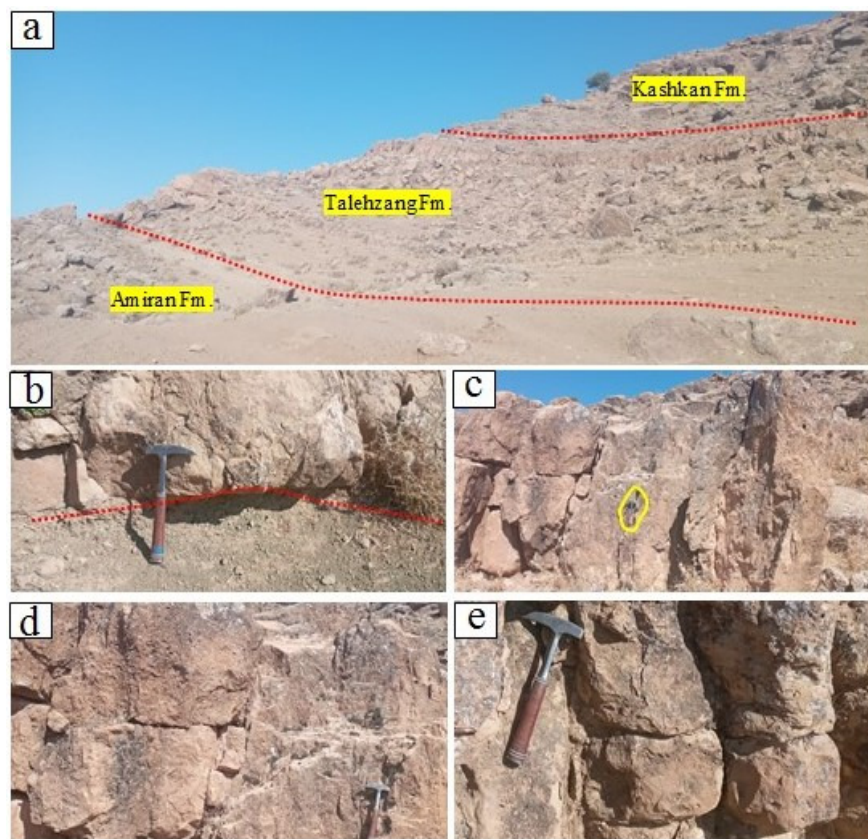
۳- روش مطالعه

به منظور درک فرآیندهای دیانزری سازند تله‌زنگ در برش مورد مطالعه، تعداد ۵۱ نمونه سنگ (۳۲ نمونه مربوط به واحدهای کربناته و ۱۹ نمونه مربوط به واحدهای کربناته دولومیتی) از توالی مورد نظر برداشت شده است به گونه‌ای که کل توالی را پوشش داده است. از تمام نمونه‌ها مقطع نازک سنگ‌شناسی تهیه شده و توسط میکروسکوپ پلاریزان Olympus- BH2 مورد مطالعه قرار گرفتند

رسوبات کربناته سازند تله‌زنگ در این برش چینه‌شناسی با سنگ‌شناسی غالب کربناته و کربنات‌های دولومیتی شده و با سبترای ۵۱ متر به صورت همشیب و پیوسته بر روی رسوبات شیلی، مارنی و ماسه‌سنگی خاکستری رنگ سازند امیران قرار گرفته و خود به صورت ناپیوستگی هم‌شیب در زیر رسوبات آواری قرمز رنگ سازند کشکان قرار گرفته‌اند (شکل ۲). همچنین ستون سنگ‌چینه‌ای سازند تله‌زنگ در ناحیه مورد مطالعه در شکل ۳ نشان داده شده است.

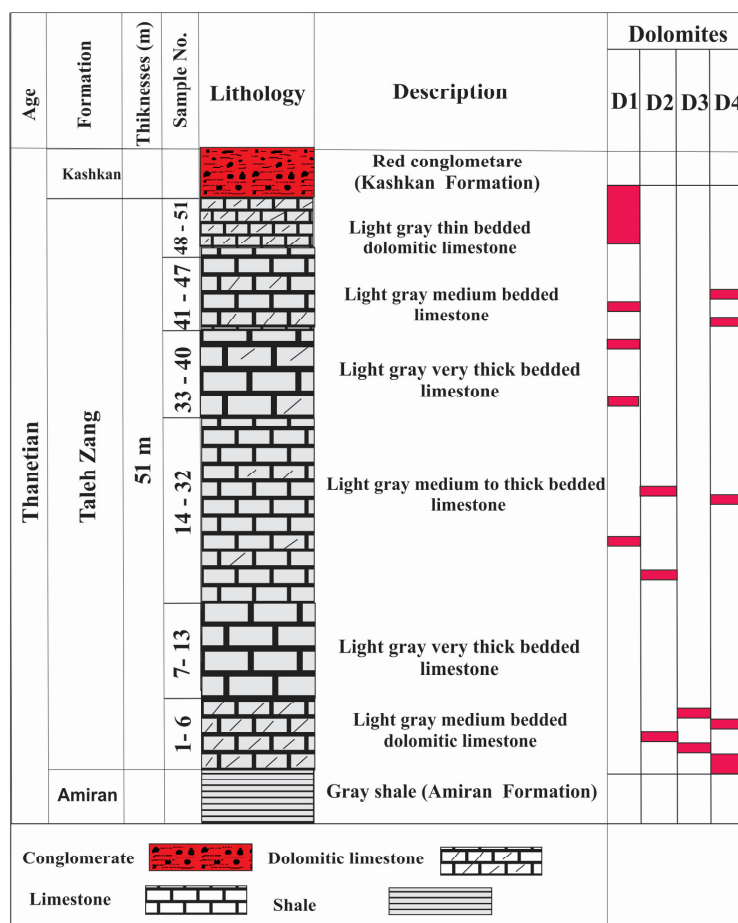
شده و همگن آن‌ها تحت آنالیز EDS قرار گرفته است. در این پژوهش، برای تفکیک انواع دولومیت‌های سازند تله‌زنگ از تلفیق مطالعات سنگ‌نگاری و روش‌های ژئوشیمیایی، مانند عناصر اصلی و فرعی استفاده شده است. این مطالعات در پایان به تعیین منشأ سیالات دولومیت‌ساز کمک فراوانی می‌کند (سیبلی و گرگ، ۱۹۸۷؛ لی و فریدمن، ۱۹۸۷؛ آم‌تور و فریدمن، ۱۹۹۲؛ ای و مازالو، ۱۹۹۳؛ آدابی، ۲۰۰۹). برای نام‌گذاری سنگ‌های کربناته از رده‌بندی فولک (۱۹۶۵) و دانه‌ام (۱۹۶۲) استفاده شده است. نام‌گذاری دولومیت‌ها بر پایه تلفیقی از رده‌بندی بافتی سیبلی و گرگ (۱۹۸۷) و مازالو (۱۹۹۲) صورت گرفت. برای اندازه‌گیری بلورهای دولومیت از مقیاس ارائه شده توسط فولک (۱۹۶۵) و آدابی (۲۰۰۹) استفاده شد.

(مقاطع در دانشگاه لرستان تهیه و مورد مطالعه قرار گرفتند). مقاطع نازک به روش (دیکسون، ۱۹۶۵) توسط محلول آلزارین قرمز (ARS) برای تشخیص کانی‌های کلسیت از دولومیت و محلول فروسیانید پتاسیم برای تشخیص دولومیت‌های آهن‌دار رنگ‌آمیزی شده است. به منظور شناخت محیط دیاژنزی دولومیت‌های مورد مطالعه، تعداد ۱۲ نمونه نیز به روش‌های (EDS) و (EPMA) با دقت یک صدم درصد در دانشگاه لرستان مورد آنالیز قرار گرفتند و تصویربرداری توسط میکروسکوپ الکترونی (SEM) از دولومیت‌ها نیز به عمل آمد. نمونه‌ها به دور از هرگونه شکستگی، فسیل، فرآیندهای دیاژنزی و هوازدگی انتخاب شده و سپس از بخش تازه سنگ با مته دندانپزشکی نمونه‌برداری صورت گرفته و سپس نمونه پودر



شکل ۲. a: نمایی از سازندهای امیران، تله‌زنگ و کشکان در ناحیه مطالعه (دید به سمت شمال باختر). b: واحد کربناته دولومیتی شده متوسط لایه خاکستری رنگ در تماس با سازند امیران. c: واحد کربناته ضخیم لایه خاکستری تا نخودی رنگ و صخره‌ساز. کادر زرد رنگ چکش زمین‌شناسی می‌باشد. d: واحد کربناته متوسط تا ضخیم لایه خاکستری تا نخودی رنگ. e: واحد کربناته دولومیتی خاکستری رنگ نازک لایه.

Fig. 2. a: A view of Amiran, Talehzang and Kashkan formations in the study area (view to the northwest). b: Medium dolomitized carbonate unit of gray layer in contact with Amiran Formation. c: very thick carbonate unit - gray to pea-colored layer and rock formation. The yellow box is the geological hammer. d: medium to thick carbonate unit, gray to pea colored layer. e: gray dolomitized carbonate unit of thin layer.



شکل ۳. ستون سنگ‌چینه‌ای سازند تله‌زنگ در برش شمال خاوری کوه‌دشت (برش تاقدیس پشت‌جنگل)

Fig. 3. Lithostratigraphic rock column of Talehzang Formation in North-East section of Kohdasht (Pusht-Jangal anticline section)

۴- فرآیندهای دیاژنزی

از مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنزی در برش مورد مطالعه می‌توان به میکرایتی شدن^۱، نوربختی^۲، فشردگی^۳، انحلال^۴، سیمانی شدن^۵ و جانشینی^۶ اشاره کرد که در ادامه به توصیف و تفسیر آن‌ها پرداخته می‌شود.

۴-۱- توصیف فرآیندهای دیاژنزی

میکرایتی شدن: در مقاطع مورد مطالعه این فرآیند به دو صورت در رخساره‌های وکستون، پکستون و گرینستون بایوکلستی دیده می‌شود: الف: به صورت پوشش میکرایتی اطراف خرده‌های اسکلتی عمل نموده است (شکل ۴-ا) پیکان قرمز) و در برخی موارد سبب حفظ شکل اولیه دانه می‌شود (شکل ۴-ب) پیکان زرد رنگ). ب: به طور کامل و

یا ناقص باعث میکرایتی شدن فسیل‌ها شده و ساختمان داخلی آن‌ها را تا حدودی از بین برده است (شکل ۴-ب) پیکان‌های قرمز).
 نوربختی (افزایشی و کاهش): در نمونه‌های مورد مطالعه فرآیند نوربختی به صورت افزایشی و کاهش می‌شود. در شکل ۴-د فرآیند نوربختی افزایشی در متن سنگ مشاهده می‌شود که افزایش اندازه بلورهای کربنات کلسیم در جهت پیکان‌های قرمز نشان داده شده است. شکل ۴-ج مربوط به یک صدف روزن‌دار می‌باشد که در آن فرآیند نوربختی کاهش با فرآیند حاشیه میکرایتی^۷ در پوسته صدف اتفاق افتاده است که با علامت پیکان زرد رنگ مشخص شده است.

^۵ Cementation

^۶ Replacement

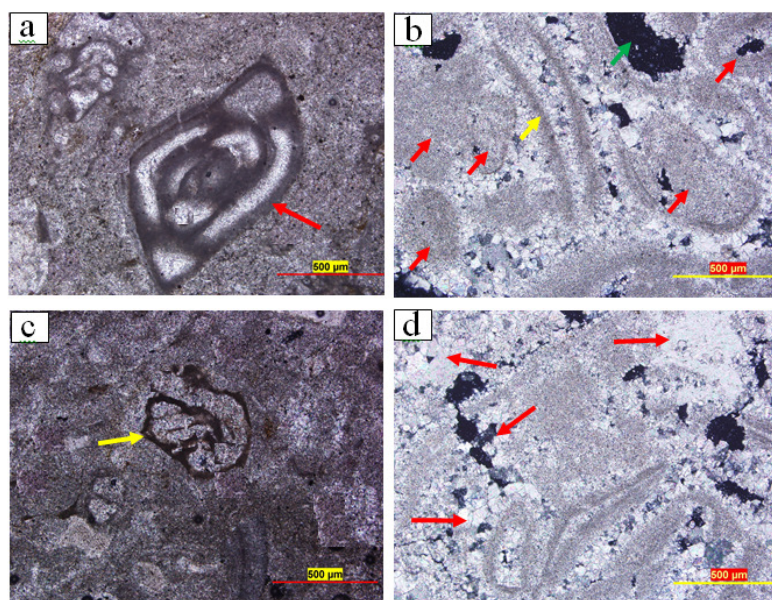
^۷ micrite envelope

^۱ Micritization

^۲ Neomorphism

^۳ Compaction

^۴ Dissolution



شکل ۴. a: ایجاد پوشش میکرایتی (پیکان قرمز) در اطراف صدف روزندار در یک رخساره وکستون بایوکلستی. (نمونه شماره Tz-13). b: ایجاد پوشش میکرایتی (پیکان‌های قرمز) بر روی قطعات بایوکلستی به گونه‌ای که این پوشش ساختمان داخلی آن‌ها را از بین برده است. (نمونه شماره Tz-12). پیکان زرد رنگ پوشش میکرایتی اطراف یک قطعه صدف می‌باشد که پس از انحلال صدف شکل اولیه آن حفظ شده است. پیکان سبز رنگ نمونه‌ای از تخلخل حفره‌ای می‌باشد. c: نوریختی کاهشی به صورت ایجاد پوشش میکرایتی اطراف یک صدف روزندار. این پوشش آغشته به اکسید آهن می‌باشد (پیکان زرد رنگ). (نمونه شماره Tz-16). d: نوریختی افزایشی (تبدیل بلورهای ریز میکرایت به بلورهای درشت‌تر میکرواسپار و اسپار در جهت پیکان‌های قرمز رنگ) (نمونه شماره Tz-18).

Fig. 4. a: Development of a micrite coating (red arrow) around a foraminifera shell in a bioclastic wackestone facies. (Sample No. Tz-13). b: Creation of micrite coating (red arrows) on bioclast fragments in such a way that this coating destroyed their internal structure. (Sample No. Tz-12). The yellow arrow is the micrite coating around a piece of oyster, which has preserved its original shape after the dissolution of the oyster. The green arrow is an example of vuggy porosity. c: reduced neomorphism in the form of a micrite coating around a foraminifera shell. This coating is impregnated with iron oxide (yellow arrow). (Sample No. Tz-16). d: Increased neomorphism (transformation of fine micrite crystals into larger microspar and spar crystals in the direction of the red arrows) (sample number Tz-18).

منظور تعیین دمای حوضه رسوبی در زمان تشکیل به شمار می‌رود (آدابی، ۲۰۰۹). مطالعات انجام شده بر روی رخساره‌های کربناته سازند تله‌زنگ در ناحیه مورد مطالعه منجر به شناسایی پنج نوع سیمان از نظر ریخت‌شناسی گردید. این سیمان‌ها شامل: سیمان کلسیت ریزبلور حاشیه‌ای هم‌ضخامت، سیمان فراگیرنده، سیمان کلسیت هم‌بعد، سیمان قطعه‌ای (بلوکی)، و سیمان دروزی می‌باشند که در ادامه به توصیف و تفسیر آن‌ها پرداخته می‌شود.

سیمان کلسیت ریزبلور حاشیه‌ای هم‌ضخامت^۱: این سیمان در نمونه‌های مطالعه شده غالباً در فضای اطراف دانه‌ها دیده شده است. سیمان‌های حاشیه‌ای معمولاً نسل اول سیمان می‌باشند و در ادامه بوسیله سایر سیمان‌ها دنبال می‌گردند (شکل ۵ - a). این سیمان با تشکیل پیرامون دانه‌ها و ایجاد چارچوب محکم در مقابل فشردگی،

سیمانی شدن: سیمانی شدن شامل فرآیندهایی است که منجر به ته‌نشینی کانی‌ها در حفرات اولیه و ثانویه سنگ می‌شود. فرآیند سیمانی شدن نیازمند فوق‌اشباع شدن سیالات روزنه‌ای نسبت به این کانی‌ها می‌باشد (فلوگل، ۲۰۱۰). این فرآیند، جزء فرآیندهای اصلی دیاژنتیکی بوده و سبب استحکام رسوب و سنگ‌شدگی می‌شود. سیمانی شدن نقطه مقابل پدیده انحلال بوده و لذا سبب کاهش تخلخل در سنگ‌های کربناته می‌شود (تاکر، ۲۰۰۱). سیمانی شدن در طیف وسیعی از محیط‌های دیاژنتزی (دریایی)، وادوز، آب شیرین و دفنی انجام می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰). به طور کلی هر نوع سیمان، مبین محیط دیاژنتیکی خاصی می‌باشد و در محدوده‌های دریایی، متئوریک و تدفینی تشکیل می‌شوند. از این میان سیمان‌های دریایی به دلیل حالت تعادلی با محیط بهترین وسیله برای انجام آزمایشات ایزوتوپی و عناصر فرعی به

¹ Isopachous

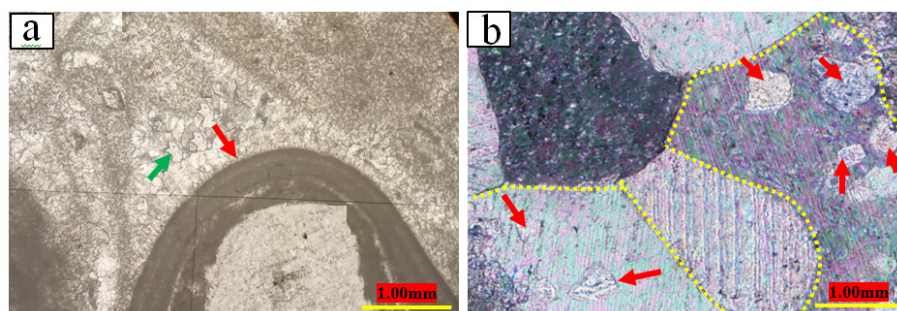
پرکننده درون فسیل‌ها ج: در مرحله تلوزنیک فضای حاصل از شکستگی‌ها را پر کرده‌اند و در اثر رنگ‌آمیزی با مخلوط فروسیانید پتاسیم و آلزارین قرمز، به رنگ صورتی کم رنگ دیده می‌شوند.

سیمان دروزی^۱: در نمونه‌های مورد مطالعه این سیمان بیشتر پرکننده حفرات می‌باشد به گونه‌ای که افزایش اندازه بلورها از سمت حاشیه حفره به سمت مرکز حفره می‌باشد. همانگونه که در شکل ۶-d مشاهده می‌شود سیمان دروزی یک حفره را پر کرده است و افزایش اندازه بلورها از سمت حاشیه به سمت مرکز حفره رخ داده است (افزایش اندازه بلورها در جهت پیکان‌های زرد رنگ).

نقش مهمی در حفظ تخلخل دارند و از تراکم، فشردگی و فابریک نزدیک به هم دانه‌ها در مراحل بعدی دیاژنزی جلوگیری می‌کند.

سیمان فراگیرنده (پوئیکیلوتوپیک)^۲: این سیمان در مقاطع مورد مطالعه در رخساره‌های گرینستونی مشاهده شده است. همانگونه که در شکل (۵-b) با نوار قرمز رنگ مشخص شده است سیمان فراگیرنده به دلیل درشت‌بلور بودن چندین دانه را در بر گرفته است.

سیمان کلسیتی هم‌بعد^۳: در مقاطع مورد مطالعه این نوع سیمان به سه شکل دیده می‌شود (شکل ۶-a تا c). الف: پرکننده فضای خالی بین دانه‌ها که تحت عنوان سیمان موزاییکی بین دانه‌ای خوانده می‌شود. ب: به صورت سیمان



شکل ۵. a: تشکیل سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت با بلورهای بسیار ظریف کلسیتی (پیکان قرمز) در اطراف دانه‌ها در یک رخساره گرینستون بایوکلسیتی. این سیمان توسط سیمان‌های نسل بعدی (پیکان سبز رنگ) دنبال می‌شوند. (نمونه شماره Tz-3). b: سیمان فراگیرنده با بلورهای بسیار درشت کلسیتی (خط‌چین‌های زرد رنگ) که خرده‌های کلسیتی (پیکان‌های قرمز) را در بر گرفته است (نمونه شماره Tz-40).

Fig. 5. a: The formation of isopachous rim cement with very fine calcite crystals (red arrow) around the grains in a bioclastic greenstone facies. These cements are followed by next generation cements (green arrow). (Sample No. Tz-3). b: Poikilotopic cement with very large calcite crystals (yellow lines) that includes calcite fragments (red arrows) (sample number Tz-40).

حجرات مرجان‌ها و روزنداران توسط رسوبات ریزدانه غالباً میکرایتی پر شده‌اند و فابریک ژئوپتال را تشکیل داده‌اند. فابریک **لخته‌ای^۴**: در شکل (۷-d) بخشی که با پیکان قرمز رنگ مشخص شده است نشان دهنده فابریک لخته‌ای است که بلورهای ریز میکرایتی به صورت شناور در زمینه بلورهای درشت‌تر میکرواسپارایتی قرار گرفته‌اند.

فشردگی^۲: فشردگی و انحلال فشاری دو فرایند اصلی دیاژنتیکی هستند که عموماً به عمق دفن شدن رسوبات بستگی دارند (تاکر، ۲۰۰۱). فشردگی از فرایندهای اساسی کاهش تخلخل و سنگی شدن رسوبات می‌باشد (فلوگل، ۲۰۱۰). تراکم به دو صورت مکانیکی و شیمیایی در اعماق مختلف اعمال می‌شود.

سیمان قطعه‌ای (بلوکی)^۱: تفاوت اصلی این نوع از سیمان‌ها با سیمان‌های هم‌بعد، در اندازه قطعات آن است به گونه‌ای که اندازه بلورها در سیمان هم‌بعد بیش از ۲۰۰ تا ۵۰۰ میکرون می‌باشد و این درحالی است که در سیمان بلوکی بیش از ۸۰۰ میکرون و در برخی موارد اندازه‌های چند میلی‌متری می‌باشند (شکل ۷-a). در برخی موارد این نوع از سیمان‌ها به دلیل اندازه بسیار درشت آن‌ها سایر قطعات را در بر می‌گیرند (رجوع شود به شکل ۵-b).

فابریک ژئوپتال: در نمونه‌های مورد مطالعه این فابریک در رخساره‌های پکستون و وکستون بایوکلسیتی مشاهده شده است. همانگونه که در شکل (۷-b و c) مشاهده می‌شود

¹ Blocky

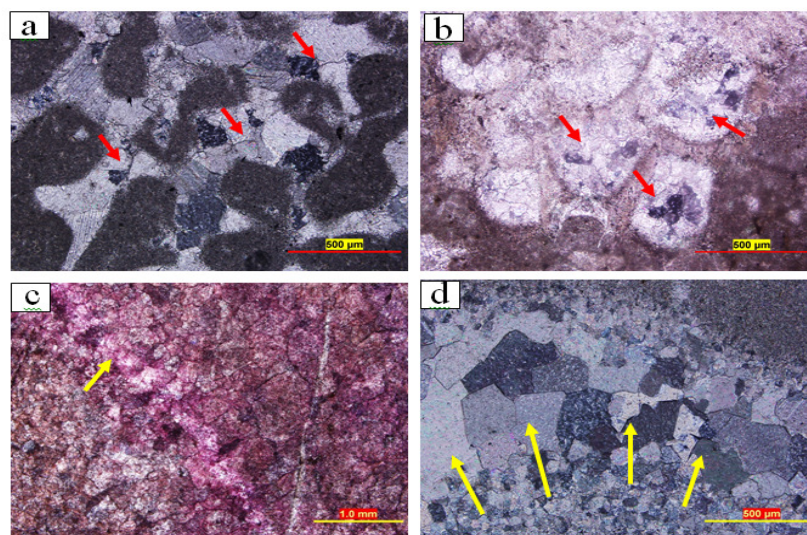
² Grumous

³ Compaction

² Poikilotopic

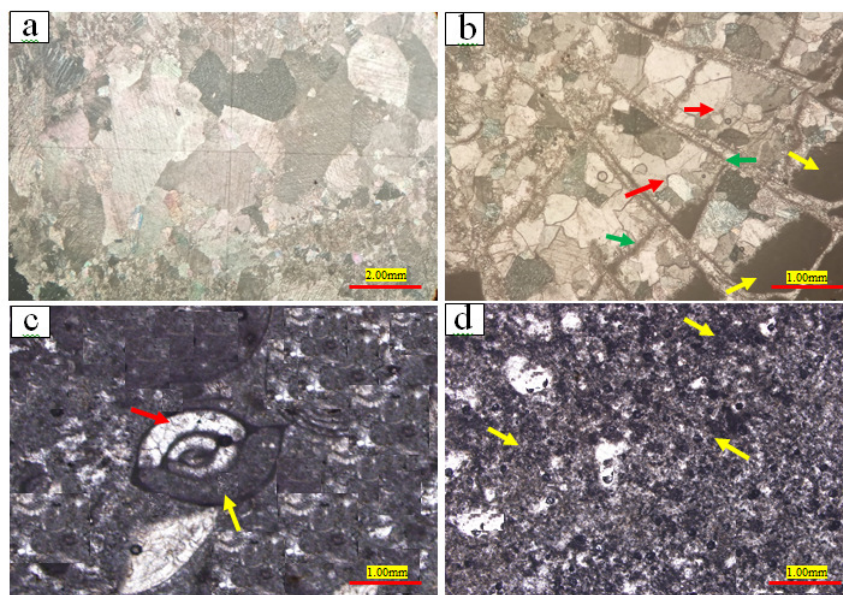
³ Equant

⁴ Drusy



شکل ۶. a: تشکیل سیمان موزاییکی هم‌بعد در بین قطعات مرجان (پیکان‌های قرمز). (نمونه شماره Tz-11). b: تشکیل سیمان موزاییکی هم‌بعد درون حجرات بریوزوآ (پیکان‌های قرمز). (نمونه شماره Tz-14). c: تشکیل سیمان موزاییکی هم‌بعد درون شکستگی (نمونه شماره Tz-48). نمونه توسط آلزارین قرمز رنگ‌آمیزی شده است و رنگ قرمز آن دلالت بر محیط دیازنزی جوی دارد. d: تشکیل سیمان دروزی درون حفره (افزایش اندازه بلورها در جهت پیکان‌های زرد رنگ). (نمونه شماره Tz-35).

Fig. 6. a: The formation of equant mosaic cement between coral pieces (red arrows). (Sample No. Tz-11). b: The formation of equant mosaic cement inside the bryozoan cells (red arrows). (Sample No. Tz-14). c: The formation of equant mosaic cement inside the fracture (sample number Tz-48). The sample is stained by alizarin red and its red color indicates the atmospheric diagenesis environment d: the formation of drusy cement inside the cavity (increasing the size of the crystals in the direction of the yellow arrows). (Sample No. Tz-35).

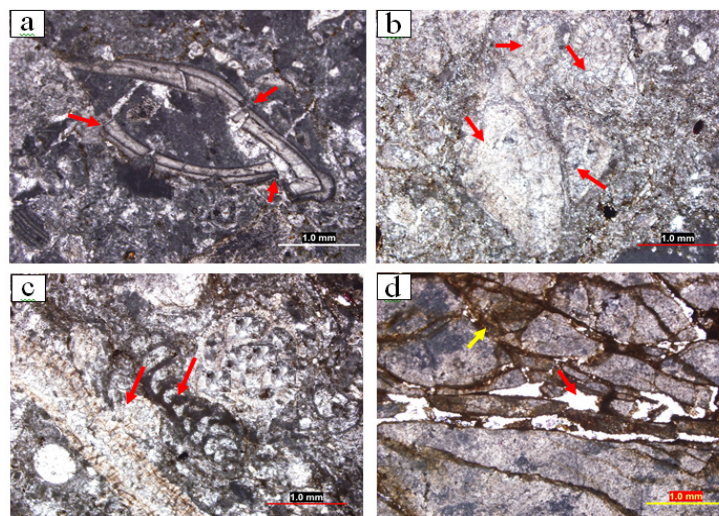


شکل ۷. a: تشکیل سیمان کلسیت درشت‌بلور بلوکی (نمونه شماره Tz-50). b: فابریک ژئوپتال در حجرات مرجان در یک رخساره باندستون مرجانی. بخش پایین حجرات توسط میکرایت (پیکان‌های زرد رنگ) و بخش بالایی حجرات توسط سیمان کلسیت موزاییکی (پیکان‌های قرمز رنگ) پر شده است. وجود پوشش میکرایتی (پیکان‌های سبز رنگ) سبب حفظ شکل اولیه قطعات مرجان بعد از انحلال آن‌ها شده است (نمونه شماره Tz-27). c: فابریک ژئوپتال در فسیل روزندار در یک رخساره وکستون بابوکلسیتی (نمونه شماره Tz-28). d: تشکیل فابریک لختهای در رخساره وکستون پلوئیدی (پیکان‌های زرد رنگ). (نمونه شماره Tz-8).

Fig. 7. a: Formation of blocky coarse-crystal calcite cement (sample number Tz-50). b: Geopetal fabric in coral cells in a coral bondstone facies. The lower part of the cells is filled with micrite (yellow arrows) and the upper part of the cells is filled with mosaic calcite cement (red arrows). The presence of micrite coating (green arrows) has preserved the initial shape of the coral pieces after their dissolution (Sample No Tz-27). c: Geopetal fabric in a foraminiferal fossil in a bioclastic wackestone facies (Sample No. Tz-28). d: Glomerous fabric formation in the peloidal wackestone facies (yellow arrows). (Sample No. Tz-8).

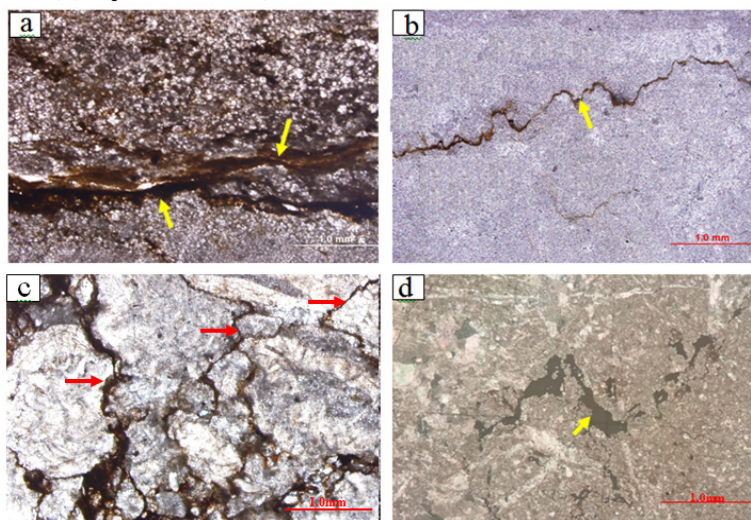
فابریک دانه به دانه بین آلوکم‌ها، انواع تماس بین دانه‌ها، شکستگی و له‌شدگی دانه‌ها و شکستگی‌ها می‌باشد (شکل ۸).

فشردگی مکانیکی: این نوع پدیده دیاژنزی در اعماق کم تا متوسط بر روی رسوبات تأثیر می‌گذارد و حاصل این نوع تراکم آرایش نزدیک‌تر و متراکم دانه‌ها به هم و ایجاد



شکل ۸. انواع فرآیندهای دیاژنزی حاصل از فشردگی مکانیکی. a: شکستگی‌های ایجاد شده در پوسته یک روزندار در رخساره وکستون بایوکلستی (نمونه شماره Tz-10). b: ایجاد فابریک دانه به دانه در رخساره پکستون بایوکلستی دولومیتی شده (نمونه شماره Tz-19). c: ایجاد له‌شدگی دانه‌ها در اثر قرارگرفتن دانه‌های نرم‌تر در بین دانه‌های دیگر (نمونه شماره Tz-30). d: شکستگی‌های نامنظم ایجاد شده در متن سنگ که این شکستگی‌ها توسط اکسید آهن در مرحله تلوزنیک پر شده‌اند (پیکان زرد رنگ) در برخی موارد فضای حاصل از شکستگی به صورت تخلخل باقی مانده است (پیکان قرمز رنگ) (نمونه شماره Tz-47).

Fig. 8. Types of diagenesis processes resulting from mechanical compression. a: Fractures created in the shell of a foraminifera in the bioclast facies (sample number Tz-10). b: Creation of fitted fabric in dolomitized bioclastic packstone facies (sample number Tz-19). c: Crushing of grains as a result of placing softer grains among other grains (sample number Tz-30). d: Irregular fractures created in the rock bulk, which are filled by iron oxide in the telogenic stage (yellow arrow), in some cases, the space resulting from the fracture is left as porosity (red arrow) (sample number Tz-47).



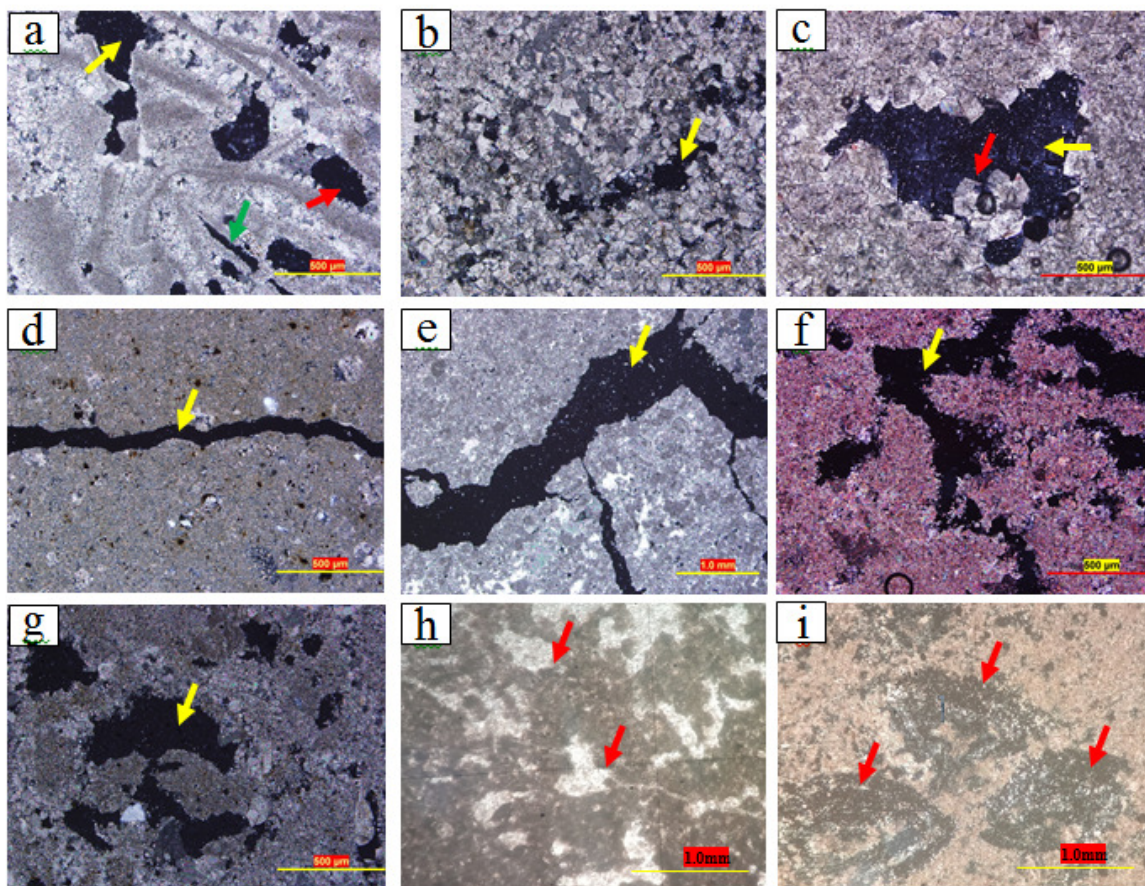
شکل ۹. انواع فرآیندهای دیاژنزی حاصل از فشردگی شیمیایی. a: رگچه‌های انحلالی حاوی اکسید آهن در رخساره وکستون دولومیتی شده (نمونه شماره Tz-7). b: تشکیل استیلولیت در متن سنگ در رخساره مادستون دولومیتی شده (نمونه شماره Tz-2). c: استیلولیت و حذف بخشی از دانه در یک رخساره پکستون دولومیتی شده (نمونه شماره Tz-15). d: تشکیل استیلوموتل در یک رخساره وکستون بایوکلستی (پیکان زرد رنگ) (نمونه شماره Tz-17).

Fig. 9. Types of diagenetic processes resulting from chemical compression. a: Dissolution veins containing iron oxide in the dolomitized wackestone facies (sample no. Tz-7). b: Stylolite formation in the rock bulk in the dolomitized mudstone facies (sample no. Tz-2). c: stylolite and partial grain removal in a dolomitized packstone facies (sample no. Tz-15). d: Stylomottles formation in a bioclastic wackestone facies (yellow arrow) (sample no. Tz-17).

گردید. از تخلخل‌های وابسته به فابریک سنگ که در مقاطع مورد مطالعه مشاهده شده است می‌توان به تخلخل بین دانه‌ای، درون دانه‌ای، روزنه‌ای (فنسترال)، قالبی و بین‌بلوری اشاره کرد. از تخلخل‌های غیر وابسته به فابریک سنگ در نمونه‌های مورد مطالعه می‌توان به تخلخل حفره‌ای (کانالی)، استیلولیتی، استیلوموتلی و تخلخل حاصل از شکستگی اشاره کرد (شکل ۱۰).

فشرده‌گی شیمیایی: عوارض انحلال فشاری در نمونه‌های مورد مطالعه شامل رگچه‌های انحلالی، استیلولیت و استیلوموتل می‌باشند (شکل ۹). در نمونه‌های مورد مطالعه این عوارض در رخساره‌های مادستونی، وکستونی و پکستونی مشاهده شده است.

انحلال و تخلخل: در نمونه‌های مورد مطالعه تخلخل‌های وابسته به فابریک و غیر وابسته به فابریک سنگ شناسایی



شکل ۱۰. انواع تخلخل‌های ایجاد شده در نمونه‌های مورد مطالعه. a: تخلخل بین‌دانه‌ای (پیکان قرمز)، تخلخل درون‌دانه‌ای (پیکان سبز) و تخلخل حفره‌ای (پیکان زرد رنگ) (نمونه شماره Tz-26). b: تخلخل بین‌بلوری در رخساره دولواسپارایتی (پیکان زرد رنگ) (نمونه شماره Tz-21). c: تخلخل حفره‌ای (پیکان زرد) ایجاد شده در رخساره دولومیکرواسپارایتی. این حفره توسط بلورهای درشت دولومیت پر شده است (پیکان قرمز رنگ) (نمونه شماره Tz-22). d: تخلخل حاصل از شکستگی (نمونه شماره Tz-31). e: تخلخل حاصل از استیلولیت (نمونه شماره Tz-44). f: تخلخل حاصل از استیلوموتل (نمونه شماره Tz-45). g: تخلخل کانالی ایجاد شده در رخساره دولومیکرواسپارایتی (نمونه شماره Tz-33). h: تخلخل روزنه‌ای در رخساره دولومیکرایتی (نمونه شماره Tz-32). i: تخلخل قالبی ایجاد شده در رخساره پکستون بایوکستی دولومیتی شده (نمونه شماره Tz-39).

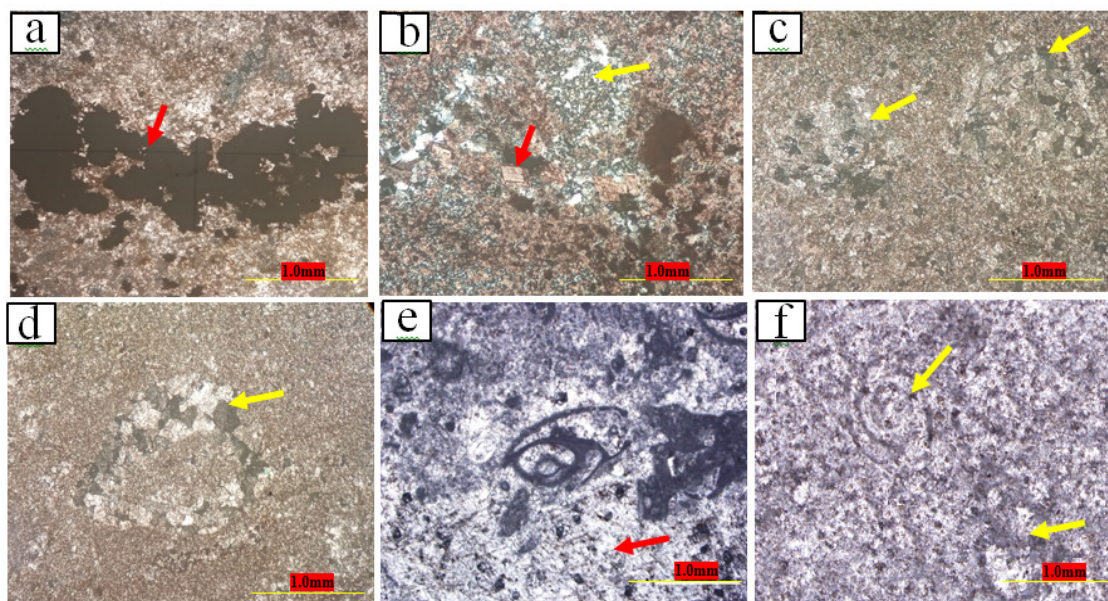
Fig. 10. Types of porosity created in the studied samples. a: Intergranular porosity (red arrow), intragranular porosity (green arrow) and vuggy porosity (yellow arrow) (sample number Tz-26). b: Intercrystalline porosity in the dolosaparaite facies (yellow arrow) (sample no. Tz-21). c: Vuggy porosity (yellow arrow) created in the delmomicrosparaite facies. This vug is formed by large dolomite crystals (red arrow) (sample no. Tz-22). d: porosity resulting from fracture (sample number Tz-31). e: Porosity resulting from stylolite (sample number Tz-44). f: Porosity resulting from Stylomottles (Sample No. Tz-45). g: channel porosity created in the dolomicrosparaite facies (sample number Tz-33). h: fenestral porosity in dolomicrite facies (sample number Tz-32). i: Moldic porosity created in dolomitized bioclastic packstone facies (sample no. Tz-39).

است و دانه‌های پیریت با ساختار کوبیک و در اندازه‌های کوچک‌تر از ۰/۲۵ میلی‌متر دیده می‌شوند (شکل ۱۱- a). سیلیسی شدن: فرآیند جانشینی سیلیس در سنگ‌های کربناته بسیار رایج و متداول است. در مقاطع مورد مطالعه این پدیده بیشتر در زمینه سنگ و جانشین بافت کربناته آن شده است (شکل ۱۱- b).

دولومیتی شدن^۲: در نمونه‌های بررسی شده در این مطالعه دولومیتی شدن به صورت جانشینی در آلوم‌ها (فسیل‌ها)، و به صورت سیمان در بین اجزای تشکیل دهنده سنگ دیده می‌شود (شکل ۱۱- c تا f). شدت دولومیتی شدن به گونه‌ای است که بخش‌های عمده توالی مورد مطالعه را در بر گرفته است و در برخی موارد سبب از بین رفتن بافت سنگ شده است.

جانشینی: مهم‌ترین و گسترده‌ترین نوع جانشینی موردی است که به تشکیل دولومیت می‌انجامد (پتی‌جان، ۱۹۷۵). فرآیند جانشینی در سنگ‌های آهکی توسط سیلیس، دولومیت، پیریت، فسفات و دیگر کانی‌های مختلف انجام می‌شود. پیش‌زمینه جانشینی در سنگ‌های کربناته، انحلال کانی‌های قبلی و سپس تشکیل کانی جدید به جای آن می‌باشد، بنابراین در جانشینی احتمال حفظ شکل دانه‌ها بسیار محتمل است. از مهم‌ترین پدیده‌های جانشینی در سازند تلخ‌زنگ و در برش مورد مطالعه می‌توان به نوع پیریتی شدن، سیلیسی شدن و دولومیتی شدن اشاره کرد که فرآیند دولومیتی شدن در این سازند در ناحیه مورد مطالعه غالب می‌باشد.

پیریتی شدن^۱: در نمونه‌های مورد مطالعه این پدیده در رخساره‌های مادستونی و در زمینه سنگ مشاهده شده



شکل ۱۱. انواع فرآیندهای جانشینی در نمونه‌های مورد مطالعه. a: تشکیل پیریت‌های دانه تمشکی در رخساره مادستون کربناته (نمونه شماره Tz-6). b: سیلیسی شدن در رخساره مادستون کربناته (پیکان زرد)، پیکان قرمز دولومیت‌های خودشکل تشکیل شده در زمینه سنگ را نشان می‌دهد (نمونه شماره Tz-41). c و d: فرآیند دولومیتی شدن در اجزای فسیل‌ها به گونه‌ای که فقط قالب آن‌ها حفظ شده است (نمونه شماره Tz-38). e و f: سیمان دولومیتی گسترده که سبب تغییر بافت سنگ شده است که تحت عنوان دولومیتی شدن مخرب خوانده می‌شود (نمونه شماره Tz-43).

Fig. 11. Types of replacement processes in the studied samples. a: Formation of framboidal grain pyrites in carbonate mudstone facies (sample number Tz-6). b: Silicification in the carbonate mudstone facies (yellow arrow), the red arrow shows the euhedral dolomites formed in the rock matrix (sample number Tz-41). c and d: the process of dolomitization in fossil components in such a way that only their form is preserved (sample number Tz-38). e and f: extensive dolomite cement that has caused the change of rock fabric, which is called destructive dolomitization (sample number Tz-43).

² Dolomitization

¹ Pyritization

۴-۲- تفسیر فرآیندهای دیاژنزی

میکرایتی شدن: پوشش‌های میکرایتی نخستین فرآیندهای دیاژنزی زیستی می‌باشند که عمدتاً توسط موجودات حفار (سیانوباکتری‌های اندولیتیک، قارچ‌ها و جلبک‌ها) در محیط دیاژنزی فریاتیک دریایی و در شرایط آرام رسوب‌گذاری و در نزدیکی سطح تماس آب و رسوب رخ می‌دهند (فیلیپ و گری، ۲۰۰۵؛ گارسیا - پیشل، ۲۰۰۶؛ ال - سای و اوردن، ۲۰۰۷؛ مور، ۲۰۱۳؛ مسادی و همکاران، ۲۰۱۶). مهم‌ترین فاکتور در ایجاد پوشش میکرایتی فعالیت میکروارکانیسم‌ها و ایجاد فرسایش زیستی می‌باشد (ویزمن و همکاران، ۲۰۱۸). این رویداد به نواحی کم‌عمق (عمق کمتر از ۱۰۰ متر) و گرم دریا مربوط است (تاکر، ۲۰۰۱). پوشش میکرایتی می‌تواند به عنوان یک سیمان کربنات کلسیم بسیار ریزدانه در اطراف دانه‌ها در نظر گرفته شود که به راحتی فرآیندهای دیاژنزی را طی کرده و به کلسیت کم‌منیزیم تبدیل می‌شود و لذا باعث مقاوم شدن دانه‌ها در برابر تغییرات دیاژنزی بعدی مانند دولومیتی شدن، انحلال و حفظ شدن شکل اولیه دانه می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰؛ ارلر و همکاران، ۲۰۱۸؛ کراوز و همکاران، ۲۰۱۸).

نوریختی (افزایشی، کاهشی): فرآیندهای نوریختی باعث افزایش و یا کاهش اندازه بلورها می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰؛ ارلر و همکاران، ۲۰۱۸). نوریختی به صورت افزایشی منجر به تشکیل بلورهای درشت‌تر می‌شود (تاکر، ۲۰۰۱)، و در سنگ‌های کربناته فرآیند نوریختی بیشتر به صورت افزایشی می‌باشد و در طی آن بلورهای ریز میکرایتی بزرگ‌تر شده و به میکرواسپار و اسپارایت تبدیل می‌شوند (تاکر و رایت، ۱۹۹۰)، ولی نوریختی به صورت کاهشی نیز اتفاق می‌افتد که در آن اندازه دانه‌ها کوچک‌تر شده و توأم با میکرایتی شدن هستند. فرآیند نوریختی کاهش‌ی همزمان با رسوب‌گذاری در محیط دریایی و در نزدیک سطح آب و رسوب انجام می‌گیرد (بترست، ۱۹۷۵). نوریختی افزایشی در رابطه با برخی بلورهای رشد یافته به بهای از بین رفتن برخی دیگر از بلورها است و کربنات کلسیم مورد نیاز از انحلال بلورهای ریز و آب‌های بین روزنه‌ای در حال جریان تأمین می‌شود (تاکر، ۲۰۰۱).

سیمان کلسیت ریزبلور حاشیه‌ای هم‌ضخامت: این نوع سیمان به عنوان اولین نسل از سیمان‌ها در نظر گرفته می‌شود و دارای بلورهای فیبری و یا سوزنی شکل بوده که

با ضخامت یکنواخت بر روی سطح ذرات رشد می‌کنند. این نوع سیمان به عنوان سیمان دریایی و مشخصه بخش‌های فریاتیک آب دریا در نظر گرفته می‌شود (تاکر و رایت، ۱۹۹۰؛ مور، ۲۰۱۳؛ سالی‌فو و همکاران، ۲۰۲۱). سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت در سنگ‌های کربناته شامل انواع فیبری، تیغه‌ای و یا میکروکریستالین می‌باشند (فلوگل، ۲۰۱۰). سیمان فیبری اکثراً تشکیل لایه‌های هم‌ضخامت را می‌دهد و به دلیل ته‌نشست آن در محیط‌های دریایی آهن و منیزیم بسیار پایینی دارد (ژانگ و همکاران، ۲۰۰۶؛ تاکر، ۲۰۰۱). در محیط‌های کربناته کم‌عمق به دلیل فراوانی هسته‌ها و ناخالصی‌ها و بالا بودن حالت فوق‌اشباع از کربنات کلسیم، نهشت سیمان‌های دریایی نسبت به محیط‌های دیگر سریع‌تر است، بنابراین سیمان‌ها عموماً بلورهای ریز و ظریفی را تشکیل می‌دهند که نسبت طول به عرض آن‌ها معمولاً در بازه ۶ تا ۱۲ متغیر می‌باشند (تاکر، ۲۰۰۱). این سیمان‌ها بوسیله حاشیه‌های سیمانی منفرد یا چندگانه با ضخامت مساوی در اطراف ائیدها و بایوکلست‌ها در میکروفاسیس‌های سدی مشاهده می‌گردد (فولک، ۱۹۷۴).

سیمان فراگیرنده (پوئیکیلوتوپیک): کانی‌شناسی این سیمان کلسیتی بوده و شامل بلورهای درشتی است که چندین دانه را در بر گرفته و پرکننده تخلخل و جانشین سیمان‌های قبلی است (وارن، ۲۰۰۶؛ فلوگل، ۲۰۱۰). سیمان فراگیرنده حاصل رشد آهسته بلورهای کلسیتی در محیط دفنی است و از سیالات بین‌ذره‌ای که بیشتر از کربنات کلسیم اشباع هستند تشکیل می‌شود (احمد و بهات، ۲۰۰۶).

سیمان کلسیتی هم‌بعد: این سیمان دارای بلورهای کوچک تا متوسط (بین ۳۰ تا بیش از ۲۵۰ میکرون)، نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل و نسبتاً هم‌بعد می‌باشد که نسبت طول به عرض بلورهای آن حدود ۱/۵ می‌باشد (فولک، ۱۹۷۴). دلیل هم‌بعد بودن آن‌ها پائین بودن نسبت یون‌های Mg/Ca در آب‌های جوی و دفنی می‌باشد، این نسبت در آب‌های جوی کمتر از ۰/۳ است (راو، ۱۹۹۶). پائین بودن مقدار یون Mg اثر سمی کننده داشته و بلورها اجازه می‌یابند تا بجز محور بلورشناسی C در امتداد سایر محورهای بلورشناسی هم رشد کنند، به همین دلیل بلورها ظاهری هم‌بعد پیدا می‌کنند (تاکر و رایت، ۱۹۹۰؛ فلوگل، ۲۰۱۰). شفافیت در این سیمان دلالت بر غیردریایی بودن

حاصل از انحلال را پر می‌کند (فلوگل، ۲۰۱۰؛ سان میگوئل و همکاران، ۲۰۱۷). گسترش این سیمان بین اجزای اسکلتی و غیراسکلتی است و نسبت Mg/Ca در سیالات سازنده این سیمان کم است (سان میگوئل و همکاران، ۲۰۱۷؛ سالی‌فو و همکاران، ۲۰۲۱).

فابریک ژئوپتال: فابریک ژئوپتال ارتباط بین بالا و پایین لایه در زمانی که سنگ تشکیل شده است را نشان می‌دهد (پورسر، ۱۹۷۸؛ سندر، ۲۰۰۱). فابریک ژئوپتال در سنگ آهک‌ها برای درک تاریخچه رسوب‌گذاری سنگ‌های کربناته بسیار مهم است. این فابریک بیشتر در فسیل‌های جلبک‌های آهکی، مرجان‌ها، حجرات بریوزوا، گاستروپود، دوکفه‌ای، براکیوپود و سفالوپودها مشاهده می‌شود (سیبل و جیمز، ۲۰۱۷).

فابریک لخته‌ای: بلورهای کلسیت پرمینیزیم در محیط‌های دریایی می‌توانند به صورت سیمان میکرایتی دیده شوند که در این حالت بافت سیمان میکرایتی کلسیت پرمینیزیم به شکل پلئویدی است و حاوی بخش‌هایی با بلورهای بسیار ریز میکرایتی است که به وسیله بلورهای درشت‌تر کلسیت پرمینیزیم از هم جدا شده‌اند و سبب تشکیل فابریک لخته‌ای می‌شوند (رحیم‌پوربناب، ۱۳۸۹؛ فلوگل، ۲۰۱۰). **فشردگی مکانیکی:** شکستگی‌های حاصل از فشردگی فیزیکی در تعبیر و تفسیر تاریخچه بعد از رسوب‌گذاری اهمیت دارند زیرا اغلب نشانه‌های دیاژنز هستند (کوک و همکاران، ۲۰۰۶؛ فلوگل، ۲۰۱۰؛ سان میگوئل و همکاران، ۲۰۱۷). تغییر شکل و آرایش نزدیک‌تر دانه‌های کربناته که برگرفته از فرآیند فشردگی مکانیکی هستند، پیش از سنگ شدگی رسوبات رخ می‌دهند (رحیم‌پوربناب، ۱۳۸۹؛ رونچی و همکاران، ۲۰۱۱؛ مادن و ویلسون، ۲۰۱۳).

فشردگی شیمیایی: فشردگی شیمیایی نسبت به فشردگی فیزیکی در اعماق بیشتری اتفاق می‌افتد. در طی این فرآیند سترای لایه‌های سنگ‌آهک حدود ۲۰ تا ۳۵ درصد کاهش می‌یابد (چوکت و جیمز، ۱۹۹۰). این ویژگی در محیط‌های دفنی متوسط تا عمیق با عمقی که معمولاً در حدود ۵۰۰ متری شروع می‌شود (ریلسبک ۱۹۹۳؛ اسمیت ۲۰۰۰؛ تاکر، ۲۰۰۱) یا ممکن است به عنوان نتیجه‌ای از فشار تکتونیکی نیز تشکیل شوند (بترست، ۱۹۸۷). محصولات انحلال فشاری به رگچه‌های انحلالی، استیلولیت‌ها و استیلوموتل‌ها قابل تفکیک هستند (بترست، ۱۹۸۷). به طور کلی فرآیند تراکم با کاهش حجم

آن دارد (سیبل و جیمز، ۲۰۱۷). ریزدانه بودن، هم‌اندازه بودن، عدم حضور آهن و عدم شواهد دیاژنز دفنی (نداشتن مرزهای منحنی) از دلایل تشکیل این نوع سیمان در محیط فریاتیک جوی است. جیمز و چوکت (۱۹۹۰)، تاکر و رایت (۱۹۹۰) معتقدند که این سیمان‌ها در شرایط پایین بودن نرخ ورود یون کربنات تشکیل می‌شوند. ترکیب کانی-شناسی این سیمان کلسیت کم‌مینیزیم (LMC) می‌باشد. لانگمن (۱۹۸۰)، معتقد است که در محیط فریاتیک جوی انواع سیمان‌های حفره پرکن بویژه انواع هم‌بعد آن تشکیل می‌شوند و برای تعیین منشأ این نوع سیمان باید از مطالعات ایزوتوپی (O^{18}/O^{16}) استفاده شود. زون فریاتیک متئوریک با دمای نسبی پایین و جریان آهسته مایعات، می‌تواند محیط مناسبی برای تشکیل این سیمان باشد (سیبل و جیمز، ۲۰۱۷).

سیمان دروزی: سیمان دروزی بیشتر به عنوان سیمان نسل دوم، بعد از سیمان‌های نسل اول تشکیل می‌شوند و دارای ترکیب کلسیت کم‌مینیزیم می‌باشند (زاید، ۲۰۱۲). این سیمان که پرکننده حفرات و شکستگی‌ها است، از بلورهای هم‌بعد تا طولی، بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار کلسیت تشکیل شده است که اندازه آن‌ها از حاشیه به سمت مرکز افزایش می‌یابد. ترتیب تبلور بلورهای پرکننده حفرات، نشان‌دهنده پیشرفت این فرآیند در دو مرحله است (بیئرناکا و همکاران، ۲۰۰۵؛ سالی‌فو و همکاران، ۲۰۲۱). سیمان دروزی در واقع بیانگر محیط‌های دیاژنز متئوریک نزدیک سطح و دفنی می‌باشد (سیبل و جیمز، ۲۰۱۷). سیمان دروزی حفرات ثانوی که از انحلال بعضی از قطعات اسکلتی دوکفه‌ای‌ها و شکم‌پایان و غیره ایجاد می‌شود را نیز پرمی‌کند. این نوع سیمان در موقعیت‌های فریاتیک متئوریک (یا دریایی) تا دفنی کم‌عمق دیده می‌شود (آروسی و همکاران، ۲۰۱۵). این سیمان در هر دو محیط دیاژنز دفنی و محیط دیاژنزی جوی تشکیل می‌شود لذا برای تعیین منشأ سیمان باید از مطالعات ایزوتوپی (O^{18}/O^{16}) استفاده شود (سیبل و جیمز، ۲۰۱۷).

سیمان قطعه‌ای (بلوکی): این نوع سیمان با ترکیب کانی‌شناسی کلسیت پرمینیزیم و یا کلسیت کم‌مینیزیم، به طور معمول در محیط‌های دیاژنزی متئوریک (وادوز یا فریاتیک)، محیط تدفینی و به ندرت در ریف‌ها و هاردگراندهای دریایی مشاهده می‌شود (موس و تاکر، ۱۹۹۵). این سیمان در بیشتر موارد، شکستگی‌ها و تخلخل

ماهیت سیالات دولومیت‌ساز مهم است (تاكر و رایت، ۱۹۹۱).

۵- پتروگرافی دولومیت‌های برش مورد مطالعه

با توجه به گسترش و توسعه فرآیند دولومیتی شدن سازند تله‌زنگ در برش مورد مطالعه به توصیف پتروگرافی دولومیت‌های این سازند و در نهایت به ارائه مدل دولومیتی شدن آن پرداخته می‌شود. به طور کلی از طریق اندازه بلورهای دولومیت برای تشخیص دولومیت‌های دیاژنتیک اولیه از ثانویه استفاده می‌شود (آماتور و فریدمن، ۱۹۹۲). مطالعات سنگ‌نگاری بر روی دولومیت‌های سازند تله‌زنگ منجر به شناسایی چهار نوع از این دولومیت‌ها گردید.

D1 (دولومیت نوع اول یا دولومیکرایت‌ها (دولومیت‌های خیلی ریز بلور): این نوع از دولومیت‌ها با بافت موزائیکی به صورت شکل‌دار و بی‌شکل در اندازه‌های کوچک‌تر از ۱۰ میکرون در مقاطع مورد مطالعه شناسایی گردید. فابریک متراکم، تیره رنگ و فاقد فسیل (شکل ۱۲- a) این نوع از دولومیت‌ها و وجود شواهد بافتی رسوبی اولیه نظیر لامیناسیون جلبیکی (شکل ۱۲- c) و فابریک فنسترال (رجوع شود به شکل ۱۰- h) در آن‌ها به نظر می‌رسد تحت شرایط سطحی و دمای پایین تشکیل شده‌اند (گرگ و شلتون، ۱۹۹۰؛ آل-آسام و پاکارد، ۲۰۰۰؛ آدابی، ۲۰۰۹). این نوع دولومیت‌ها احتمالاً همزمان با رسوب‌گذاری یا در مراحل اولیه دیاژنز در محیط بالای جزرومدی یا بین جزرومدی تشکیل شده‌اند (گرگ و شلتون، ۱۹۹۰). این بافت دولومیتی معادل بافت Planar-S مازالو (۱۹۹۲) و سیبیلی و گرگ (۱۹۸۷) و بافت ایدیوتوپیک Idiotopic-S گرگ و سیبیلی (۱۹۸۴) است. با توجه به فابریک و اندازه خیلی ریز این نوع از دولومیت‌ها فقط با میکروسکوپ نوع الکترونی قابل مشاهده هستند (شکل ۱۲- b). همچنین نبود فسیل در این نوع از دولومیت‌ها می‌توان اظهار داشت که دولومیت نوع اول تحت شرایط سطحی و دمای پایین از آب دریا (لند، ۱۹۸۵) و یا محلول‌های بین ذره‌ای غنی از منیزیم (Mg) تشکیل شده است (آدابی، ۱۳۹۰؛ آدابی، ۲۰۰۹).

D2 دولومیت نوع دوم یا دولومیکرواسپارایت (دولومیت‌های متوسط بلور): دولومیت‌های متوسط بلور بصورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در اندازه‌های بین ۱۰ تا ۶۰ میکرون در مقاطع مورد مطالعه شناسایی گردید (شکل ۱۳). این نوع

کلی سنگ و کاهش تخلخل همراه می‌باشد (سان میگوئل و همکاران، ۲۰۱۷).

انحلال و تخلخل: یکی از مهم‌ترین فرآیندهای تاثیرگذار بر روی جریان سیال، مقادیر تراوایی و ویژگی‌های فیزیک سنگ می‌باشد (لانگمن، ۱۹۸۰؛ هالیس و همکاران، ۲۰۱۷؛ اسدی و همکاران، ۲۰۱۸؛ سالی‌فو و همکاران، ۲۰۲۱). فرآیند انحلال در محیط‌های دیاژنتی متئوریک وادوز و محیط فزیاتیک، زون مخلوط، محیط‌های دیاژنتی دفنی و در اثر انحلال فشاری نیز رخ می‌دهد (لانگمن، ۱۹۸۰؛ مور، ۱۹۸۹) ولی در محیط‌های دیاژنتی وادوز متئوریک، به مراتب گسترش بیشتر نسبت به محیط‌های دیاژنتی دیگر دارد (وستفال، ۲۰۰۶؛ ون‌بوچم و همکاران، ۲۰۱۰). نوع تخلخل قالبی نتیجه‌ای از حذف انتخابی، عمدتاً توسط انحلال، دانه‌ها به عنوان مثال فسیل‌ها یا ائیدها می‌باشد که بطور ثانویه در طی دیاژنز جوی و تدفینی ایجاد می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰؛ ارلر و همکاران، ۲۰۱۸).

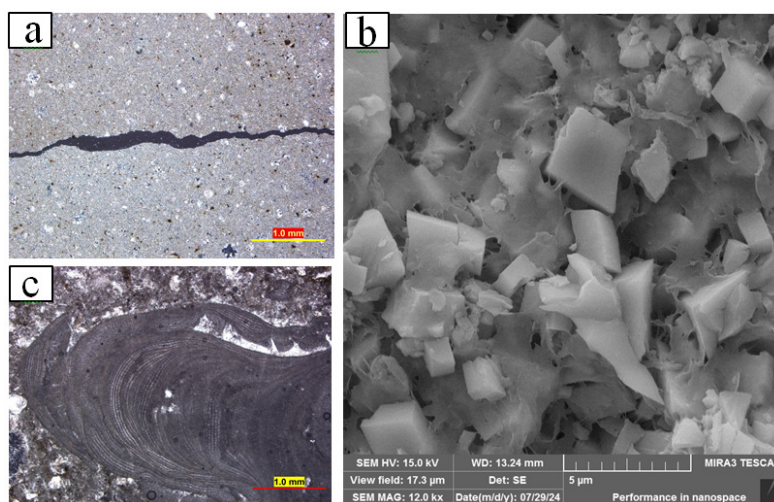
پیریتی شدن: فراوانی پیریت در رسوبات دریایی به وجود یون‌های سولفات، آهن و نیز کربن آلی وابسته است و فراوانی این کانی دلالت بر محیط احیاء دارد (بوتلر و ریکارد، ۲۰۰۰؛ گولدهابر، ۲۰۰۴). پیریت دانه تمشکی به مراحل اولیه دیاژنز مربوط است (ال-قالی و همکاران، ۲۰۰۶). پیریت‌های اولیه بیشتر به صورت دانه تمشکی هستند که در نمونه‌های مورد مطالعه شناسایی شده است و این پیریت‌ها بیشتر در زمینه سنگ مشاهده شده‌اند. عدم حضور آن‌ها در کنار دولومیت‌های ثانویه درشت‌بلور و عدم تشکیل آن‌ها در شکستگی‌های مرحله دیاژنز تدفینی، لذا می‌توان آن‌ها را به دیاژنز دریایی نسبت داد.

سیلیسی شدن: در سنگ‌های کربناته فرآیند سیلیسی شدن می‌تواند به صورت جانشینی در اجزای آلومینی، به صورت جانشینی در زمینه سنگ و هم در داخل شکستگی‌ها در مراحل تلوزنیک تشکیل شود (فلوگل، ۲۰۱۰).

دولومیتی شدن: فراوان‌ترین و گسترده‌ترین نوع جانشینی در سنگ‌های آهکی، دولومیتی شدن است (پتی‌جان، ۱۹۷۵). جانشینی بلورهای دولومیت به جای کلسیت می‌تواند با تخریب فابریک تا حفظ آن صورت پذیرد و لذا این فرآیند می‌تواند کیفیت مخزنی یک سازند را به شدت کاهش دهد (امیدپور و همکاران، ۲۰۲۱ و ۲۰۲۲؛ فلاح و همکاران، ۲۰۲۱ و ۲۰۲۲؛ احمدی و همکاران، ۲۰۲۲). در فرآیند دولومیتی شدن کانی‌شناسی اولیه، اندازه بلورها و

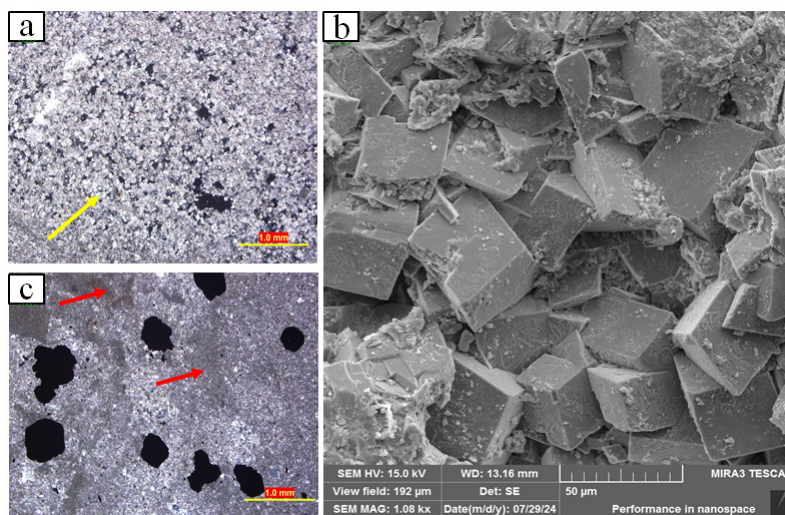
(۱۹۸۷) فابریک نیمه مسطح شکل‌دار در این نوع از دولومیت‌ها نتیجه رشد آرام بلورها تحت جریان پیوسته‌ای از سیالات دولومیت‌ساز در دمای پایین می‌باشد. بنابراین با توجه به ویژگی‌های بافتی و اندازه بلورها، احتمالاً این دولومیت‌ها در مرحله تدفین کم عمق به صورت جانشینی تشکیل شده‌اند (ویتاکر و همکاران، ۲۰۰۴).

از دولومیت‌ها معادل فابریک P-Idiotopic گرگ و سیلی (۱۹۸۴) و دولومیت‌های Planar-P مازالو (۱۹۹۲) می‌باشند (آدابی، ۱۳۹۰). دولومیت‌های متوسط بلور معمولاً از تبلور مجدد دولومیت‌های ریز بلور ایجاد می‌شوند (آدابی، ۱۳۹۰). وجود لکه‌هایی از دولومیت‌های ریز بلور در بین دولومیت‌های متوسط بلور تأییدی بر این نظریه است (آدابی و رآو، ۱۹۹۶). بر اساس نظریه سیلی و گرگ



شکل ۱۲. a: رخساره دولومیکرایتی متراکم فاقد فسیل (نمونه شماره Tz-5). b: تصویر میکروسکوپ الکترونی دولومیکرایت‌ها (نمونه شماره Tz-5). c: لامینه‌های جلبکی در رخساره دولومیکرایتی (نمونه شماره Tz-49).

Fig. 12. a: Dense dolomitic facies lacking fossils (sample no. Tz-5). b: Electron microscope image of dolomiticrites (sample no. Tz-5). c: Algal laminae in the dolomitic facies (sample no. Tz-9).

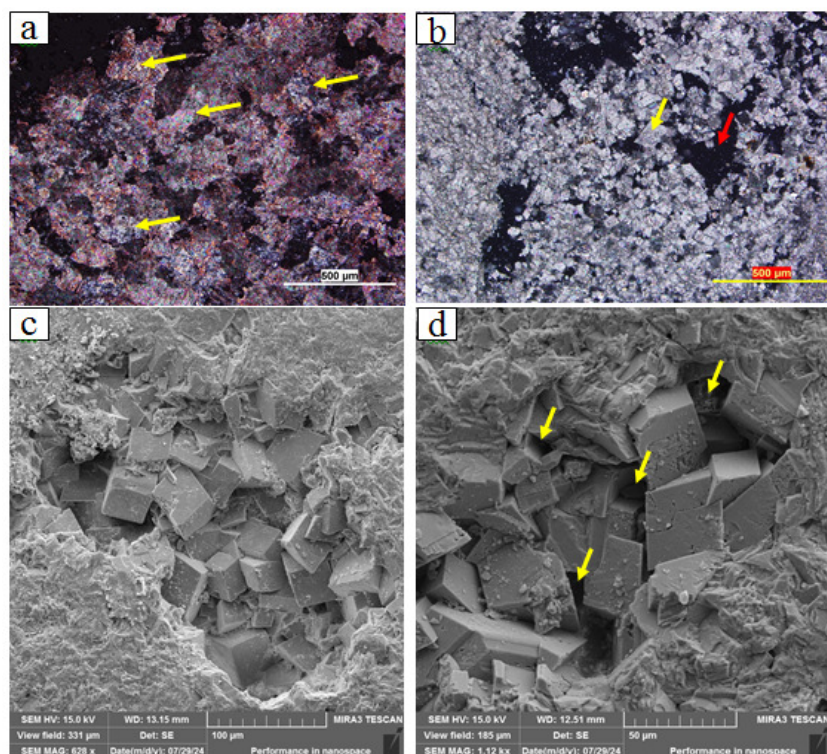


شکل ۱۳. a: رخساره دولومیکرواسپارایتی ناشی از تبلور مجدد دولومیکرایت‌ها (پیکان زرد رنگ جهت تبلور مجدد را نشان می‌دهد) (نمونه شماره Tz-23). b: تصویر میکروسکوپ الکترونی دولومیکرواسپارایت‌ها (نمونه شماره Tz-23). c: تبدیل دولومیکرایت به دولومیکرواسپارایت. به بقایای دولومیکرایت در این رخساره توجه شود (پیکان‌های قرمز رنگ). وجود پیریت‌های دانه‌تمشکی در این رخساره دلالت بر محیط تدفینی برای تبدیل دولومیکرایت به دولومیکرواسپارایت دارد (نمونه شماره Tz-34).

Fig. 13. a: Dolomicrosparite facies caused by the recrystallization of dolomiticrites (the yellow arrow shows the direction of recrystallization (Sample No. Tz-23). b: Electron microscope image of dolomicrosparites (Sample No. Tz-23) c: transformation of dolomiticrite into dolomicrosparite in this facies (red arrows) indicating a burial environment for dolomiticrite to dolomicrosparite (sample no. Tz-34).

زیر دمای بحرانی (کمتر از ۶۰ درجه سانتی‌گراد) می‌باشند (آدابی، ۱۳۹۰؛ گرگ و شلتون، ۱۹۹۰؛ مزالو، ۱۹۹۲ و آدابی، ۲۰۰۹). این نوع از دولومیت‌ها در مقاطع مورد مطالعه از نوع آهن‌دار می‌باشند که توسط محلول فروسیانیدپتاسیم رنگ‌آمیزی شده‌اند. وجود رنگ آبی فیروزه‌ای در این نوع از دولومیت‌ها حاکی از وجود آهن Fe در ترکیب آن‌ها می‌باشد. تصاویر نقشه رقومی شده^۱ این دولومیت‌ها نیز حاکی از وجود عنصر آهن در ترکیب آن‌ها دارد. در برخی از دولواسپارایت‌ها وجود آثار انحلالی در بلورهای دولومیت مشاهده شده است که می‌تواند به دلیل عبور سیالات غنی از فاز کلسیم (Ca) در محیط باشد (شکل ۱۵).

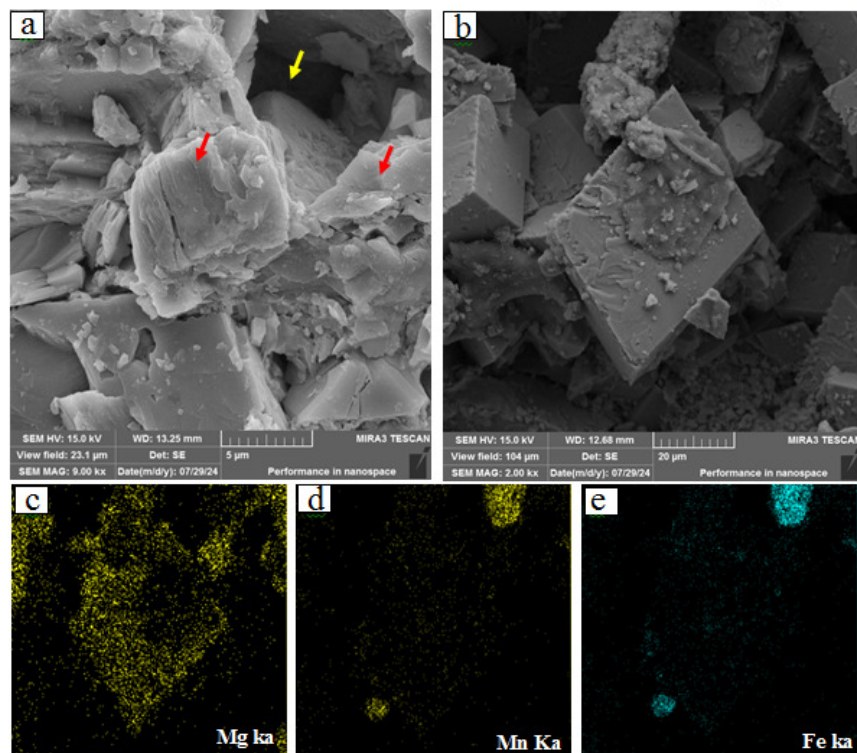
D3 دولومیت نوع سوم یا دولواسپارایت (دولومیت‌های درشت بلور): این نوع از دولومیت‌ها به صورت موزائیک‌های نیمه‌شکل‌دار و شکل‌دار و در اندازه‌های بین ۶۰ تا ۲۵۰ میکرون در مقاطع مورد مطالعه شناسایی گردید (شکل ۱۴). این نوع از دولومیت‌ها عمدتاً به صورت موزائیک‌های هم‌اندازه با مرزهای مشترک بین‌بلوری مستقیم بوده و در مواردی فصل مشترک سطوح کریستالی به خوبی حفظ شده است. همچنین در بین این سطوح کریستالی تخلخل‌های بین‌بلوری نیز مشاهده می‌شود. این نوع دولومیت معادل فابریک Idiopic – S گرگ و سیلی (۱۹۸۴) و دولومیت‌های Planar – P مزالو (۱۹۹۲) می‌باشد. دولومیت‌های نوع سوم بیانگر جانشینی دیاژنتیکی سنگ‌آهک‌های قبلی و یا تبلور مجدد دولومیت‌های اولیه



شکل ۱۴. a: دولواسپارایت آهن‌دار. مقطع با آلizarin قرمز و فروسیانیدپتاسیم رنگ‌آمیزی شده است (نمونه شماره Tz-42). b: دولواسپارایت حفره پرکن. پیکان زرد رنگ بلور دولومیت و پیکان قرمز حفره اشغال شده توسط دولومیت را نشان می‌دهد. (نمونه شماره Tz-46). c: تصویر میکروسکوپ الکترونی دولواسپارایت‌های شکل‌دار که حفره را پر کرده است (نمونه شماره Tz-46). d: تصویر میکروسکوپ الکترونی تخلخل بین‌بلوری (پیکان‌های زرد رنگ) در دولواسپارایت‌ها (نمونه شماره Tz-46).

Fig. 14. a: Iron doloasparaite. The thin section is stained with alizarin red and potassium ferrocyanide (sample number Tz-42). **b: Doloasparaite fill the cavity.** The yellow arrow shows the dolomite crystal and the red arrow shows the cavity occupied by dolomite. (Sample No. Tz-46). **c: Electron microscope image of doloasparites** that filled the cavity (sample number Tz-46). **d: Electron microscope image of intercrystalline porosity** (yellow arrows) in doloasparites (sample number Tz-46).

¹ Digi maps

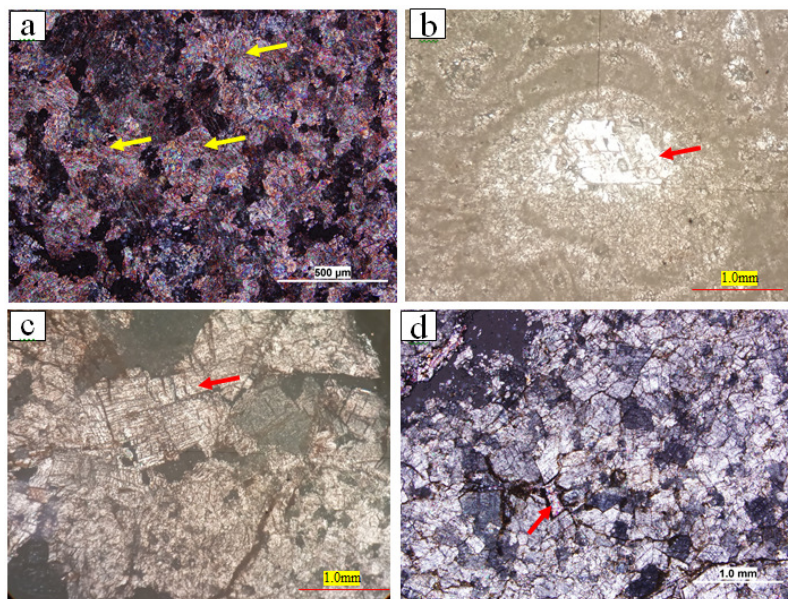


شکل ۱۵. a: بلورهای دولومیت تحت تأثیر انحلال (پیکان‌های قرمز رنگ)، پیکان زرد رنگ در تصویر تخلخل بین‌بلوری را نشان می‌دهد. (نمونه شماره Tz-37). b: دولواسپارایت شکل‌دار حاوی عنصر آهن مربوط به دیاژنز تدفینی. (نمونه شماره Tz-20). تصاویر c, d, e: نقشه رقومی شده (Digi maps) تصویر b می‌باشند. تصویر c تمرکز عنصر Mg، تصویر d تمرکز عنصر Mn و تصویر e تمرکز عنصر Fe را نشان می‌دهد.

Fig. 15. a: Dolomite crystals under the influence of dissolution (red arrows), the yellow arrow in the picture show the intercrystalline porosity. (Sample No. Tz-37). **b:** Euhedral dolosparite containing iron related to burial diagenesis. (Sample No. Tz-20). Images c, d, e: are digitized maps (Digi maps) of image b. Picture c shows the concentration of Mg element, picture d shows the concentration of Mn element and picture e shows the concentration of Fe element.

به اندازه فضاهای خالی سنگ دارد (ویلسون و همکاران، ۲۰۰۷). دولومیتی شدن در محیط‌های تدفینی به این صورت اتفاق می‌افتد که با افزایش عمق و بالا رفتن دما نسبت منبزم (Mg) لازم برای تشکیل دولومیت افزایش پیدا می‌کند (تاکر و رایت، ۱۹۹۰). همچنین رنگ‌آمیزی این نوع از دولومیت‌های شناسایی شده با محلول فروسیانیدپتاسیم نشان داد که دولومیت‌های تدفینی نسبتاً عمیق دارای آهن (Fe) در ترکیب خود می‌باشند که این موضوع می‌تواند به دلیل احیا بودن محیط دیاژنتیکی باشد. در برخی موارد این دولومیت‌ها خاموشی موجی نشان می‌دهند و از این نظر شبیه به دولومیت زین‌اسبی (باروک) می‌باشند (شکل ۱۶- c) و همراهی این نوع از دولومیت‌ها با عوارض انحلال فشاری نظیر استیلولیت‌ها بیانگر منشأ دیاژنز تدفینی برای این نوع از دولومیت‌ها می‌باشد (شکل ۱۶- d).

D4 دولومیت نوع چهارم (دولومیت‌های بسیار درشت بلور) پرکننده فضای شکستگی‌ها و رگه‌ها: در مقاطع مورد مطالعه این نوع از دولومیت‌ها به صورت بی‌شکل، نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار و در اندازه‌های چندین بلور (بزرگ‌تر از ۲۵۰ میکرون) و در برخی موارد در اندازه‌های چند میلی‌متر دیده می‌شوند (شکل ۱۶). این نوع از دولومیت‌ها به صورت پرکننده شکستگی‌ها و حجرات فسیل‌ها مشاهده گردید. مرز بین بلورها در برخی موارد به صورت غیرمسطح نوع A مازولو (۱۹۹۲) می‌باشند. این نوع از دولومیت‌ها حاصل مراحل آخر فرایندهای دیاژنتیکی می‌باشند و باعث کاهش تخلخل می‌شوند. دولومیت پرکننده شکستگی‌ها که به صورت سیمان تدفینی عمل می‌کند در اعماق متوسط تا نسبتاً زیاد و بعد از فرآیند انحلال تشکیل می‌شوند. دولومیت‌های تشکیل شده در شرایط تدفینی عمیق به طور معمول می‌توانند ابعاد بلوری متفاوت و فابریک‌های متنوعی داشته باشند که این موضوع بستگی



شکل ۱۶. a: دولومیت‌های درشت‌بلور آهن‌دار. مقطع با آلizarin قرمز و فروسیانیدپتاسیم رنگ‌آمیزی شده است (نمونه شماره Tz-4). b: دولومیت بسیار درشت‌بلور که فضای درون دانه را اشغال کرده است. (نمونه شماره Tz-1). c: دولومیت‌های بسیار درشت‌بلور نوع زین‌اسبی (باروک) (نمونه شماره Tz-9). d: دولومیت‌های بسیار درشت‌بلور تدفینی. همراهی این دولومیت‌ها با استیلولیت‌ها (پیکان قرمز) بیانگر منشأ دیازنز تدفینی عمیق برای این نوع از دولومیت‌ها می‌باشد (نمونه شماره Tz-24).

Fig. 16. a: Dolomites with iron-rich crystals. The thin section is stained with alizarin red and potassium ferrocyanide (sample number Tz-4). b: Very coarse-crystal dolomite that occupies the space inside the grain. (Sample No. Tz-1). c: very coarse crystalline dolomites of the horse saddle type (baroque) (sample number Tz-9). d: Burial very coarse crystalline dolomites. The association of these dolomites with stylolites (red arrow) indicates the origin of deep burial diagenesis for this type of dolomites (sample number Tz-24).

می‌باشد، کاهش اندک مقادیر Mg از ۱۲/۳ به ۹/۳ درصد می‌تواند به علت دگرسانی جزئی این دولومیت‌ها باشد (بلت و همکاران، ۱۹۸۰). دولواسپارایت‌ها نسبت به دولومیکرایت‌ها مقدار Mg کمتری دارند. این موضوع می‌تواند به دلیل فرآیند دولومیتی شدن گسترده سازند باشد به گونه‌ای که مقادیر Mg/Ca به دلیل تشکیل دولومیت کاهش پیدا می‌کند (آدابی، ۱۳۹۰)، بنابراین مقدار Mg در دولومیت‌های درشت‌بلور کمتر از سایر دولومیت‌هاست. بیشترین میزان Mg در دولومیت‌های خالص ۱۳ درصد می‌باشد (بلت و همکاران، ۱۹۸۰). در دولومیت‌های ایده‌آل نسبت Ca/Mg برابر ۱/۶ می‌باشد این نسبت برای فازهای مختلف آنالیز شده برای دولواسپارایت‌ها، دولومیکرواسپارایت‌ها و دولومیکرایت‌ها در نمونه‌های مورد مطالعه به ترتیب برابر ۱/۹، ۱/۸، ۱/۹ می‌باشد. همانطور که مشخص است هر سه نوع دولومیت غیراستوکیومتری (فاقد نظم بلوری) هستند، این روند را با توجه به سن سازند تله‌زنگ در برش مورد مطالعه می‌توان توجیه نمود.

۶- توصیف ژئوشیمیایی دولومیت‌های برش مورد مطالعه

با شناسایی ترکیب عناصر کلسیم، منیزیم، سدیم، استرانسیم، منگنز و آهن در دولومیت‌ها می‌توان ترکیب سیال‌های دولومیت از را مشخص کرد (وایزر و همکاران، ۱۹۸۷). تمرکز عناصر اصلی و فرعی در دولومیت‌های سازند تله‌زنگ در جدول ۱ ذکر شده است. در جدول ۲ میانگین تمرکز این عناصر نیز نشان داده شده است.

عناصر اصلی

کلسیم (Ca) و منیزیم (Mg): به طور کلی میزان کلسیم (Ca) در دولومیت‌های برش مورد مطالعه از ۱۹/۴ تا ۲۴ درصد (میانگین ۲۰/۹۹ درصد) تغییر می‌کند. میزان منیزیم (Mg) در این دولومیت‌ها از ۹/۳ تا ۱۲/۳ درصد (میانگین ۱۱/۰۴ درصد) در تغییر است. مقادیر منیزیم (Mg) در نمونه دولومیت‌های برش مورد مطالعه با نسبت (Mg/Ca) ارتباط مثبتی دارد ($R^2=0.1929$) (شکل ۱۷). نسبت (Mg/Ca) در دولومیت‌های خالص حدود ۶۵ درصد

جدول ۱. توزیع عناصر اصلی و فرعی در انواع دولومیت‌های برش مورد مطالعه (مقادیر برحسب درصد وزنی)

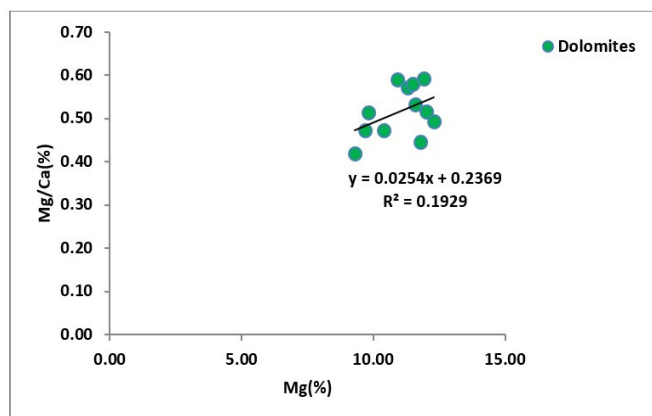
Table 1. Distribution of major and minor elements in the types of cut dolomites studied (values by weight percentage)

Sample.No		C (%)	O (%)	Ca (%)	Mg (%)	Fe (%)	Mn (%)	Na (%)	Sr (%)	Mg/Ca (%)
TZ(1)	Dolosparites	37.80	29.10	20.50	9.70	0.90	0.30	1.20	0.40	0.47
TZ(2)		26.00	40.20	19.80	11.30	1.10	0.40	0.90	0.20	0.57
TZ(3)		23.70	39.50	22.20	9.30	2.50	1.00	0.80	0.90	0.42
TZ(4)		35.20	30.90	19.80	11.50	0.80	0.60	0.30	0.80	0.58
TZ(5)	Dolomicrosparites	35.10	32.70	19.40	10.40	0.80	0.30	0.30	0.90	0.47
(TZ6)		42.30	25.20	19.90	10.90	0.20	0.30	0.60	0.50	0.59
TZ(7)		26.90	38.50	20.20	11.80	0.90	0.60	0.10	0.90	0.45
TZ(8)		41.50	21.40	22.30	11.60	1.00	0.50	0.70	0.80	0.53
TZ(9)	Dolomicrites	33.20	30.80	21.80	12.00	0.20	0.10	0.90	0.90	0.52
TZ(10)		35.10	25.20	24.00	12.30	0.90	0.10	1.20	1.10	0.49
TZ(11)		45.20	19.90	20.80	11.90	0.10	0.10	0.90	0.90	0.59
TZ(12)		34.40	31.30	21.20	9.80	0.20	0.20	0.80	1.90	0.51

جدول ۲. میانگین توزیع عناصر اصلی و فرعی در انواع دولومیت‌های برش مورد مطالعه (مقادیر برحسب درصد وزنی)

Table 2. Average distribution of major and minor elements in the types of cut dolomites studied (values in weight percentage).

Dolomite type	C (%)	O (%)	Ca (%)	Mg (%)	Fe (%)	Mn (%)	Na (%)	Sr (%)
Dolosparite	30.68	34.93	20.58	10.45	1.33	0.58	0.80	0.58
Dolomicrosparite	36.45	29.45	20.45	11.18	0.73	0.43	0.43	0.78
Dolomicrite	36.98	26.80	21.95	11.50	0.13	0.13	0.95	1.20
Total	34.70	30.39	20.99	11.04	0.80	0.38	0.73	0.85

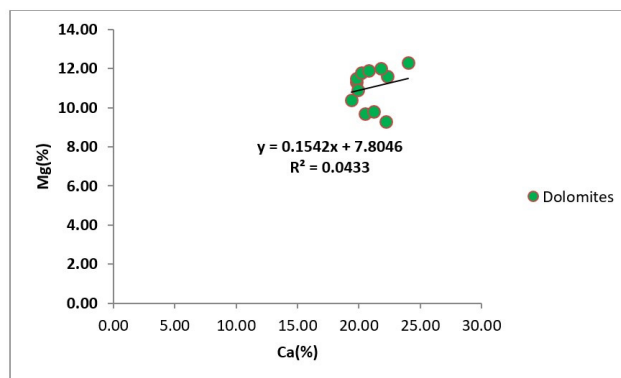


شکل ۱۷. روند کلی تغییرات نسبت Mg/Ca به Mg در نمونه‌های دولومیتی برش مورد مطالعه. مقادیر منیزیم (Mg) در نمونه‌های دولومیتی برش مورد مطالعه با نسبت (Mg/Ca) ارتباط مثبتی دارد.

Fig. 17. The general trend of changes in the Mg/Ca to Mg ratio in the studied cut dolomite samples. The amount of magnesium (Mg) in the dolomite samples studied has a positive relationship with the (Mg/Ca) ratio.

نیافته بلکه میزان این دو نوع عنصر وابسته به نسبت Mg/Ca سیال منشأ و سنگ‌آهک و دولومیت اولیه می‌باشد. همچنین وجود دولومیت‌های انحلال یافته (شکل ۱۵ تصویر a) در نمونه‌های مورد مطالعه را می‌توان به عبور سیالات دیاژنزی غنی از یون کلسیم Ca^{2+} در محیط دیاژنزی نسبت داد.

در دولومیت‌های برش مورد مطالعه (شکل ۱۸)، تقریباً با افزایش مقدار کلسیم (Ca) مقدار منیزیم (Mg) نیز افزایش می‌یابد ($R^2=0.0433$)، این موضوع خلاف روند معمول را نشان می‌دهد که احتمالاً به دلیل جریان‌های دائم و مکرر سیالات دولومیت‌ساز می‌باشد که با تشکیل دولومیت (با توجه به باز بودن سیستم) میزان منیزیم (Mg) کاهش



شکل ۱۸. روند تغییرات نسبت Ca به Mg در نمونه‌های دولومیتی برش مورد مطالعه. با افزایش مقدار کلسیم (Ca) مقدار منیزیم (Mg) نیز افزایش می‌یابد ($R^2=0.0433$) که می‌تواند به دلیل باز بودن سیستم دیاژنزی برای کربنات‌های سازند تله‌زنگ باشد.

Fig. 18. The trend of changes in Ca to Mg ratio in dolomite samples of the studied section. As the amount of calcium (Ca) increases, the amount of magnesium (Mg) also increases ($R^2=0.0433$), which can be due to the openness of the diagenesis system for the carbonates of Talehzn Formation.

عناصر فرعی

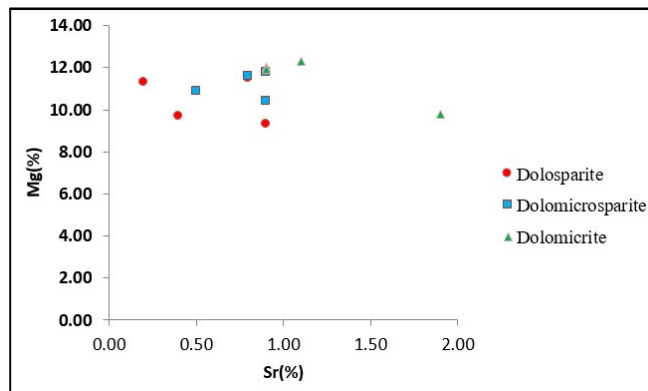
استرانسیم (Sr): از مهم‌ترین عناصر ردیاب تجمع یافته در دولومیت‌ها، عنصر استرانسیم می‌باشد که وابسته به شکل کریستالی شدن دولومیت‌ها، ویژگی سیالات دیاژنتیکی (مانند شوری) و مواد متشکله آن می‌باشد. تمرکز استرانسیم در نمونه دولومیت‌های برش مورد مطالعه بین ۰/۲ تا ۱/۹ درصد وزنی (میانگین ۰/۸۵ درصد) در تغییر می‌باشد. دولومیت‌های اولیه (دولومیکرایت‌ها) مقدار استرانسیم بیشتری از دولومیت‌های ثانویه یا دیاژنزی (دولومیکرواسپاریت‌ها و دولواسپاریت‌ها) دارند (شانلی و همکاران، ۲۰۱۸) (شکل ۱۹). دولومیکرایت‌ها به دلیل داشتن شبکه بلوری با نظم کمتر (غیراستوکیومتری) مقدار استرانسیم بیشتری نسبت به دولومیکرواسپاریت‌ها و دولواسپاریت‌ها دارند (کیرماسی، ۲۰۰۸). تمرکز کمتر استرانسیم در دولومیت‌های درشت بلورتر به دلیل رسیدن به حالت ایده‌آل در شبکه بلوری می‌باشد (آدابی، ۲۰۰۹). توسعه فرآیند دولومیتی شدن به طور کلی سبب کاهش میزان عنصر استرانسیم در شبکه بلورها می‌گردد (ژسک و همکاران، ۲۰۱۲؛ هو و همکاران، ۲۰۱۶). تمرکز بالای استرانسیم در دولومیکرایت‌ها می‌تواند به دلیل فرایندهای دیاژنزی باشد که بر روی پوسته‌های آراگونیتی برخی دوکفه‌ای‌ها و روزنداران بنتیک در نمونه‌های مورد مطالعه در نظر گرفته شود.

آهن (Fe) و منگنز (Mn): در دولومیت‌ها، تمرکز بالای عناصر آهن (Fe) و منگنز (Mn) بیانگر تحت تأثیر قرار گرفتن آن‌ها توسط سیال‌های غنی از آهن و منگنز تحت

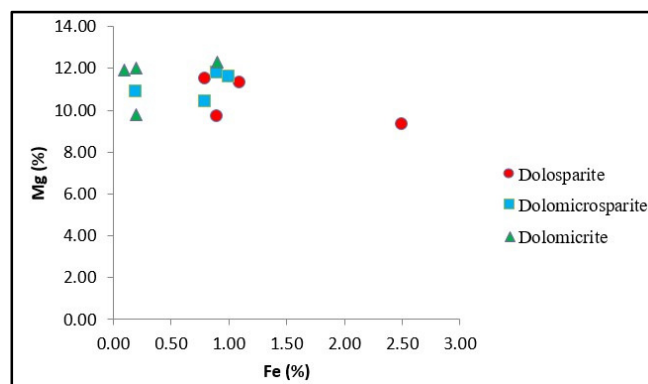
شرایط احیاء می‌باشد. یکسان نبودن مقادیر آهن و منگنز و دیگر عناصر فرعی در انواع مختلف دولومیت‌ها به دلیل ماهیت و ترکیب به نسبت متفاوت سیال‌های تشکیل دهنده دولومیت‌ها می‌باشد (شانلی و همکاران، ۲۰۱۸). تمرکز و توزیع عناصر آهن و منگنز شدیداً وابسته به تغییرات pH و Eh می‌باشند. در سیالات اکسیدان با Eh مثبت، Fe^{+2} و Mn^{+2} بیشتر به صورت اکسید بوده و برای مشارکت در ساختار کربنات‌ها حضور ندارند (تاکر و رایت، ۱۹۹۱). در طی تبلور مجدد میزان Fe و Mn به تناوب افزایش می‌یابند (تاکر و رایت، ۱۹۹۱). در دولومیت‌های مورد مطالعه، عنصر Fe معمولاً در شبکه بلور جانشین Mg می‌گردد. بنابراین باید رابطه‌ی معکوسی بین میزان Mg با Fe وجود داشته باشد (شکل ۲۰)، که این رابطه برای دولومیت‌های تدفینی عمیق (دولواسپاریت‌ها) صادق می‌باشد ولی برای دولومیکرایت‌ها و دولومیکرواسپاریت‌ها چندان صادق نمی‌باشد زیرا علت آن می‌تواند حضور این عنصر به صورت اکسید و سولفید به شکل پراکنده در بین و درون این نوع دولومیت‌ها باشد و نه به صورت جانشینی با Mg دولومیت‌ها، که این موضوع باعث افزایش مقدار آهن Fe در آنالیز نمونه‌ها می‌گردد (برای مثال نمونه (TZ) 10). بدین معنی که احتمالاً مقداری از این عنصر به صورت عنصر فرعی درون ساختار بلور قرار ندارد، بلکه به شکل ناخالصی همراه نمونه وجود دارد. مقادیر آهن و منیزیم در آب دریا بسیار پایین‌تر از آب درون سازندی است، لذا یک محیط کاهش‌ی برای آهن و منگنز با کلسیم و منیزیم در شبکه دولومیت به صورت جانشینی را مساعد می‌سازد. در

باشد (لند، ۱۹۸۰؛ وانگ و همکاران، ۲۰۱۵). لذا وجود عنصر منگنز در دولواسپارایت‌ها و دولومیکرواسپارایت‌ها می‌تواند به دلیل ورود عنصر منگنز به شبکه دولومیت‌ها در طی دیاژنز تدفینی و شرایط احیایی محیط دیاژنزی باشد (شکل ۲۱). معمولاً شرایط احیایی با افزایش عمق تدفین افزایش می‌یابد. از آنجایی که بیشتر دولومیت‌های سازند تله‌زنگ در اعماق کم تا متوسط تدفین تشکیل شده‌اند، مقادیر بالاتر (Mn) و (Fe) در آن‌ها قابل توجیه است.

مقایسه با استرانسیم و سدیم، مقادیر آهن و منگنز در دولومیت‌های دیاژنتیکی بالاتر از دولومیت‌های اولیه است (ینگ و همکاران، ۲۰۱۷؛ شانلی و همکاران، ۲۰۱۸). از آنجایی که آهن (Fe) و منگنز (Mn) در دولومیت‌ها معمولاً جایگزین منیزیم (Mg) می‌شوند، بنابراین مقادیر بالاتر (Fe) و (Mn) به دلیل فراوانی منیزیم (Mg) در دولومیت نسبت به سنگ‌آهک است. مقادیر بالای (Mn) در دولومیت‌ها می‌تواند به دلیل شرایط احیایی حاکم بر محیط



شکل ۱۹. رسم مقادیر Sr و Mg در انواع مختلف دولومیت‌های برش مورد مطالعه. تمرکز Sr در دولومیکرایت‌ها بیشتر از سایر دولومیت‌ها است.
Fig. 19. Plot of Sr and Mg values in different types of dolomites under study. Sr concentration in dolomicrites is higher than other dolomites.



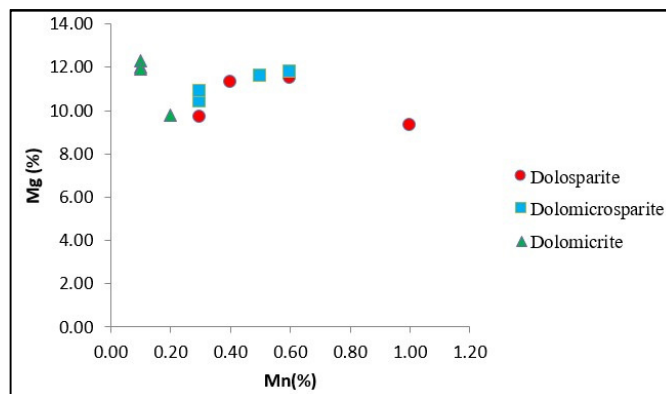
شکل ۲۰. رسم مقادیر Fe در برابر Mg در انواع مختلف دولومیت‌های سازند تله‌زنگ (Fe به مرور جایگزین Mg می‌شود) (وجود Fe در دولومیکرایت‌ها به دلیل شرایط اکسیدی بوده در صورتی که در دولومیکرواسپارایت‌ها و دولواسپارایت‌ها به دلیل شرایط نیمه احیا تا احیاء بوده است).
Fig. 20. Plot of Fe values against Mg in different types of dolomites of Talehzang Formation (Fe replaces Mg over time) (Fe in dolomicrites has been due to the oxic conditions, is also in the dolomicrosparites and dolosparites due to the semi-reduction to reduction conditions).

میانگین دولومیت‌هایی است که در محیط دریایی عادی شکل می‌گیرند و به طور تیپیک ۱۱۰ تا ۱۶۰ پی‌پی‌ام سدیم Na دارند (وایزر، ۱۹۸۳). لذا تمرکز نسبتاً بالای Na در انواع مختلف دولومیت‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که احتمالاً این نوع از دولومیت‌ها متأثر از شورابه‌های کف

سدیم (Na): فراوان‌ترین کاتیون آب دریا سدیم می‌باشد و تمرکز آن در دولومیت‌ها درجه شوری سیالات دولومیت‌ساز را نشان می‌دهد (وارن، ۲۰۰۰). تمرکز Na در دولومیت‌های برش مورد مطالعه بین ۰/۱۰ تا ۱/۲۰ درصد وزنی (میانگین ۰/۷۳ درصد وزنی) در تغییر است. این مقادیر بیش از

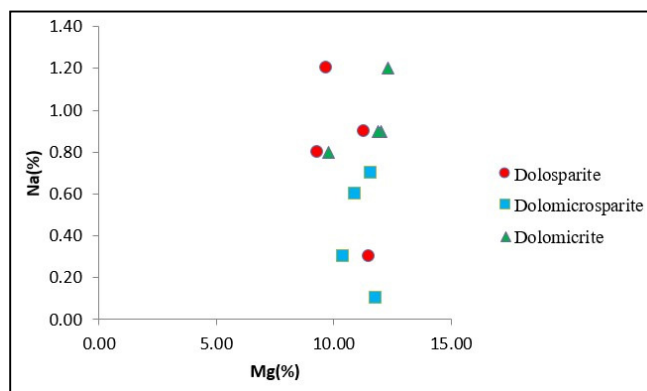
بیشتر می‌باشد در نتیجه می‌توان گفت دولومیت‌های برش مورد مطالعه هنوز به نظم بلوری (استوکیومتری) نرسیده‌اند.

حوضه‌ای باشند. تمرکز Na با افزایش مقادیر Mg افزایش می‌یابد که می‌تواند شاهی برای غیراستوکیومتری بودن بلورهای دولومیت باشد (شکل ۲۲). مقدار Na همانند Sr در دولومیت‌های غیراستوکیومتری (فاقد نظم بلوری)



شکل ۲۱. رسم مقادیر Mn در برابر Mg در انواع مختلف دولومیت‌های سازند تله‌زنگ (تمرکز عنصر منگنز Mn در دولومیت‌های دیاژنزی (دولواسپارایت‌ها و دولومیکرواسپارایت‌ها) به مراتب بیشتر از دولومیت‌های اولیه (دولومیکرایت‌ها) می‌باشد).

Fig. 21. Plot of Mn values against Mg in different types of dolomites of Talehzang Formation (concentration of manganese element Mn in diagenetic dolomites (dolosparites and dolomicrosparites) is much higher than primary dolomites (dolomicrites).



شکل ۲۲. رسم مقادیر Na در برابر Mg برای انواع مختلف دولومیت‌های برش مورد مطالعه
Fig. 22. Plot of Na versus Mg values for different types of cut dolomites under study

تحت تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی تأخیری باشد به نظر می‌رسد که دولومیت‌های نوع اول (دولومیکرایت‌ها) تحت شرایط سطحی، دمای پایین و در محیط بین جزرومدی تشکیل شده باشند (وارن، ۲۰۰۰؛ گرگ و شلتون، ۱۹۹۰). دولومیت‌های نوع دوم و سوم بر اثر تبلور مجدد و یا جانشینی دولومیت‌های خیلی ریزبلور تشکیل شده‌اند. دولومیکرواسپارایت‌ها و دولواسپارایت‌ها عمدتاً به همراه استیلولیت‌ها مشاهده می‌شوند. دولومیت‌هایی که در طول استیلولیت‌ها رشد کرده‌اند توسط پژوهشگران زیادی گزارش شده است (ماتس و مونته‌جوی، ۱۹۸۰؛ زنگر، ۱۹۸۳؛

بحث

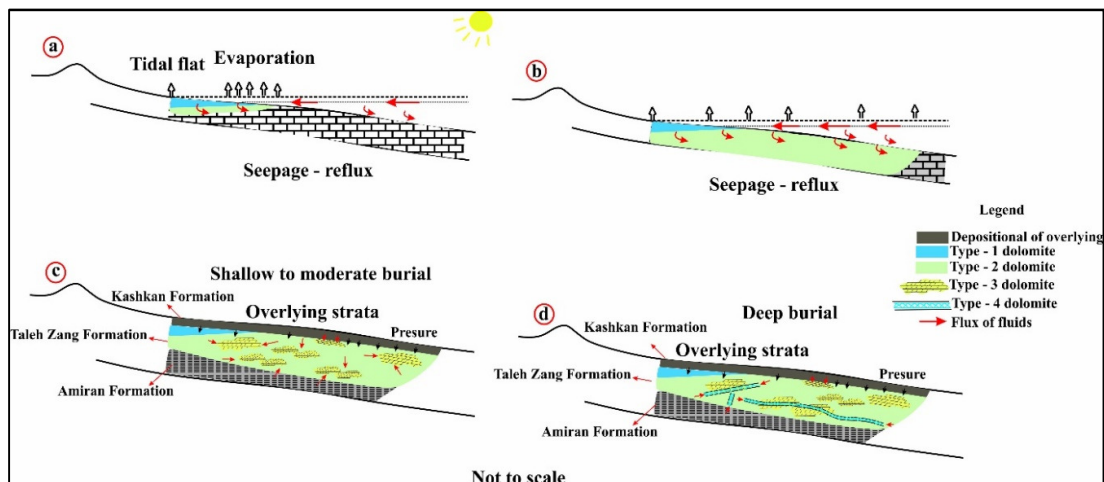
مدل دولومیتی شدن

در سازند تله‌زنگ دولومیت‌های اولیه (دولومیکرایت‌ها) و دولومیت‌های ثانویه (دولومیکرواسپارایت‌ها، دولواسپارایت‌ها و دولومیت‌های بسیار درشت‌بلور زین‌اسبی پرکننده حفرات و شکستگی‌ها) تشخیص داده شد. با توجه به فابریک و اندازه خیلی ریزبلورهای دولومیت، حفظ بافت‌های اولیه رسوبی، نظیر اینتراکلسیت‌ها، لامینه‌های جلبکی و فابریک فنسترال، عدم فسیل و کانی‌های تبخیری و همچنین نبود شواهدی که نشان‌دهنده تشکیل آن‌ها

میلر و فولک، ۱۹۹۴). هر چند در خیلی از موارد شکل‌گیری دولومیت‌ها ارتباطی به فرایند انحلال فشاری نداشته و صفحات استیلولیتی به عنوان مجرای برای هدایت سیالات دولومیت‌ساز در نظر گرفته می‌شود (زنگر، ۱۹۸۳؛ میلر و فولک، ۱۹۹۴). به علاوه دولومیت‌هایی که بر اثر فرایند انحلال فشاری شکل می‌گیرند منحصراً رمبوندی و آهن‌دار می‌باشند (وانلس، ۱۹۷۹). با توجه به اینکه دولواسپارایت‌ها و دولومیکرواسپارایت‌های مورد مطالعه هیچ یک از این خصوصیات را دارا نمی‌باشند و آثاری از بافت اولیه (دولومیکرایت‌ها) در آن‌ها مشاهده می‌شود نمی‌توان آن‌ها را مرتبط با فرایند انحلال فشاری در نظر گرفت بلکه بیشتر بر اثر جانشینی و تبلور مجدد حاصل شده‌اند. دولومیت‌های خیلی درشت‌بلور زین‌اسبی با خاموشی موحی در ارتباط با استیلولیت‌ها می‌باشند و لذا تشکیل آن‌ها مربوط به دیاژنز تدفینی عمیق می‌باشد که رگه‌ها و شکستگی‌ها را پر کرده است. به نظر می‌رسد این نوع از دولومیت‌ها آخرین نسل از دولومیت‌ها باشند که در نمونه‌های سازند تله‌زنگ شکل گرفته‌اند و تخلخل حاصل از شکستگی‌ها را پر کرده‌اند. مقادیر پایین استرانسیم و به نسبت بالاتر آهن در دولومیت‌های درشت بلورتر، احتمالاً بیانگر افزایش اندازه بلورهای دولومیت و تبلور دوباره بلورهای دولومیت در طی تدفین است. در طی دیاژنز تدفینی تبلور مجدد در بلورهای دولومیت مشاهده می‌شود همچنین انحلال در پوسته‌ی آلومک‌ها و جانشینی آن‌ها توسط کلسیت و دولومیت رخ داده است. در برخی نمونه‌ها فضای حاصل از شکستگی‌ها و حفرات توسط کلسیت اسپارایت و دولواسپارایت‌ها پر شده است، اندازه این بلورها در حد چند ده میکرون می‌باشد که حاصل دیاژنز تدفینی بوده و در آن‌ها با توجه به نتایج آنالیز زمین‌شیمی عنصری و رنگ‌آمیزی با محلول فروسیانید پتاسیم عنصر آهن یافت می‌شود. دولومیت نوع یک (دولومیکرایت‌ها) به عنوان دولومیت تقریباً همزمان با رسوب‌گذاری در نظر گرفته شده است. دولومیت نوع دوم (دولومیکرواسپارایت‌ها) و دولومیت نوع سوم (دولواسپارایت‌ها) از تبلور دوباره دولومیت‌های پیشین به وجود می‌آیند. دولواسپارایت‌ها به سه شکل در نمونه‌ها قابل مشاهده می‌باشند، به صورت جانشینی در دانه‌های آلومک‌ی، تبلور مجدد از دولومیت‌های ریز بلورتر و به صورت سیمان پر کننده شکستگی‌ها و حفرات سنگ که نوع آخری در ارتباط با دولومیت‌های نوع

زین‌اسبی می‌باشد که مربوط به دیاژنز تدفینی عمیق می‌باشند. وجود سیمان کلسیت هم‌بعد در داخل شکستگی‌ها می‌تواند تأیید کننده دیاژنز تدفینی باشد. به نظر می‌رسد برای دولومیتی شدن اولیه و یا همزمان با رسوب‌گذاری، تنها منشأ منیزیم، آب دریا است (لند، ۱۹۸۵). این منشأ تنها برای دولومیت‌های نوع ۱ در نظر گرفته می‌شوند که در نزدیک سطح و تحت شرایط دمایی پایین در یک پهنه جزرومدی و احتمالاً در اثر پمپاژ آب دریا به این پهنه تشکیل شده‌اند. اما منیزیم مورد نیاز برای دولومیت‌های نوع ۲، ۳ و ۴ از منابع مختلفی قابل تأمین می‌باشد که از میان آن‌ها می‌توان به آب‌های دریایی محبوس یا آب‌های درون روزنه‌ای و دیاژنز کانی‌های رسی در طی تدفین در نظر گرفت. بیشترین درصد دولومیت در نزدیکی مرزهای زیرین و بالایی سازند تله‌زنگ صورت گرفته است. دولومیت‌های مرز زیرین سازند تله‌زنگ که با شیل‌های خاکستری رنگ سازند امیران در ارتباط هستند منیزیم مورد نیاز خود را از دیاژنز شیل‌های سازند امیران در طی دیاژنز تدفینی دریافت نموده‌اند و از نظر پتروگرافی این دولومیت‌ها بیشتر از نوع ثانویه می‌باشند. دولومیت‌هایی که در مرز بالایی سازند تله‌زنگ و در ارتباط با سازند قرمز رنگ و آواری کشکان تشکیل شده‌اند بیشتر از نوع اول می‌باشند و منیزیم مورد نیاز خود را از آب‌های جوی دریافت کرده‌اند که در این مرز به دلیل افت سطح آب دریا در مقیاس جهانی (هاردنبول، ۱۹۹۴؛ جان و همکاران، ۲۰۰۸؛ اسلایجس و همکاران، ۲۰۰۸؛ نوریان، ۲۰۲۲) و ناپیوستگی فرسایشی نه‌چندان شدید و طولانی مدت سبب شده است مقداری دولومیت در انتهای سازند تله‌زنگ تشکیل شود. بررسی ارتباط بین تغییرات سطح نسبی آب دریا و دولومیتی شدن در پلاتفرم‌های کربناته، بیانگر این مطلب است که در مرز بالای توالی (رخساره‌های ساحلی)، به دلیل پایین افتادن سطح آب دریا در مقیاس جهانی و تأثیر همزمان سیالات جوی، حجم بالای سیالات دولومیت‌ساز و سرعت هسته‌زایی بالا، نرخ دولومیتی شدن زیاد و اندازه‌ی بلورهای دولومیت نسبتاً ریزتر است.

در نهایت با توجه به شواهد پتروگرافی و زمین‌شیمی عنصری، دولومیت‌های سازند تله‌زنگ را می‌توان از مدل جزرومدی، تراوش و سپس دفن کم عمق تا متوسط و عمیق در نظر گرفت (شکل ۲۳).



شکل ۲۳. مدل دولومیتی شدن سازند تله‌زنگ در منطقه مورد مطالعه (بدون مقیاس). توالی پاراژنتیکی به ترتیب در ۴ مرحله a, b, c, d رخ داده است. (a) تشکیل دولومیت ریزبلور در محیط پهنه جزرومدی، (b) تشکیل دولومیت در اثر تراوش شورابه‌های کف حوضه‌ای، (c) تشکیل دولومیت در طی دفن کم‌عمق تا متوسط، d: دولومیت‌های آهن‌دار بسیار درشت‌بلور (نوع زین‌اسبی) پرکننده شکستگی‌ها و رگه‌ها (مربوط به دیاژنز تدفینی عمیق).

Fig. 23. Dolomitization model of Talehzang Formation in the study area (no scale). The paragenetic sequence occurred in 4 stages a, b, c and d respectively. a) The formation of microcrystalline dolomite in the tidal flat environment. b) The formation of dolomite due to the seepage of basin floor sediments. c) The formation of dolomite during shallow to medium burial. d: very coarse ferruginous dolomites (saddle type) filling fractures and veins (related to deep burial diagenesis).

۷- توالی‌های پاراژنتیکی

سنگ‌های رسوبی ممکن است در طول تاریخچه خود به دفعات تحت تأثیر یک یا چند پدیده دیاژنزی قرار گیرد. لذا تعیین تاریخچه توالی وقایع دیاژنزی نقش مهمی در شناخت شدت تأثیر آن‌ها در زمان‌های مختلف و در محیط‌های دیاژنزی مختلف خواهد داشت. ترکیب کانی‌شناسی اولیه اطلاعاتی پیرامون شرایط محیط رسوب‌گذاری نظیر؛ شوری، عمق، دما و فرآیندهای دیاژنزی به دست می‌دهد (راو، ۱۹۹۶). دیاژنز در سنگ‌های کربناته حاصل فرآیندهای مختلفی است که در محیط‌های دریایی، جوی و دفنی انجام می‌شوند از آن جمله می‌توان به فعالیت‌های بیولوژیکی و میزان به هم ریختگی رسوبات توسط موجودات زنده (کاسیح و همکاران، ۲۰۰۸)، نقش اسیدهای آلی (حیدری و واد، ۲۰۰۳)، ترکیب اولیه رسوب، اندازه ذرات، خلوص رسوبات، جریان بین ذره‌ای، موقعیت ژئومورفولوژیکی، میزان رسوب‌گذاری و تکتونیک اشاره کرد (تاگر و رایت، ۱۹۹۰).

دیاژنز آغازین (ائوژنز)

دیاژنز دریایی: سازند تله‌زنگ در محیط فراتیک دریایی، متشکل از صدف‌های آراگونیتی و کلسیتی پرمینیزیم (جلبک‌های قرمز، فرامینیفرها، خارپوستان و نرم‌تنان) با تخلخل‌های درون دانه‌ای و بین‌دانه‌ای رسوب نموده است.

برخی از فرآیندهای دیاژنزی مانند میکرایتی شدن، تشکیل سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت ظریف مربوط به دیاژنز اولیه در محیط‌های دریایی هستند (احمد و همکاران، ۲۰۰۶)، در برش مورد مطالعه شناسایی شده که تأیید کننده مرحله اولیه دیاژنز هستند.

دیاژنز آب شیرین: سه زون دیاژنزی در این مرحله دیده می‌شود:

زون انحلالی: بر اثر انحلال، تخلخل‌های حفره‌ای، کانالی و قالبی تشکیل و فرایند ژئومورفیسم افزایشی نیز دیده می‌شود. مرز بالایی سازند تله‌زنگ با سازند کشکان یک ناهمسازی فرسایشی می‌باشد که به یک دوره خروج از آب دلالت دارد. لذا وجود دیاژنز متئوریک در سازند تله‌زنگ را می‌توان به یک دوره خروج از آب این سازند در زمان پالئوسن-ائوسن میانی ناشی از فعالیت تکتونیکی دانست، این فعالیت تکتونیکی سبب افت سطح آب دریا شده و به دنبال آن سازند تله‌زنگ را در معرض سیالات دیاژنزی متئوریک قرار داده است.

زون فریاتیک متئوریک فعال: در این مرحله سیمان‌های کلسیتی اسپاری فضا‌های بین دانه‌ای باقیمانده را پر کرده است.

زون فریاتیک متئوریک ساکن: ژئومورفیسم افزایشی در میکرایت‌ها و دولومیکرایت‌ها اتفاق افتاده که در دولومیکرایت‌ها منجر به ایجاد دولومیکرواسپار و دولواسپار

شکستگی‌ها به داخل رسوب نفوذ کرده و در شرایط اکسیدی اکسید آهن آبدار شکل گرفته و به تدریج به هماتیت تبدیل شده است. براساس شواهد پتروگرافی، توالی دیاژنزی در طی چهار محیط دیاژنزی (دریایی، دفنی، بالاآمدگی و متئوریک) در سنگ‌های کربناته سازند تله‌زنگ تعیین شده است (جدول ۳).

۸- نتیجه‌گیری

مطالعات سنگ‌نگاری بر روی نمونه‌های سازند تله‌زنگ در برش شمال کوه‌دشت منجر به شناسایی چندین فرآیند دیاژنزی گردید. این فرآیندها شامل میکریتی شدن، نوریختی، فشردگی، سیمانی شدن، انحلال و ایجاد تخلخل و فرآیند جانشینی می‌باشند. بر این اساس توالی پاراژنتیکی نهشته‌های سازند تله‌زنگ در این برش در چهار محیط دریایی، تدفینی، بالاآمدگی و آب شیرین تفسیر شده است که طی سه مرحله دیاژنزی اولیه (اژوژن)، میانی (مزوژن) و نهایی (تلوژن) رخ داده است. عمده‌ترین فرآیند جانشینی در سازند تله‌زنگ دولومیتی شدن می‌باشد که بخش عمده‌ای از توالی‌های این سازند را تحت تأثیر قرار داده است. دولومیتی شدن هم به صورت اولیه و هم به صورت ثانویه تشکیل شده است. آنالیز عنصری نمونه‌ها به روش EDS و EPMA (با دقت یک صدم درصد) نشان داد که دولومیت‌های اولیه دارای مقادیر پایین Fe و مقادیر بالایی از Sr و Na می‌باشند، در حالی که دولومیت‌های ثانویه دارای تمرکز بالایی از Fe و مقادیر کمتری Sr نسبت به دولومیت‌های اولیه دارند که این موضوع دلالت بر محیط تدفینی دیاژنزی کم عمق تا متوسط برای دولومیت‌های ثانویه می‌باشد. مهم‌ترین منبع تأمین کننده Mg در دولومیت‌های اولیه آب دریا و در دولومیت‌های ثانویه تبدیل کانی‌های رسی به یکدیگر با توجه به وجود رخساره‌های شیلی سازند امیران در منطقه و آب‌های دریایی محبوس می‌باشد. نتایج بررسی‌های سنگ‌نگاری و آنالیز عنصری دولومیت‌های این برش نشان می‌دهد که مقادیر پایین Fe و مقادیر بالای Sr و Na در دولومیکرایت‌ها و تمرکز بالای Fe و Mn در دولومیکرواسپارایت‌ها و دولواسپارایت‌ها به همراه وجود برخی شواهد مانند اینتراکلاست، تخلخل فنسترال و نبود کانی‌های تبخیری نشان دهنده تشکیل این دولومیت‌ها از مدل جزرومدی، تراوش و سپس دفن کم عمق تا متوسط و عمیق می‌باشد. همچنین شواهد

و نیز تخلخل بین‌بلوری شده است. در این مرحله (دیاژنز آب شیرین) نئومورفیسم افزایشی به صورت تبدیل بلورهای بسیار ریز میکرایت به میکرواسپار و اسپارایت مشاهده می‌شود. برخی از سیمان‌های نسل دوم مانند سیمان‌های موزائیکی هم‌بعد و بلوکی می‌توانند در این مرحله تشکیل شوند (هالی و هریس، ۱۹۷۹؛ لانگمن، ۱۹۸۰؛ حیدری و واد، ۲۰۰۳).

دیاژنز میانی (مزوژن)

دیاژنز تدفینی: در طی دیاژنز تدفینی، رسوبات تحت تأثیر فشار و دمای ناشی از تدفین در اعماق مختلف قرار می‌گیرند و این شرایط تا آستانه دگرگونی ادامه می‌یابد (حیدری و همکاران، ۲۰۱۴). از عوامل موثر در این مرحله می‌توان به مقدار رس، سیلیس و شیمی آب حفره‌ای اشاره کرد (روگن و فابریسیوس، ۲۰۰۲؛ فابریسیوس و بور، ۲۰۰۷). در این مرحله برخی از فرآیندها شامل فشردگی فیزیکی و شیمیایی و سیمان‌های بلوکی، فراگیرنده، دروزی، دولومیتی شدن نوع آهن‌دار و پیریتی شدن رخ می‌دهد که در نمونه‌های مورد مطالعه شناسایی شده است. در این مرحله تراکم شیمیایی منجر به تشکیل رگچه‌های انحلالی، استیلومول‌ها و استیلولیت‌ها می‌شود. با افزایش عمق در منطقه دفنی، از مقدار اکسیژن کاسته شده و سازند تله‌زنگ به شرایط احیایی نزدیک‌تر شده است. با رسیدن به شرایط احیایی، عناصر حساس به این شرایط، مانند آهن، به حالت متحرک در آمده و تمایل دارند که وارد شبکه کلسیت و دولومیت شوند. در این مرحله دولومیت آهن‌دار درشت بلور بیانگر محیط دیاژنزی تدفینی عمیق و احیائی می‌باشند.

دیاژنز پایانی یا تلوژن

در مرحله نهایی دیاژنز (مرحله تلوژنیک) فازهای کوهزایی عمل نموده و سبب خروج سازند تله‌زنگ از عمق شده و این امر با شکستگی‌هایی در سازند به وقوع پیوسته است. درزه‌ها و شکستگی‌های تشکیل شده در این مرحله که در مقاطع مورد مطالعه شناسایی شده‌اند توسط سیمان‌های بلوکی و هم‌بعد پر شده‌اند که بلورهای کلسیت در شکستگی‌ها و رگه‌ها بعد از رنگ‌آمیزی به رنگ صورتی کم‌رنگ باقی مانده‌اند که می‌تواند نشان‌دهنده شرایط اکسیدی در مرحله بالاآمدگی باشد. در حین بالا آمدن رسوبات یون‌های آهن توسط آب‌های جوی و از طریق

(پالئوسن-ائوسن) در این بخش از حوضه‌ی رسوبی لرستان
توجیه نمود.

زمین‌شیمی عنصری نشان داد که دولومیت‌های مورد
مطالعه هنوز به نظم بلوری (استوکیومتری) نرسیده‌اند که
این موضوع را می‌توان با توجه به سن سازند تله‌زنگ

جدول ۳. توالی پاراژنتیکی سازند تله‌زنگ در برش مورد مطالعه (شمال شرق کوه‌دشت)، بخش سبز رنگ فراوانی زیاد و خط‌چین فراوانی کمتر را
نشان می‌دهد.

Table 3. Paragenetic sequence of Talehzang Formation in the studied section (north of Kohdasht), the green part shows high abundance and the dashed line shows low abundance.

روند دیانژن ← (Late) دیرهنگام → (Early) زود هنگام					فرآیندها	
بالا آمدگی	دقیق		عمیق	متئوریک	دریایی	
	عمیق	دقیق				
.....					میکر ایتی شدن	
					تئومورفیزم	
.....					بلوکی	
					هم ضخامت	
.....					پوئیکلو توبیک	
					هم بعد	
.....					دروزی	
					مکانیکی	
.....					شیمیایی	
					بین دانه ای	
.....					درون دانه ای	
					قابلی	
.....					بین بلوری	
					روزنه ای	
.....					کاتالی	
					شکستگی	
.....					استیلوموتل	
					استیلولیتی	
.....					پیریتی شدن	
					سیلیسی شدن	
.....					جان‌شینی	
					دولومیتی شدن	
.....					اولیه	
					ثانویه	
.....					شکستگی	
					رنگ های کلسیتی	

References

- Adabi, M. H (2009) Multistage dolomitization of upper Jurassic Muzduran Formation, Kopet-Dagh basin, N.E. Iran: Crabonate Evaporates, 24: 16-32.
- Adabi, M. H (2011) Sedimentary geochemistry. Arian Zamin publication. Second edition. 503p. (in Persian).
- Ahmad, A. H. M., Bhat, G. M (2006) Petrofacies, provenance and diagenesis of the Dhosa sandstone member (Chari Formation) at Ler, Kachch Sub – basin, Western, India, Journal of Asian Earth Science, 27: 857- 872.
- Ahmadi, Y., Rahimpour-Bonab, H., Mehrabi, H., Omidpour, A (2022) Comparison of sedimentation-diagenesis history of Paleocene-Miocene succession (Jahrom and Asmari formations) in the southern part of Dezful Embayment. Journal of Applied Sedimentology, 10 (20): 26-53. (In Persian).
- Al-Aasm, I. S., Packard, J. J (2000) Stabilization of early-formed dolomite, atale of divergence from two Mississippian dolomites: Sedimentary Geology, 131: 97-108.
- Alavi, M (2004) Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforland evolution, American Journal of Science. 304: 1–20.
- Amthor, J. E., Friedman, G. M (1992) Early to late-diagenetic dolomitization of platform carbonates: Lower Ordovician Ellenburger Group, Permian Basin, West Texas. Journal of Sedimentary Petrology, 62: 1023-1043.
- Armstrong-Altrin, J. S., Lee, Y. I., Verma, S. P., Worden, R. H (2009) Carbon, oxygen, and strontium isotope geochemistry of carbonate rocks of the upper Miocene Kudankulam Formation, southern India: Implications for paleoenvironment and diagenesis: Geochemistry, 69 (1): 45-60.
- Arosi, A. H., Wilson, M. E. J (2015) Diagenesis and fracturing of a large-scale, syntectonic carbonate platform, Sedimentary Geology, 326: 109–134.
- Assadi, A., Honarmand, J., Moallemi, S. A., Abdollahie-Fard, I (2016) Depositional environments and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation in an oil field in the Abadan Plain, SW Iran. Facies, 62(4): 1-22.
- Assadi, A., Rahimpour-Bonab, H., Kadhodaie-Ilkhchi, R (2018) Integrated rock typing of the grainstone facies in a sequence framework: a

- case from the Jurassic Arab formation in the Persian Gulf. *Acta Geologica Sinica-English Edition*, 92(4): 1432-1450.
- Bathurst, R. G. C (1975) Carbonate Sediments and their Diagenesis: Developments in Sedimentology. 2nd Edition, Elsevier, Amsterdam, 12: 658p.
- Bathurst, R. G. C (1987) Diagenetically enhanced bedding in argillaceous platform limestones: stratified cementation and selective compaction. *Sedimentology*, 34 (5): 749-778.
- Biernacka, J. K., Borysiuk, K., Raczynski, P (2005) Zechstein (Ca1) limestone-marl alternations from the North-Sudetic Basin Poland, depositional or diagenetic rhythms?: *Geological Quarterly*, 49: 1-14.
- Blatt, H., Middleton, G. V., Murray, R. C (1980) *Origin of Sedimentary Rocks*: 2nd ed. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ. 514p.
- Borgomano, J., Lanteaume, C., Leonide, P., Fournier, F., Montaggioni, L. F., Masse J. P (2020) Quantitative carbonate sequence stratigraphy: Insights from stratigraphic forward models. *AAPG Bulletin*, 104 (5): 1115-1142.
- Butler, I. B., Rickard, D (2000) Framboidal pyrite formation via the oxidation of iron (II) monosulfide by hydrogensulphide, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64: 2665-2672.
- Choquette, P. W., James, N. P (1990) Limestones: the burial diagenetic environment. In: McIlreath, I. A., & Morrow, D. W. (eds.), *Diagenesis*. Geological Association of Canada, Geoscience Canada, Reprint Series, 4: 75-111.
- Cooke, M. L., Simo, J. A., Underwood, C. A., Rijken, P (2006) Mechanical Stratigraphic controls on fracture patterns within carbonates and implications for groundwater flow. *Sedimentary Geology*, 184: 225-239.
- Dickson, J. A. D (1965) A modified staining technique for carbonate in the thin section: *Nature*. 205: 587.
- Dunham, R. J (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *American Association of Petroleum Geologists*, 108-121.
- Earler, D. V., Nothdurft, L., McNeil, M., Moras, C. A (2018) Tracing nitrate sources using the isotopic composition of skeletal-bound organic matter from the calcareous green algae *Halimeda*. *Coral Reefs*, 37: 1003- 1011. doi.org/10.1007/s00338-018-01742-z.
- Elghali, M. A. K., Tajoti, K. G., Ansorbeh, H., Ogle, N., Kalin, R. M (2006) Origin and timing of siderite cementation upper Ordovician glauconitic sandstone from the Murzuk basin, SW Libya. *Marine and Petroleum Geology*, 23: 459- 471.
- El-Saiy, A. K., Jordan, B. R (2007) Diagenetic aspects of tertiary carbonates west of the Northern Oman Mountains, United Arab Emirates: *Journal of Asian Earth Sciences*, 3: 35-43.
- Fabricius, I. L., Borre, M (2007) Stylolites, Porosity, depositional texture, and silicates in Chalk facies sediments. *Ontony Jave Plateau – Gorm and Tyra fields, North Sea. Sedimentology*, 54: 183 – 205.
- Fallah Bagtash, R., Adabi, M., Sadeghi, A., Omidpour, A (2021) A Study of microfacies and diagenetic processes of the Asmari Formation in Khesht Oil Field with emphasis on reservoir characteristic: a case study from Zagros basin, Fars, SW Iran. *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 37 (3): 1-34. (In Persian).
- Fallah-Bagtash, R., Adabi, M. H., Nabawy, B. S., Omidpour, A., Sadeghi, A (2022) Integrated petrophysical and microfacies analyses for a reservoir quality assessment of the Asmari Dolostone sequence in the Khesht Field, SW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 223: 104989. doi.org/10.1016/j.jseas.2021.104989.
- Flügel, E (2010) *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlin, 976p.
- Folk, R. L., Siedleka, A (1974) The Schizohaline environment: its sedimentary and diagenesis fabrics as exemplified by late Paleozoic rocks of Bear Island, Svalbard, *Sedimentary Geology*, 11: 1-15.
- 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. Special Publication, 13: 14-48.
- Garcia – pichel, F (2006) Plausible mechanisms for the boring on carbonates by microbial prototrophs. *Sedimentary Geology*, 125: 29-50.
- Geske, A., Zorlu, J., Richter, D. K., Buhl, D., Niedermayr, A., Immenhauser, A (2012) Impact of diagenesis and low grade metamorphism on isotope ($\delta^{26}\text{Mg}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ and $87\text{Sr}/86\text{Sr}$) and elemental (Ca, Mg, Mn, Fe and Sr) signatures of Triassic sabkha dolomites, *Chemical Geology*, 332-333: 45-64.
- Goldhaber, M. B (2004) Sulfur – rich sediment, In: Mackenzie F. T., (ED.), *Sediments, Diagenesis and Sedimentary Rocks, Treatise on Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, PP. 257 – 288.
- Gregg, J. M., 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*, 60: 549-562.
- Halley, R. B., Harris, P. M (1979) Fresh water cementation of a 1000 year-old oolite. *Journal of Sedimentary Research*, 49: 969-988.

- Hardenbol, J (1994) Sequence stratigraphic calibration of Paleocene and lower Eocene continental margin deposits in NW Europe and the US Gulf Coast with the oceanic chronostratigraphic record. *Geol. Foeren. Stockholm Foerh*, 116: 49– 51.
- Heydari, E., Wade, W (2003) Massive recrystallization of low – Mg calcite at high temperatures in hydrocarbon source rocks, Implication for organic acids as factors in diagenesis. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 86: 1285 – 1303.
- Hollis, C., Lawrence, D. A., de Periere, M. D., Al Darmaki, F (2017) Controls on porosity preservation within a Jurassic oolitic reservoir complex, UAE. *Marine and Petroleum Geology*, 88: 888-906.
- Hou, Y., Azmy, K., Berra, F., Jadoul, F., Blamey, N. J. F., Gleeson, S. A., Brand, U (2016) Origin of the Breno and Esino dolomites in the western southern Alps (Italy): implications for a volcanic influence: *Marine and Petroleum Geology*, 69: 38-52.
- Jafarizadeh, H. R., Maghfouirmoghdam, I., Aleali, M., Maleki, M (2023) Biostratigraphy, microfacies and paleoenvironment of the Talehzang Formation in the north of Lorestan zone. *Journal of Applied sedimentology*, 22 (23): 1-20. (in Persian).
- James, N. P., Choquette, P. W (1990b) Limestone — the sea floor diagenetic environment. In: *McIlreath, I., Morrow, D. (Eds.), Diagenesis, Geological Association of Canada Reprint Series*, 4: 13–34.
- James, N. P., Jones, B (2015) *Origin of Carbonate Sedimentary Rocks*, Wiley, American Geophysical Union, 464 p.
- John, C. M., Bohaty, S. M., Zachos, J. C., Sluijs, A., Gibbs, S. J., Brinkhuis, H., Bralower, T. J (2008) North American continental margin records of the Paleocene-Eocene thermal maximum: Implications for global carbon and hydrological cycling, *Paleoceanography*, 23: PA2217, doi:10.1029/2007PA001465.
- Kasih, G. A. A., Chiba, S., Yamagata, Y., Shimizu, Y., Haraguchi, K (2008) Modelling early diagenesis of sediment in Ago Bay, Japan, A comparison of steady state and dynamic calculation. *Ecological Modelling*, 215: 40-54.
- Kirmaci, M. Z (2008) Dolomitization of the late Cretaceous-Paleocene platform carbonates, Golkoy (Ordu), eastern Pontides, NE Turkey: *Sedimentary Geology*, 203: 289-306.
- Krause, S., Liebetrau, V., Leoscher, C., Boehm, F., Gorb, S., Eisenhauer, A., Treude, T (2018) Marine ammonification and carbonic anhydrase activity induce rapid calcium carbonate precipitation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 243: 116–132.
- Land, L. S (1985) The origin of massive dolomite: *Journal of Geological Education*, 33: 112-125.
- Lebrech, U., Sharma, S. H., Watson, P. H., Riera, R., Joer, H., Beemer, R., Gaudin, C (2024) A study of the effects of early diagenesis on the geotechnical properties of carbonate sediments (North West Shelf, Australia). *Scientific Reports*, 14: 16727.
- Lee, Y. I., Friedman, G. M (1987) Deep-burial dolomitization in the Lower Ordovician Ellenburger Group carbonates in west Texas and south-eastern New Mexico. *Journal of Sedimentary Research*, 57: 544-557.
- Longman, M. W (1980) Carbonate diagenetic textures from near-surface diagenetic environments. *AAPG Bull*, 64: 461-487.
- Madlen, R., Wilson, M (2013) Diagenesis of a SE Asian Cenozoic carbonate platform margin and its adjacent basinal deposits, *Sedimentary Geology*, 286 (287): 20–38.
- Maghfouri Moghaddam, M., Sedaghatnia, M (2023) Elemental geochemistry of Talehzang Formation (northern edge of Rite anticline, southwest of Lorestan), Applied to the analysis of diagenesis systems and primary mineralogical type. *Journal of applied sedimentology*, (11) 22, (in Persian).
- Maghfouri Moghaddam, M., Sedaghatnia, M (2023) Paleosedimentary environment, sequence stratigraphy and geochemistry of the Talehzang Formation in Ritt anticline, southeastern Lorestan basin. *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, (39) 2. (in Persian).
- Mattes, B. W., Mountjoy, E. M (1980) Burial dolomitization of the Upper Devonian Miette buildup, Jasper National Park, Alberta. In: *Concepts and Models of Dolomitization* (Eds. D.H. Zenger, J.B. Dunham and R.L. Ethington): *SEPM Special Publication*, 28: 259–297.
- Mazzollo, S. J (1992) Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: a review: *Carbonates and Evaporites*, 7: 21–37.
- Messadi, A. M., Mardassi, B., Ouali, J. A., Touri, J (2016) Sedimentology, diagenesis, clay mineralogy and sequential analysis model of Upper Paleocene evaporite-carbonate ramp succession from Tamerza area (Gafsa Basin: Southern Tunisia): *Journal of African Earth Sciences*, 118: 205-230.
- Miller, J. K., Folk, R. L (1994) Petrographic, geochemical and structural constraints on the timing and distribution of post-lithification dolomite in the Rhaetian Portoro (Calcare neroli) of the Portovenere Area, La Spezia, Italy. In: *B.H. Purser, M. E.*
- Moore, C. H (1989) *Carbonate Diagenesis and porosity*. Elsevier, Amsterdam. 338pp. *Sedimentology*, 9 (26): 511p.

- Moore, C. H (2013) Carbonate Reservoirs: Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework, Elsevier, Amsterdam. 370p.
- Moss, S. J., Tucker, M. E (1995) Diagenesis of Barremian-Aptian platform carbonates (the Urganian Limestone Formation of SE France): near-surface and shallow-burial diagenesis. *Sedimentology*, 42: 853-874.
- Motiei, H (2003) Geology of Iran (Zagros stratigraphy), publication of the geological organization, 583P. (in persian).
- Murris, R. J (1980) Hydrocarbon habitat of the Middle East, American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 6: 765-800.
- Noorian, Y., Moussavi-Harami, R., Hollis, C., Reijmer, J. J., Mahboubi, A., Omidpour, A (2022) Control of climate, sea-level fluctuations and tectonics on the pervasive dolomitization and porosity evolution of the Oligo-Miocene Asmari Formation (Dezful Embayment, SW Iran). *Sedimentary Geology*, 427: 106048.
- Omidpour, A., Mahboubi, A., Fallah-Baghtash, R (2023a) The role of relative sea-level fluctuations on dolomitization of carbonate reservoirs Case study: Asmari Formation. *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches* (In Persian).
- Omidpour, A., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Rahimpour-Bonab, H (2022) Effects of dolomitization on porosity-Permeability distribution in depositional sequences and its effects on reservoir quality, a case from Asmari Formation, SW Iran. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 109348. doi.org/10.1016/j.petrol.2021.109348.
- Pettijohn, F. J (1975) *Sedimentary Rocks*. Harper & Row. New York. 628p.
- Philip, J. M., Gari, J (2005) Late Cretaceous heterozoan carbonates: Palaeoenvironmental setting, relationship with rudist carbonates (Provence, south-east France): *Sedimentary Geology*, 175: 315-337.
- Piryaei, A., Feizi, A., Sofiani, H., Hemmat, S., Motamedi, B (2014) Paleogeography of tertiary Zagros deposits. Internal report of oil exploration management. GR-2362, P 204. (in Persian).
- Purser, B. H (1978). Early diagenesis and the preservation of porosity in Jurassic limestone. *Journal of Petroleum Geology*, 1: 83-94.
- Rahimpour- Bonab, H (2010) Carbonate petrology with reservoir quality consideration. Tehran University, 570 p (in Persian).
- Railsback, L. B (1993) Lithologic controls on morphology of pressure-dissolution surfaces (stylolites and dissolution seams) in Paleozoic carbonate rocks from the Mideastern United States. *Journal of Sedimentary Research*, 63 (3): 513-522.
- Rao, C. P (1996) *Modern Carbonates: Tropical, Temperate and Polar: Introduction to Sedimentology and Geochemistry*. Carbonates, Hobart (Tasmania), 206p.
- Rogen, B., Fabricius, I. L (2002) Influence of clay and silica on permeability and capillary entry pressure of chalk reservoirs in the North sea. *Petroleum Geoscience*, 8: 287 – 293.
- Ronchi, P., Jadoul, F., Ceriani, A., Giulio, A. D., Scotti, P., Ortenzi, A., Massara, E. P (2011) Multistage dolomitization and distribution of dolomitized bodies in Early Jurassic carbonate platforms (Southern Alps, Italy), *Sedimentology*, 58: 532-565.
- Salifou, I. A. M., Zhang, H., Boukari, I. O., Harouna, M., Cai, Z (2021) New vuggy porosity models-based interpretation methodology for reliable pore system characterization, Ordovician carbonate reservoirs in Tahe Oilfield, North Tarim Basin. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, (196): 63-79.
- San Miguel, G., Aurell, M., Bádenas, B (2017) Diagenetic evolution of a shallow marine Kimmeridgian carbonate ramp (Jabaloyas, NE Spain): implications for hydrocarbon reservoir quality. *Arabian Journal of Geosciences*, 10 (16): 376p.
- Sanders, D (2001) Burrow-mediated carbonate dissolution in rudist biostromes (Aurisina, Italy), implications for taphonomy in tropical, shallow subtidal carbonate environments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 168: 39-74.
- Seibel, M. J., James, N. P (2017) Diagenesis of Miocene, incised Valley – filling limestones: Provence Southern France. *Sedimentary Geology*, 347: 21-35.
- Shalalvand, M., Adabi, M. H., Zohdi, A (2019) Petrography, geochemistry and dolomitization model of the Talehzang Formation (upper Paleocene- lower Eocene) in south and southwest of Kermanshah. *Journal of applied sedimentology*, 7 (13): 149-166 (in Persian).
- Shunli, Z. H., Zhengxiang, L., Yi, W., Sibing, L (2018) Origins and Geochemistry of Dolomites and Their Dissolution in the Middle Triassic Leikoupo Formation, Western Sichuan Basin, China. *Minerals*, 8: 289. doi:10.3390/min8070289.
- Sibley, D. F., Gregg, J. M (1987) Classification of dolomite rock textures. *Journal of Sedimentary Petroleum*, 57: 967-975.
- Sluijs, A., Rhl, S., Schouten, H. J., Brumsack, F., Sangiorgi, J., Sinninghe Damste, S., Brinkhuis, H (2008) Arctic late Paleocene-early Eocene paleoenvironments with special emphasis on the Paleocene-Eocene thermal maximum (Lomonosov Ridge, Integrated Ocean Drilling

- Program Expedition 302), *Paleoceanography*. 23: PA1S11. doi:10.1029/2007PA001495.
- Smith, J. V (2000) Three – dimensional morphology and connectivity of Stylolite shape reactivated during veining. *Journal of Structural Geology*, 22: 59 – 64.
- Tucker, M. E (2001) *Sedimentary Petrology*. 3^d Edition, Blackwell, Oxford, 260p.
- Tucker, M. E., Wright, V. P (1990) *Carbonate Sedimentology*: Blackwell, Oxford, 482p.
- Tucker, M. E., Wright, V. P (1991) *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482p.
- Van Buchem, F. S. P., Allan, T., Lausen, G. V., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pickard, N., Tahmasbi, A. R., Vedrenne, V., Vincent, B (2010) Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran, 329. *Geology Society, London. Special Publication*, 219–263.
- Veizer, J., Hinton, R. W., Clayton, R. N., Lerman, A (1987) Chemical diagenesis of carbonates in thinsections: Ion microprobe as a trace element tool: *Chemical Geology*, 64 (3): 225-237.
- Wang, G., Li, P., Hao, F., Zou, H., Yu, X (2015) Dolomitization process and its implications for porosity development in dolostones: A case study from the Lower Triassic Feixianguan Formation, Jiannan area, Eastern Sichuan Basin, China. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 131: 184–199. doi.org/10.1016/j.petro.2015.04.011.
- Wanless, H. R (1979) Limestone response to stress: pressure solution and dolomitization: *Journal of Sedimentary Petroleum*, 49: 437-462.
- Warren, J. K (2000) Dolomite: occurrence, evolution and economically important association: *Earth Sci Reviews*, 52: 1-81.
- Warren, J. K (2006) *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*. Springer, Berlin, 1036p.
- Westphal, H (2006) Limestone – Marl alternation as environmental archives and the role of early diagenesis: a critical review. *International Journal of Science (Geology Rundsch)*, 95: 947-961.
- Whitaker, F. F., Smart, P. L., Jones, G (2004) Dolomitization From conceptual to numerical models: *Geological Society, London, Special Publications*, 235 (1): 99-139.
- Wilson, M. E. J., Evans, M. J., Oxtoby, N. H., Nas, D. S., Donnelly, T., Thirlwall, M (2007) Reservoir quality, textural evolution and origin of fault associated dolomites: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 91: 1247-1273.
- Wizemann, A., Nandini, S. D., Stuhldreier, I., Sanchez- Noguera, C., Wisshak, M., Westphal, H., Rixen, T., Wild, C., Reymond, C. E (2018) Rapid bioerosion in a tropical upwelling coral reef. *PLoS One*, 13, e0202887.
- Ye, Q., Mazzullo. S. J (1993) Dolomitization of Lower Permian platform facies, Wichita Formation, North Platform, Middle Basin, Texas: *Carbonates and Evaporites*, 8: 55-70.
- Ying, R., Dakang, Z., Chonglong, G., Queqi, Y., Rui, X., Langbo, J., Yangjinfeng, J., Ningcong, Z. H (2017) Dolomite geochemistry of the Cambrian Longwangmiao Formation, eastern Sichuan Basin: Implication for dolomitization and reservoir prediction. *Petroleum Research*, 2: 64-76.
- Zaid, S. M (2012) Provenance, diagenesis, tectonic setting and geochemistry of Rudies sandstone (lower Miocene), Warda Field, Gulf of Suez, Egypt. *Journal of African Earth Science*. 66: 56-71.
- Zeigler, M. A (2001) Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian plate and its hydrocarbon occurrences. *GeoArabia*, 6 (3): 445-504.
- Zenger, D. H (1983) Burial dolomitization in the Lost Burro Formation/Devonian, east central California and the significance of late diagenetic dolomitization: *Geology*, 11: 519-522.
- Zhang, H., Ding, L., Wang, X., Wang, L., Wang, Q., Xia, G (2006) Carbonate Diagenesis Controlled by Glacioeustatic Sea-Level Changes: A Case Study from the Carboniferous-Permian Boundary Section at Xikou, China. *J. China Univ. Geoscience*, 17: 103- 114.

Diagenesis processes, elemental geochemistry and dolomitization model of Paleocene Zagros deposits (Talehzang Formation, Lorestan sedimentary basin, North-East of Kohdasht)

Y. Nasiri¹, S. Taghdisi Nikbakht^{1*}, M. Sedaghatnia² and M. Mallah²

1- Assist. Prof., Dept., of Geology, Faculty of Sciences, University of Gonabad, Gonabad, Iran

2- Ph. D., student, Dept., of Geology, Faculty of Science, Bu Ali Sina University, Hamedan, Iran

* samirataghdisi@gmail.com

Received: 2024.8.23 Accepted: 2024.11.12

Abstract

In this research, the processes of diagenesis, elemental geochemistry and dolomitization model of Talehzang Formation in the northeast of Kohdasht have been studied. This formation extends to the Paleocene- Middle Eocene age in the sedimentary basin of Lorestan. In this area, a 51-meter-thick subsurface section has been selected at the 18 kilometers northeast of Kohdasht city. In the studied area, the lower boundary of Talehzang Formation is sharp with Amiran Formation and the upper boundary is disconformable with red siliciclastics of Kashkan Formation. The petrographic studies led to the identification of several diagenesis processes, including micriteization, neomorphism, cementation, compression, dissolution, and replacement, which the replacement process of dolomitization is more widespread in this formation. Based on paragenetic sequence, the Talehzang Formation deposits in this section have been interpreted in four marine, burial, upwelling and fresh water environments, which have fallen during three stages of initial (eugenesis), middle (mesogenesis) and final (telogenesis) diagenesis stages. The elemental analysis of the samples by EDS and EPMA methods (with accuracy of 0.01%) on 12 samples of dolomites which showed the low amount of Fe and the high amount of Sr and Na in dolomicrites and the high concentration of Fe and Mn in dolomicrosparites, and dolosparites as well as the existence of some evidences such as algal intraclasts, fenestral porosity and the absence of evaporite minerals indicate the formation of these dolomites from the tidal flat model, seepage and reflux and then shallow to medium and deep burial. Moreover, elemental geochemical evidence showed that the studied dolomites have not yet reached to crystalline order (stoichiometry), which can be explained by considering the age of Talehzang Formation (Paleocene-Middle Eocene) in this part of the sedimentary of Lorestan basin.

Keywords: Talehzang Formation, Elemental analysis, Dolomite, Tidal flat model, Kohdasht

Introduction

Talehzang Formation (Paleocene-Middle Eocene) is an example of packstone limestone and bioclast, where large foraminifera are found in abundance. This formation is clearly spread in the sedimentary basins of Lorestan and it is placed on the Amiran Formation and below the Kashkan Formation, and sometimes it replaces these two formations laterally and backwards. In some areas, the presence of an erosive unconformity at the upper limit of the Talehzang Formation has been assumed, although the paleontological evidence does not confirm it. This formation is replaced by the Pabdeh Formation towards the south-western regions of Lorestan. Due to the very high sensitivity of carbonate rocks to diagenesis

processes, major heterogeneities are often seen in them. The Talehzang Formation extends exclusively in the sedimentary basin of Lorestan. In this basin, most of the researches carried out on this formation are aimed at determining its age by taking into account the fossil contents and the interpretation of its microfacies and depositional environment, so in the present research, elemental geochemistry and dolomitization model of this formation it is discussed in a section of the earth's surface. Considering the effect of dolomitization in the facies of this formation and the relationship between the relative changes of the sea level and dolomitization in the Paleocene-Eocene carbonate platforms of the Lorestan sedimentary basin, it is hoped that

the results of this research can be adapted as best as possible to this formation between different parts of Lorestan sedimentary basin, and finally, a clearer picture of paleogeographic reconstruction of Paleocene-Middle Eocene time in Zagros sedimentary basin and post-depositional history of this formation can be presented. According to the map of structural zones of the Zagros basin, the studied area is located in the simple folded part of Zagros and in the sedimentary zone of Lorestan. In Zagros, during the Late Paleocene to Eocene, sediments were deposited in a pre-pit sedimentary basin along the eastern margin of the Arabian Plate. According to the geological map 1/100000 of Kohdasht city, the studied area is located on the northern side of Pusht-Jangal anticline, where the Amiran, Talehzang, Kashkan, Asmari, Shahbazan and Gachsaran formations are exposed. The age of Talehzang Formation in the studied section is attributed to Paleocene. The section under study is located 18 km northeast of Kohdasht city and on the west side of Darabi village. It is possible to reach this section from Asfatate road in Kohdasht city towards the said village. The section under study has the geographic coordinates of "E 47° 41' 47" and N 33° 42' 18" latitude.

Methods and materials

In order to understand the diagenesis processes of Talehzang Formation in the studied section, 51 rock samples (32 samples related to carbonate units and 19 samples related to dolomitic carbonate units) were taken from the desired sequence in such a way as to cover the entire sequence has given. From all the samples, lithological thin sections were prepared and studied by Olympus-BH2 polarizing microscope (the sections were prepared and studied at Bou Ali-Sina University). Thin sections were stained by the method (Dickson, 1965) by alizarin red solution (ARS) to distinguish calcite minerals from dolomite and potassium ferrocyanide solution to distinguish iron-bearing dolomites. In order to understand the diagenesis environment of the studied dolomites, 12 samples were analyzed by (EDS) and (EPMA) methods with 100% accuracy in Lorestan University, and imaging by electron microscope (SEM) of dolomites was also implemented. The samples were selected away from any fractures, fossils, diagenesis and

weathering processes and then sampling was done from the fresh part of the rock with a dental drill, and then the powdered and homogenized samples were subjected to EDS analysis. In this research, a combination of petrographic studies and geochemical methods, such as major and minor elements, has been used to separate the types of dolomites of Talehzang Formation.

Results and discussion

Primary dolomites (dolomicrites) and secondary dolomites (dolomicroparites, dolosparites and very coarse saddle crystal dolomites filling pores and fractures) were detected in Talehzang Formation. Due to the fabric and very small size of dolomite crystals, the preservation of primary sedimentary texture, such as intraclasts, algal laminae and fenestral fabric, the absence of fossils and evaporite minerals, as well as the absence of evidence indicating their formation under the influence of diagenetic processes. It seems that first type dolomites (dolomicrites) were formed under surface conditions, low temperature and in intertidal environment. Very coarse saddle crystal dolomites are associated with stylolites with wave extinction, and therefore their formation is related to deep burial diagenesis that filled the veins and fractures. It seems that this kind of dolomites is the last generation of dolomites that were formed in the samples of Talehzang Zormation and filled the porosity resulting from fractures. Low amounts of strontium and relatively higher amounts of iron in coarser crystalline dolomites probably indicate the increase in the size of dolomite crystals and the recrystallization of dolomite crystals during burial. During burial diagenesis, recrystallization is observed in dolomite crystals, also dissolution in the crust of allochems and their replacement by calcite and dolomite has occurred. In some samples, the space resulting from fractures and pores is filled by calcite sparite and dolosparite, the size of these crystals is several tens of microns, which is the result of burial diagenesis, and according to the analysis results elemental geochemistry and staining with potassium ferrocyanide solution, iron element is found. Type I dolomite (dolomicrites) is considered as dolomite almost simultaneously with the deposition. The second type of dolomite (dolomicroparites) and the third type of

dolomite (doloparites) are formed from the recrystallization of previous dolomites. Doloparites can be seen in three forms in the samples, in the form of substitution in allochem grains, recrystallization from finer crystalline dolomites, and in the form of cement filling fractures and pores in the rock, the last type being related with saddle-type dolomites, which are related to deep burial diagenesis. The presence of equant calcite cement inside the fractures can confirm burial diagenesis. It seems that for primary dolomitization or simultaneously with sedimentation, the only source of magnesium is sea water. This origin is considered only for type 1 dolomites, which were formed near the surface and under low temperature conditions in a tidal zone and probably as a result of pumping sea water into this zone. However, the magnesium required for type 2, 3 and 4 dolomites can be obtained from various sources, among which are trapped sea waters or pore waters and diagenesis of minerals. Clay was considered during the burial. The highest percentage of dolomite is near the upper and lower borders of the Talehzang Formation. The dolomites of the lower boundary of the Talehzang Formation, which are related to the gray shales of the Amiran Formation, have received their required magnesium from the diagenesis of the shales of the Amiran Formation during burial diagenesis, and from the point of view of petrography, these dolomites are more they are of secondary type. The dolomites that were formed at the upper border of the Talehzang Formation and in connection with the red-colored and detrital formation of Kashkan are more of the first type and they received the magnesium they needed from the atmospheric waters that are in this border. Due to the drop of the sea level on a global scale and the discontinuity of not-so-strong and long-term erosion, some dolomite has formed at the end of the Talehzang Formation. Investigating the relationship between changes in relative sea water level and dolomitization in carbonate platforms indicates that at the upper boundary of the sequence (coastal facies), due to the lowering of the sea water level on a global scale and the simultaneous influence of meteoric fluids, a high volume of dolomitizing fluids and high nucleation rate, dolomitization rate is high and the size of dolomite crystals is relatively smaller. Finally, according to the evidence of

petrography and elemental geochemistry, the dolomites of Talehzang Formation can be considered from the model of sedimentation, seepage, and then shallow to medium and deep burial. The Talehzang Formation was deposited in a marine phreatic environment, consisting of magnesium-rich aragonite and calcite shells (red algae, foraminifers, echinoderms and molluscs) with intragranular and intergranular porosity. Some diagenesis processes, such as micrite formation, the formation of isopachous rim cement, are related to early diagenesis in marine environments, which were identified in the section under study, which confirm the early stage of diagenesis. As a result of dissolution, cavity, channel and mold porosity is formed and the process of incremental neomorphism can also be seen. The upper border of Talehzang Formation with Kashkan Formation is an erosional unconformity that indicates a period of water exit. The results of petrographic studies and elemental analysis of dolomites in this section show that low amounts of Fe and high amounts of Sr and Na in dolomicrites and high concentration of Fe and Mn in dolomicrosparites and doloasparites along with the presence Some evidences such as intraclasts, fenestral porosity and the absence of evaporite minerals indicate the formation of these dolomites from the Jezromedi model, percolation and then shallow to medium and deep burial. Based on petrographic evidence, the diagenesis sequence has been determined during four diagenesis environments (marine, burial, uplift and meteoric) in the carbonate rocks of Talehzang Formation.

Conclusion

Petrographic studies on samples of Talehzang Formation in the northern section of Kohdasht led to the identification of several diagenesis processes. These processes include micritization, crystallization, compaction, cementation, dissolution and creation of porosity and replacement process. Based on this, the paragenetic sequence of the Talehzang Formation deposits in this section has been interpreted in four marine, burial, upwelling and fresh water environments, which occurred during three stages of initial (eugenesis), middle (mesogenesis) and final (telogenesis) diagenesis. The most important successional process in Talehzang Formation is

dolomitization, which has affected most of the sequences of this formation. Dolomitization is formed both primary and secondary. The elemental analysis of the samples by EDS and EPMA methods (with 100% accuracy) showed that primary dolomites have low amounts of Fe and high amounts of Sr and Na, while secondary dolomites have a high concentration of Fe and Sr are lower than primary dolomites, which indicates a shallow to medium diagenesis burial environment for secondary dolomites. The most important source of Mg supply in primary seawater dolomites and in secondary dolomites is the conversion of clay minerals into each other due to the presence of shale facies of Amiran Formation in the region and confined sea waters. The results of

petrographic studies and elemental analysis of dolomites in this section show that low amounts of Fe and high amounts of Sr and Na in dolomicrites and high concentration of Fe and Mn in dolomicrosparites and doloasparites along with the presence Some evidences such as intraclasts, fenestral porosity and the absence of evaporite minerals indicate the formation of these dolomites from the Jezromedi model, percolation and then shallow to medium and deep burial. Also, elemental geochemical evidence showed that the studied dolomites have not yet reached crystalline order (stoichiometry), which can be explained by considering the age of Talehzang Formation (Paleocene-Eocene) in this part of the Lorestan sedimentary basin.