

بررسی فرایندهای دیاژنزی بخش قربان سازند ساچون در محل برش نمونه (تنگ مهدی، یال جنوبی تاقدیس قره - جنوب شرق شیراز)

عبدالرضا باوی عویدی، دانشجوی دکتری زمین‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ایران*

محمد حسین آدابی، استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ایران

عباس صادقی، استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ایران

حسن امیری بختیار، دکتری زمین‌شناسی، شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب، ایران

چکیده

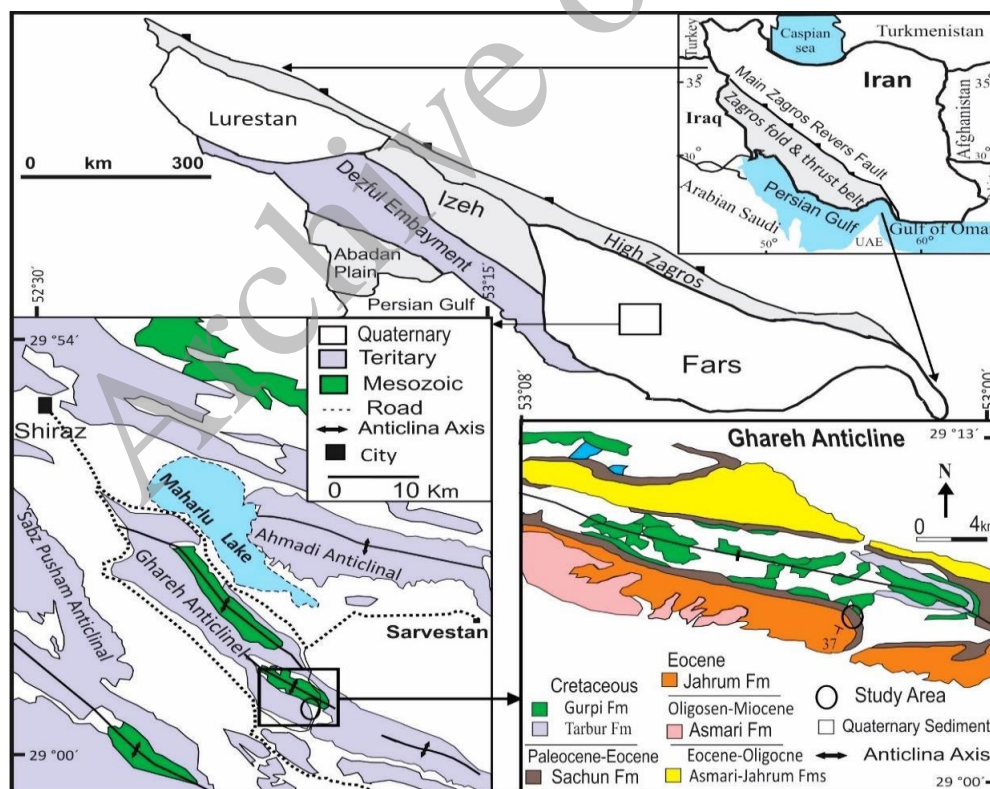
بخش قربان سازند ساچون (پالئوسن - ائوسن پیشین) در محل برش نمونه واقع در جنوب شرق شیراز دارای ترکیب سنگ‌شناسی آهک، آهک‌های دولومیتی شده و دولومیت است. این بخش کربناته تحت تأثیر فرایندهای دیاژنزی مختلفی در محیط‌های دیاژنزی دریایی، متئوریک و تدفینی قرار گرفته است. نتایج این بررسی نشان می‌دهد که در محیط دیاژنزی فریاتیکی دریایی پوشش‌های میکرایتی و سیمان دریایی کلسیت تیغه‌ای و خوشه انگوری (آراگونیتی) نهشته شده‌اند. دولومیکرایت‌های بی‌شکل و فاقد فسیل با تخلخل فنسترال در محیط دیاژنزی وادوز دریایی تشکیل گردیدند. منطقه اختلاط آب‌های متئوریک و دریایی در مرز بین سازند ساچون و جهرم شرایط مناسبی را جهت تشکیل دولواسپارایت‌های متخلخل فراهم نموده است. شرایط اکسیدان منطقه وادوز متئوریک در اکسیده شدن رسوبات رخنمون یافته که سرانجام به صورت اکستراکلاست‌ها و بایوکلاست‌های اکسید شده به حوضه رسوبی انتقال یافته‌اند، نقش مهمی داشته است. انحلال، نئومورفیسم، سیلیسی شدن و سیمان‌های کلسیت بلوکی، دندان سگی و دروزی محصولات محیط دیاژنزی فریاتیکی بوده‌اند. فرایندهای دیاژنزی محیط تدفینی شامل سیمان کلسیت دروزی و فشردگی‌های فیزیکی و شیمیایی (استیلولیت) به همراه دولومیکرواسپارایت و دولواسپارایت هستند. بالا آمدن رسوبات و رخنمون یافتن آن‌ها در سطح با گسترش شکستگی، رگه‌های کلسیتی، انحلال و اکسید آهن در رسوبات آهن‌دار همراه بوده است.

کلیدواژه‌ها: سازند ساچون، بخش قربان، پالئوسن-ائوسن، تاقدیس قره، فرایندهای دیاژنزی

مقدمه

محدوده سنی تشکیل آن (پالئوسن-ائوسن پیشین) می‌توان به شرایط حوضه‌رسوبی و تاریخچه پس از رسوب‌گذاری اوائل دوران سنوزوئیک زیر حوضه فارس در منطقه مورد مطالعه پی برد. اگر چه مطالعات رسوب‌شناسی معدودی بر روی سازند ساچون صورت گرفته که از بین آن‌ها می‌توان به بررسی‌های ارزاقی و همکاران (Arzaghi et al. 2012) و شب افروز و همکاران (Shabafrooz et al. 2013) اشاره نمود، اما در این جهت تاکنون هیچ‌گونه مطالعه‌ای بر روی بخش قربان سازند ساچون انجام نگرفته است و این نوشتار برای نخستین بار به بررسی فرایندهای دیاژنی به منظور شناسایی و تفکیک محیط‌های دیاژنی آن می‌پردازد. چگونگی عملکرد و اثرات عواملی مانند ترکیب کانی‌شناسی اولیه، اندازه ذرات، فشار لیتواستاتیک و سیالات محیط دیاژنی بر رخساره‌های رسوبی مورد بحث و کنکاش قرار خواهند گرفت.

سازند ساچون در جنوب شرق حوضه زاگرس ایران (زیر حوضه فارس) با ترکیب سنگ‌شناسی کربناته، تیخیری و مارن، دارای تغییرات سنی پالئوسن-ائوسن پیشین است (امیری بختیار ۱۳۸۶). قسمت تحتانی این سازند در جنوب شرق شیراز دارای یک بخش کربناته دولومیتی-جلبکی به نام بخش قربان است. برش نمونه بخش قربان سازند ساچون در یال جنوبی تاق‌دیس قره یا مظفری واقع در ۸۰ کیلومتری جنوب شرق شیراز، دارای ۱۸۳ متر ضخامت است (مطبعی ۱۳۷۲). بر پایه این مطالعات، برش نمونه بخش قربان سازند ساچون با مختصات جغرافیایی "E:52°57'38.93" و "N:29°08'06.55" ۱۶۶ متر ضخامت داشته که به طور هم‌شیب بر روی سازند گورپی و در زیر سازند جهرم قرار دارد (شکل‌های ۱ و ۲). با مطالعه سازند ساچون با توجه به



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی محل برش نمونه بخش قربان واقع در یال جنوبی تاق‌دیس قره. در این شکل بخش قربان با نام سازند ساچون نام‌گذاری شده است (اقتباس و با تغییراتی از NIOC 1979).

روش مطالعه

در ابتدا با بررسی‌های صحرایی، مرزهای تحتانی و فوقانی، واحدهای سنگ چینه‌ای، ساخت‌های رسوبی و زیست‌شناسایی و پس از اندازه‌گیری ضخامت واقعی، ستون چینه‌شناسی ترسیم شد. به منظور شناسایی رخساره‌های رسوبی و فرایندهای دیاژنزی، نمونه‌برداری در فواصل یک متری انجام شد که در نهایت از این نمونه‌های سنگی، ۱۵۰ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه گردید. نام‌گذاری رخساره‌های کربناته پس از شناسایی اجزای تشکیل‌دهنده و اختصاصات بافتی، با استفاده از طبقه‌بندی‌های دانهام (Dunham 1962) و امری و کلوان (Embry and Klovan 1971) انجام شده است. جهت تفکیک نمونه‌های سنگ آهک از دولومیت و نیز شناسایی کربنات‌های آهن‌دار و فاقد آهن، مقاطع نازک میکروسکوپی به ترتیب با محلول الیزارین قرمز و مخلوط آلیزارین قرمز و فری‌سیانید پتاسیم به روش دیکسون (Dickson 1966) رنگ‌آمیزی شدند. برای نام‌گذاری و توصیف دولومیت‌ها از مقالات سیبلی و گرگ (Sibley & Gregg 1987) و آدابی (Adabi 2009) استفاده شده است. شناسایی و تفکیک انواع سیمان‌های کلسیتی و انواع دولومیت با استفاده از میکروسکوپ کاتدولومینسانس CITL مدل MK4-8200c (۱۵ کیلو ولت و ۴۰۰ میکروآمپر) در پژوهشگاه صنعت نفت انجام گرفت. مطالعات تکمیلی بر روی سیمان و دولومیت و دیگر فرایندهای دیاژنزی مانند نئومورفیسم، انحلال، فشردگی با استفاده از میکروسکوپ الکترونی Philips مدل Su 3500 در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه شهید بهشتی انجام شده است.

رخساره‌ها و محیط رسوبی

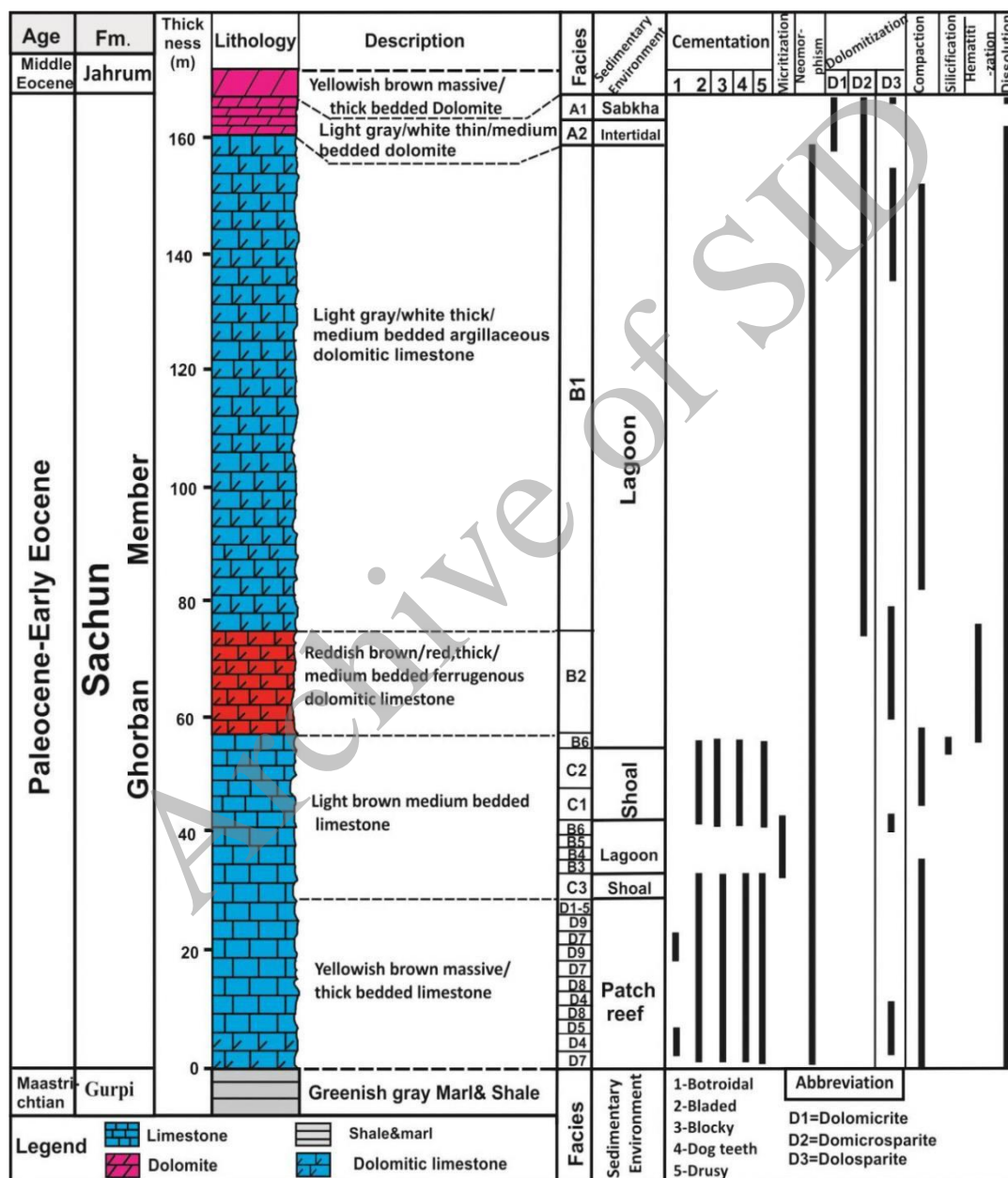
نتایج بررسی‌های پتروگرافی نشان می‌دهد که رخساره‌های رسوبی بخش قربان سازند ساچون در برش تاقدیس قره در کمربندهای رخساره‌ای پهنه جزر و مدی (A)، لاگونی (B)، پشته‌ای^۱ (C) و ریف‌های وصله‌ای^۲ (D) تشکیل شده‌اند

(شکل ۲). رخساره‌های رسوبی محیط پهنه جزر و مدی شامل دولومیکرایت (A1)، ایتراکلاست وکستون دولومیتی شده (A2) هستند. در محیط لاگونی رخساره‌های اکستراکلاست وکستون دولومیتی شده (B1) بایوکلاست وکستون دولومیتی شده (B2)، بایوکلاست وکستون-پکستون دولومیتی شده آهن‌دار (B3)، آلگال وکستون-پکستون (B4)، میلیولید وکستون-پکستون (B5)، بتیک فرامینفر وکستون (B6) تشکیل شده‌اند. بتیک فرامینفر گریستون (C1)، میلیولید گریستون (C2)، بتیک فرامینفر آلگال گریستون (C3) در محیط پشته‌ای نهشته شده‌اند (شکل‌های ۲ و ۳). رخساره‌های ریفی شامل بایوکلاست پکستون-گریستون (D1)، آلگال گریستون (D2)، آلگال وکستون (D3)، فریمستون مرجانی (D4)، بافلستون مرجانی (D5)، آلگال بافلستون (D6)، آلگال رودستون (D7)، آلگال بایندستون (D8)، آلگال فلوتستون (D9) هستند (شکل‌های ۲ و ۴). در طی پالئوسن، رسوبگذاری قاعده بخش قربان در برش مورد مطالعه با رسوبگذاری رخساره‌های ریفی حاوی جلبک قرمز و مرجان دارای فرامینفرهای بتیک بزرگ *Miscellanea* و *Glomealveolina* همراه بوده است. با توجه به گسترش ریف جلبکی-مرجانی بخش قربان بر روی شیل‌های محیط عمیق سازند گورپی، به نظر می‌رسد که محیط کم عمق جهت گسترش ریف‌ها در برش مزبور بر اثر کم عمق شدن حوضه رسوبی سازند گورپی به وجود آمده باشد. رشد ریف‌های مورد اشاره در منطقه مورد بررسی ادامه‌دار نبوده است و اختصاصات ریف‌های وصله‌ای را نشان می‌دهد. فراوانی رخساره‌های این ریف وصله‌ای شباهت زیادی به ریف‌های وصله‌ای آهک‌های مورال به سن آلبین پیشین جنوب آریزونا (Aisner 2010) و ریف‌های جلبکی-مرجانی پالئوسن جنوب حوضه پیرنین شمال اسپانیا^۳ (Baceta et al. 2005) دارد. رسوبگذاری بخش قربان سازند ساچون در طی ائوسن پیشین به صورت پشته‌های کربناته و با رخساره‌هایی با بافت گریستونی حاوی فرامینفرهای بتیک بزرگ مانند *Lacazina*

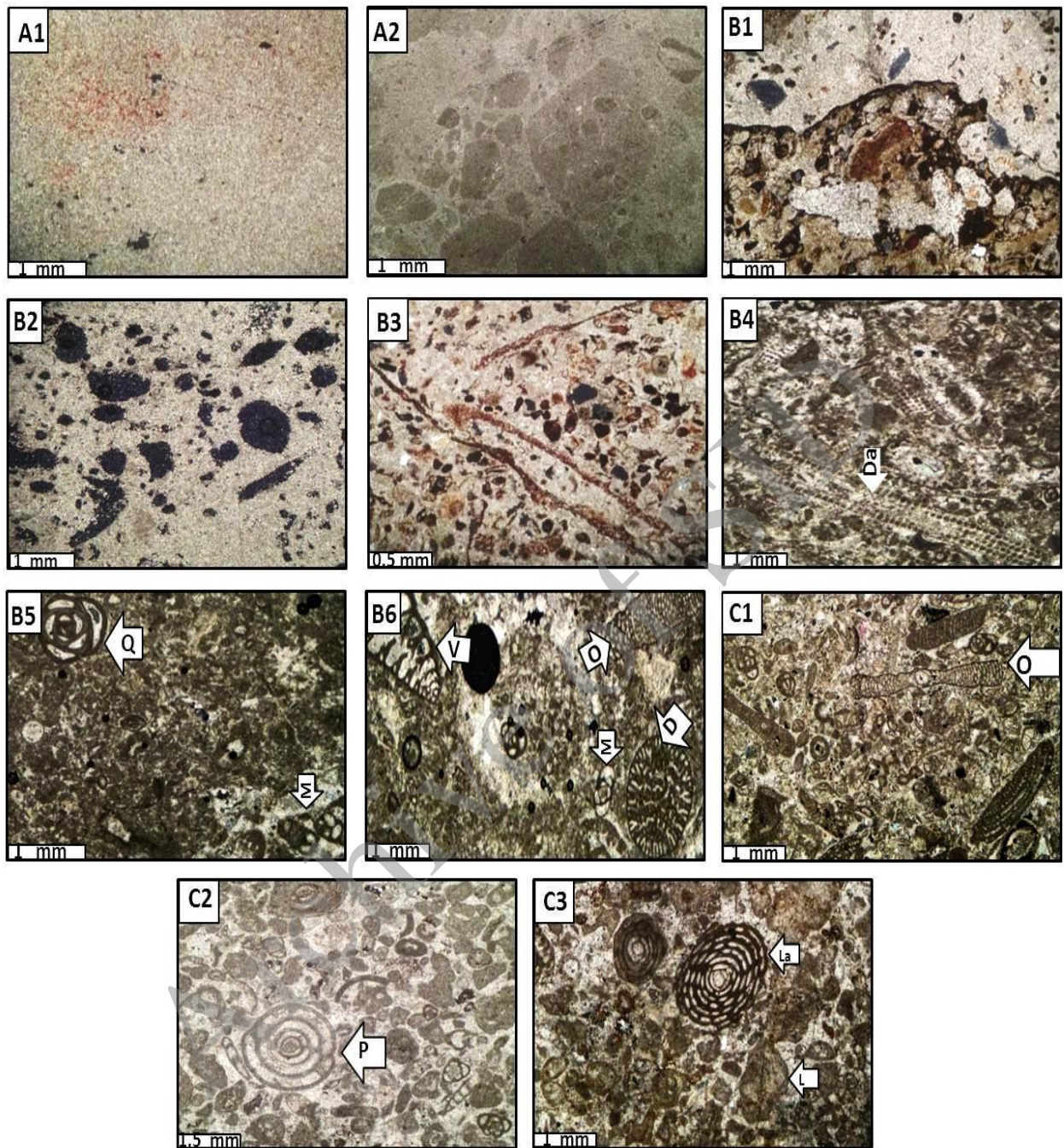
¹ Shoal² Patch reef³ Pyrenean

در قسمت‌های فوقانی توالی به شدت دولومیتی شده‌اند. پایان رسوب‌گذاری بخش قربان سازند ساچون با گسترش پهنه‌های جزر و مدی با رخساره‌های وکستون ایتراکلاست‌دار دولومیتی شده و دولومیکرایت همراه بوده است.

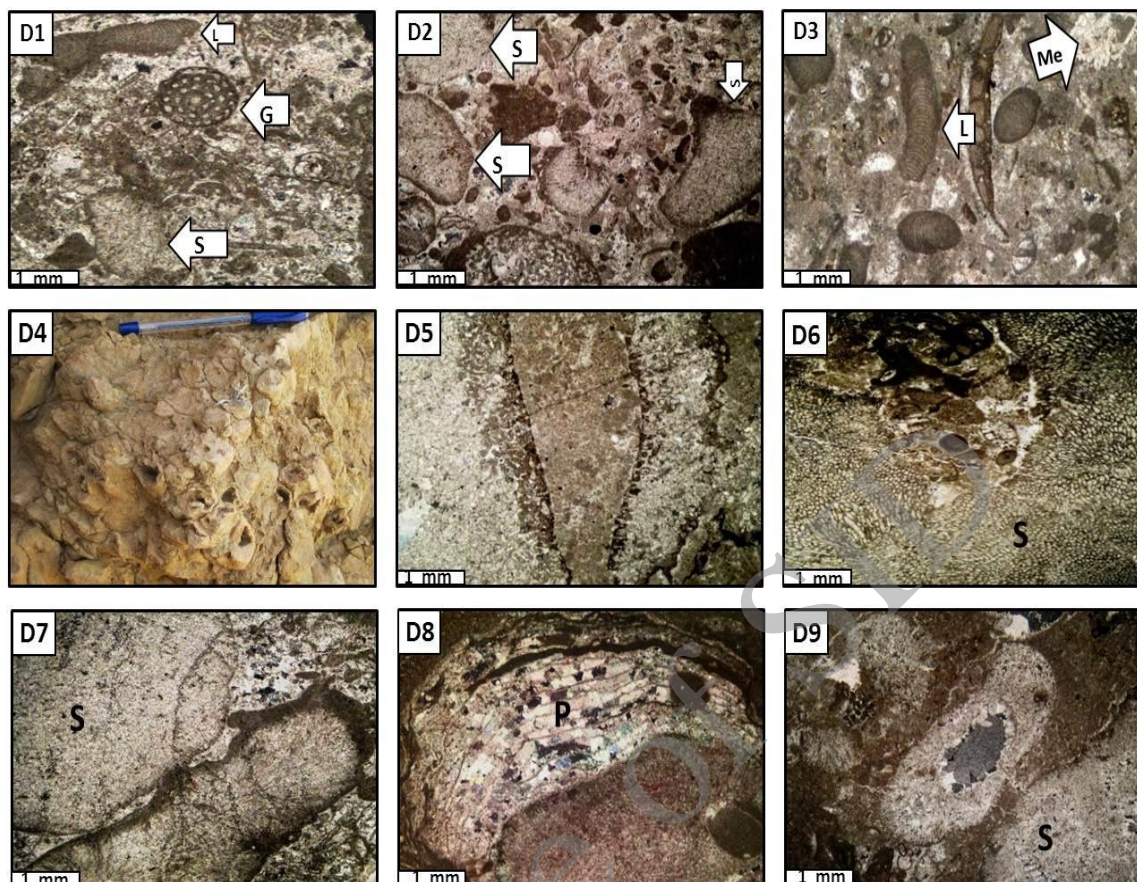
Orbitolites و Miliolid به همراه قطعات جلبکی آغاز شده است. لاگون‌های بخش قربان سازند ساچون دارای انواع فرامینفرهای بتتیک خانواده miliolidae، فرامینفرهای بتتیک بزرگ Valvulina و Dictyonous، خرده‌های جلبکی، دوکفه‌ای و گاستروپود با بافت وکستون تا پکستون است که



شکل ۲- ستون چینه‌شناسی بخش قربان سازند ساچون در یال جنوبی تاق‌دیس قره، جنوب شرق شیراز. فرایندهای دیاژنزی مهم رخساره‌ها نمایش داده شده است (برش نمونه).



شکل ۳- A1: دولومیکرایت، A2: وکستون اینتراکلاستی دولومیتی شده، B1: اکستراکلاست وکستون دولومیتی شده، B2: بایوکلاست وکستون دولومیتی شده (پوسته دوکفه‌ای‌ها در معرض انحلال قرار گرفته‌اند)، B3: بایوکلاست وکستون-پکستون دولومیتی شده آهن‌دار، B4: آلگال وکستون-پکستون، B5: میلیولید وکستون-پکستون، B6: بتتیک فرامینیفر وکستون، C1: بتتیک فرامینیفر گرینستون، C2: میلیولید گرینستون، C3: بتتیک فرامینیفر آگال گرینستون، Q: *Quinqueloculina*, La: *Lacazina*, L: *Lithophyllum*, M: *Miliola*, D: *Dictyoconous*, O: *Orbitolites*, P: *Pyrgo*, V: *Valvulina*, Da: *Dasyclad*,



شکل ۴- D1: بایوکلاست گرینستون، D2: آلگال گرینستون، D3: آلگال وکستون، D4: فریمستون مرجانی، D5: بافلستون مرجانی، D6: آلگال بافلستون، D7: آلگال رودستون، D8: آلگال بایندستون، D9: آلگال فلوتستون

S: Solenoporacea Algae, L: Lithophyllum Algae, Me: Miscellaneous, G: Glomalveolina,

(B). در قسمت‌هایی از مرجان که تحت تأثیر انحلال و نئومورفیسم قرار گرفته است، شکل اولیه آن‌ها به کلی از بین رفته است. میکرایتی شدن باعث ایجاد تخلخل‌های میکروسکوپی فراوانی می‌شود (Cantrell and Hagerty 1999).

سیمانی شدن^۳

نتایج مطالعات پتروگرافی، میکروسکوپ الکترونی و نیز میکروسکوپ کاتدولومینسانس نشان می‌دهد که سیمان‌های بخش قربان سازند دارای انواع مختلفی بوده و در طیف متنوعی از محیط دیاژنزی دریایی تا تدفینی تشکیل شده‌اند:

فرایندهای دیاژنزی بخش قربان

میکرایتی شدن^۱

پوشش‌های میکرایتی^۲ عمدتاً توسط موجودات حفار (سیانوباکتری‌های اندولیتیک و جلبک‌ها) در محیط دیاژنزی فریاتیک دریایی و در شرایط آرام رسوب‌گذاری رخ می‌دهد (Philip and Gari 2005). میکرایتی شدن در مقاطع میکروسکوپی مورد مطالعه عمدتاً در رخساره‌های محیط ریفی و لاگونی مشاهده شده است. این فرایند در خرده‌های دوکفه‌ای، فرامینیفراهای بنتیک و نیز در کورالیت‌های مرجان باعث حفظ شدن فابریک اولیه آن‌ها شده است (شکل ۵: A،

¹ Micritization

² Micritic envelope

³ - Cementation

سیمان خوشه انگوری (بوتروئیدال)^۱

این سیمان که دارای ترکیب کانی شناسی آراگونیت است، به صورت حاشیه‌ای در اطراف آلوکم‌های اسکلتی و درون حفرات تشکیل می‌شود. این سیمان عمدتاً در محیط دیاژنزی فریاتیک دریایی و در محیط‌های ریفی تشکیل می‌گردد (Flugel 2010). در ریف‌های وصله‌ای بخش قربان، سیمان خوشه انگوری به صورت نواری دیده شده است (شکل ۵: C). سیمان خوشه انگوری در مقاطع میکروسکوپی مورد مطالعه به صورت بسیار محدود در رخساره‌های ریفی تشکیل شده است.

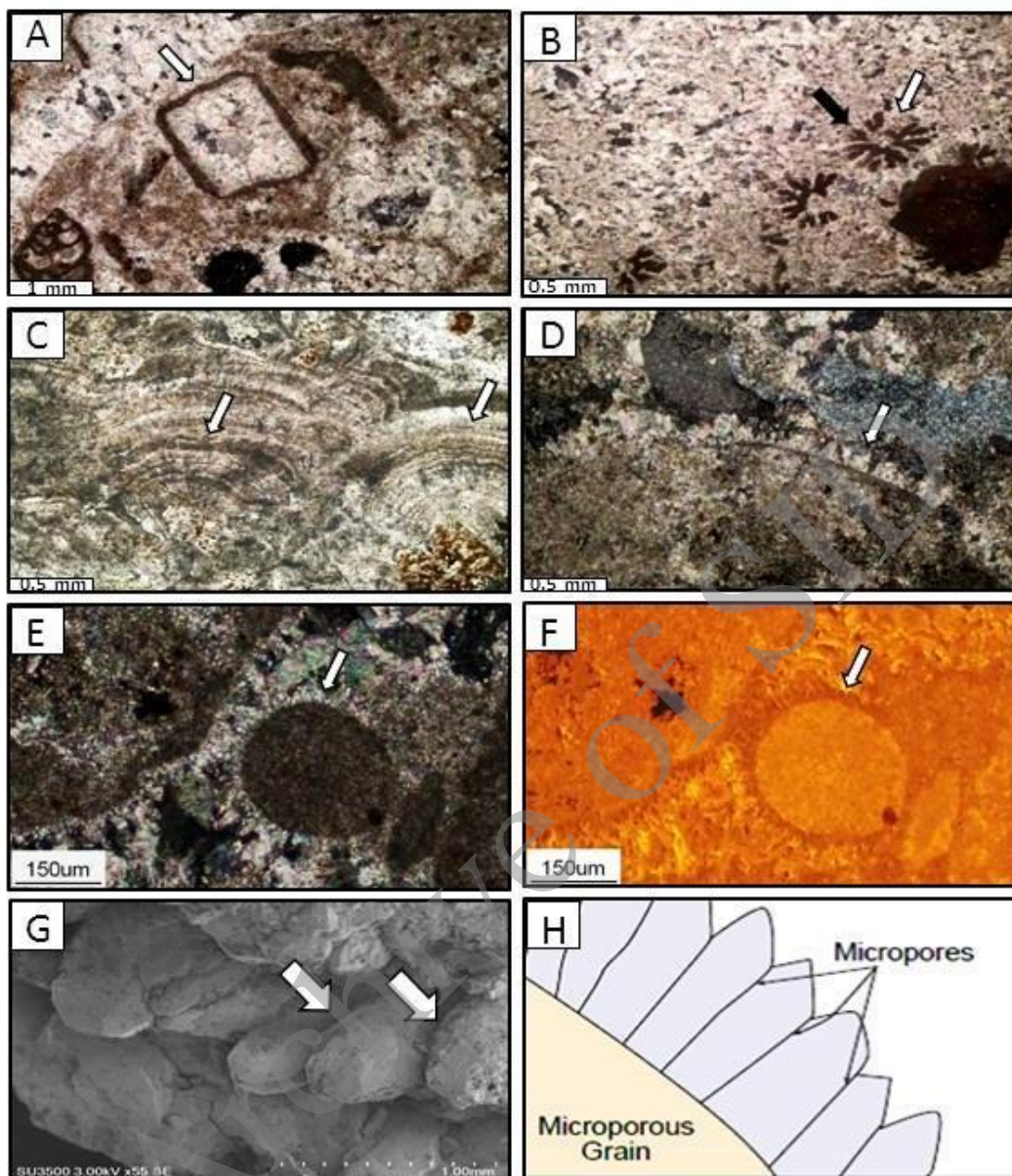
سیمان کلسیت تیغه‌ای^۲

بلورهای سیمان کلسیت تیغه‌ای دارای طولی بیشتر از عرض و با انتهایی صاف یا منشوری هستند. این سیمان کلسیت پرمینیزیم است که به صورت حاشیه‌ای در اطراف دانه‌ها تشکیل می‌شود، معمولاً سیمان تیبیک دیاژنزی فریاتیک دریایی است (Flugel 2010). این سیمان در مقاطع مورد مطالعه عمدتاً در رخساره‌های محیط ریفی و به صورت حاشیه‌ای در اطراف قطعات جلبکی مشاهده شده است (شکل ۵: D و E). سیمان کلسیت تیغه‌ای دارای لومینسانس تیره است (شکل ۵: F) که نشان‌دهنده تشکیل آن در محیط دیاژنزی اکسیدان فریاتیک دریایی است. تشکیل این نوع سیمان در توالی‌های کربناته سازند جهرم (اوسن) در حوضه رسوبی زاگرس ایران در محیط نزدیک به کف دریا تفسیر شده بود (Zohdi et al. 2014). نحوه قرارگیری بلورهای سیمان کلسیت تیغه‌ای با ایجاد تخلخل‌های میکروسکوپی بین بلوری همراه است که از جمله آن می‌توان به تخلخل‌های میکروسکوپی ایجاد شده در سازند عرب (شکل ۵: H) اشاره نمود (Cantrell & Hagerty 1999). این تخلخل‌های میکروسکوپی در تصاویر میکروسکوپ الکترونی به خوبی قابل مشاهده است (شکل ۵: G).

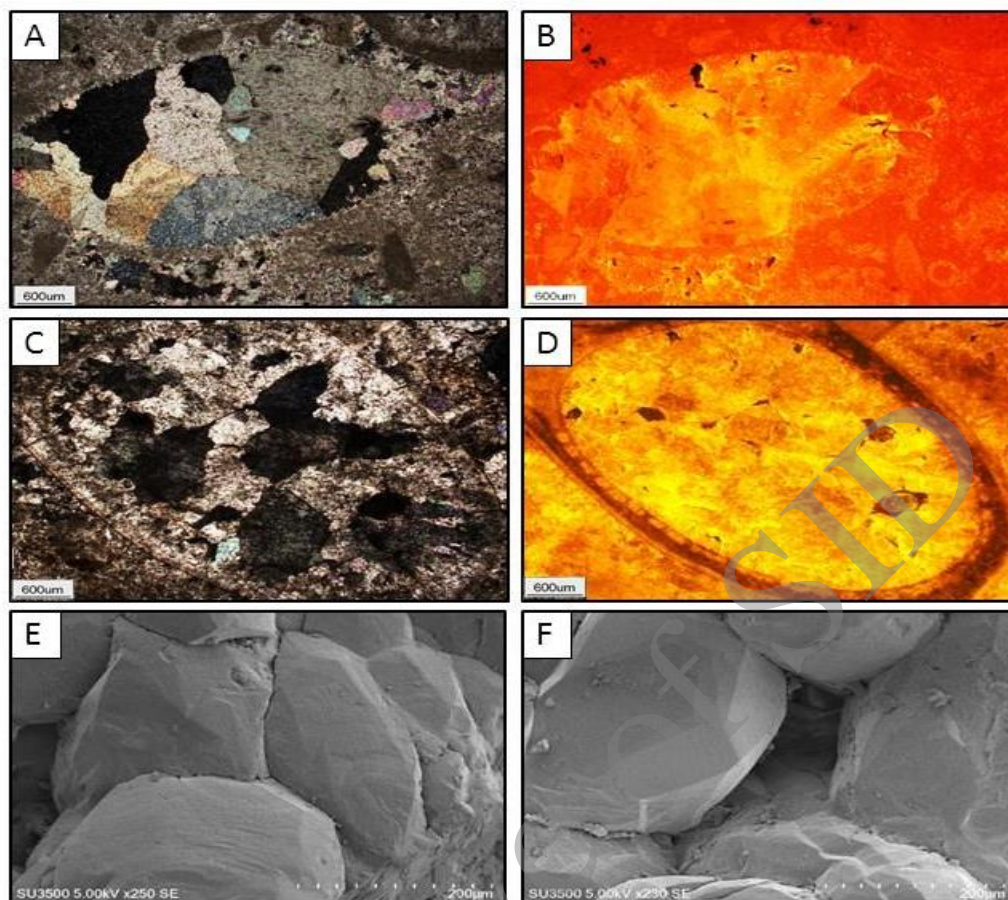
سیمان کلسیت بلوکی^۳

سیمان کلسیت بلوکی بیشتر تخلخل حاصل از انحلال سیمان‌ها و دانه‌ها را پر می‌کند (Tucker & Wright 1990). این سیمان در ریف‌های وصله‌ای بخش قربان به صورت پرکننده تخلخل درون دانه‌ای و بین دانه‌ای در اندازه‌های تا ده‌ها میکرون مشاهده شده‌اند (شکل ۶: A، C). در تصاویر کاتدولومینسانس دارای لومینسانس نارنجی، زرد کم رنگ تا قهوه‌ای است که می‌تواند رشد آن در محیط دیاژنزی متئوریک عمیق تا تدفینی کم عمق است (شکل ۶: B، D). رشد بلورهای سیمان گاهی به هم رسیده و تشکیل مرزهای مشترک سه گانه را داده‌اند (شکل ۶: E، F).

¹ Botryoidal Cement² Bladed calcite cement³ Blocky calcite cement



شکل ۵- A- پوشش میکرایتی در اطراف خرده اسکلتی در رخساره B6 (فلش)، B- میکرایتی شدن کورالیت‌های مرجان در رخساره D4 (حفظ شدگی با فلش سیاه و از بین رفتن شکل اولیه با فلش سفید نمایش داده شده است)، C- سیمان خوشه انگوری در رخساره D8 (فلش) D- سیمان کلسیت تیغه‌ای (فلش) در اطراف یک قطعه جلبک قرمز که قسمت عمده آن تحت تأثیر فرایند نئومورفیسم قرار گرفته است (رخساره D7). E و F به ترتیب نشان‌دهنده تصاویر میکروسکوپی و کاتدولومینسانس از سیمان کلسیت تیغه‌ای (فلش) در اطراف جلبک قرمز *Lithophyllum* هستند (رخساره D2)، G- تصویر میکروسکوپ الکترونی از سیمان تیغه‌ای و تخلخل بین بلوری (فلش)، H- نمایش شماتیکی از تشکیل تخلخل میکروسکوپی در بین بلورهای سیمان کلسیت تیغه‌ای (اقتباس از Cantrell & Hagerty 1999) (تصاویر میکروسکوپی در نور پلاریزه هستند).



شکل ۶- تصاویر میکروسکوپی (A, C) به همراه تصاویر کاتدولومینسانس (A, B) از سیمان بلوکی پر کننده فضای خالی دوکفه‌ای. بلورهای سیمان در تصاویر کاتدولومینسانس به رنگ‌های زرد تا قرمز و قرمز قهوه‌ای دیده می‌شوند (رخساره D1). E و F- به ترتیب تصاویر میکروسکوپ الکترونی از سیمان بلوکی دارای مرزهای مشترک سه گانه و تحلیل بین بلوری است.

دریابی با لومینسانس تیره تشکیل شده‌اند (شکل ۷: A, B). نوع دوم سیمان دروزی درون پوسته‌های فسیلی تشکیل شده است و زون‌بندی بسیار مشخصی دارد. در تصاویر کاتدولومینسانس از حاشیه به طرف مرکز پوسته فسیلی به ترتیب زون‌های زرد روشن، قهوه‌ای تیره و تیره مشاهده شده است (شکل ۷: C, D). تغییرات یاد شده می‌تواند نشان‌دهنده تشکیل این سیمان در محیط‌های دیاژنز فریاتیکی متئوریک به سمت محیط دیاژنزی تدفینی کم عمق تا تدفینی عمیق‌تر است. این نوع سیمان در توالی کربناته پالئوسن پسین جنوب تونس، در محیط‌های دیاژنزی متئوریک تشکیل شده است (Messadi et al. 2016). رشد بلورهای این سیمان که با افزایش اندازه از حاشیه به سمت

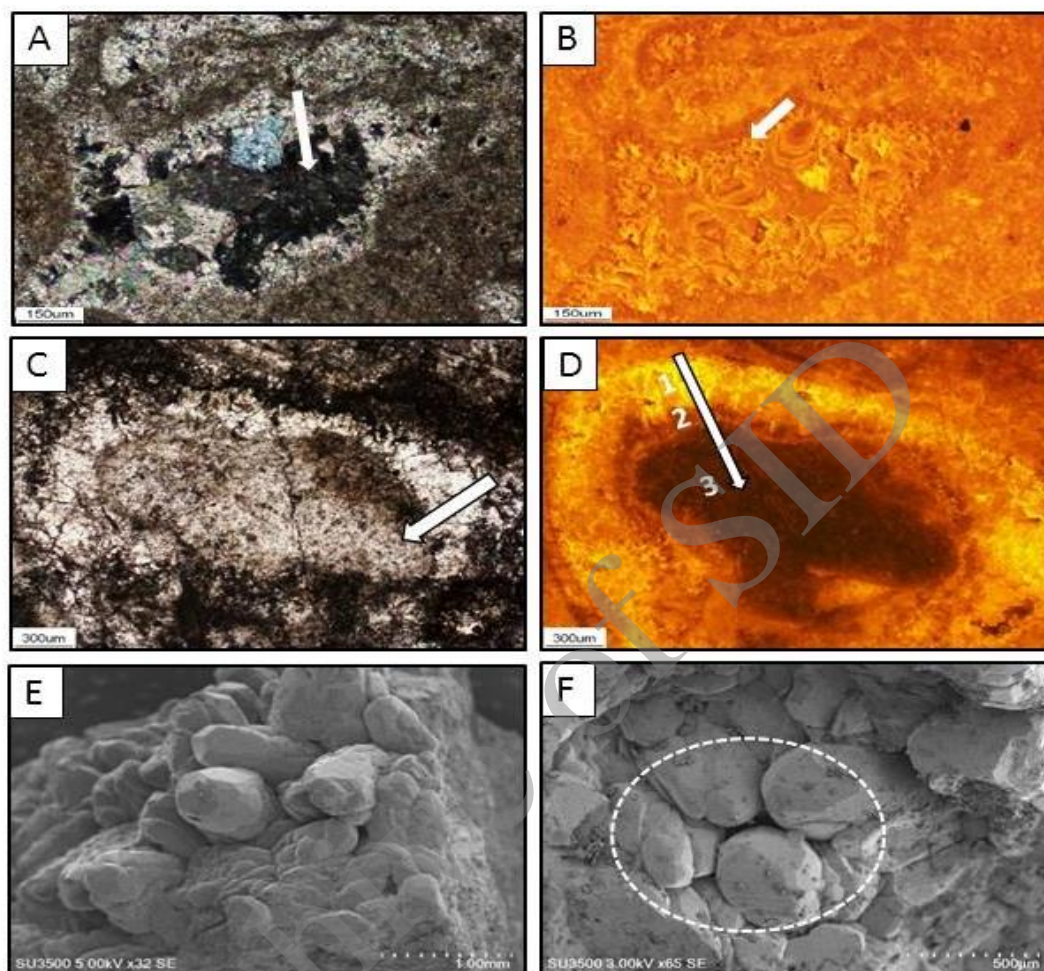
سیمان کلسیت دروزی^۱

این سیمان که پر کننده حفرات و شکستگی‌ها است، از بلورهای هم بعد تا طویل، بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار کلسیت تشکیل شده است که اندازه آن‌ها از حاشیه به طرف مرکز افزایش می‌یابد (شکل ۷: A, C). ترتیب تبلور بلورهای پر کننده حفرات غالباً نشان‌دهنده پیشرفت این فرایند در دو مرحله است (Birnacka et al. 2005). در بررسی‌های کاتدولومینسانس دو نوع سیمان کلسیتی دروزی تشخیص داده شده است. نوع اول بلورها دارای زون‌بندی با رنگ‌های قهوه‌ای تیره تا زرد و نارنجی هستند. این نوع سیمان به صورت حفره پر کن هستند و بر روی سیمان

¹ Drusy calcite cement

(شکل ۷: F و E).

مرکز همراه است گاهی با ایجاد تخلخل بین بلوری همراه است



شکل ۷- A و B- به ترتیب تصاویر میکروسکوپی و کاتدولومینسانس از سیمان دروزی (فلش‌ها) که پس از سیمان دریایی دارای لومینسانس تیره تشکیل شده است (رخساره D2). منطقه‌بندی سیمان دروزی (فلش) در تصاویر لومینسانس قرمز قهوه‌ای تا زرد است و قسمت عمده بلورها دارای زون‌بندی (فلش) هستند. C و D- به ترتیب تصاویر میکروسکوپی و کاتدولومینسانس از سیمان دروزی که به صورت پرکننده دو کفه‌ای بوده است (رخساره D1). در تصاویر کاتدولومینسانس این نوع سیمان دروزی دارای زون‌بندی واضحی از حاشیه به طرف مرکز است. E و F- تصاویر میکروسکوپ الکترونی از سیمان کلسیت دروزی هستند. ختم شدگی بلورها با دایره خط چین نمایش داده شده است.

سیمان کلسیت دندان سگی^۱

(2010). در تصاویر کاتدولومینسانس این سیمان به صورت بلورهای تقریباً مثلثی شکل با لومینسانس قهوه‌ای تا قرمز قهوه‌ای در اطراف قطعات جلبکی تشکیل گردیده که در ادامه فضای خالی بین آلوکم‌ها با سیمان بلوکی با لومینسانس زرد روشن پر شده است (شکل ۸، C، D). با توجه به این‌که این سیمان در اطراف دانه تشکیل شده و نسبت به سیمان بلوکی

سیمان کلسیت دندان سگی از بلورهای طویل رمبوه‌درال تا اسکالنه‌درال پرکننده حفرات (شکل ۸: A) و اطراف دانه‌ها (شکل ۶: B) تشکیل شده‌اند. این سیمان در محیط‌های دیاژنزی متئوریکی تا تدفینی کم عمق تشکیل می‌شود (Flugel)

¹ Dog tooth calcite cement

(شکل ۹: A, B). نتایج مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهد که این آلومها بافت اولیه خود را از دست داده و در حال حاضر تنها شبیحی از آنها باقی مانده است (شکل ۹: C, D). این وضعیت به علت انحلال میکروسکوپی و تدریجی ترکیبات ناپایدار آراگونیت و کلسیت پرمیزیم و رسوب‌گذاری همزمان کلسیت کم‌میزیم روی می‌دهد (Flugel 2010). بر اثر فرایند نئومورفیسم فابریک قسمت بیشتر کورالیت‌های مرجان‌های اسکراکتینین از بین رفته است، با این وجود در تصاویر کاتدولومینسانس محل کورالیت‌ها به خوبی قابل تشخیص است و فضای بین آنها با سیمان کلسیت اسپاری با لومینسانس روشن پر شده است (شکل ۱۰: A, B). این حالت می‌تواند به دلیل انحلال کورالیت دارای ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی و نهشته شدن همزمان کلسیت در سیستم دیاژنزی بسته در قسمت‌های فوقانی منطقه دیاژنزی فریاتیکی متئوریک باشد. در ادامه فضای موجود بین کورالیت‌ها با سیمان کلسیت اسپاری محیط فریاتیکی متئوریک پر شده است. فرایندهای نئومورفیسم باعث افزایش یا کاهش اندازه بلورها می‌شود (Flugel 2010) که افزایش اندازه بلورها به خوبی در بررسی‌های میکروسکوپ الکترونی مشهود بوده است (شکل ۱۰: C, D). تبلور مجدد سنگ‌های آهکی با تغییر در اندازه، شکل و آرایش بلورها و محو بافت رسوبی اولیه همراه است. تبلور مجدد سنگ آهک میکرایتی بوسیله محتوی رس کنترل می‌شود به گونه‌ای که مقدار رس بیش از ۲ درصد از تبلور مجدد سنگ آهک جلوگیری می‌کند (Tucker 2001). در برخی مقاطع میکروسکوپی مورد مطالعه بلورهای کلسیت مرحله نئومورفیسم در ادامه دچار تبلور مجدد شده‌اند. در حالت اخیر این بلورها با لومینسانس روشن قابل شناسایی هستند (شکل ۱۰: E, F) لومینسانس روشن نشان‌دهنده آن است که فرایند تبلور مجدد در منطقه فریاتیکی متئوریک انجام شده است.

دارای لومینسانس روشن در مراحل زودتری نهشته شده است، احتمالاً تشکیل این سیمان در مراحل اولیه ورود به منطقه فریاتیکی متئوریک با شرایط کم‌احیایی رخ داده است. در مواردی این سیمان فضای درون قطعات فسیلی را پر کرده است (شکل ۸, E, F).

سیلیسی شدن^۱

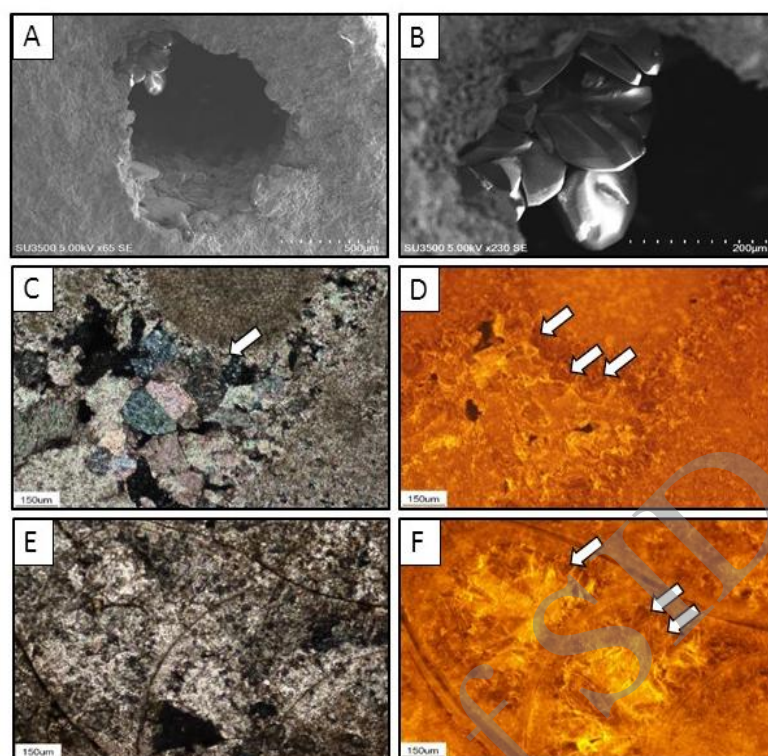
سیلیسی شدن کربنات‌ها به صورت جانشینی کربنات‌ها توسط سیلیس یا رسوب‌گذاری سیمان سیلیسی حفره پرکن است که برحسب فابریک به صورت فرعی، انتخاب‌کننده یا گسترده رخ می‌دهد (Wilson 1966). این فرایند دیاژنزی در بخش قربان به صورت محدود و انتخاب‌کننده عمل کرده است، به گونه‌ای که تنها فرامینفرهای بنتیک سیلیسی شده‌اند (شکل ۹: A). منشأ سیلیس می‌تواند ناشی از انحلال پوسته‌های فسیلی سیلیسی، ورود محلول‌های سیلیسی رودخانه‌ای ناشی از فرسایش محیط قاره‌ای و سیستم‌های ولکانیکی تأمین گردد (Laschet 1984). به نظر می‌رسد محتمل‌ترین منشأ سیلیس در سنگ‌های کربناته سیلیسی شده بخش قربان، محلول‌های غنی از سیلیس حاصل فرسایش محیط‌های قاره‌ای در طی رخنمون یافتن آنها در مرحله ائورژن باشد. منشأ و مکانیسم مشابهی در طی سیلیسی شدن توالی کربناته سازند روس (ائوسن پیشین) در امارات متحده عربی نیز گزارش شده بود (El-Saiy & Jordan 2007).

نئومورفیسم^۲

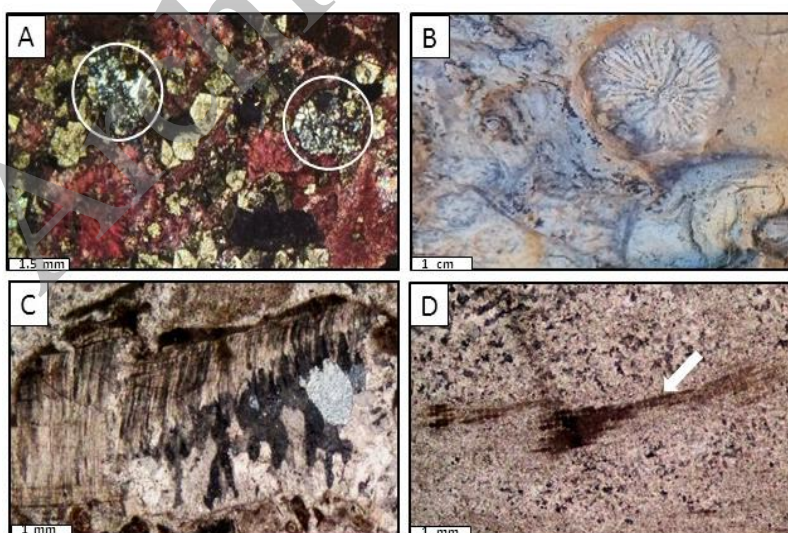
قسمت عمده آلوم‌های تشکیل‌دهنده ریف‌های بخش قربان مانند دوکفه‌ای‌ها و مرجان‌های اسکراکتینین که دارای ترکیب کانی‌شناسی آراگونیت و کلسیت پرمیزیم بوده‌اند، حل شده و در ادامه توسط کلسیت کم‌میزیم جانشین شده‌اند، با این وجود شکل اولیه این آلوم‌ها در لایه‌ها حفظ شده است

¹ Silicification

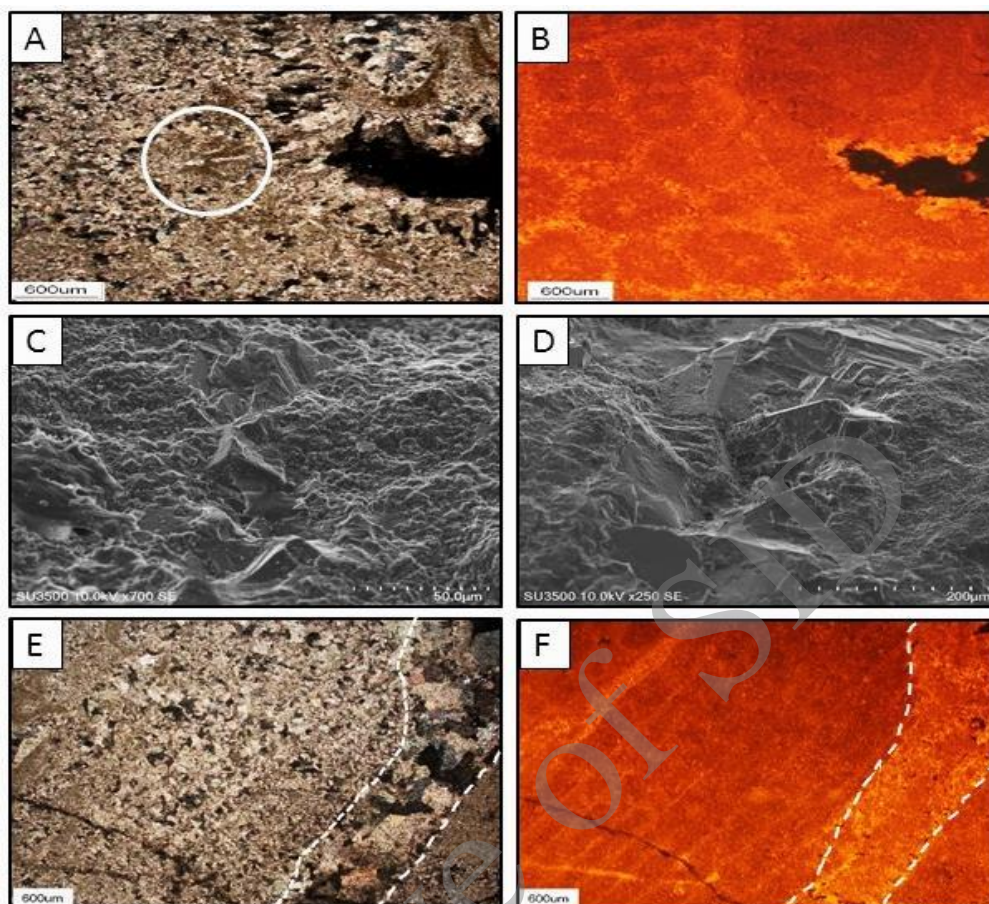
² Neomorphism



شکل ۸- A و B- تصاویر میکروسکوپ الکترونی از سیمان دندان سگی در اطراف دانه‌ها، C، D- به ترتیب تصاویر میکروسکوپی و کاتدولومینسانس از سیمان دندان سگی. در تصاویر کاتدولومینسانس بلورهای سیمان دندان سگی دارای لومینسانس تیره‌تری نسبت به سیمان بلوکی که در مراحل بعدی تشکیل می‌شوند، دارند (رخساره D2). E و F- تصاویر میکروسکوپی و کاتدولومینسانس از سیمان دندان سگی که درون پوسته فسیلی تشکیل شده است (فلش).



شکل ۹- A- سیلیسی شدن انتخابی فرامینفرهای بتیک در رخساره B6 (دایره)، B- تصاویر صحرایی از حفظ شدگی ساختمان اولیه دوکفه‌ای و مرجان پس از فرایند دیاژنزی نتومورفیس، C- انحلال بخش در دیاژنزی متوریککی پوسته دوکفه‌ای بوسیله کلسیت جایگزین شده است. با این حال در قسمت فوقانی ساخت اولیه تا حدودی حفظ شده است. D- حفظ شدگی ساخت اولیه جلبک قرمز Solenoporacea پس از فرایند نتومورفیس در رخساره D7 است (فلش‌ها نشان‌دهنده باقی‌مانده ساخت اولیه هستند، نور پلاریزه).

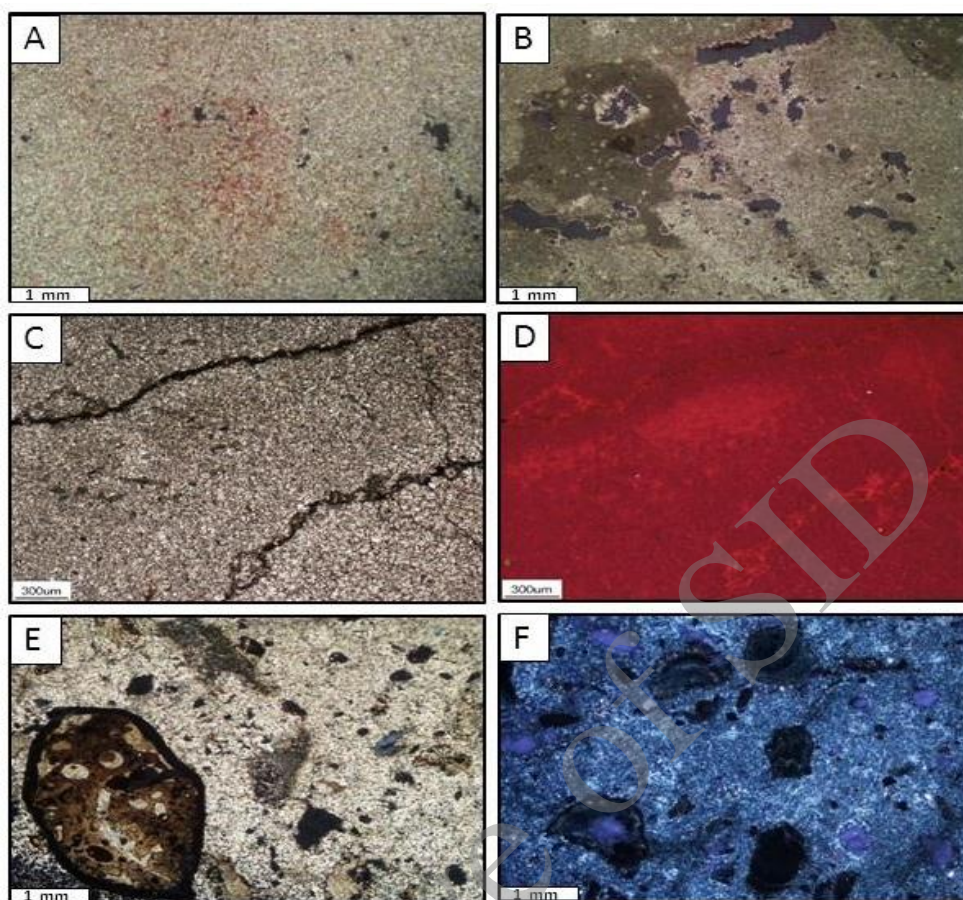


شکل ۱۰- A، B: تصاویر میکروسکوپی و کاتدولومینسانس از فرایند نئومورفیسم کورالیت‌های مرجان در رخساره D4. دایره نشان‌دهنده بقایای کورالیت مرجان است، C، D: تصاویر میکروسکوپ الکترونی از فرایند نئومورفیسم که با افزایش اندازه بلورها همراه بوده است، E- تصاویر میکروسکوپی از بلورهای کلسیت که در معرض تبلور مجدد قرار گرفته‌اند. ناحیه بین خط چین‌ها تبلور مجدد و تشکیل بلورهای بزرگ‌تر کلسیت را نشان می‌دهد. F- تصاویر کاتدولومینسانس شکل E. بلورهای کلسیت با اندازه‌های کوچک‌تر دارای لومینسانس تیره و بلورهای بزرگ‌تر (ناحیه بین خط چین‌ها) دارای لومینسانس روشن‌تر هستند

دولومیتی شدن^۱ (Warren 2006; Flugel 2010) را داراست (شکل ۱۱: A) و در مواردی بقایایی از میکرایت دیده می‌شود (شکل ۱۱: B). منشأ منیزیم لازم برای این دولومیت‌ها از آب درون حفره‌ای تأمین شده است (Warren 2000).

دولومیت‌ها در بخش قربان از لحاظ اندازه در سه رده دولومیکرایت^۲، دولومیکرواسپارایت^۳ و دولواسپارایت^۴ تشکیل شده‌اند. دولومیکرایت‌ها که در اندازه‌های کمتر از ۱۶ میکرون تشکیل شده‌اند، اکثراً بی‌شکل و تراکم بالایی دارند. دولومیکرایت‌های بخش قربان عمدتاً فاقد فسیل هستند و شواهد پهنه‌های بالای جزر و مدی مانند تخلخل فنسترال

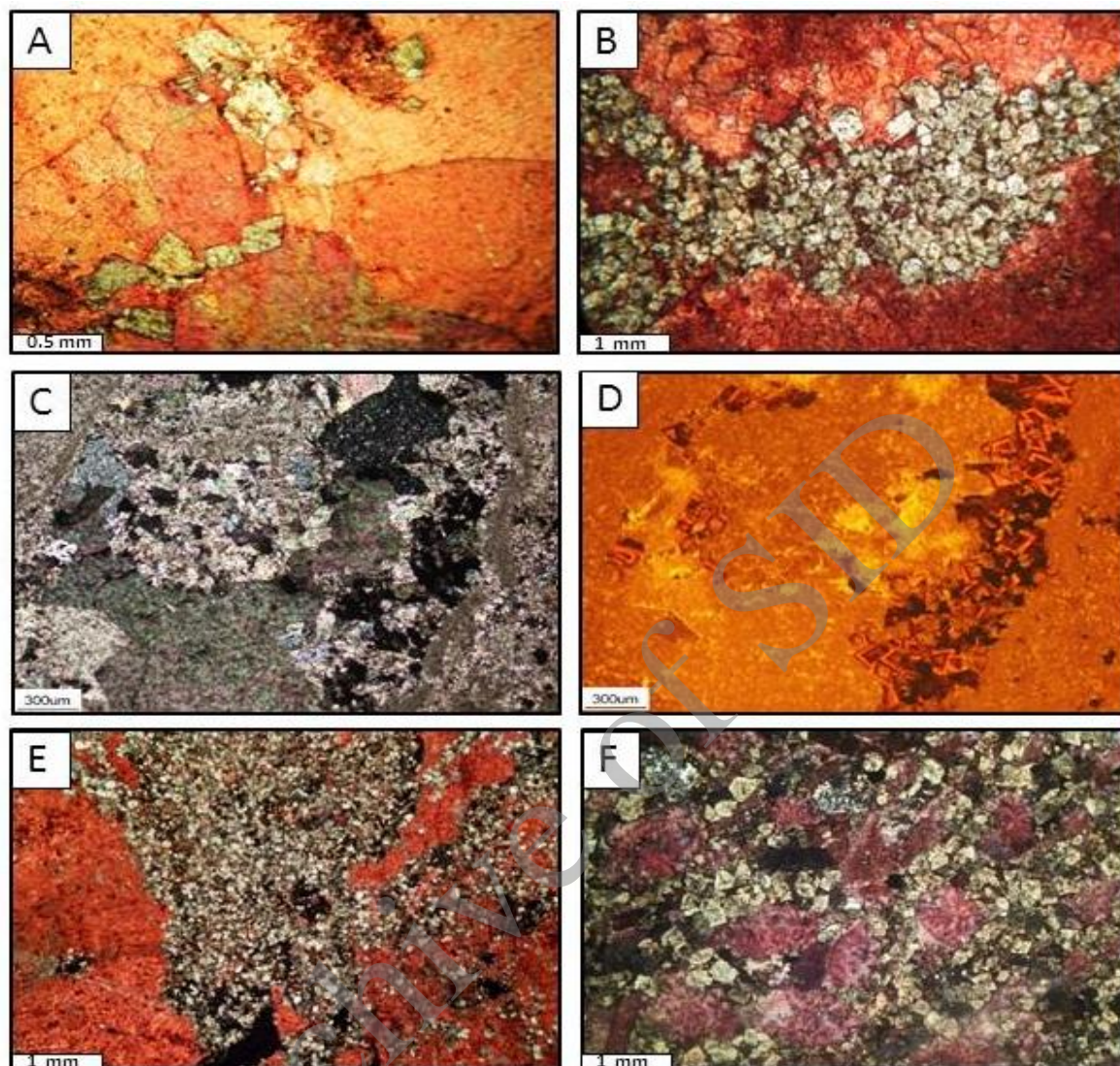
¹ Dolomitization
² Dolomicrite
³ Dolomicrosparite
⁴ Dolosparite



شکل ۱۱- A- دولومیکرایت (مقطع با آلزارین قرمز رنگ آمیزی شده است)، B- دولومیکرایت با تخلخل فنسترال (رخساره A1)، C- دولومیکرواسپاریت، D- تصویر کاتدولومینسانس از دولومیکرواسپاریت (رخساره B2)، E- دولومیکرواسپاریت (رخساره B1)، F- دولومیکرواسپاریت آهن‌دار در رخساره B3 پس از رنگ‌آمیزی با مخلوط فروسیانید پتاسیم و آلزارین قرمز به رنگ آبی در آمده است.

رس‌دار به علت وجود کانی‌های رسی در ترکیب سنگ آهک اولیه، حاوی مقادیر بالای آهن هستند (Ronchi et al. 2012) که احتمالاً علت ایجاد این نوع لومینسانس در عمق تدفین کم است. دولومیکرواسپاریت‌ها عمدتاً در رخساره‌های لاگونی رس‌دار قسمت فوقانی برش‌های تاقدیس قره حضور دارند (شکل ۲) به نظر می‌رسد که حضور بالای کانی‌های رسی در ایجاد این دولومیت‌ها بی‌تاثیر نبوده است. تبدیلات کانی‌شناسی رس‌ها در اعماق تدفین باعث سبب آزادسازی کاتیون منیزیم می‌شود که می‌تواند منشایی برای سیالات دولومیت‌ساز است (Kirmaci & Akdag 2005; Kirmaci 2008).

دولومیکرواسپاریت‌ها متشکل از بلورهای نیمه شکل‌دار با اندازه‌هایی بین ۱۶ تا ۶۲ میکرون هستند (شکل ۱۱: C). دولومیکرواسپاریت‌ها بر اثر تبلور مجدد دولومیکرایت‌ها یا جانشینی تشکیل می‌شوند (Adabi 2009). به طور کلی اندازه بلورهای دولومیتی که حاصل جانشینی گل‌های کربناته باشند، با افزایش فازهای دولومیت‌زایی، افزایش می‌یابد (Choquette & Hiatt 2008). دولومیکرواسپاریت‌های بخش قربان سازند ساچون دارای لومینسانس قرمز قهوه‌ای تا قرمز روشن هستند (شکل ۱۱: D). با توجه به درشت بلور نبودن و نیز قطع شدن آن‌ها توسط شکستگی‌ها، این دولومیت‌ها احتمالاً در منطقه دیاژنزی تدفینی خیلی عمیق تشکیل نشده‌اند. دولومیت‌های



شکل ۱۲- A - تشکیل دولواسپارایت در مرز بلورهای کلسیت، B- دولواسپارایت که به صورت رگه‌ای تشکیل شده است، C و D به ترتیب تصویر میکروسکوپی و کاتدولومینسانس از دولواسپارایت رگه‌ای، E و F: دولواسپارایت جانیشینی از بین برنده فابریک اولیه در رخساره (D7)، دولواسپارایت در رخساره (B6) بیشتر در زمینه دیده شده و پوسته فرامینفر بنتیک که پس از رنگ‌آمیزی با محلول آلزارین به رنگ قرمز دیده می‌شود، کمتر تحت تأثیر دولومیتی شدن قرار گرفته است.

فضای بین آلوکم‌ها (شکل ۱۲: B, C, F, D) و به صورت جانیشینی تخریب کننده فابریک (شکل ۱۲: F) تشکیل شده‌اند. در تصاویر کاتدولومینسانس این بلورها دارای زون‌بندی از لومینسانس نارنجی تا تیره هستند که می‌تواند نشان‌دهنده تشکیل آن‌ها در قسمت‌های عمیق فریاتیکی و تدفینی کم‌عمق است.

نوع دیگر دولواسپارایت‌ها به صورت حفره پرکن

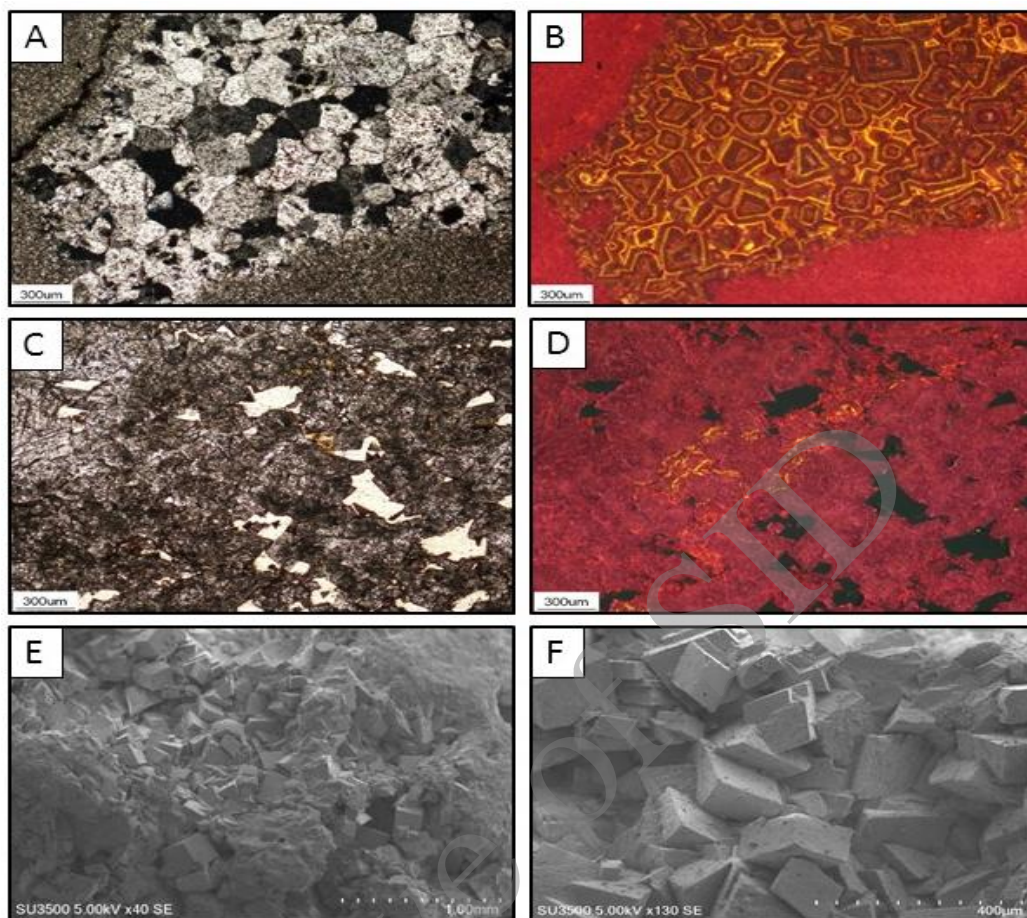
نتایج رنگ‌آمیزی برخی دولومیکرواسپارایت‌ها آهن‌دار بودن آن‌ها را نشان داده است (شکل ۱۱: E, F) دولومیت آهن‌دار در طی گسترش شرایط احیایی در محیط تدفینی تشکیل می‌گردد (Nader et al. 2006).

دولواسپارایت‌های بخش قربان که اندازه‌های بزرگ‌تر از ۶۲ میکرون دارند، به چند شکل دیده شده‌اند. بلورهای دولومیت در مرز بین بلورهای کلسیت (شکل ۱۲: A)، در

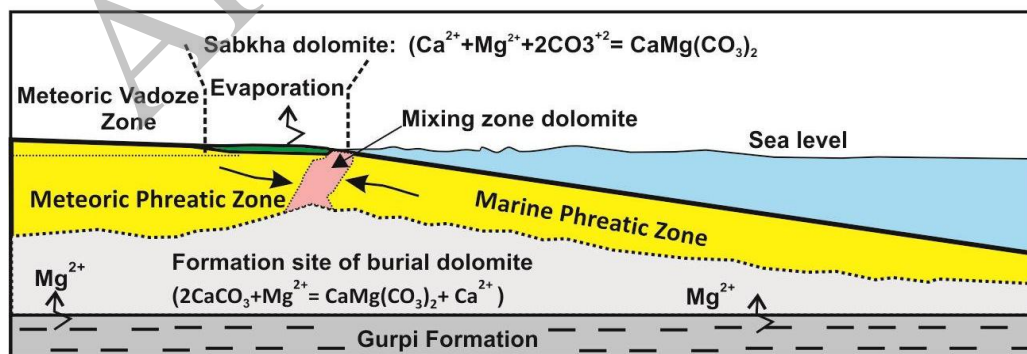
انحلال کلسیت است، تخلخلی تشکیل نمی‌شود. اما چنان‌چه انحلال پس از توقف دولومیتی شدن ادامه یابد، دولومیت‌های متخلخل به وجود می‌آیند (Conliffe et al. 2010). در بررسی‌های میکروسکوپ الکترونی بلورهای دولومیت دارای مقداری آثار انحلال در سطوح بلوری هستند (شکل ۱۳: F). دولومیتی شدن و انحلال از محصولات عمده منطقه دیاژنزی اختلاط آب دریا و شیرین است (Warren 2000). با توجه به شواهد فوق می‌توان گفت که این دولومیت‌ها در منطقه اختلاط آب شیرین و دریا تشکیل شده‌اند. ضخامت کم این نوع دولومیت‌ها که از اختصاصات دولومیت‌های منطقه اختلاط است (Warren 2000) می‌تواند دلیل دیگری بر تشکیل آن‌ها در این منطقه است. موارد مشابهی از تشکیل این نوع دولومیت در زون اختلاط آب شیرین و دریا توسط گاس ورث و همکاران (Gaswirth et al. 2007) گزارش شده است. در این زون موانع جنبشی دولومیتی شدن به علت کاهش قدرت یونی آب دریا و کاهش یون سولفات، تقلیل می‌یابد (Warren 2000). در شکل ۱۴ محل و چگونگی تشکیل دولومیت‌های بخش قربان سازند ساچون به نمایش در آمده است. سیمان‌های تخییری در دولومیت‌های درشت بلور که می‌تواند نشان‌دهنده مدل دولومیتی شدن نشت- برگشت است (Jones & Xiao 2005)، در دولومیت‌های بخش قربان مشاهده نشده است و تنها مدل‌های دولومیتی شدن تدفینی، سبخایی و اختلاط آب‌های متشوریکی و دریایی قابل قبول به نظر می‌رسند.

تشکیل شده است. این دولومیت نیز دارای زون‌هایی با لومینسانس نارنجی تا تیره است (شکل ۱۳: A و B). ممکن است منیزیم لازم برای تشکیل دولومیت‌های جانشینی از انحلال اجزای اسکلتی با ترکیب کانی‌شناسی کلسیت پرمیزیم فراهم شده، شود (Kirmaci 2008). حضور دولومیت در تخلخل‌های انحلالی جلبک‌های قرمز قاعده بخش قربان (شکل ۱۲: B) این فرضیه را تقویت می‌نماید. تبدیل کانی‌های رسی و یا تراکم شیل‌ها در حین دیاژنز باعث خروج منیزیم به سمت بالا گردیده و سبب دولومیتی شدن لایه‌های کربناته بالای خود می‌شوند (Mattes & Mountjoy 1980). احتمالاً فرار آب درون شیل‌ها و مارن‌های سازند گورپی به لایه‌های فوقانی کربناته در طی تدفین، منیزیم لازم را برای دولومیتی شدن و تشکیل دولواسپارایت‌های جانشین شده در قسمت تحتانی سازند ساچون فراهم نموده است.

آخرین نوع دولواسپارایت که به صورت یک لایه یک متری از بلورهای شکل دار و متخلخل در زمینه میکرایتی و در مرز این سازند با سازند جهرم تشکیل شده است (شکل ۱۱: C) در تصاویر کاتدولومینسانس دولومیت‌های زمینه دارای لومینسانس قهوه‌ای تیره تا قرمز قهوه‌ای و سیمان دولومیتی هم‌رشدی حاوی لومینسانس نارنجی تا زرد است (شکل ۱۳: D). در این دولواسپارایت‌ها، شواهد جانشینی در میکرایت در تصاویر میکروسکوپ الکترونی به خوبی مشهود است (شکل ۱۳: E، F). این دولومیت‌ها باعث از بین رفتن بافت اولیه گردیده است. در صورتی که دولومیت تنها حاصل دولومیتی شدن میکرایت است و یا دولومیتی شدن همزمان با



شکل ۱۳- A و B: تصاویر میکروسکوپی و کاتدولومینسانس از دولواسپارایت حفره پر کن، C و D- تصاویر میکروسکوپی و کاتدولومینسانس از دولواسپارایت در مرز سازند ساچون و جهرم، E و F- تصاویر میکروسکوپ الکترونی از دولواسپارایت متخلخل در مرز سازندهای ساچون و جهرم که حاصل جانشینی در زمینه آهکی هستند.



شکل ۱۴- نمای شماتیک از محل‌های تشکیل دولومیت‌های بخش قربان در محیط‌های دیاژنزی سبخایی، تدفینی و منطقه اختلاط آب‌های متسوریک- دریایی. ترکم شیل‌های سازند گورپی در محیط تدفینی با آزادسازی منیزیم و دولومیتی کردن نهشته‌های آهکی قسمت تحتانی توالی بخش قربان همراه بوده است. تبخیر و تغلیظ آب درون حفره‌ی عامل اصلی دولومیتی شدن در محیط سبخایی است. فرمول‌های شیمیایی از وارن (Warren 2000) اقتباس شده‌اند.

انحلال^۱

سنگ‌های کربناته بر اثر عبور سیالات غیر اشباع نسبت به فاز کربناته دچار انحلال می‌شوند (Tucker 2001). در محیط دیاژنزی فریاتیکی، آلوکم‌های دارای ترکیبات کانی‌شناسی ناپایدار (کلسیت پر منیزیم و آراگونیت) مانند قطعات دوکفه‌ای، جلبک و مرجان در معرض انحلال قرار گرفته‌اند. انحلال باعث ایجاد تخلخل‌های قالبی و حفره‌ای گردیده است (شکل ۱۵). آثار این فرایند دیاژنزی نیز پس از بالآمدگی رسوبات مشاهده شده است (شکل ۱۵: C).

فشردگی^۲

در محیط دیاژنزی تدفینی بر اثر وزن طبقات فوقانی شکستگی‌هایی در برخی آلوکم‌ها مانند جلبک قرمز و دوکفه‌ای ایجاد شده است (شکل ۱۶: A).

آثار فشردگی گاهی به صورت شکستگی در بلورهای سیمان مشاهده شده است (شکل ۱۶: C, B). در مراحل پیشرفته فشردگی که از نوع فشردگی شیمیایی (انحلال-فشار) است (Flugel 2010)، استیلولیت در بین قطعات جلبکی تشکیل شده است (شکل ۱۶: D, E). چین‌خوردگی و بالآمدگی توالی مورد مطالعه با گسترش شکستگی‌هایی همراه بوده (شکل ۱۶: F) که این شکستگی‌ها در حال حاضر با کلسیت اسپاری پر شده‌اند. شکستگی‌هایی یاد شده نسبت به لایه‌بندی به صورت مورب تا نسبتاً عمودی تشکیل شده‌اند.

تشکیل رگه کلسیت^۳

در بررسی‌های صحرایی رگه‌های کلسیتی عمدتاً در بخش تحتانی توالی مورد مطالعه و با پهنای کمتر از ۱۰ سانتیمتر گسترش یافته‌اند (شکل ۱۷: A). این رگه‌ها از بلورهای کلسیت بسیار درشت‌بلور تشکیل شده‌اند (شکل ۱۷: B). منشأ سیمان رگه‌های کلسیتی، انحلال ترکیبات ناپایدار مانند پوسته‌های فسیلی است.

هماتیتی شدن^۴

در قسمت‌های میانی توالی بخش قربان سازند ساچون حدود ۱۲ متر از آهک‌های دولومیتی شده ضخیم تا متوسط لایه به رنگ قرمز تا قرمز قهوه‌ای دیده شده است (شکل ۲) که قسمت بیشتر آلوکم‌های این توالی، آهن‌دار هستند (شکل ۱۷: C, D). آهن رسوبات کم‌عمق می‌تواند بر اثر فرسایش محیط ساحلی اطراف تأمین شده باشد (Reolid et al. 2008). به نظر می‌رسد که آهن‌دار شدن این آلوکم‌ها به علت فرسایش رسوبات رخنمون یافته ساحلی در شرایط اکسیدان رخ داده است. رسوبات مذکور سرانجام به حوضه رسوبی منتقل شده‌اند. در بررسی‌های صحرایی، نودول‌ها و رگچه‌های آهن در توالی لاگونی بخش قربان تشکیل شده‌اند (شکل ۱۷: E, F). پیدایش این نودول‌ها و رگچه‌های آهن به علت رخنمون یافتن رسوبات حاوی آهن در اثر بالآمدگی است.

توالی پاراژنتیکی

فرایندهای دیاژنزی بخش قربان سازند ساچون را می‌توان به سه مرحله ائورنز (دریایی و نزدیک به سطح)، مزورنز (تدفینی عمیق) و تلورنز (بالا آمدگی) تقسیم‌بندی نمود. (جدول ۱). در مرحله ائورنز و در محیط فریاتیکی دریایی، میکرایتی شدن و نهشته شدن سیمان کلسیت تیغه‌ای و خوشه انگوری (بوتروئیدال) آراگونیتی رخ داده است. در محیط وادوز دریایی دولومیکرایت‌ها به صورت جانیشینی بسیار اولیه تشکیل شده‌اند (Warren 2000). در منطقه اختلاط آب جوی و دریایی دولواسپارایت‌های شکل‌دار متخلخل تشکیل شده‌اند. اثرات آب‌های متئوریک به صورت انحلال، نئومورفیسیم، سیلیسی شدن و تشکیل سیمان‌های کلسیتی دندان سگی، بلوکی و دروزی بوده است. در شرایط اکسیدان این محیط، ترکیبات حاصل از فرسایش رسوبات رخنمون یافته دچار فرایند دیاژنزی هماتیتی شدن قرار گرفته‌ند. در مرحله مزورنز و در محیط دیاژنزی تدفینی، فشردگی (فیزیکی و شیمیایی)، دولومیکرواسپارایت‌ها، دولواسپارایت‌های جانیشینی و حفره

¹ Dissolution

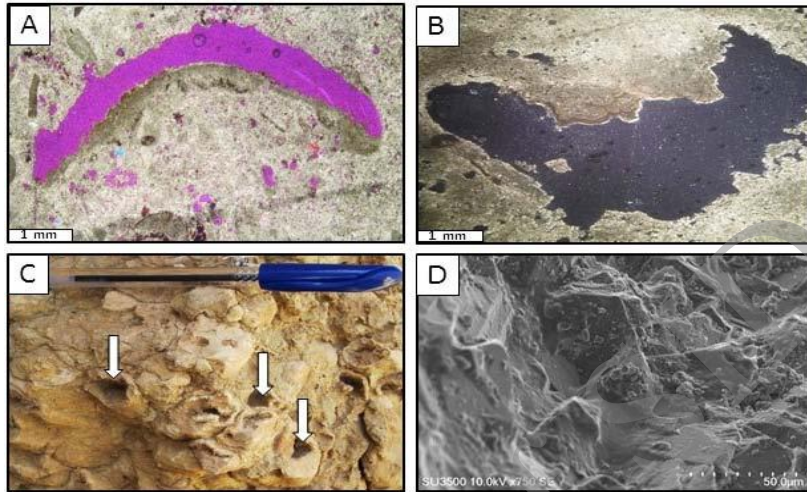
² Compaction

³ Calcite vein

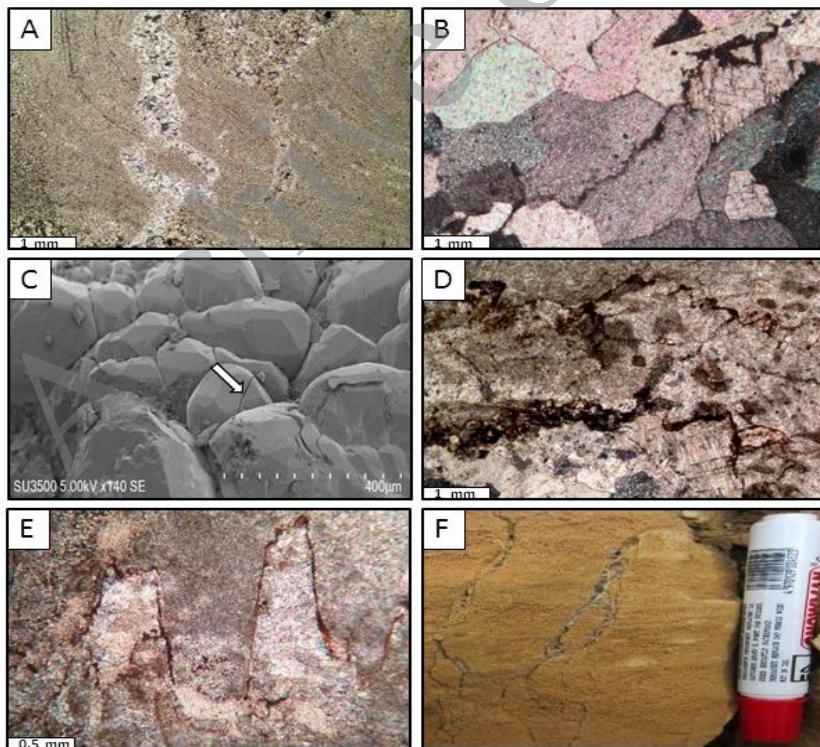
⁴ Hematitization

تشکیل رگه‌های کلسیتی به همراه هماتیتی شدن رسوبات آهن‌دار همراه بوده است.

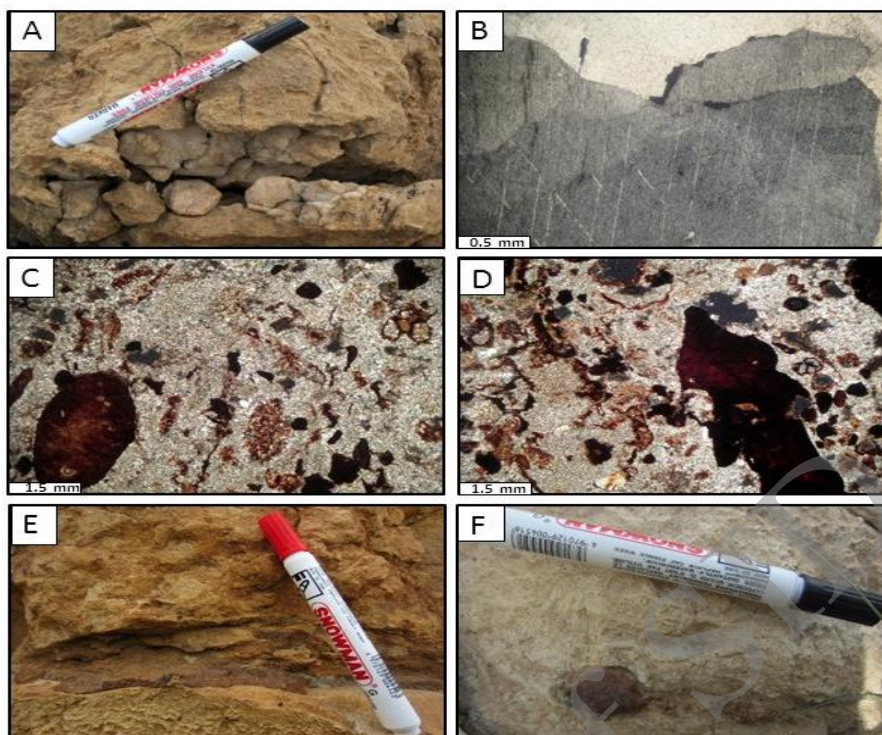
پر کن و سیمان دروزی تشکیل شده‌اند. رخنمون یافتن رسوبات بر اثر چین‌خوردگی و قرارگیری مجدد آن‌ها در محیط متئوریکی در طی مرحله تلورنز با انحلال، شکستگی و



شکل ۱۵- A- انحلال قالبی در رخساره A1، رنگ قرمز به علت وارد کردن تیغه ژئیس است، B- تخلخل حفره‌ای در رخساره B2 (نور پلاریزه)، C- تصویر صحرائی از گسترش انحلال در مرجان (رخساره D4)، D- تصویر میکروسکوپ الکترونی از انحلال



شکل ۱۶- فرایند دیاژنزی فشردگی. A- آثار فشردگی فیزیکی به صورت شکستگی‌هایی در قطعات جلبک قرمز (رخساره D8)، B و C- به ترتیب تصویر میکروسکوپی و میکروسکوپ الکترونی از شکستگی بلورهای کلسیت، D و E- آثار فشردگی شیمیایی به صورت تشکیل استیلولیت، F- تصاویر صحرائی از شکستگی (تصاویر میکروسکوپی در نور پلاریزه هستند).



شکل ۱۷- A- تصاویر صحرایی از رگه کلسیتی به موازات لایه‌بندی و متشکل از بلورهای درشت کلسیت در زمینه آهک توده‌ای، B- کلسیت درشت بلور در رگه‌های کلسیت، C، D- تصاویر میکروسکوپی از آلوکما که بر اثر حضور ترکیبات آهن اکسیدی به رنگ قرمز تا قهوه‌ای در آمده‌اند (رخساره B1)، E، F- تصاویر صحرایی از حضور نودول‌ها و رگچه‌های آهن اکسیدی.

جدول ۱- توالی پاراژنتیکی بخش قربان سازند ساچون در محل برش نمونه (یال جنوبی تاقدیس قره)

stage Environment Process	Eogenes			Mesogenes		Telogenes
	Marine	Mixed zone	Meteoric	Burial Shallow	Deep	Meteoric
Cementation						
Botroidal	—					
Bladed	—					
Blocky			—	—	—	—
Drusy			—	—	—	—
teeth dog			—			
Micritization	—					
Dolomitization						
Dolomicrite	—					
Dolomicrosparite				—		
Dolosparite		—		—		
Neomorphism						
Silicification			—			
Compaction						
Physical				—		
Chemical					—	
Dissolution		—				—
Hematitization			—			—

نتیجه

ساچون (پالتوسن - ائوسن پیشین) در یال جنوبی تاقدیس قره (برش نمونه) واقع در جنوب شرق شیراز نشان می‌دهد که

نتایج مطالعات انجام گرفته بر روی بخش کربناته قربان سازند

- Adabi, M., 2009, Multistage dolomitization of upper Jurassic Mozduran Formation, Kopet-Dagh Basin, n.e. Iran: *Carbonates and Evaporites*, v. 24, p. 16–32
- Aisner, R. E., 2010, Patch-reef and ramp interior facies architecture of the Early Albian Mural Limestone, Southeastern Arizona: M.Sc. thesis, The University of Texas, 161 p.
- Arzaghi, S., K. Khosrow-Tehrani, and M. Afghah, 2012, Sedimentology and petrography of Paleocene–Eocene evaporites: the Sachun Formation, Zagros Basin, Iran: *Carbonates and Evaporites*, v. 27, p. 43–53
- Baceta, J. I., V. Pujalte, and G. Bernaola, 2005, Paleocene corallgal reefs of the western Pyrenean basin, northern Spain: new evidence supporting an earliest Paleogene recovery of reefal systems. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 224, p.117–143
- Biernacka, J. K. Borysiuk, and P. Raczynski, 2005, Zechstein (Ca1) limestone-marl alternations from the North-Sudetic Basin Poland, depositional or diagenetic rhythms?: *Geological Quarterly*, v. 49, p. 1–14
- Cantrell, D. L., and R. M. Hagerty, 1999, Microporosity in Arab Formation Carbonates, Saudi Arabia: *GeoArabia*, v. 4, p.129-154
- Choquette, P. W., and L. C. Pray, 1970, Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates: *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, v. 54, p. 207–244
- Choquette, P. W., and E. E. Hiatt, 2008, Shallow-burial dolomite cement: a major component of many ancient sucrosic dolomites: *Sedimentology*, v. 55, p.423- 460
- Conliffe, J., K. Azmy, S. A. Gleeson., and D. Lavoie, 2010, Fluids associated with hydrothermal dolomitization in St. George Group, western Newfoundland, Canada: *Geofluids*, v. 10, p. 422-437.
- Dickson, J. A. D., 1965, A modified staining technique for carbonates in thin section: *Nature*, v. 205, p.587.
- Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to their depositional texture, in: W. E. Ham (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks*: Tulsa, OK, American Association of Petroleum Geologists, Memoir.1, p.108-121.
- El-Saiy, A. K., and B. R. Jordan., 2007, Diagenetic aspects of tertiary carbonates west of the Northern Oman Mountains, United Arab Emirates: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 3, p. 35–43.
- Embry, A. F., and J. E. Klován, 1971, A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, این بخش تحت تأثیر فرایندهای دیاژنزی مختلفی در محیط‌های دریایی، تدفینی (کم عمق تا عمیق) و متئوریک بوده است. محصولات محیط دیاژنزی فریاتیکی شامل تشکیل پوشش‌های میکربیتی به همراه سیمان‌های آراگونیتی بوتروئیدال (خوشه انگوری) و سیمان کلسیتی فیبری بوده‌اند. این سیمان‌های دریایی دارای لومینسانس تیره هستند. در منطقه وادوز محیط دریایی دولومیکرایت‌ها تشکیل شده‌اند. منطقه دیاژنزی فریاتیکی متئوریک محل انحلال، سیلیسی شدن و نئومورفیزم نهشته‌های کربناته بوده است. سیمان‌های این منطقه دیاژنزی کلسیتی بوده و به صورت دروزی، بلوکی و دندان سگی با لومینسانس زرد تا قهوه‌ای تشکیل شده‌اند. شرایط اکسیدان منطقه وادوز متئوریک شرایط مناسبی را جهت تشکیل اکسید آهن در شکستگی‌ها و تخلخل‌های قطعات فرسایش یافته نزدیک ساحل فراهم نموده است. در منطقه اختلاط آب‌های متئوریک و دریایی در مرز سازندهای جهرم و ساچون یک نوع دولواسپارایت شکل‌دار و متخلخل با لومینسانس قهوه‌ای تا قهوه‌ای-تیره و بلورهای دولومیت هم‌رشدی با لومینسانس نارنجی تا زرد تشکیل گردیده است. سیمان کلسیت دروزی و دولومیکرواسپارایت‌ها با لومینسانس قرمز قهوه‌ای تا قهوه‌ای تیره و دولواسپارایت‌های دارای لومینسانس قرمز قهوه‌ای تا قرمز روشن، فشردگی‌های فیزیکی و شیمیایی (فشار-انحلال) در نتیجه فرارگیری نهشته‌های کربناته بخش قربان در محیط دیاژنزی تدفینی بوده است. محصولات دیاژنزی بالاآمدگی توالی مورد مطالعه در طی مرحله تلوزنز، شامل انحلال، شکستگی و تشکیل رگه‌های کلسیت به همراه هماتیتی شدن رسوبات آهن‌دار بوده است.

منابع

امیری بختیار، ح.، ۱۳۸۶، لیتواستراتیگرافی و بایواستراتیگرافی سازند تاربور در ناحیه فارس: رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ۴۳۹ ص.

مطیعی، ه.، ۱۳۸۲، زمین‌شناسی ایران، چینه‌شناسی زاگرس: سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۳۶ ص.

- events: *Journal of Geochemical Exploration*, v. 89, p. 288-292
- NIOC (National Iranian Oil Company), 1979, Geological Quadrangle map of Iran, No.G-11 (Shiraz), scale 1: 250,000: Exploration and Production Division, Tehran.
- Philip J. M., and J. Gari 2005, Late Cretaceous heterozoan carbonates: Palaeoenvironmental setting, relationship with rudist carbonates (Provence, south-east France): *Sedimentary Geology*, v. 175, p. 315-337
- Reolid, M., I. Abad, and J. M. Martín-García, 2008, Palaeoenvironmental implications of ferruginous deposits related to a Middle–Upper Jurassic discontinuity (Prebetic Zone, Betic Cordillera, Southern Spain): *Sedimentary Geology*, v. 203, p. 1–16.
- Ronchi, P., D. Masetti, S. Tassan, and D. Camocino, 2012, Hydrothermal dolomitization in platform and basin carbonate successions during thrusting: A hydrocarbon reservoir analogue (Mesozoic of Venetian Southern Alps, Italy): *Marine and Petroleum Geology*, v. 29 p. 68-89
- Shabafrooz, R., A. Mahboubi, R. Moussavi-Harami, and H. Amiri Bakhtiar, 2013, Facies analysis and sequence stratigraphy of the evaporite bearing Sachun Formation at the type locality, South East Zagros Basin, Iran: *Carbonates and Evaporites*, v. 28, p. 457-574
- Sibley, D. F., and J. M. Gregg, 1987, Classification of dolomite rock textures: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 57, p. 967–975
- Tucker, M. E., and V. P. Wright, 1990, *Carbonate Sedimentology*: Blackwell (Oxford), 482 p
- Tucker, M. E., 2001, *Sedimentary Petrology*: Third edition, Blackwell, Oxford, 260 p
- Warren, J. K., 2000, Dolomite; occurrence, evolution and economical important association: *Earth Science Review*, v. 52, p. 1-18
- Warren, J. k., 2006, *Evaporates: Sediments, Resources and Hydrocarbons*: Springer-Verlag Berlin, 1035 p
- Wilson, R. G. C., 1966, Silica diagenesis in Upper Jurassic limestones of southern England: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 36, p. 1036-1049.
- Zohdi, A., A. Moallemi, R. Moussavi-Harami, A. Mahboubi, D. K. Richter, A. Geske, A. Nickandish, and A. Immenhauser, 2014, Shallow burial dolomitization of an Eocene carbonate platform, southeast Zagros Basin, Iran: *GeoArabia*, v.19, p.17-54.
- N.W.T.: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 19, p.730-781
- Flugel, E., 2010, *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*: Springer Verlag, New York, 996 p
- Gaswirth, S. B., D. A., Budd, and G. Lang Farmer, 2007, The role and impact of freshwater–seawater mixing zones in the maturation of regional dolomite bodies within the proto Floridan Aquifer, USA: *Sedimentology*, v. 54, p. 1065–1091.
- Jones, J. D. and Y. Xiao, 2005, Dolomitization, anhydrite cementation, and porosity evolution in a reflux system: Insights from reactive transport models: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 89, p. 577-601
- Kirmaci, M. C., 2008, Dolomitization of the late Cretaceous–Paleocene platform carbonates, Gölköy (Ordu), eastern Pontides, NE Turkey: *Sedimentary Geology*, v. 03, p. 289–306
- Kirmaci, M. Z., and K. Akdag, 2005, Origin of dolomite in the Late Cretaceous–Paleocene limestone turbidites, Eastern Pontides, Turkey: *Sedimentary Geology*, v. 181, p.39-57
- Laschet, C., 1984, On the origin of cherts: *Facies*, v. 10, p. 257-289.
- Machel, H. G., 2000, Application of cathodoluminescence to carbonate diagenesis. In M. V. Pagel, B. P. Blanc, and D. Ohnenstetter (Eds.), *Cathodoluminescence in Geosciences*: Berlin, Springer-Verlag, p. 271–301
- Mattes, B. W., and E. W. Mountjoy, 1980, Burial dolomitization of the Upper Devonian Miette Buildup, Jasper National Park, Alberta. In: D. H. Zenger, J. B. Dunham and R. L. Ethington (Eds.), *Concepts and Models of Dolomitization*: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication no. 28, p. 259-297.
- Messadi, A. M., B. Mardassi, J. A. Ouali, and J. Tourir, 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*, v. 118, p. 205-230.
- Nader, F. H., R. Swennen, and B. Ellam, 2006, Petrographic and geochemical study of Jurassic dolostones from Lebanon: Evidence for superimposed diagenetic