

## تفسیر محیط رسوبی، دیاژنز و کیفیت مخزنی سازند تیرگان به عنوان سنگ مخزن احتمالی در خاور حوضه رسوبی کپه‌داغ

مهدی‌رضا پورسلطانی<sup>۱\*</sup>، حسام کرمانشاهی<sup>۲</sup> و محمد جوانبخت<sup>۳</sup>

۱ و ۳- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد مشهد، مشهد

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد شاهرود، شاهرود

نویسنده مسئول: porsoltani1852@mshdiau.ac.ir

دریافت: ۹۷/۳/۳ پذیرش: ۹۸/۱/۲۵

### چکیده

در این پژوهش سازند تیرگان با سن بarmین- آپسین زیرین، در دو منطقه رادکان و گلیان، در حوضه رسوبی کپه‌داغ مورد بررسی قرار گرفت، در این راستا شمار ۵۷ نمونه سنگی برای بررسی پتروگرافی و شناسایی میزان تخلخل و ۱۵ نمونه برای شناسایی تراوایی تهیه شد. اهداف این پژوهش، تفسیر محیط رسوب‌گذاری، شناسایی تاریخچه دیاژنزی و سرانجام ارزیابی ویژگی‌های مخزنی است. بر پایه بررسی‌های میدانی و میکروسکوپی، چهار مجموعه رخساره‌های سنگی کربناته شناسایی شد. بیش‌تر سنگ‌های کربناته در محیط‌های دریای باز، سدی، لاگون و پهنه‌های کشندی ته‌نشست نموده‌اند. با بهره‌گیری از داده‌های سنگ‌شناسی، فرایندهای اصلی دیاژنزی موثر بر این سنگ‌ها شامل میکرایتی‌شدن، سیمانی‌شدن، نوریختی، فشردگی، شکستگی، انحلال، سیلیسی‌شدن و دولومیتی‌شدن است، که بر پایه فرایندهای دیاژنزی شناسایی شده، دیاژنز اولیه، دفنی ژرف و بالآمدگی رُخ‌داده است. در این سنگ‌ها شکستگی، تخلخل‌های میان‌بلوری، میان‌دانه‌ای و درون‌دانه‌ای مهم‌ترین نوع تخلخل بشمار می‌روند. در پایان، میانگین تخلخل در برش رادکان ۸/۳۱ درصد و در برش گلیان ۴/۲۸ درصد، همچنین میانگین تراوایی در برش رادکان ۰/۵۷۴ میلی‌داری و در برش گلیان ۰/۲۱۲ میلی‌داری برآورد شد. بنابراین، سازند تیرگان در این گستره، توان مخزنی خوبی ندارد.

**واژه‌های کلیدی:** سازند تیرگان، حوضه رسوبی کپه‌داغ، بarmین- آپسین، دیاژنز، تخلخل، تراوایی

### ۱- مقدمه

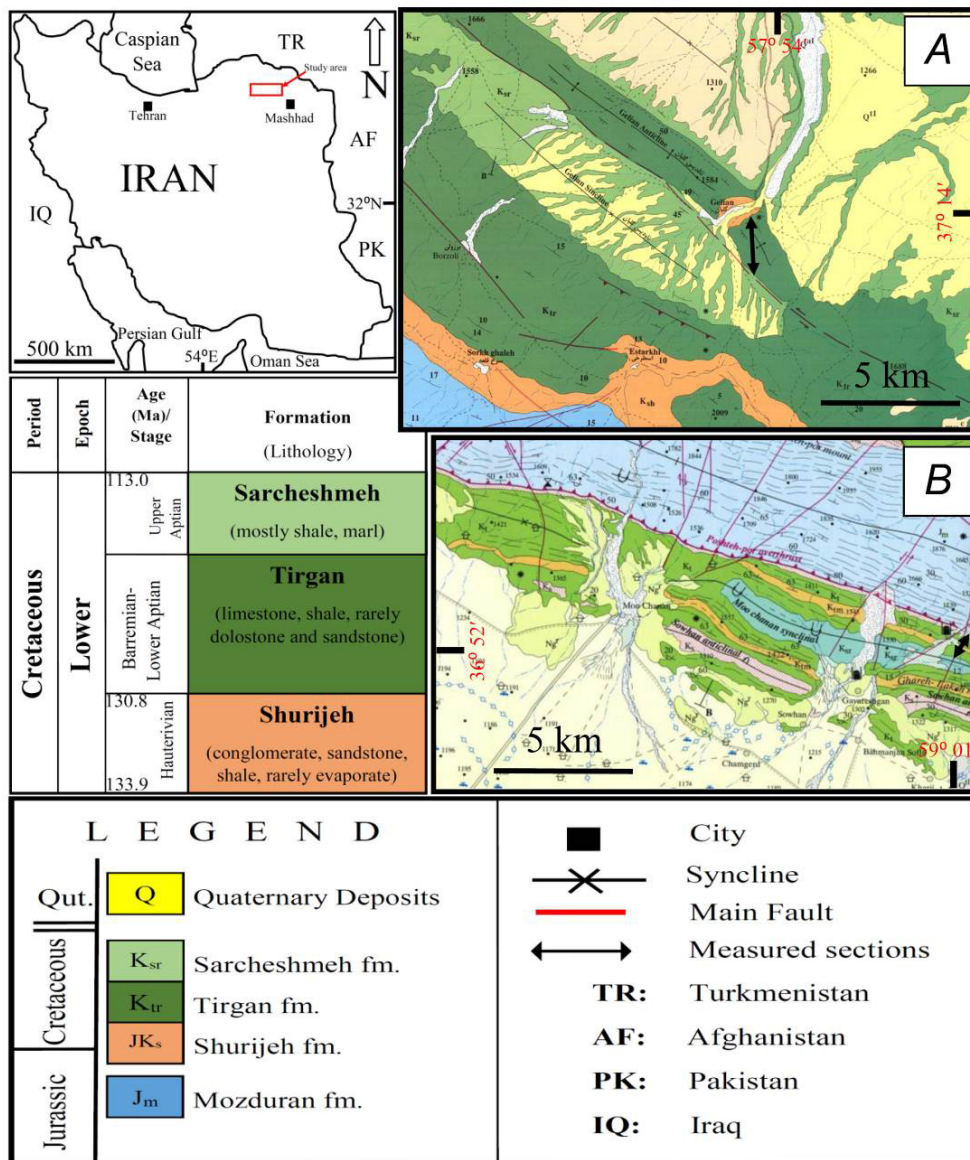
حدود ۷۷۸ متر ستبراً دارد، که با سن بarmین- آپسین زیرین به عنوان یکی از سنگ مخزن‌های احتمالی در شمال خاور ایران محسوب می‌شود. این سازند بطور تدریجی بر روی سازند سیلیسی آواری شوربچه (از کیمریجین در ژوراسیک زبرین تا هاتروین) و در زیر سازند سرچشمه (آپسین) قرار گرفته است (آقنابتی، ۱۳۸۵). بنابراین، نیاز است تا این سازند در بخش‌های مختلف به طور دقیق و تفصیلی از دیدگاه سنگ‌شناسی، تأثیرات دیاژنزی و میزان تخلخل و تراوایی مورد بررسی قرار گیرد. در این راستا پژوهشگرانی چون افشارحرب (۱۹۷۹ و ۱۹۶۹)؛ کلانتری (۱۹۸۷) و جوانبخت (۱۳۹۰) این سازند را در ارتباط با محیط رسوبی و تاریخچه رسوب‌گذاری، پس از رسوب‌گذاری و نیز چینه‌نگاری سکاسی و فرایندهای دیاژنتیکی در برش‌های مختلف بررسی نموده‌اند. همچنین پورآزاد و همکاران (۱۳۹۴) به بررسی میزان تخلخل و تراوایی سازند تیرگان در بخش

حوضه رسوبی کپه‌داغ به دلیل دارا بودن توالی‌های منظم و پیوسته رسوبی، وجود بهترین رخنمون‌ها از سنگ‌های ژوراسیک و کرتاسه در ایران و همچنین به دلیل برخورداری از پتانسیل بالای مواد هیدروکربوری از دیرباز دارای اهمیت ویژه بوده است (افشارحرب، ۱۹۶۹). بسیاری از پژوهشگران بر این باورند که این حوضه پس از بسته شدن اقیانوس هرسی‌نین در اثر کوهزایی سیمین پیشین و در زمان تریاس میانی ساخته شده است (افشارحرب، ۱۹۷۹؛ بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ پورسلطانی و همکاران، ۲۰۰۷)، که در شمال خاوری ایران، بخش وسیعی از ترکمنستان و شمال افغانستان گسترش داشته و میدان‌های گازی عظیمی را شامل می‌شود (افشارحرب، ۱۹۶۹).

سازند تیرگان در برش الگو (کوه تیرگان در ۵ کیلومتری باختر روستای تیرگان، جنوب خاور شهرستان دره‌گز)

بررسی قرار گرفته است (شکل ۱)، که به ترتیب دارای ستبراهای ۱۵۷/۲۵ و ۱۵۱/۱۹ متر می‌باشد. در این پژوهش افزون بر تفسیر محیط رسوبی و ارائه مدل رسوبی، سنگ‌شناسی، شناسایی میزان تخلخل و تراوایی این سازند در دو منطقه یادشده انجام شده است.

خاوری حوضه پرداخته‌اند. بدین منظور دو منطقه رادکان با مختصات جغرافیایی  $36^{\circ} 52' 54''$  شمالی و  $59^{\circ} 01' 28''$  خاوری در شمال چناران، و گلیان با مختصات جغرافیایی  $37^{\circ} 14' 13''$  شمالی و  $57^{\circ} 54' 23''$  خاوری در جنوب شهرستان شیروان، مورد



شکل ۱. جایگاه جغرافیایی منطقه مطالعاتی و جایگاه چینه‌شناسی سازند تیرگان بر پایه جدول زمان‌بندی گرادستین و همکاران (۲۰۱۲): (A) برش گلیان (نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شیروان، ندیم و هفت لنگ، ۱۳۸۳)؛ (B) برش رادکان (نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ خلمند، پورلطیفی، ۱۳۸۵) (پیکان‌ها جایگاه برش‌ها را نشان می‌دهند).

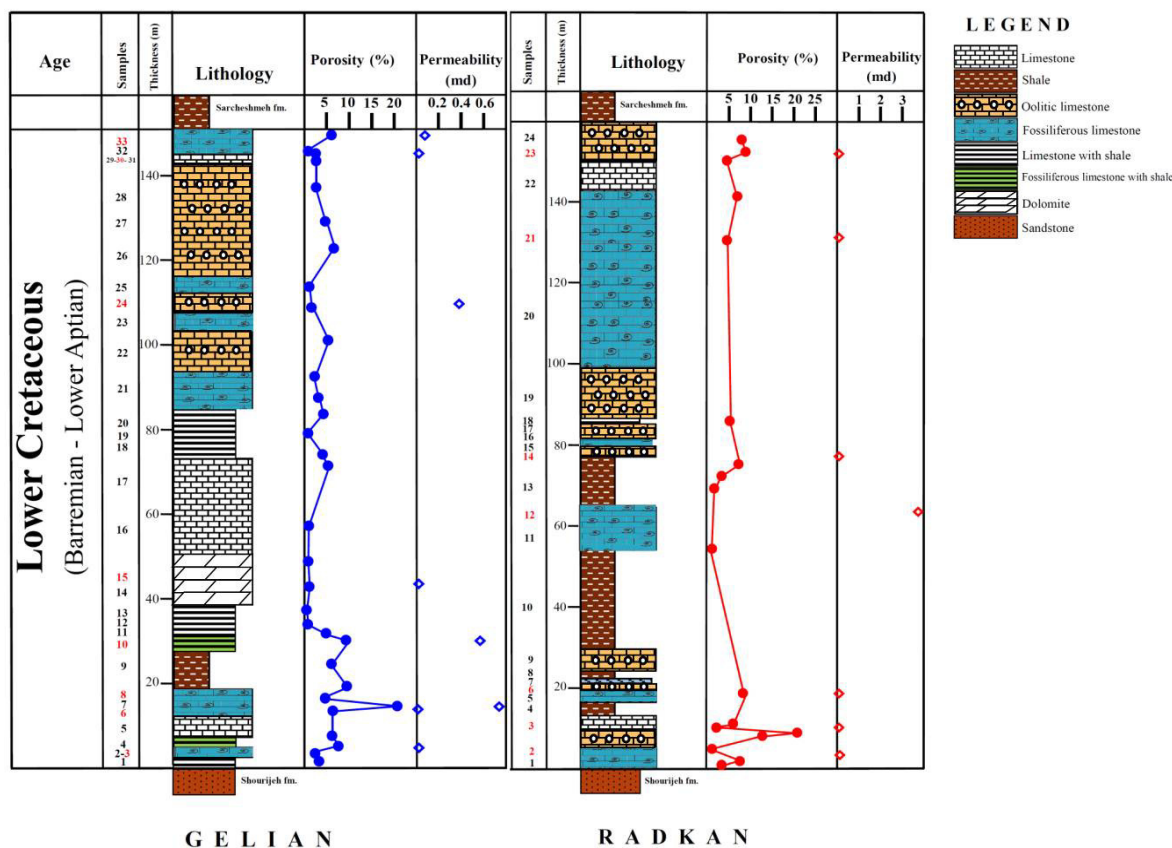
کناری مورد بررسی میدانی قرار گرفت، که همراه با آن افزون بر اندازه‌گیری ستبراهای، از هر لایه و به فواصل معین، نمونه‌های سنگی برداشت شد (شکل ۲). از میان ۸۴ نمونه سنگی برداشت شده از دو برش، شمار ۲۳

## ۲- روش پژوهش

برای بررسی محیط رسوبی، سنگ‌شناسی (با تأکید بر ویژگی‌های دپازنزی) و در پایان شناسایی میزان تخلخل و تراوایی، دو برش چینه‌شناسی یادشده، بطور عمودی و

برای بررسی سنگ‌شناسی انتخاب و از آن‌ها برش نازک تهیه شده است. نام‌گذاری رخساره‌ها بر پایه لایه بندی دانه‌ها (۱۹۶۲) صورت گرفت. افزون بر این، شمار ۵۷ نمونه به ماده رنگی بلوآپاکسی آغشته و برای بررسی تخلخل برش نازک تهیه گردید. همچنین شمار ۱۵ نمونه (۷ نمونه از برش رادکان و ۸ نمونه از برش گلیان)، از رخساره‌های با تخلخل متوسط و بالا برای شناسایی

نمونه از برش رادکان و شمار ۳۴ نمونه از برش گلیان نازک تهیه شده است. نام‌گذاری رخساره‌ها بر پایه لایه بندی دانه‌ها (۱۹۶۲) صورت گرفت. افزون بر این، شمار ۵۷ نمونه به ماده رنگی بلوآپاکسی آغشته و برای بررسی تخلخل برش نازک تهیه گردید. همچنین شمار ۱۵ نمونه (۷ نمونه از برش رادکان و ۸ نمونه از برش گلیان)، از رخساره‌های با تخلخل متوسط و بالا برای شناسایی



شکل ۲. برش‌های چینه‌شناسی رادکان و گلیان از سازند تیرگان؛ شماره‌های قرمز رنگ نشانگر نمونه‌هایی است که برای شناسایی تراوایی مورد آزمایش قرار گرفته‌اند (برای توضیح بیشتر به متن رجوع شود).

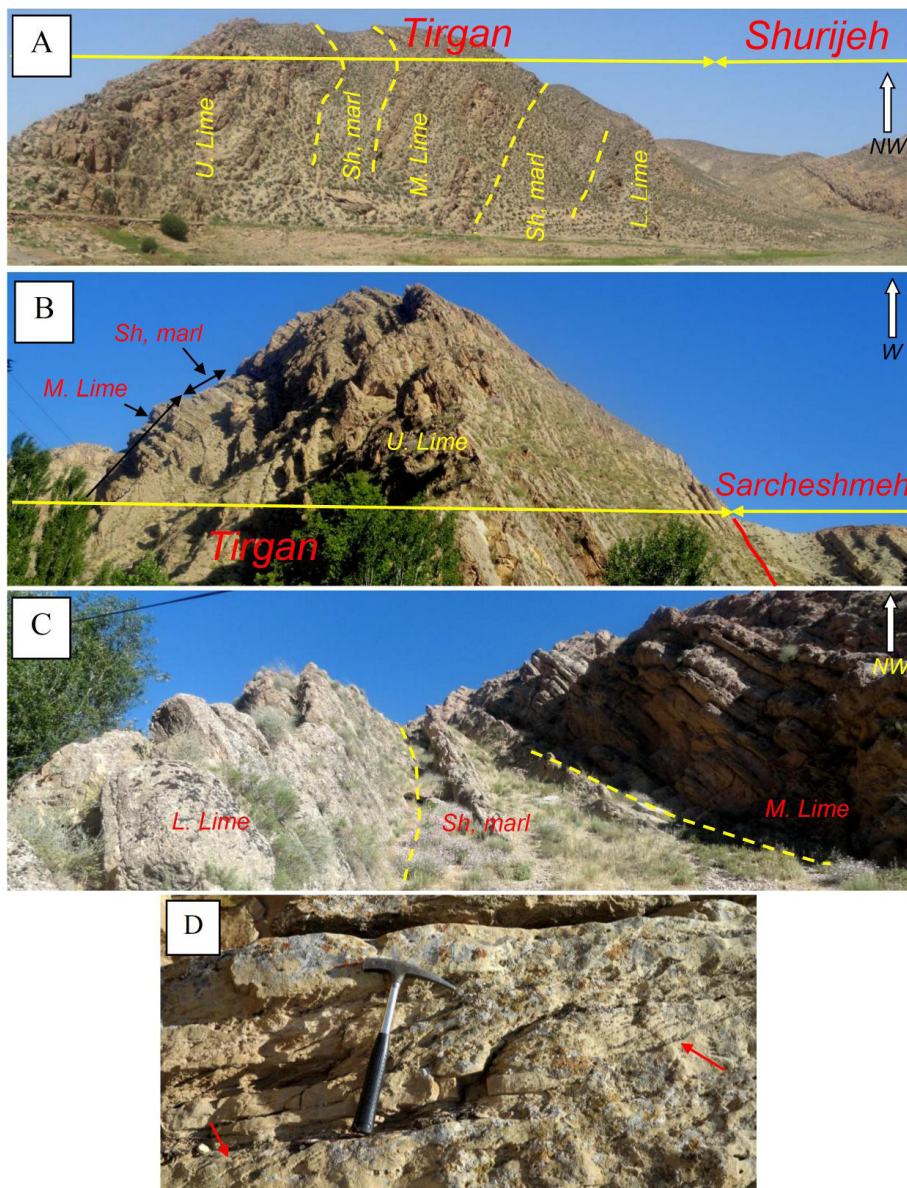
سازند تیرگان دارای لایه‌بندی مشخص بوده و لایه‌ها دارای امتداد شمال خاوری می‌باشند. شیب لایه‌ها به طور کلی حدود ۷۰ درجه به سمت شمال خاور است، و بطور عمده از سنگ‌آهک فسیل‌دار خاکستری رنگ تا آهک نخودی و ائیددار، شیل و نیز مارن ساخته شده است (شکل‌های ۲ و ۳). برپایه ویژگی‌های سنگ‌شناسی می‌توان این سازند را از پائین به بالا به سه بخش مجزا تقسیم نمود. بخش زیرین با ستبراهای ۲۹/۰۸ متر در اردکان و ۱۶/۶۶ متر در گلیان، بیش‌تر از سنگ‌آهک‌های خاکستری روشن دارای فسیل و ائید ساخته شده است.

### ۳- چینه‌شناسی

برش رادکان در خاور و برش گلیان در باختر منطقه مورد بررسی قرار گرفته است. این دو برش از بخش‌های مختلف و رخساره‌های متفاوتی تشکیل شده‌اند، که هر بخش در برش‌های یادشده از دید رخساره و ستبرا تغییراتی را نشان می‌دهند. قاعده سازند با لایه‌های سنگ‌آهک بایوکلاستی آغاز شده که به خوبی رخنمون دارند و این سازند را از سازند آواری شوریه متمایز می‌کند گرچه بصورت تدریجی است. مرز بالایی با سازند سرچشمه به صورت هم‌شیب غیرفرسایشی می‌باشد.

لایه‌های آهکی این بخش از فسیل‌های شاخص محسوب می‌گردند. بخش بالایی با ستبراهای ۸۰/۹۱ متر در رادکان و ۱۱۲/۱۲ متر در گلینان از سنگ‌آهک با فسیل اوربیتولین و لایه‌های دولومیتی شده ساخته شده که بطور هم‌شیب با مرزی غیرفرسایشی از سازند سرچشمه جدا می‌شود.

این بخش با یک واحد سنگ‌آهک بایوکلستی قاعده سازند تیرگان را تشکیل داده و بر روی ماسه‌سنگ‌های سازند شورجه نهشته شده است. بخش میانی با ستبراهای ۴۷/۲۶ متر در برش رادکان و ۲۲/۱۴ متر در برش گلینان، بیش‌تر از تناوب شیل آهکی و سنگ‌آهک نازک لایه ساخته شده است. فسیل‌های اوربیتولین و دوکفه‌ای در

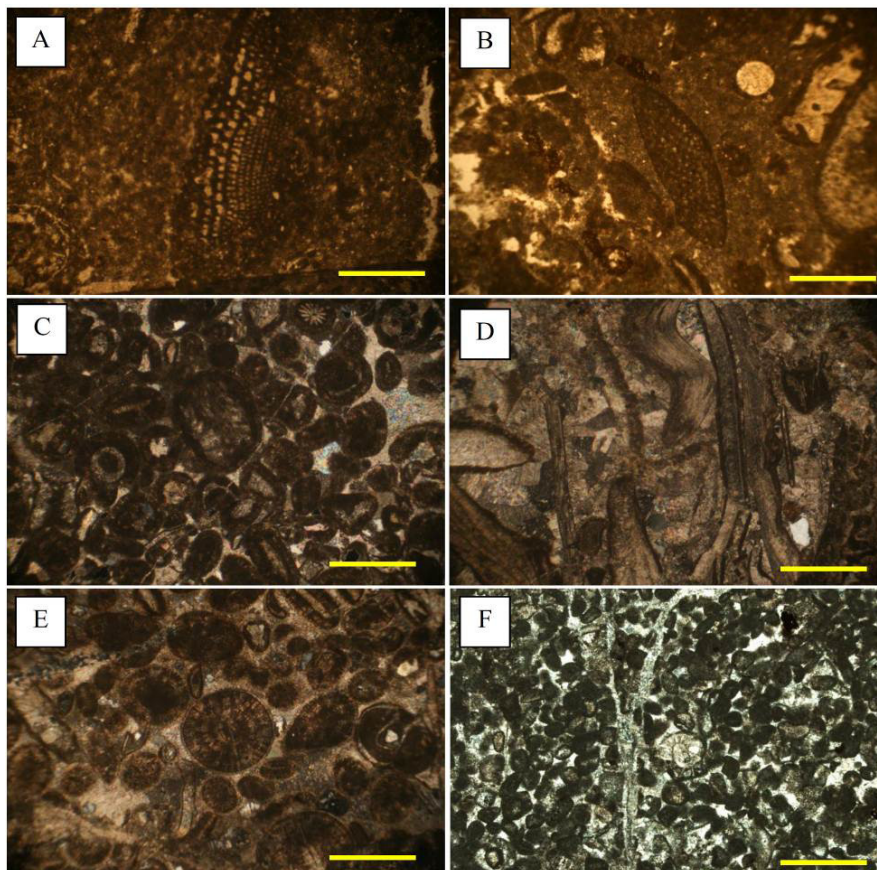


شکل ۳. رخنمون‌های سازند تیرگان در مناطق مورد مطالعه: (A) برش رادکان؛ در این منطقه همبری زیرین سازند تیرگان با سازند شورجه مشخص است. (B, C) برش گلینان؛ در تصویر B همبری بالایی سازند تیرگان با سازند سرچشمه نمایش داده شده است. (D) ساخت رسوبی لایه بندی مورب مربوط به مجموعه رخساره‌های سدی در سازند تیرگان؛ در تمام تصاویر بخش‌های آهکی بالایی (U.Lime)، میانی (M.Lime) و زیرین (L.Lime) مشخص شده‌اند.

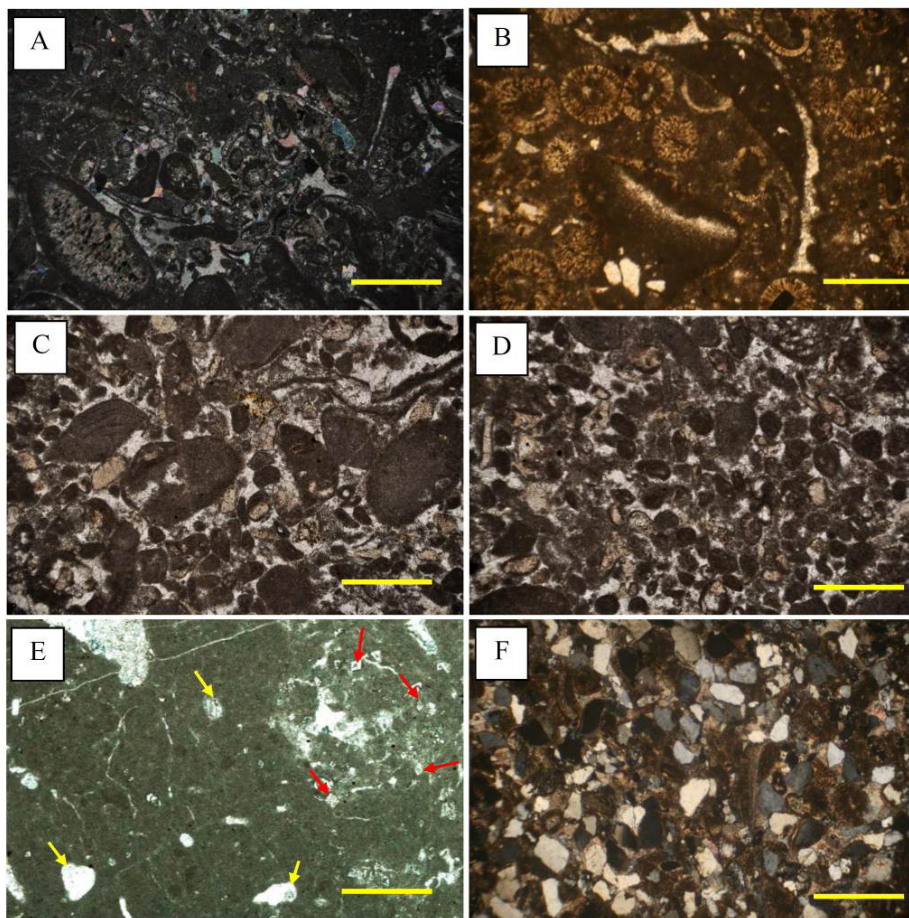
## ۴- محیط‌های رسوبی

بررسی‌های میدانی و آزمایشگاهی بر روی نمونه‌های برداشت شده از دو برش مورد پژوهش سازند تیرگان منجر به شناسایی چهار مجموعه رخساره کربناته شامل ۱۱ رخساره، و یک پتروفاسیس آواری نامتجانس گردید (جدول ۱ و شکل‌های ۴ و ۵). با توجه به ارتباط عمودی و جانبی رخساره‌های سازند تیرگان در دو برش رادکان و گلیان و همچنین مقایسه با مدل‌های ارائه شده توسط سایر پژوهشگران همانند رید (۱۹۸۵)؛ تاکر و رایت (۱۹۹۰)؛ اینسل (۲۰۰۰) و شائو و همکاران (۲۰۱۱)، و همچنین نبود ساخت‌های ریفی، کورتوئید، پیزوئید و دانه‌های تجمعی که شاخص شلف کربناته است، و یا بندرت در رمپ‌های کربناته مشاهده می‌شوند، و نیز نبود رخساره‌های ریزشی و لغزشی که بیانگر شیب بالای محیط رسوبی در زمان ته‌نشست رسوبات می‌باشند (بارجت و رایت، ۱۹۹۲؛ انسل، ۲۰۰۰؛ فلوگل، ۲۰۱۰، و

همچنین تغییر تدریجی رخساره‌ها به یکدیگر، مدل رسوبی سازند تیرگان در ناحیه مورد بررسی را می‌توان به صورت یک پلاتفرم کربناته کم ژرف از نوع رمپ هموکلینال دارای پشته‌های سدی در تقسیم‌بندی رید (۱۹۸۲ و ۱۹۸۵) تفسیر نمود. بنابراین مجموعه‌های رخساره‌ای در چهار کمربند رخساره‌ای دریای باز، سدی، لاگون و پهنه کشندی بر جای گذاشته شده‌اند. در پایان برپایه نتایج حاصل از بررسی انجام شده بر روی رخساره‌های دو منطقه، چنین استنباط می‌گردد که مجموعه رخساره‌ای دریای باز (A)، مجموعه رخساره‌ای سدی (B)، مجموعه رخساره‌ای لاگون (C) و مجموعه رخساره‌ای جزرومدی (D) در هر دو منطقه شناسایی شده‌اند، که از این میان رخساره پکستون - وکستون پلوئیدی (C<sub>1</sub>) و رخساره دولومادستون (D<sub>3</sub>) و رخساره آواری نامتجانس (T) ویژه منطقه گلیان است (شکل ۶).



شکل ۴. رخساره‌های کربناته سازند تیرگان در برش‌های رادکان (R) و گلیان (G): (A) ریزرخساره A1، وکستون بیوکلیستی (B18)، (B) ریزرخساره A2، پکستون - وکستون بیوکلیستی (R23)، (C) ریزرخساره A3، پکستون انیدی (R101)، (D) ریزرخساره B1، گرینستون بیوکلیستی (R8)، (E) ریزرخساره B2، گرینستون انیدی (R15)، (F) ریزرخساره C1، پکستون - وکستون پلوئیدی (G7)؛ (طول مقیاس ۰/۲ میلی‌متر است).

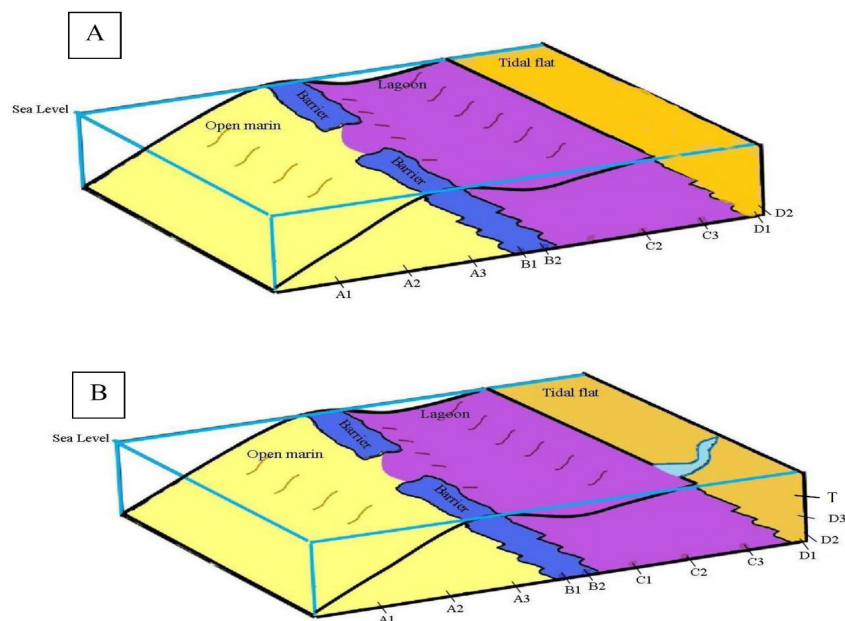


شکل ۵. رخساره‌های کربناته سازند تیرگان در برش‌های رادکان (R) و گلیان (G): (A) ریزرخساره C2، پکستون - وکستون بیوکلیستی (R10)، (B) ریزرخساره C3، پکستون - وکستون ائیدی (G3)، (C) ریزرخساره D1: پکستون - گرینستون اینتراکستی (R7)، (D) ریزرخساره D2، گرینستون پلوئیدی (R4)، (E) ریزرخساره D3، مادستون دولومیتی شده، پیکان‌های قرمز بلورهای دولومیت و پیکان‌های زرد بافت فنسترال را نشان می‌دهند (R5)، (F) پتروفاسیس T، ماسه‌سنگ نامتجانس (G3): (طول مقیاس ۰/۲ میلی‌متر است).

##### ۵- دیاژنز

رسوبات بلافاصله بعد از ته‌نشست، تا پیش از دگرگونی زیر تأثیر فرآیندهای مختلف دیاژنزی قرار می‌گیرند (تاگر، ۲۰۰۱؛ والی و همکاران، ۲۰۱۲). محیط رسوبی، آب و هوا، ترکیب و بافت رسوبات، فشار، دما، بود یا نبود سیالات و ویژگی‌های شیمیایی از عوامل اولیه کنترل‌کننده دیاژنز محسوب می‌گردند (کیم و لی، ۲۰۰۳). فرآیندهای دیاژنزی در شرایط متفاوت ژرفا و دما، نهشته‌ها را زیر تأثیر قرار داده است، که بر پایه آن‌ها مراحل مختلف دیاژنزی، اعم از نهشته‌های کربناته و آواری سازند تیرگان در مناطق مورد بررسی شناخته شده‌اند.

با توجه به مجموعه رخساره‌های موجود، بدلیل گستردگی حوضه، تغییرات چشمگیری در دو منطقه مشهود نیست. اما وجود برخی رخساره‌ها در برش گلیان گویای شرایط ویژه محلی در هنگام رسوب‌گذاری است. از آن جمله می‌توان به رخساره مادستون دولومیتی شده (D3) و رخساره آواری نامتجانس آواری اشاره نمود. رخساره مادستون دولومیتی شده و فابریک چشم پرنده‌ای نشانگر شرایط بالای کشندی در برش گلیان در زمان ساخت این رخساره است (فلوگل، ۲۰۱۰). هم‌چنین حضور رخساره نامتجانس آواری با گسترش جانبی محدود و ساخت‌های رسوبی لامیناسیون‌های مورب و تراف نشانگر وجود کانال‌های کشندی با بار رسوبی بالا در برش گلیان است.



شکل ۶. مدل رسوبی در دو منطقه رادکان (A)، و گلیان (B)، همانطور که مشهود است دو رخساره D3 و T فقط در منطقه گلیان نهشته شده‌اند (به متن رجوع شود).

۵-۱- فرآیندهای دیاژنزی سنگ‌های کربناته

(فلوگل، ۲۰۱۰)، جوی و تدفینی ساخته می‌شوند (تاگر و رایت، ۱۹۹۰؛ تایلر و ماچنت، ۲۰۰۱) (شکل ۷A).  
 - **سیمان موزائیک هم‌بعد:** سیمان موزائیک هم‌بعد به فرم بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار نمایان شده و سوگیری ترجیحی از خود نشان نمی‌دهند. این سیمان کمتر معمول بوده و در بسیاری از موارد بصورت پرکننده پوسته‌های فسیلی و نیز پرکننده فضای بین آلوکوم‌ها در رخساره‌های گرینستونی دیده می‌شود (شکل ۷B). سیمان‌های هم‌بعد معمولاً پس از سنگ شدن رسوبات و فشرده شدن آن‌ها در محیط‌های زیردریایی و پس از سیمان‌های اولیه ساخته می‌شوند. این نوع سیمان بعنوان سیمان نسل دوم محسوب گردیده (فلوگل، ۲۰۱۰)، و معمولاً حاصل نرخ رشد آهسته سیمانی شدن است. بنابراین، شاخص محیط‌های جوی (اشباع کم کربنات) و دفنی (نرخ آهسته جریان سیال) می‌باشد (تاگر، ۱۹۹۱).  
 - **سیمان رشته‌ای:** این سیمان بطور عمده درون درزه و ترک‌ها و پیرامون دانه‌هایی همچون ائید یا خرده‌های اسکلتی، به شکل سوزنی و عمود بر دیواره، بصورت هم ستبر و با اندازه طولی کمتر از ۰/۲ میلی‌متر رشد نموده است (شکل ۷C). سیمان رشته‌ای به عنوان اولین نسل سیمان معرفی شده (فلوگل، ۲۰۱۰)، و برای ساخت نیازمند شرایط اشباع آب دریا نسبت به کربنات کلسیم

با توجه به اینکه بخش عمده سازند تیرگان از سنگ‌های کربناته ساخته شده است، رخساره‌های دیاژنزی مختلفی همانند سیمانی شدن، میکرایتی شدن، انحلال، دولومیتی شدن، فشردگی، شکستگی، نوریختی و فابریک ژئوپتال در این سنگ‌ها بوقوع پیوسته، که بر این پایه تاریخچه و توالی پاراژنزی سازند تیرگان تفسیر شده است. گرچه در منطقه گلیان نیز واحدهای سنگ‌های سیلیسی آواری دانه متوسط شناسایی شده که خود نیز رخساره‌های دیاژنزی مختلفی را نشان می‌دهد.

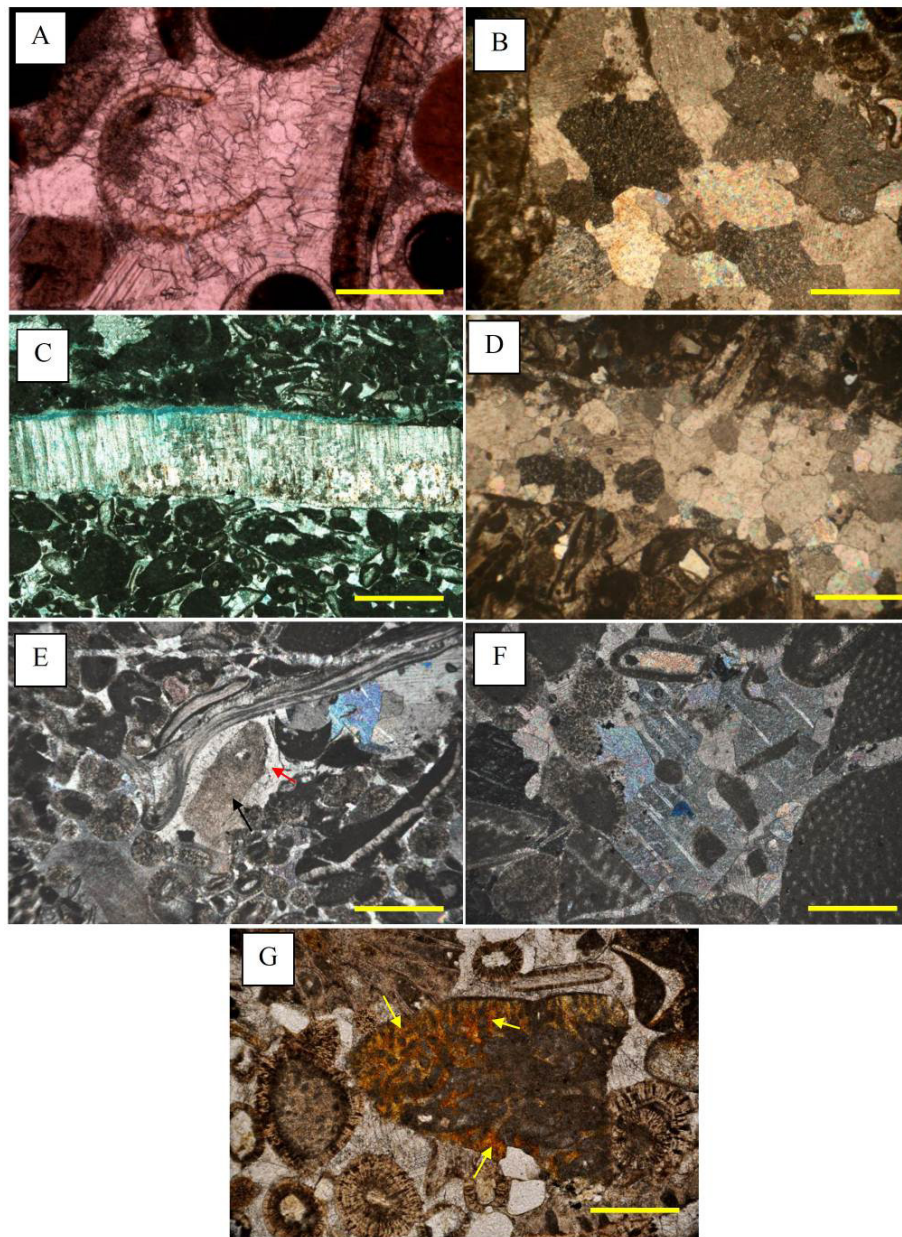
۵-۱-۱- **سیمانی‌شدن:** بر پایه بررسی‌های سنگ‌شناسی و با توجه به شکل، اندازه، نسبت درازا به پهنا، نوع خاموشی و شکل بلورها تا اندازه‌ای انواع سیمان کلسیتی (دروزی، موزائیک هم‌بعد، رشته‌ای و بلوکی)، و افزون بر آن سیمان سیلیسی و اکسید آهن مورد شناسایی قرار گرفته است که به شرح زیر می‌باشند:

- **سیمان دروزی:** این نوع سیمان بصورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار نمایان شده، بطوری‌که اندازه آن‌ها به سوی مرکز حفره افزایش می‌یابد. این فابریک از رشد رقابتی و ترجیحی کلسیت در طول محور C نشأت می‌گیرد و در محیط‌های مختلف، دریایی کم‌ژرف و ژرف

مختلف در سیمان کلسیتی کاملاً مشهود است. وجود این نوع سیمان وابسته به هسته‌زایی در بلورهای کلسیت با رشد بسیار آرام می‌باشد و شاخص محیط دیاژنزی تدفینی است (رحیم‌پوربناب، ۱۳۹۶).

هستند (اهنبرگ و همکاران، ۲۰۰۲؛ بریگاد و همکاران، ۲۰۰۹).

سیمان پویکیلوتاپیک: این گونه سیمان در برخی نمونه‌ها ساخته شده است (شکل ۷F). وجود آلوکم‌های



شکل ۷. فرآیند سیمانی شدن در ریز رخساره‌های سنگی سازند تیرگان در برش‌های رادکان (R) و گلیان (G): (A) سیمان دروزی پر کننده حفرات در ریز رخساره گرینستون بایوکلستی (R29)، (B) سیمان موزائیکی پر کننده حفرات در ریز رخساره پکستون-وکستون بایوکلستی (G31)، (C) سیمان رشته‌ای در ریز رخساره پکستون-وکستون بایوکلستی (G12)، (D) سیمان بلوکی پر کننده درزه ایجاد شده در ریز رخساره وکستون بایوکلستی (R10)، (E) سیمان رورشدی در پیرامون کرینوئید در ریز رخساره پکستون-وکستون بایوکلستی (G5)، (F) سیمان پویکیلوتاپیک که قطعات دیگر در آن شناورند در ریز رخساره پکستون-وکستون بایوکلستی (G5)، (G) سیمان اکسید آهن که حفرات بین دانه‌ای را پر نموده است در ریز رخساره گرینستون انیدی (R15)؛ (طول مقیاس ۰/۲ میلی‌متر است).



و شرایط اسیدی می‌دانند، که مربوط به مراحل دیاژنز اولیه و میانی (مزوزنز) می‌باشد.

**۵-۱-۲- میکرایتی شدن:** بیش‌تر خرده‌های اسکلتی تشکیل‌دهنده سنگ‌های آهکی تیرگان مانند گاستروپود، براکیوپود و دوکفه‌ای‌ها در بیش‌تر نمونه‌ها دارای پوشش میکرایتی هستند (شکل ۸B). بر پایه بررسی پورآزاد و همکاران (۱۳۹۴) بر روی ریزرخساره‌های سازند تیرگان در خاور حوضه، این پوشش میکرایتی موجب شده است که در برخی موارد شکل اصل فسیل بعد از نوریختی حفظ شود و شواهدی از شناخت فسیل موجود باشد. میکرایتی شدن فرایندی زیست‌شناختی است که در مراحل اولیه دیاژنز، در شرایط مرطوب و در محیط دیاژنزی دریائی کم ژرفا و کم انرژی رخ دهد (تاگر و رایت، ۱۹۹۰؛ فیلیپ و گری، ۲۰۰۵). به موجب این فرایند خرده‌های اسکلتی و حتی دانه‌های غیراسکلتی مانند ائیدها می‌توانند توسط جلبک‌های غیرآهکی، قارچ‌ها و باکتری‌ها تخریب شده و باعث ساخت پوششی از میکرایت در پیرامون آن‌ها شود (خلیفه، ۲۰۰۵؛ محبوبی و همکاران، ۲۰۱۰).

**۵-۱-۳- انحلال:** انحلال یکی از رخداد‌های دیاژنزی است که سنگ‌های سازند تیرگان را زیر تأثیر قرار داده است. در بسیاری نمونه‌ها سیمان و دانه‌های آهکی ناپایدار حل شده و باعث ایجاد تخلخل‌های کانالی و انحلالی به ویژه در امتداد استیلولیت‌های موجود این سازند شده، که اکثر آن‌ها توسط سیمان اسپاری و کلسیت پر شده اند. در شکل ۸C، D انحلال در برخی آلوکوم‌ها مانند ائیدها ایجاد شده است. سیالات منفذی که نسبت به کربنات زیر اشباع می‌باشند سبب انحلال دانه‌های کربنات و سیمان‌ها در مقیاس کوچک و بزرگ می‌شوند (تاگر، ۲۰۰۱؛ فلوگل، ۲۰۱۰). انحلال به ویژه در محیط‌های جوی کم ژرفا نزدیک سطح، محیط‌های تدفینی ژرف و در محیط‌های دریایی ژرف که آب دریا نسبت به آراگونیت و کلسیت منبسط‌دار زیر اشباع باشد بیش‌ترین تأثیر را دارد، گرچه در مرحله دیاژنز انتهایی، هنگام بالا آمدگی هم این فرآیند رخ می‌دهد (برگاد و همکاران، ۲۰۰۹).

**۵-۱-۴- دولومیتی شدن:** بر پایه بررسی‌های انجام شده دولومیتی شدن یکی از فرآیندهای دیاژنزی در سازند تیرگان بوده که بر پایه اندازه بلورها فقط یک نوع

- **سیمان بلوکی:** در نمونه‌های مورد بررسی این نوع سیمان بصورت بلورهای درشت نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار با حاشیه‌ای نسبتاً مشخص، با اندازه ۰/۷ تا ۲/۸ میلی‌متر بوده که بیش‌تر در گریستون‌ها فضای بین آلوکوم‌ها و در بسیاری موارد درزه و شکاف‌ها را پر کرده است (شکل ۷D). این نوع سیمان بیش‌تر به عنوان سیمان‌های نسل دوم معرفی شده و افزون بر محیط‌های جوی، در محیط‌های تدفینی نیز ساخته می‌شود (چوکت و جیمز، ۱۹۸۷؛ تاگر، ۲۰۰۱). گسترش این سیمان‌ها در بین اجزای اسکلتی و غیراسکلتی نشان‌دهنده نسبت پایین Mg/Ca در سیالات تشکیل‌دهنده این سیمان‌ها است (فلوگل، ۲۰۱۰).

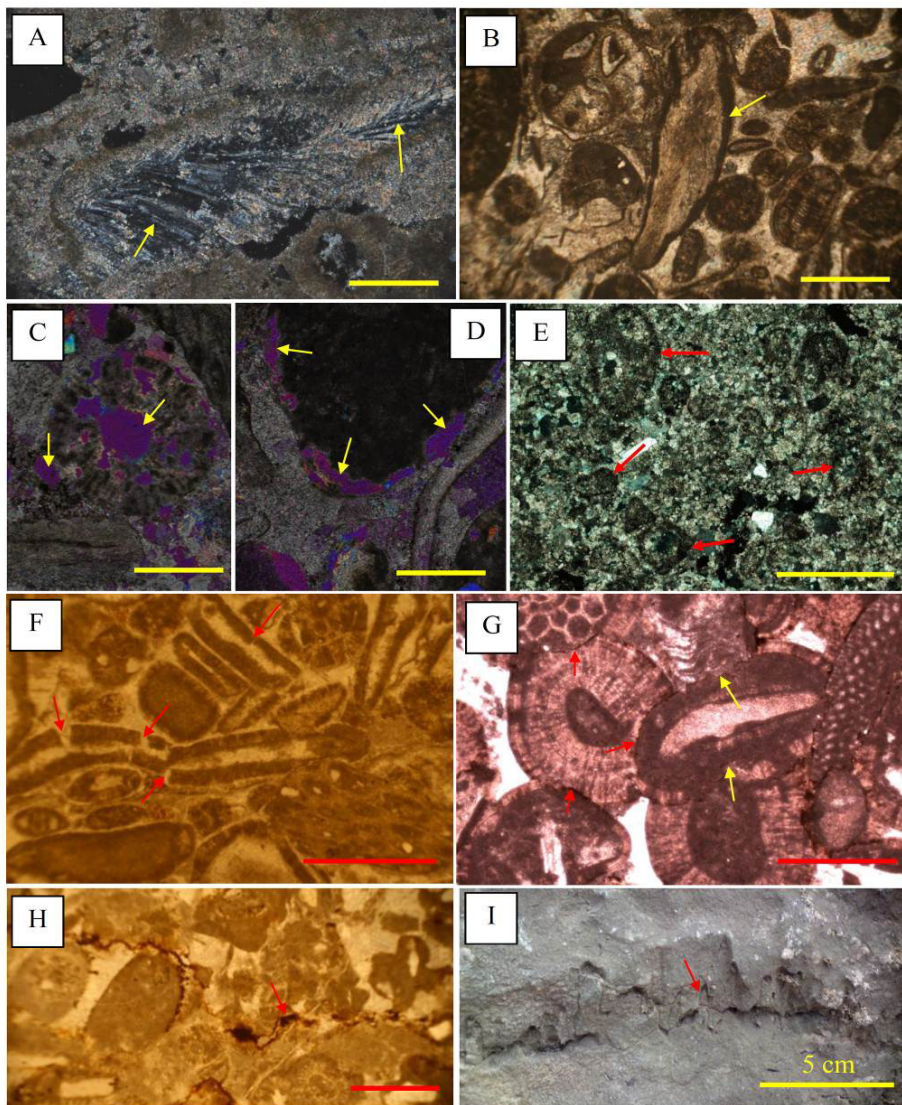
**سیمان رورشدی:** سیمان رورشدی از دیگر سیمان‌های شناسایی شده در نمونه‌های مورد بررسی بوده، که بر روی قطعات به ویژه اکینودرم ساخته شده است (شکل ۷E). هسلی و همکاران (۲۰۰۰) سیمان رورشدی را شاخص محیط‌های جوی دانسته، در صورتی که تاگر و رایت (۱۹۹۰)، و فلوگل (۲۰۱۰) نیز این سیمان را به هر سه محیط متئوریک، دفنی و دریایی نسبت می‌دهند.

- **سیمان اکسید آهن:** در برخی از نمونه‌ها، ترکیبات اکسید آهن بصورت پرکننده فضای خالی درون دانه‌ها و میان آن‌ها شناسایی شده است. بطوری‌که در برخی نمونه‌ها در آغاز فرآیند انحلال در پوسته‌های کربناته قطعات فسیلی رخ داده و سپس اکسید آهن در فضاهای حاصل نهشته شده است (شکل ۷G). کانی‌های آهن‌دار یکی از شاخص‌های مهم شرایط شیمیایی رسوبات هستند که در عمل در تمام سنگ‌های رسوبی به اندازه چند درصد وجود دارند (تاگر، ۲۰۰۱). ته‌نشست این کانی‌ها توسط شیمی محیط‌های سطحی و دیاژنزی کنترل می‌شود و به طور معمول نشانگر کننده آب و هوا و محیط رسوبی دیرینه می‌باشند. از مجموعه کانی‌های آهن‌دار در رسوبات می‌توان به تاریخچه دیاژنزی رسوبات پی‌برد (فلوگل، ۲۰۱۰؛ پورسلطانی و گیبلینگ، ۲۰۱۱).

- **سیمان سیلیسی:** این نوع سیمان در نمونه‌های مورد مطالعه در پوسته‌های دوکفه‌ای و براکیوپود بصورت کوارتز رشته‌ای نمایان شده است (شکل ۸A). مک‌براید (۱۹۸۹)، تیلور و ماچنت (۲۰۱۱) جانشیننی و ته‌نشست سیلیس را نیازمند اشباع سیالات درون منافذ از سیلیس

دولومیت بجای کلسیت و یا به عبارتی اولیه نبودن دولومیت می‌توان به قطع‌شدگی ائیدها و بیوکلست‌ها توسط دولومیت شکل‌دار و هم‌چنین وجود شبح‌هایی از ائیدها و بیوکلست‌های دولومیتی شده اشاره نمود (تاکر، ۲۰۰۱) (شکل ۸E).

دولومیت ریز بلور شناسایی شده است. این دولومیت‌ها در نمونه‌های مورد بررسی بنا به تقسیم‌بندی سیبلی و گریگ (۱۹۸۷) بی‌شکل همراه با مرزهای منحنی شکل پدیدار شده‌اند. بطور کلی دولومیتی شدن بیش‌تر در طی دیاژنز ثانویه صورت می‌گیرد (تاکر، ۲۰۰۱؛ بریچ و همکاران، ۲۰۱۰؛ مراد و همکاران، ۲۰۱۲). از دلایل جانشینی



شکل ۸. نمایش برخی از رخداد‌های دیاژنزی بر روی ریز رخساره‌های سنگی سازند تیرگان در برش‌های رادکان (R) و گلیان (G)؛ (A) پدیده سیبلی شدن بصورت رشته‌ای در پوسته براکیوپود، ریز رخساره گرینستون بایوکلستی (R6)، (B) میکرایتی شدن در ریزرخساره وکستون بایوکلستی (R12-13)، (C, D) انحلال درون ائید و حاشیه اینتراکلست در ریزرخساره گرینستون بایوکلستی و ائیدی (G33) (تصاویر با بهره‌گیری از تیغه  $\lambda$  تهیه شده است)، (E) دولومیتی شدن در ریز رخساره پکستون بایوکلستی، پیکان‌ها برخی از آلومک‌ها را که فقط اثراتی از آن‌ها بجا مانده است را نشان می‌دهند (G6)، (F) فشردگی مکانیکی که باعث شکسته شدن برخی آلومک‌ها در ریزرخساره پکستون-وکستون بایوکلستی گردیده است (پیکان) (R8)، (G) فشردگی شیمایی در ریزرخساره پکستون-وکستون ائیدی که باعث فرو رفتن آلومک‌ها در یکدیگر شده و تماس‌های محدب - مقعر (پیکان قرمز) و مفرس (پیکان زرد) پدید آمده‌اند (R11)، (H, I) پدیده استیلولیتی شدن حاصل از فشردگی شیمیایی در سنگ‌های کربناته سازند تیرگان (طول مقیاس در تصاویر میکروسکوپی ۰/۲ میلی‌متر است).

(شکل ۹C). در برش‌های مورد بررسی بیش‌تر دانه‌های با پوسته آراگونیتی مانند دوکفه‌ای‌ها و ماتریکس دانه ریز زیر تاثیر قرار گرفته، بطوریکه در بسیاری از نمونه‌ها اسپارایتی شده‌اند. البته در دیگر نمونه‌ها نیز پوسته‌های فسیلی، اجزای غیراسکلتی مانند ائید و یا سیمان آراگونیتی اولیه نیز قابل شناسایی هستند.

**۵-۱-۸- فابریک ژئوپتال:** از دیگر فرآیندهای دیاژنزی که در برخی نمونه‌های مورد بررسی شناسایی شده است، فابریک ژئوپتال بوده که در درون پوسته‌های گاستروپودها به چشم می‌خورد (شکل ۹D). در این فابریک سیمان کلسیتی بخش بالایی حفره را پر کرده است. این فرآیند در مرحله دیاژنز اولیه در محیط جوی ساخته شده است (تاکر و رایت، ۱۹۹۰). وجود این فابریک نشانگر سطوح لایه بوده، در صورتی‌که آلومک مورد نظر تغییر حالت ن داده باشد.

#### ۵-۲- فرآیندهای دیاژنزی سنگ‌های آواری

با توجه به حضور لایه ماسه‌سنگی در بخش ابتدایی، به طور کوتاه فرآیندهای دیاژنزی چیره مانند سیمانی شدن و فشردگی در این واحد سنگی مورد گفتگو قرار می‌گیرد، که بر پایه آن‌ها توالی پارائنتیکی احتمالی نیز ارائه می‌شود (شکل ۱۰B).

**۵-۲-۱- سیمانی شدن:** سیمان کلسیتی فراوان‌ترین نوع در ماسه‌سنگ‌های سازند تیرگان محسوب می‌گردد، گرچه در برخی بخش‌ها که شرایط فراهم گردیده، سیمان‌های سیلیسی و اکسید آهن نیز ساخته شده‌اند. سیمان کلسیتی در نمونه‌های مورد بررسی به صورت هم بعد و به مقدار کمتر بلوکی است (شکل ۹E, F, G). معمولاً سیمان کلسیتی حاصل اشباع شدن سیال دیاژنزی از کربنات کلسیم می‌باشد. انحلال در اثر فشار خرده‌های اسکلتی موجود، انحلال واحدهای کربناته توسط سیال دیاژنزی هنگام گذر از آن‌ها مهم‌ترین عوامل ساخت این سیمان است (احمد و بت، ۲۰۰۶؛ مچنت و همکاران، ۲۰۰۷). سیمان کربناته در بیش‌تر مراحل دیاژنزی با ترکیبات گوناگون طی مراحل دیاژنز آغازین و پایانی ساخته می‌شود. دمای بالاتر از ۷۰-۲۰ درجه سانتی‌گراد از عوامل مؤثر در تنه‌شدن این نوع کربنات بوده، که در شرایط نزدیک به سطح اتفاق می‌افتد (رید و همکاران، ۲۰۰۵؛ سالم و همکاران، ۲۰۰۵). در مواردی

**۵-۱-۵- فشردگی:** در بررسی‌های انجام شده بر روی نمونه‌های تیرگان، دو نوع فشردگی فیزیکی و شیمیایی شناخته شده است. فشردگی فیزیکی باعث درهم فرورفتن و شکسته شدن آلومک‌های شکننده مانند پوسته‌های فسیلی و ائیدها، و تغییر شکل آلومک‌های نرم مانند پلوئید شده است. بنابراین فشردگی دانه‌ها باعث همبندی‌های نقطه‌ای، طولی، کاو-کوژ و مضرس می‌باشد (شکل ۸F). این نوع فشردگی بطور معمول بلافاصله بعد از رسوب‌گذاری آغاز می‌شود، در حالی‌که برای فشردگی شیمیایی نیاز به ژرفای بیش از چند صد متر است (تاکر، ۲۰۰۱). این فرآیند از مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنزی در ژرفا بوده که رسوبات را زیر تأثیر خود قرار می‌دهد، به ویژه زمانی که رسوبات پیش از تدفین سیمانی نشده باشند. در طی این فرآیند رسوبات آب خود را از دست داده، تخلخل و ستبرا رسوبات به طور چشمگیری کاهش می‌یابد (فلوگل، ۲۰۱۰). اما نوع دیگر فشردگی از نوع شیمیایی بوده که بعنوان انحلال فشاری شناخته می‌شود. ایجاد استیلولیت و درزه‌های انحلالی از مهم‌ترین عوارض این نوع فشردگی است. استیلولیت‌ها نسبت به تماس‌های کاو-کوژ در ژرفای بیش‌تری پدید می‌آیند. به همین دلیل یکی از شواهد ویژه محیط‌های دیاژنزی دفنی ژرف محسوب می‌گردند (چوکت و جیمز، ۱۹۸۷) (شکل G, AH, I).

**۵-۱-۶- شکستگی و پرشدگی:** برخی از سنگ‌های مورد بررسی دارای شکستگی با ستبراهای بسیار کم، اعم از ماکروسکوپی و میکروسکوپی، بوده که توسط کلسیت ریز بلور و متوسط بلور پر شده‌اند (شکل ۹A, B). رگه‌های کلسیتی بیش‌تر دارای فابریک موزاییکی و هم‌بعد هستند. ساخت این شکستگی‌ها احتمالاً پس از دفن و بر اثر تنش‌های زمینساختی حاصل شده‌اند (فلوگل، ۲۰۱۰). هم‌چنین در بررسی‌های میکروسکوپی قطع شدن برخی از بخش‌های اسکلتی و غیراسکلتی توسط رگه‌های حاصل از شکستگی نیز دلیلی بر ساخت آن‌ها در مراحل انتهایی دیاژنز است (دیکینسون و میلیکن، ۱۹۹۵؛ پورسلطانی و گیبلینگ، ۲۰۱۱).

**۵-۱-۷- نوربختی:** این فرآیند بیش‌تر در سنگ‌های میکرایتی قابل شناسایی است که در آن بلورهای ریز کربناته توسط بلورهای درشت کربناته جانشین می‌شوند و به عنوان نوربختی از نوع افزایشی محسوب می‌گردند

دیکینسون و میلیکن (۱۹۹۵)، ماکوویتز و همکاران (۲۰۰۶) عقیده دارند که فشردگی مکانیکی بطور عمده در مرحله دیاژنز دفنی ژرف رخ می‌دهد. وجود همبری‌های مماسی و طولی در میان دانه‌ها، را می‌توان از شواهد فشردگی فیزیکی در آن‌ها دانست. البته ادامه این فرآیند در ژرفای زیاد و در طی دیاژنز دفنی ژرف موجب نزدیک شدن بیشتر و ایجاد همبری‌های کاو - کوژ و مضرس در میان دانه‌ها شده است که می‌توان آن را به فشردگی شیمیائی نسبت داد. فشردگی شیمیایی یا انحلال فشاری از جمله فرآیندهای دیاژنزی دفنی ژرف است (رینارد و همکاران، ۲۰۰۰)، که در ماسه‌سنگ‌های سازند تیرگان به ندرت مشهود است، و می‌تواند ناشی از وقوع فرآیند سیمانی شدن قبل از فشردگی باشد. بنا بر بررسی‌های مک‌براید (۱۹۸۹) و اشمید و همکاران (۲۰۰۴)، وجود رخداد انحلال فشاری نشان از دمای بالاتر از ۹۰ درجه سانتی‌گراد و ژرفا بیش از ۲ کیلومتر است، که در مرحله دفنی ژرف رخ می‌دهد.

### ۵-۳- توالی پاراژنزی رخساره‌های کربناته

بر پایه مطالعات سنگ‌شناسی انجام شده، و بنا به فراوانی رخساره‌های کربناته، توالی‌های پاراژنزی سنگ‌های کربناته سازند تیرگان مورد بررسی قرار گرفت. البته مراحل دیاژنزی رخساره‌های ماسه‌سنگی بدلیل محدود بودن رخساره‌ها و فرآیندهای دیاژنزی شناسایی شده، در ادامه رخدادهای دیاژنزی مربوط به این رخساره‌ها تفسیر شده است. رخساره‌های کربناته شامل مراحل ائوژنز، مزوژنز و تلوژنز بوده که در سه محیط اصلی دریایی، جوی و دفنی پدید آمده است (شکل ۱۰A).

### ۵-۳-۱- دیاژنز اولیه (ائوژنز)

#### ۵-۳-۱-۱- دیاژنز دریایی

از فرآیندهای شناسایی شده که مربوط به این مرحله دیاژنزی است میکرایتی شدن، تشکیل سیمان بلوکی و موزائیک هم‌بعد و گاهی سیمان اکسید آهن، سیمان رشته‌ای و تا حدی انحلال و هم‌چنین تشکیل دولومیت‌های ریز بلور است. پوشش‌های میکرایتی در نمونه‌های مورد مطالعه بطور عمده در پیرامون خرده‌های براکیوپود و دوکفه‌ای‌ها توسعه پیدا کرده‌اند، و مشخص

که سیمان کلسیتی با سیلیس همراه باشد، ساخت کلسیت پس از ساخت سیلیس رخ داده است که وابسته به انتهای مرحله دیاژنز دفنی و یا دیاژنز انتهایی خواهد بود (مثال: القالی و همکاران، ۲۰۰۶؛ منصوربگ و همکاران، ۲۰۰۸).

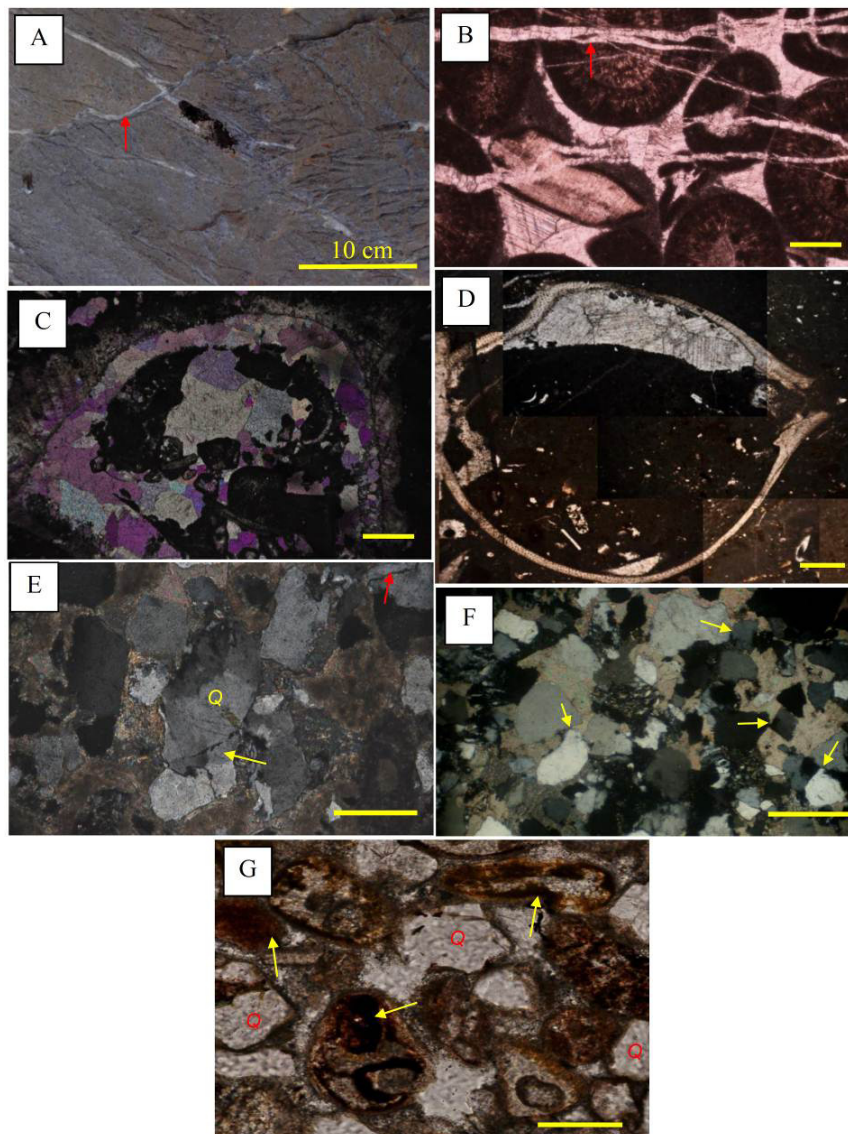
سیمان سیلیسی بیش‌تر بصورت رورشدی و پرکننده حفرات نمایان می‌شود (شکل ۹E). معمولا انحلال دانه‌های کوارتز، آلتراسیون فلدسپات‌ها و دیاژنز شیل‌ها مهم‌ترین خاستگاه برای تأمین سیلیس در سیال دیاژنزی است (مک‌براید، ۱۹۸۹؛ احمد و بت، ۲۰۰۶). بسیاری از پژوهشگران دمای ساخت سیمان سیلیسی رورشدی را بالاتر از ۷۰ الی ۹۰ درجه سانتیگراد گفته‌اند (لندر و همکاران، ۲۰۰۸). ساخت این نوع سیمان، بیش‌تر طی مرحله دیاژنز دفنی ژرف رخ داده است (کیم و لی، ۲۰۰۳؛ لندر و همکاران، ۲۰۰۸). اما مک‌براید (۱۹۸۹)، بر این باور است که رشد بلوری کوارتز از مرحله دیاژنز اولیه آغاز شده و با افزایش میزان سیلیس و دما، در مرحله دیاژنز دفنی ژرف کامل‌تر می‌شود. بنابر وجود این نوع سیمان، می‌توان ساخت آن را در رخساره‌های ماسه‌سنگی سازند تیرگان، مربوط به پایان مرحله دیاژنز آغازین دانست که در طول مرحله دیاژنز دفنی ژرف نیز ادامه داشته است.

سیمان اکسید آهن طی مراحل مختلف دیاژنز در رخساره‌های ماسه‌سنگی سازند تیرگان ساخته شده است (شکل ۹G). این نوع سیمان مربوط به مرحله دیاژنز اولیه و همزمان با رسوب‌گذاری بوده که نشان از محیطی اکسیدان است، اما برخی از ترکیبات آن مربوط به مرحله دیاژنز دفنی ژرف است (لیو، ۲۰۰۲؛ رید و همکاران، ۲۰۰۵؛ گوته و همکاران، ۲۰۱۳). از سوی دیگر ساخت این ترکیبات در درزه‌ها و شکستگی‌ها نشانگر نهشته شدن آن در دیاژنز پایانی است، که بعد از ایجاد شکستگی رخ داده است (پورسلطانی و گیبلینگ، ۲۰۱۱).

۵-۲-۲- فشردگی: این فرآیند با نزدیک کردن دانه‌ها به یکدیگر و تغییر شکل در برخی دانه‌های نرم، موجب تغییر در آرایش سنگ‌ها شده است (شکل ۹E, F). فشردگی از جمله رخدادهای دیاژنزی بوده که به محض رسوب‌گذاری در رسوبات از مرحله اولیه آغاز شده و تا مرحله دیاژنز پایانی ادامه دارد (مک‌براید و همکاران، ۱۹۸۷؛ لیو، ۲۰۰۲؛ کیم و لی، ۲۰۰۳). افرادی مانند

در اثر فشار بار رسوبات باتلاقی از آغاز زمان ته‌نشست رسوبات آغاز شده، و بطور عمده باعث نزدیک دانه‌ها به یکدیگر می‌شود. در نمونه‌های مورد بررسی فشردگی فیزیکی در رخساره‌های پکستونی به خوبی تاثیر گذار بوده، ولی در رخساره‌های گرینستونی به دلیل تشکیل سیمان‌های اولیه چندان موثر نبوده است.

کننده این رخداد بوده که در نزدیک کف دریا و پس از ته‌نشست رسوبات، در جایی که حفرات به طور کامل از آب پر شده‌اند آغاز می‌شود (تاکر و رایت، ۱۹۹۰؛ فلوگل، ۲۰۱۰). تاکر و رایت (۱۹۹۰) بر این باورند که در برخی موارد سیمان‌های بلوکی و هم‌بعد نیز به عنوان سیمان اولیه در این محیط ساخته می‌شود. فشردگی فیزیکی نیز



شکل ۹. نمایش برخی از رخداد‌های دیاژنی بر روی ریز رخساره‌های سنگی سازند تیرگان در برش‌های رادکان (R) و گلیان (G)؛ (A) شکستگی ماکروسکوپی در سنگ‌های سازند تیرگان که با سیمان کلسیتی پر شده است (پیکان)، (B) شکستگی در ریز رخساره گرینستون آئیدی، درزه‌ها با کلسیت بلوکی بطور ثانویه پر شده‌اند (R29)، (C) پدیده نوریختی در پوسته برآکوپود در ریز رخساره گرینستون بایوکلسیتی (G8) (تصویر با بهره‌گیری از تیغه  $\lambda$  تهیه شده است)، (D) ژئوپتال در ریز رخساره وکستون بایوکلسیتی، بخش اسپارایتی شده در بخش بالای حجره کاملاً مشخص است (R9)، (E) سیمان سیلیسی رورشدی در پیرامون دانه کوارتز (فلش زرد)، فلش قرمز تماس طولی بین دو دانه کوارتز را نشان می‌دهد (R7)، (F) سیمان کربناته در پتروفاسیس ساب‌لیت‌ارنایت که از فشردگی بیش‌تر دانه‌ها جلوگیری نموده است. پیکان‌ها برخی از تماس‌های نقطه‌ای را در این ریزرخساره نشان می‌دهند (R7)؛ (G) سیمان اکسید آهن (پیکان) پرکننده حفرات در پتروفاسیس ساب‌لیت‌ارنایت سازند تیرگان (R7) (طول مقیاس ۰/۲ میلی‌متر است).

Time		Eodiagenesis			Mesodiagenesis	Telodiagenesis
Events		Marine	Meteoric	Mixing zone	Burial	Uplift
Cementation	Blocky calcite	-----	-----			
	Syntaxial calcite		-----			
	Bladed calcite					
	Mosaic	-----				
Compaction	Physical					
	Chemical				Stylolite	
Dissolution		-----			-----	
Fe-Oxide						
Micritization						
Neomorphism						
Silicification		-----				
Fracturing					Grain fracturing	Rock fracturing
Vein-filling						
Dolomitization						
Geopetal fabric						

Diagenetic events	Eodiagenesis	Mezodiagenesis (Burial Diagenesis)	Telodiagenesis
Cementation			
Silica	-----	Quartz overgrowth	
Carbonate	-----		Pore-filling
Iron oxide		-----	
Compaction	Physical	Chemical-Physical	Physical

شکل ۱۰. توالی پاراژنتیکی فرآیندهای دیاژنزی سازند تیرگان؛ (A) رخساره‌های کربناته؛ (B) رخساره‌های آواری (خطوط ضخیم فرآیندهای اصلی، خطوط نازک فرآیندهای فرعی و خطوط منقطع فرآیندهای احتمالی را نشان می‌دهد).

### ۵-۳-۱-۲- محیط دیاژنز جوی

فرآیندهای دیاژنزی جویی در سازند تیرگان شامل انحلال دانه‌های اسکلتی و غیراسکلتی و ایجاد تخلخل‌های ثانویه، ایجاد دومین نسل سیمان (سیمان دروزی، موزائیکی، رورشدی، بلوکی، هم‌بعد) و تشکیل فابریک ژئوپتال در پوسته‌های گاستروپودها است. هم‌چنین نوربختی افزایشی به صورت تبدیل میکرایت به میکرواسپار نیز در این محیط رخ داده است (جیمز و

چوکت، ۱۹۸۳؛ تاکر و بترست، ۱۹۹۰؛ تاکر و رایت، ۱۹۹۰). دیاژنز جویی با تأثیر بر روی کلسیت‌های با منیزیم بالا منجر به کاهش منیزیم و با تأثیر بر روی آراگونیت‌ها منجر به تغییر تدریجی آن‌ها به کلسیت شده است (فلوگل، ۲۰۱۰). هم‌چنین باعث ساخت دولومیت‌های دانه ریز گردیده که خود نیز منجر به پایداری کانی‌شناسی کربناته می‌گردد (مورس و مکنزی، ۱۹۹۰). در این مرحله تخلخل‌های انحلالی در رسوبات توسعه پیدا کرده‌اند.

**۵-۳-۱-۳- دیاژنز منطقه مخلوط**

در رخساره‌های مورد بررسی، دو رخداد فشرده‌گی و دولومیت‌زایی از جمله فرآیندهای عمده این مرحله محسوب می‌گردند. بودن بلورهای دولومیت بی‌شکل و نیمه‌شکل‌دار، که مربوط به دمای پایین و ژرفا کم است، نبود کانی‌های تبخیری مانند گچ به همراه این دولومیت‌ها (سیلی و گریگ، ۱۹۸۷؛ وارن، ۲۰۰۰، ۲۰۰۶)، نبود دولومیت‌های زین‌اسبی که نشان دهنده دمای بالا است، و همچنین نبود کانی‌زایی سولفید که شرایط دفن ژرف را نشان می‌دهد، دلایلی بر ساخت این نوع دولومیت در منطقه مخلوط است که در ژرفا کم و دمای پایین ساخته شده‌اند (باد، ۱۹۹۷؛ وارن، ۲۰۰۶؛ وینسنت و همکاران، ۲۰۰۷؛ جونز، ۲۰۱۳). همچنین زمینه گلی با بلورهای دولومیت با مراکز ابری (دولومادستون) نیز می‌تواند دلیلی دیگر بر ساخت این نوع دولومیت‌ها در منطقه مخلوط باشد (وینسنت و همکاران، ۲۰۰۷). بنا به باور تاکر و رایت (۱۹۹۰)، در اثر اختلاط آب‌های جوی و آب دریا، سیال نسبت به فاز کلسیت زیر اشباع بوده و نسبت به فاز دولومیت بسیار اشباع بوده است، که این مسئله عامل جاننشینی دولومیت‌ها در سنگ‌آهک‌های میزبان است (مثال: وینسنت و همکاران، ۲۰۰۷).

بنابراین چنین استنباط می‌گردد که دولومیت‌های شناسایی شده در سازند تیرگان در شرایطی همانند با شرایط بالا ساخته شده‌اند، لذا منطقه مخلوط می‌تواند محیط دیاژنزی احتمالی برای این دولومیت‌ها در نظر گرفته شود. گرچه برای اثبات محیط دیاژنزی دقیق این گونه دولومیت‌ها، نیاز به آنالیزهای شیمیایی است.

**۵-۳-۲- دیاژنز دفنی**

این مرحله را می‌توان به عنوان مرحله مزوژنز در نظر گرفت که در پایین‌تر از منطقه دیاژنزی نزدیک سطح، و پیش از دگرگونی درجه پایین صورت می‌گیرد. از جمله فرآیندهای دیاژنزی اصلی که در رخساره‌های مورد بررسی شناسایی شده است می‌توان به تشکیل سیمان‌های درشت بلور تدفینی و بخصوص پوکیلوتاپیک، فشرده‌گی فیزیکی و شیمیایی، شکستگی دانه‌ها، سیلیسی شدن و نوریختی اشاره نمود. سیلیسی شدن معمولاً از دیاژنز اولیه شروع شده و تا دیاژنز دفنی ژرف ادامه می‌یابد. دمایی که برای سیلیسی شدن پیشنهاد می‌گردد

میان ۵۵ تا ۱۵۶ درجه سانتی‌گراد است (وردن و مراد، ۲۰۰۰؛ اشمیت و همکاران، ۲۰۰۴). در بسیاری از نمونه‌ها فشرده‌گی مکانیکی باعث خمیدگی اینتراکلیست‌های نرم، و شکستگی دانه‌های شکننده و در نهایت همبری‌های کاو-کوژ، مضرس و استیلولیت می‌شود (تاکر و رایت، ۱۹۹۰؛ لایچ، ۱۹۹۷؛ فلوجل، ۱۹۹۷). به باور وردن و مراد (۲۰۰۰)، فشرده‌گی معمولاً در ژرفا ۲ کیلومتر اولیه، در دیاژنز دفنی صورت می‌گیرد. فشرده‌گی شیمیایی نیز ممکن است در آغاز دیاژنز دفنی، پیش از سیمانی شدن انجام گیرد (مثال: فریز و همکاران، ۲۰۱۰). بر پایه پژوهش منصوربگ و همکاران (۲۰۰۸) سیمان کلسیتی موزائیکی احتمالاً طی مزوژنز اتفاق افتاده است. همچنین کلسیت‌های پرکننده حفرات مانند سیمان بلوکی، در دمای ۲۰-۷۰ درجه سانتی‌گراد پدید می‌آید (گیرارد و همکاران، ۲۰۰۲). گرچه بر پایه گفته‌های القالی و منصوربگ (القالی و همکاران، ۲۰۰۶؛ منصوربگ و همکاران، ۲۰۰۸)، برخی از این سیمان‌ها در دمای بین ۶۰-۱۰۰ درجه سانتی‌گراد ساخته شده‌اند. نوریختی نیز از دیگر فرآیندهایی است که طی دیاژنز دفنی حاصل می‌شود.

**۵-۳-۳- دیاژنز نهایی (بالا آمدگی)**

بالا آمدگی آخرین مرحله از فرآیند دیاژنزی است که سازند تیرگان را زیر تاثیر قرار داده است. در این مرحله فرآیندهایی همانند شکستگی، پرشدگی، سیمان اکسید آهن و انحلال می‌باشد. بر اثر بالا آمدگی در سنگ‌های ناحیه مورد بررسی، شکستگی‌ها و درزه‌هایی بطور موازی و متقاطع، که احتمالاً مربوط به کوهزایی آلپین در طی میوسن است، ساخته شده‌اند (افشارحرب، ۱۹۷۹). برخی شکستگی‌ها تا بخش‌های ژرف ادامه یافته، که در ادامه باعث تنشست بلورهای کلسیتی با فابریک‌های بلوکی و دروزی، و اکسید آهن شده‌اند.

**۶- تخلخل و تراوایی**

در سازند تیرگان دو نوع تخلخل اولیه و ثانویه مورد شناسایی قرار گرفته‌اند. تخلخل اولیه بطور چشمگیری در اثر فرآیندهای دیاژنزی همچون سیمانی شدن و فشرده‌گی کاهش می‌یابد (چوکت و پری، ۱۹۷۰؛ چافتز، ۲۰۱۳). تخلخل ثانویه طی مراحل مختلف دیاژنزی و در ژرفای مختلف ساخته می‌شود (رحیم‌پوربناب، ۱۳۹۶)، گرچه

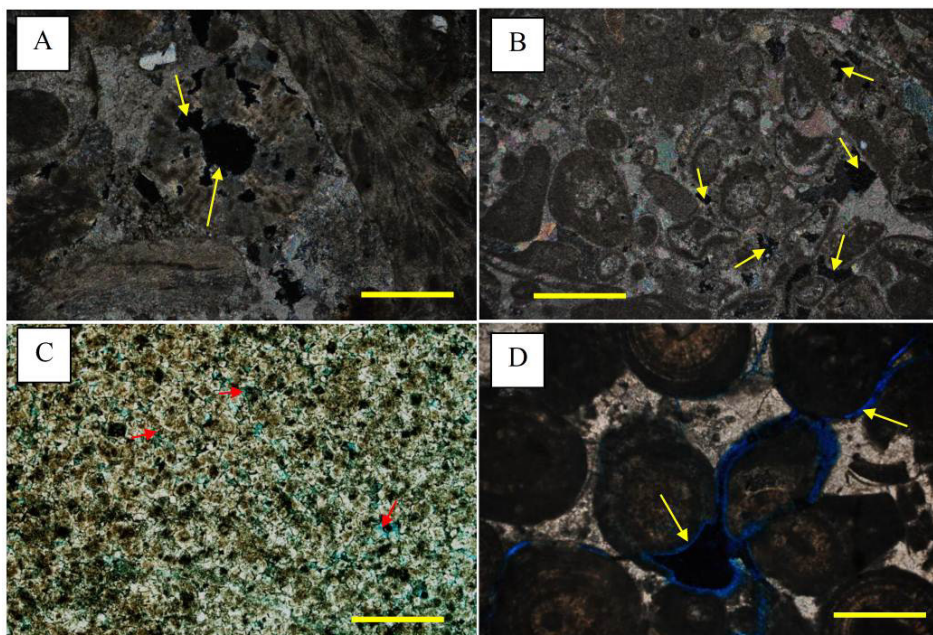
بین ذرات تشکیل‌دهنده سنگ ایجاد شده، اما گاهی در اثر انحلال انتخابی زمینه دانه‌ریز یا میکرایت، بین دانه‌های درشت‌تر نیز حاصل می‌گردد (فلوگل، ۲۰۱۰).

– **تخلخل بمیان‌بلوری**: این نوع تخلخل بیش‌تر در بخش‌هایی که دولومیتی شده‌اند بچشم می‌خورد، بنابراین ثانویه محسوب می‌گردند (شکل ۱۱C). در این گونه تخلخل‌ها تراوایی با افزایش قطر بلورها افزایش می‌یابد، اما وجود مرزهای سازشی بین بلورها، موجب کاهش تراوایی و تخلخل مفید می‌گردد (رحیم‌پوربناب، ۱۳۹۶). بر پایه بررسی‌های انجام شده در برش‌های مورد مطالعه، هرچه از سوی خاور به سوی باختر، پیش برویم این نوع تخلخل به صورت ناچیزی افزایش یافته که فرآیند دولومیتی شدن می‌تواند یکی از عوامل مؤثر محسوب شود (مثال: پورآزاد و همکاران، ۱۳۹۴).

تمیز دادن تخلخل‌های ایجاد شده در مرحله اولیه دیاژنزی و مرحله انتهایی مشکل است. مهم‌ترین تخلخل‌های شناسایی شده در رخساره‌های مناطق مورد بررسی شامل درون‌دانه‌ای، بین‌دانه‌ای، بین‌بلوری و تخلخل حاصل از شکستگی است.

– **تخلخل درون‌دانه‌ای**: این نوع تخلخل اولیه بوده و داخل ساختمان اسکلتی موجودات زنده همانند بریوزوئرها، گاستروپودها و فرامینفرها ساخته شده‌اند، گرچه برخی دانه‌های غیراسکلتی دارای شکستگی اولیه، واجد چنین تخلخلی هستند. این نوع تخلخل در بیش‌تر موارد توسط سیمان کلسیت پر می‌شود (شکل ۱۱A).

– **تخلخل میان‌دانه‌ای**: این تخلخل بیش‌تر میان ائیدها و خرده‌های فسیلی شناسایی گردیده، و بطور متوسط قطر فضاهای خالی بین ۰/۰۵ الی ۱ میلی‌متر متغیر است (شکل ۱۱B). این تخلخل همزمان با رسوب‌گذاری و در



شکل ۱۱. انواع تخلخل در رخساره‌های کربناته سازند تیرگان در برش‌های رادکان (R) و گلیان (G): (A) تخلخل درون‌دانه‌ای در ریزرخساره بایوگرینستون (G33)، (B) تخلخل بین‌دانه‌ای در ریزرخساره II-اینترا پکستون (R5)، (C) تخلخل بین‌بلوری در ریز رخساره دولوستون (G8)، (D) تخلخل حاصل از درزه و ترک در ریز رخساره II گرینستون (G27)، (طول مقیاس ۰/۲ میلی‌متر است).

شکستگی‌ها احتمالاً پس از دفن، بر اثر تنش‌های زمینساختی ایجاد شده‌اند (فلوگل، ۲۰۱۰)، و یا فشردگی مکانیکی، در مراحل مختلف دیاژنز، سبب شکستگی دانه‌ها شده است، و یا در اثر بال‌آمدگی در مرحله دیاژنز انتهایی حاصل شده‌اند (پورسلطانی و گیپلینگ، ۲۰۱۱)، که چنانچه این نوع تخلخل توسط سیمان پر نشود،

– **تخلخل حاصل از شکستگی**: در سازند تیرگان این نوع تخلخل در اکثر رخساره‌ها تمام سنگ اعم از آلوکما و یا سیمان را در بر می‌گیرد، لذا ثانویه محسوب می‌شود. بطور عمده تخلخل حاصل از شکستگی توسط سیمان کربناته و گاهی ترکیبات اکسید آهن پر شده‌اند و کمتر بدون پر شدگی باقی مانده‌اند (شکل ۱۱D). این



تخلخل در برش رادکان (۸/۳۱ درصد)، و در برش گلیان (۴/۲۸ درصد)، و بر پایه توصیف کیفی نورث (۱۹۸۵)، نهشته‌های سازند تیرگان در برش‌های مورد بررسی از شرایط خوب مخزنی برخوردار نیستند.

#### ۶-۲- بررسی تراوایی در برش‌های مورد بررسی

به طور کلی کمترین حد تراوایی در برش‌های مورد مطالعه ۰/۰۰۲ میلی‌داری بوده که وابسته به رخساره‌های گرینستون ائیدی در محیط کشندی در برش رادکان، و رخساره وکستون ائیدی در محیط سد و پکستون پلوئیدی محیط لاگون مربوط به برش گلیان می‌باشد (شکل ۱۳). بر این پایه می‌توان احتمال داد که فرآیند سیمانی شدن در گلوگاه‌های تخلخلی عامل اصلی کاهش تخلخل مفید و کاهش تراوایی است (مشیر، ۱۹۸۹؛ پورسلطانی و گیبلینگ، ۲۰۱۱؛ ونگ و همکاران، ۲۰۱۸). بیشینه تراوایی وابسته به رخساره پکستون بایوکستی محیط سدی به میزان ۳/۷۸۳ میلی‌داری در برش رادکان است. وجود تخلخل حاصل از شکستگی و سیمانی نشدن آن و هم‌چنین تخلخل میان‌دانه‌ای ایجاد شده در اثر انحلال را می‌توان عوامل موثر بر تراوایی بیش‌تر این رخساره دانست. به طور کلی به جز رخساره پکستون بایوکستی در برش رادکان که دارای تراوایی متوسط است، سایر نمونه‌ها دارای تراوایی کم است. بر پایه توصیف کیفی تراوایی نورث (۱۹۸۵) با آنکه میزان تراوایی در برش رادکان، در رخساره پکستون بایوکستی متوسط است اما به علت تخلخل کم نمی‌تواند بعنوان یک سنگ مخزن احتمالی معرفی گردد. هم‌چنین سایر رخساره‌های مورد بررسی با میانگین تراوایی ۰/۵۷۴ میلی‌داری در برش رادکان، و ۰/۲۱۲ میلی‌داری در برش گلیان، دارای تراوایی کم بوده و توان مخزنی خوبی ندارند.

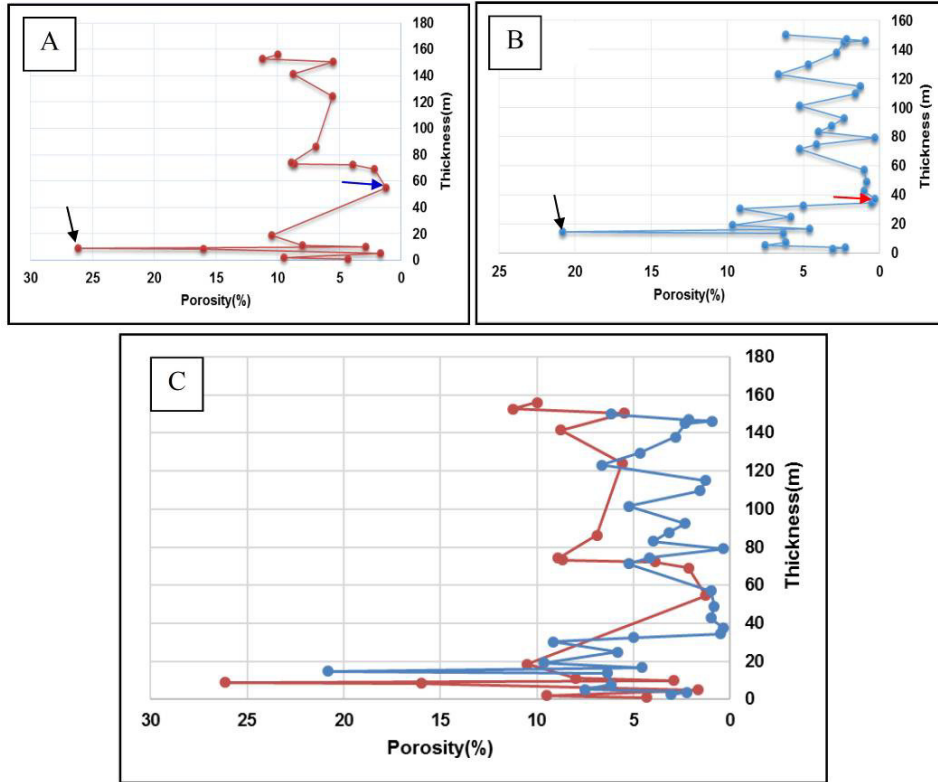
در پایان بنا به مقایسه تغییرات تخلخل و تراوایی (شکل‌های ۲، ۱۲ و ۱۳) در بخش‌های مختلف سازند تیرگان، در دو برش مورد بررسی، می‌توان نتیجه گرفت که بخش زیرین سازند که بیش‌تر از سنگ‌آهک‌های فسیل‌دار و ائیددار ساخته شده است نسبت به دیگر بخش‌ها از توان مخزنی بهتری دارد.

تراوایی سنگ افزایش می‌یابد. هم‌چنین اگر درزه و شکاف‌ها با سیمان پر نشوند، خود باعث افزایش تخلخل و تراوایی در سنگ‌ها می‌شود (رحیم‌پوریناب، ۱۳۹۶). در این رابطه انتقال آب‌های جوی به بخش‌های ژرف‌تر باعث گسترش تخلخل ناشی از انحلال می‌گردد (گیلز و دیور، ۱۹۹۰). وجود اینگونه تخلخل نیز توسط پژوهشگران دیگر در بخش‌هایی از این سازند، در مناطق مختلف گزارش شده است (مثال: پورآزاد و همکاران، ۱۳۹۴).

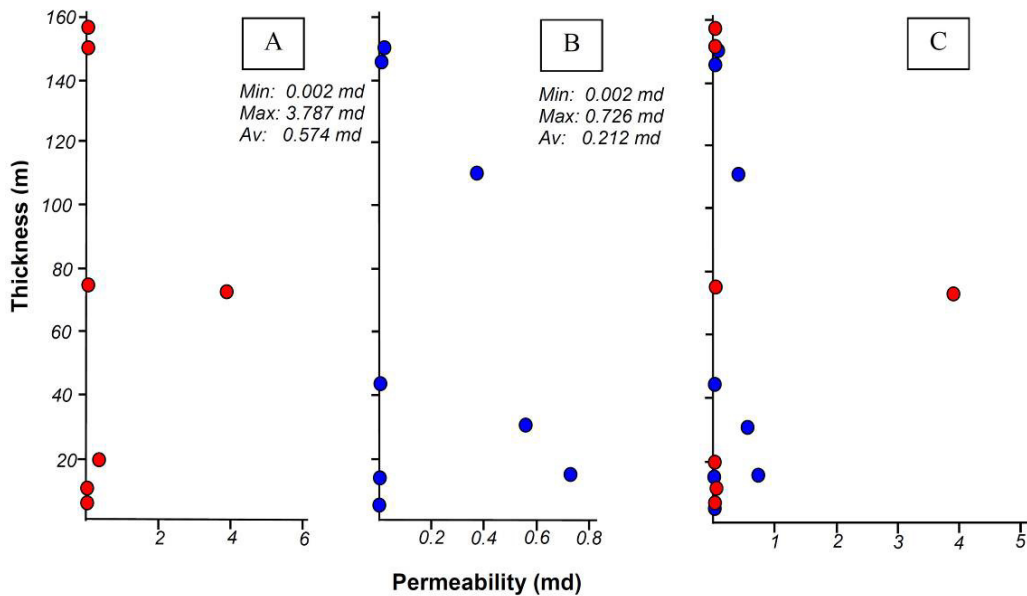
#### ۶-۱- مقایسه میزان تخلخل

بر پایه بررسی‌های انجام شده انواع تخلخل مانند شکستگی، بین‌بلوری و درون‌دانه‌ای فراوان‌ترین نوع تخلخل محسوب می‌گردند، که در رخساره‌های مختلف شناسایی شده‌اند. بطوری‌که بیش‌ترین میزان تخلخل موجود در برش رادکان وابسته به رخساره گرینستون بایوکستی با میزان ۲۶/۱۶ درصد (نمونه ۵- در ستبرا ۱۵ متر) می‌باشد. در این رخساره تخلخل‌های میان‌دانه‌ای، شکستگی و میان‌بلوری به عنوان تخلخل‌های چیره شناسایی شده‌اند. اما کمترین میزان تخلخل وابسته به رخساره گرینستون ائیدی با میزان ۱/۲۵ درصد (نمونه ۱۲- در ستبرا ۵۸ متر) بوده که فرآیند سیمانی شدن را می‌توان عامل اصلی کاهش دهنده تخلخل در این رخساره دانست (پورسلطانی و گیبلینگ، ۲۰۱۱؛ چافتز، ۲۰۱۳) (شکل ۱۲A). اما در برش گلیان بیش‌ترین میزان تخلخل ۲۰/۸ درصد مربوط به رخساره وکستون بایوکستی (نمونه ۶- در ستبرا ۱۶ متر) بوده، و کمترین میزان تخلخل ۰/۳۳ درصد مربوط به رخساره مادستون (نمونه ۱۳- در ستبرا ۳۶ متر) است. علت میزان بالای تخلخل در رخساره وکستون بایوکستی را می‌توان وجود شکستگی‌های فراوان دانست (شکل ۱۲B).

بنابراین با همبستگی نتایج حاصل از میزان تخلخل در دو منطقه یادشده، بیش‌ترین میزان تخلخل مربوط به رخساره گرینستون بایوکستی در برش رادکان بوده در صورتی‌که کمترین میزان تخلخل مربوط به رخساره‌های مادستون در برش گلیان است (شکل ۱۲C). این تغییرات را می‌توان بطور عمده حاصل فرآیندهایی که در ایجاد تخلخل تأثیر گذارتر بوده‌اند مانند انحلال و شکستگی عنوان نمود. بنابراین با توجه به میانگین



شکل ۱۲. (A) تغییرات تخلخل در برش رادکان (A)، و برش گلیان (B)، (پیکان‌های سیاه بیشینه تخلخل و پیکان‌های قرمز و آبی کم‌ترین تخلخل را در دو برش نشان می‌دهند)؛ (C) همبستگی تخلخل در دو برش با یکدیگر: همانطور که مشهود است میزان تخلخل در برش رادکان (نمودار قرمز)، نسبت به برش گلیان (نمودار آبی)، فزونی دارد (به متن رجوع شود).



شکل ۱۳. تراوایی در دو برش مطالعه شده رادکان (A) و گلیان (B)؛ همبستگی تراوایی دو برش در شکل C نشان داده شده است.

جدول ۱. مجموعه رخساره‌ای، و تفسیر محیط رسوبی سازند تیرگان در برش‌های رادکان و گلیان

مجموعه رخساره	رخساره	توصیف	تفسیر محیط رسوبی
A: مجموعه رخساره دریای باز	A <sub>1</sub> : وکستون بلوکلیستی	خرده‌های شکسته اسکلتی شامل پوسته‌های اوربیتولین‌های دیسکی شکل (۶-۵ درصد)، دوکفه‌ای (۴-۳ درصد)، و براکیوپود (۱ درصد)، بیش از ۸۵ درصد گل آهکی (میکریت)، (شکل ۴A)	در مجموعه رخساره‌ای A، با توجه به حضور موجودات حساس به شوری (استنوهالین)، نظیر بریروزوئ و براکیوپود، در شرایط شوری نرمال مربوط به محیط‌های دریای باز قادر به ادامه حیات هستند (مارتینی و همکاران، ۲۰۰۷؛ بدناس و آرل و همکاران، ۲۰۰۹، فلوگل، ۲۰۱۰). از طرفی وجود فرامینیفرهای بزرگ بنتیک نظیر اربیتولین در این مجموعه رخساره‌ای از نوع دیسکی شکل و کاملاً کشیده به محیط‌های ژرف‌تر نسبت داده می‌شوند، گرچه وجود اربیتولین‌های مخروطی شکل مربوط به محیط‌های با ژرفا کمتر می‌باشد (ایمن هاسر و همکاران، ۱۹۹۹؛ سیمانس و همکاران، ۲۰۰۰). همچنین طبق نظر پیِت و همکاران (۲۰۰۲) رخساره‌های پلاتفرم باز توسط اربیتولین‌های صفحه‌ای (پاراربیتولین، پال اربیتولین و مزواربیتولین) شناخته می‌شوند. همچنین در این مجموعه رخساره‌ای، به طرف مناطق کم ژرفا از میزان گل‌آهکی کاسته شده، و بر اندازه و فراوانی آلوکم‌ها افزوده می‌شود، که نشانگر افزایش میزان انرژی در محیط‌های کم ژرفا است (سندرز و هافلینگ، ۲۰۰۰). لذا وجود مقادیر فراوان گل‌آهکی به صورت ماتریکس پر کننده فضای بین آلوکم‌ها در این رخساره بیانگر شرایط پایین انرژی محیط و آرام بودن محیط در زمان تشکیل این رخساره می‌باشد (آدچی و همکاران، ۲۰۰۴).
	A <sub>2</sub> : پکستون - وکستون بیوکلیستی	خرده‌های اسکلتی اکثراً شکسته شده شامل اوربیتولین (۲۵-۲۰ درصد)، دوکفه‌ای (۱۰ درصد)، براکیوپود (۸ درصد)، به همراه سایر خرده‌های اسکلتی از قبیل بریوزو و گاستروپود (در مجموع ۱۰ درصد)، اینتراکلاست‌های حاوی خرده‌های اسکلتی (۸ درصد) و ائید (۹ درصد)، زمینه گل کربناته و پسیدو اسپارایت (شکل ۴B)	در نهایت با توجه به حضور فراوان موجودات استنوهالین، حضور مقادیر فراوان اربیتولین‌های دیسکی شکل مناطق ژرف‌تر دریای باز، و همچنین مقادیر فراوان گل در این رخساره می‌توان محیط دریای باز را برای این رخساره تفسیر کرد که هم شرایط برای زیست موجودات استنوهالین و اربیتولین‌های دیسکی در آن مناسب بوده و هم محیطی کم انرژی جهت ته‌نشست گل‌آهکی مهیا بوده است. کمربند رخساره‌ای A معادل کمربند رخساره‌ای شماره ۴-۵ ویلسون (۱۹۷۵) است و در ناحیه X مدل اروین (۱۹۶۵) قرار می‌گیرد.
	A <sub>3</sub> : پکستون ائیدی	ائید بعنوان فراوان‌ترین آلوکم (۵۵ درصد)، اینتراکلاست (۱۰ درصد)، اینتراکلاست‌ها گرد شده و عمدتاً حاوی ائید و میلیولیده، بیوکلاست‌ها شامل بریوزوئ (۷ درصد)، اربیتولین‌های دیسکی شکل (۲۰ درصد)، دوکفه‌ای و براکیوپود (۸ درصد) بیوکلاست (۳۵ درصد)، زمینه گل آهکی و گاهاً اسپارایت (شکل ۴C)	از خصوصیات اصلی مجموعه رخساره‌ای B وجود آئیدهای متحدالمرکز به همراه نبود گل کربناته است که نشان‌دهنده رسوب‌گذاری این مجموعه رخساره‌ای در شرایط پرنرژی نظیر محیط سدی است (فلوگل، ۲۰۱۰). از طرفی رخساره‌های ائیدی در آب‌های گرم، متلاطم، شوری نرمال و ژرفا کمتر از دو متر تشکیل می‌گردند (تاگر، ۲۰۰۱)، که همراهی این آلوکم با اینتراکلاست‌های خرده‌دار و بیوکلاست‌های استنوهالین مؤید شرایط سدی است (ایمن هاسر و همکاران، ۱۹۹۹؛ سندولا و راسبی نیب، ۲۰۰۴؛ بتزلر و همکاران، ۲۰۰۶؛ پالما و همکاران، ۲۰۰۷). در رخساره B1 این مجموعه، گرینستون‌هایی با حضور انواع بیوکلاست‌های مربوط به محیط‌هایی با شوری نرمال دیده می‌شود که می‌توان این رخساره‌ها را به بخش‌های رو به دریای باز سد نسبت داد. از شواهد صحرایی این مجموعه رخساره‌ای می‌توان به حضور لامیناسیون‌های موازی و مورب مسطح اشاره کرد که خود بیانگر بالا بودن شرایط انرژی محیط در زمان تشکیل این مجموعه رخساره‌ای است (شکل ۴D). از طرفی تشکیل رخساره‌های کربناته با طبقه‌بندی مورب را می‌توان، به کانال‌های جزرومدی موجود در بین پشته‌ها نسبت داد (فلوگل، ۲۰۱۰). با توجه به مجموعه شواهد فوق می‌توان گفت که این مجموعه رخساره‌ای در یک محیط پرنرژی مانند یک سد تشکیل شده است. کمربند رخساره‌ای B معادل کمربند رخساره‌ای شماره ۶ ویلسون (۱۹۷۵) و در ناحیه Y مدل اروین (۱۹۶۵) قرار می‌گیرد.
B: مجموعه رسوبی	B <sub>1</sub> : گرینستون بلوکلیستی	براکیوپود (۱۵-۲۰ درصد)، دوکفه‌ای (۱۰-۱۲ درصد)، اوربیتولین (۵-۸ درصد)، ائید (۵-۱۰ درصد) با ساختمان شعاعی و هسته بیوکلیستی، اینتراکلاست (۸-۱۰ درصد) حاوی خرده‌های بیوکلیستی، زمینه اسپارایتی (شکل ۴D)	
	B <sub>2</sub> : گرینستون ائیدی	ائیدهای شعاعی و مماسی (فراوان‌ترین نوع)، و یا ترکیبی از هر دو با هسته خرده فسیل اوربیتولین و گاستروپود (۶۵-۷۵ درصد)، اینتراکلاست‌ها شامل خرده‌های اسکلتی و ائید (۱۵ درصد)، قطعات شکسته فرامینیفرهای بنتیک نظیر اربیتولین (۵ درصد)، خرده‌های براکیوپود (۱۰ درصد)، در برخی نمونه‌ها پلت (۱۰ درصد)، زمینه اسپارایت (شکل ۴E)، ساخت‌های رسوبی موجود لامیناسیون موازی و مورب	
C: مجموعه رخساره لاگون	پالیدی پکستون - وکستون	پلت (۲۵ درصد)، خرده‌های اسکلتی گاستروپود و میلیولیده (۸ درصد)، کوارتز (۱۰ درصد)، زمینه گل آهکی و گاهاً اسپارایت (شکل ۴F)	در این مجموعه رخساره‌ای آلوکم‌هایی نظیر پلت، میلیولیده، گاستروپود و اوربیتولین - های مخروطی به همراه مقدار بالای گل آهکی در بین ذرات وجود دارد که حاکی از ته نشست این رخساره‌ها در یک محیط نسبتاً آرام، کم انرژی و دور از دسترس امواج می‌باشد (تاگر، ۲۰۰۱). وجود ائیدهای متحدالمرکز به همراه پلوئیدهای فراوان نیز چنین محیطی را تأیید می‌نماید (سامانکازوو همکاران، ۲۰۰۵؛ پالما و همکاران، ۲۰۰۷).

	<p>۲C: پکستون - وکستون پایوکلستی</p>	<p>قطعات فرامینفرهای بنتیک شامل میلیولیده (۲۰-۲۵ درصد)، اوربیتولین‌های مخروطی (۸-۱۰ درصد)، پلوئیدها (۱۰-۱۵ درصد)، اینتراکلت گلی (۸ درصد)، در رخساره وکستونی آلوکم‌های موجود شامل خرده‌های اسکلتی میلیولیده و اربیتولین (۱۵-۲۰ درصد)، زمینه اسپارایت و گل آهکی (شکل ۵A)</p>
<p>D: مجموعه رخساره جزرو مدی</p>	<p>۳C: پکستون - الئیدی پکستون - وکستون</p>	<p>ائیدها بیش‌تر از نوع مماسی و بعضاً شعاعی دارای هسته‌های گاستروپود، میلیولیده و کوارتز (در رخساره پکستونی حدود ۴۵ و وکستونی ۱۲ درصد)، قطعات گاستروپود و میلیولیده (۱۰-۱۵ درصد)، خرده‌های بریوزوئر، براکیوپود و دانه‌های کوارتز با فراوانی کم، زمینه گل آهکی (شکل ۵B).</p>
<p>T: رخساره آواری نامتجانس</p>	<p>D1: پکستون گرینستون اینتراکلتی</p>	<p>اینتراکلت‌های گرد شده فراوان‌ترین آلوکم (۳۵-۵۸ درصد)، اندازه متغیر (۲-۰/۲ میلی‌متر)، این آلوکم‌ها بطور عمده از گل آهکی تشکیل شده‌اند، و بعضاً دارای خرده‌های غیراسکلتی است (شکل ۵C).</p>
<p>وجود اینتراکلت‌های گلی و درشت در رخساره وکستونی نشان‌دهنده تشکیل آن‌ها در بخش‌های پر انرژی‌تر محیط لاگون است (آدچی و همکاران، ۲۰۰۴). از طرفی فراوانی فرامینفرهای بنتیک نظیر میلیولید و گاستروپود و عدم حضور موجودات استنوهالین را معمولاً به محیط‌های لاگونی پشت ریف نسبت می‌دهند (بونس و ویلسون، ۲۰۰۳؛ تاسلی و همکاران، ۲۰۰۶). هم‌چنین حضور اربیتولین‌های مخروطی شکل با نسبت عرض به ارتفاع کم نشان‌دهنده شرایط محدود لاگونی است (پیت و همکاران، ۲۰۰۲؛ پین یا و راسی، ۲۰۰۴). در نهایت مجموعه رخساره‌ای C را می‌توان معادل کمر بند رخساره‌ای شماره ۷ ویلسون (۱۹۷۵) و ناحیه Z مدل اروین (۱۹۶۵) دانست.</p>	<p>D2: گرینستون پلوئیدی</p> <p>آلوکم اصلی این رخساره پلوئیدها با اندازه میانگین ۰/۲-۰/۳ میلی‌متر، با فراوانی ۶۵-۷۰ درصد، خرده‌های فیسیلی و الئید از دیگر آلوکم‌های این رخساره محسوب می‌گردند. کلسیت اسپاری از پرکنده‌های فضای خالی این رخساره است (شکل ۵D).</p>	<p>مجموعه رخساره‌ای D دارای مقدار کمی خرده اسکلتی و میزان پائین گل آهکی است. این حالت نشان‌دهنده نبود شرایط مناسب جهت زندگی موجودات و یا جابه‌جایی خرده‌های اسکلتی در اثر حمل و نقل می‌باشد (وارن، ۲۰۰۰؛ آرل و همکاران، ۲۰۰۹). حضور اینتراکلت‌های گلی فاقد آلوکم اسکلتی و غیراسکلتی، وجود الئید و هم‌چنین پلوئیدهای سنگی، پوسته‌های خرد شده در این رخساره بیانگر تشکیل آن‌ها در پهنه‌های کشنده زیر تاثیر عملکرد امواج است (تاکر، ۲۰۰۱؛ پالما و همکاران، ۲۰۰۷). هم‌چنین وجود فابریک چشم‌پرنده‌ای نشان‌دهنده حاکم بودن شرایط بالای کشنده در زمان تشکیل رخساره D3 است (شین، ۱۹۸۳؛ فلوگل، ۲۰۱۰). بنابراین مجموعه رخساره‌ای D معادل کمر بند رخساره‌ای شماره ۷-۸ ویلسون (۱۹۷۵) و در ناحیه Z مدل اروین (۱۹۶۵) قرار می‌گیرد.</p>
<p>وجود سیکل‌های به طرف بالا ریز شونده با قاعده ماسه‌سنگی (میل، ۱۹۹۶)، وجود نهشته‌های برج‌مانده و هم‌چنین ساختمان‌های رسوبی یک جهتی همچون طبقه‌بندی مورب نشان می‌دهد که رخساره‌های آواری موجود در بخش ابتدایی برش گلیان در محیط ساحلی زیر جریان‌های پر انرژی در پلاتفرم کربناته تیرگان نهشته شده‌اند (مثال: آرل و همکاران، ۲۰۰۹). از طرفی مجوریتی نسبتاً بالای رخساره آواری در بخش ابتدایی برش از یک طرف و هم‌چنین تداخل رخساره‌های کربناته با رخساره آواری که باعث شکل‌گیری رخساره‌های هیبریدی شده‌اند از طرف دیگر نشان‌دهنده محیط ساحلی جهت تشکیل این نهشته‌ها می‌باشد.</p>	<p>D3: ماده‌ستون دولومیتی شده</p> <p>بطور عمده از گل آهکی با بلورهای ریز شکل‌دار دولومیت، فاقد هر گونه اجزاء اسکلتی یا غیراسکلتی تشکیل شده، اما گاهاً وجود شبیحی از آلوکم‌ها در برخی قسمت‌ها مشهود است. وجود فابریک فنسترال (چشم‌پرنده‌ای) به صورت پراکنده که با کلسیت اسپاری پر شده‌اند. این رخساره فقط در برش گلیان شناسایی شده است (شکل ۵E).</p>	<p>دانه‌های کوارتز تک‌بلوری (۲۵ درصد)، کوارتز چند بلوری (۳ درصد)، خرده‌سنگ از نوع چرت و ماسه‌سنگی (۸-۱۰ درصد)، در اندازه ماسه ریز تا متوسط، الئید با هسته کوارتز (۴۰ درصد)، خرده‌های اسکلتی براکیوپود، سیمان کربناته بعنوان عمده‌ترین نوع سیمان، و بطور جزئی سیمان اکسید آهن و سیلیسی (شکل ۵F). از لحاظ مجوریتی بافتی بطور عمده مجور، این رخساره فقط در بخش ابتدایی برش گلیان شناسایی شده است. ساخت‌های رسوبی شاخص شناسایی شده در این بخش از سازند، لایه بندی مورب یک جهته است.</p>

## نتیجه‌گیری

بر پایه بررسی‌های سنگ‌شناسی و شواهد میدانی سازند تیرگان، در مناطق رادکان و گلیان، چهار مجموعه رخساره کربناته شامل مجموعه رخساره‌ای دریای باز (A)، مجموعه رخساره‌ای سدی (B)، مجموعه رخساره‌ای لاگون (C) و مجموعه رخساره‌ای کشنندی (D) شناسایی شده‌اند. در سنگ‌های کربناته فرآیندهای دیاژنزی سیمانی شدن، میکرایتی شدن، انحلال، دولومیتی شدن، فشردگی، شکستگی، نوریختی و فابریک ژئوپتال از مهم‌ترین فرآیندها هستند. بنابراین برای این نهشته‌ها مراحل ائوژنز، مزوژنز و تلوژنز پیشنهاد شده که در سه محیط اصلی دریایی، جوی و دفنی پدید آمده‌اند. همچنین فرآیندهای دیاژنزی مؤثر بر رخساره‌های ماسه‌سنگی شامل سیمانی شده و فشردگی است، که بر این پایه مراحل دیاژنز آغازین، دفنی ژرف و پایانی را برای این رخساره‌ها پیشنهاد می‌کند. تخلخل ثانویه عمده تخلخل منطقه بوده که خود شامل تخلخل‌های میان‌بلوری و تخلخل حاصل از شکستگی است. بیش‌ترین میزان تخلخل موجود در برش رادکان وابسته به رخساره گرینستون بایوکلاستی با میزان ۲۶/۱۶ درصد بوده، و کمترین میزان تخلخل وابسته به رخساره گرینستون ائیدی با میزان ۱/۲۵ درصد است. اما در برش گلیان بیش‌ترین میزان تخلخل ۲۰/۸ درصد مربوط به رخساره وکستون بایوکلاستی بوده، و کمترین میزان تخلخل ۰/۳۳ درصد مربوط به رخساره مادستون است. که این نشانگر کاهش تخلخل از خاور به باختر منطقه است. علت میزان بالای تخلخل انحلال و وجود شکستگی زیاد در این سنگ‌ها است. کمترین حد تراوایی در برش‌های مورد بررسی ۰/۰۰۲ میلی‌داری است، در صورتی‌که بیشینه تراوایی به میزان ۳/۷۸۳ میلی‌داری مربوط به برش رادکان است. بنابراین با توجه به میانگین تخلخل در برش‌های رادکان (۸/۳۱ درصد)، و گلیان (۴/۲۸ درصد)، و همچنین میانگین تراوایی ۰/۵۷۴ میلی‌داری در برش رادکان و ۰/۲۱۲ میلی‌داری در برش گلیان، چنین استنباط می‌گردد که بخش زیرین سازند نسبت به بخش‌های دیگر دارای تخلخل و تراوایی بیش‌تر است، گرچه بطور کلی سازند تیرگان در این مناطق از توان مخزنی خوبی برخوردار نیست.

## تشکر و قدر دانی

نویسندگان از داوران محترم که با پیشنهادات علمی سبب ارتقاء کیفی مقاله گردیده‌اند، سپاسگزاری می‌نمایند.

## منابع

- آقانباتسی، ع (۱۳۸۵) زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- پورآزاد، ا. پورسلطانی، م. ر. و م. جوانبخت (۱۳۹۴) تأثیر دیاژنز بر میزان تخلخل و تراوایی سازند تیرگان در خاور حوضه رسوبی کپه‌داغ، سی و سومین گردهمایی علوم‌زمین. پورلطیفی، ع (۱۳۸۵) نقشه یک صدهزارم اخمد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- جوانبخت، م (۱۳۹۰) تاریخچه رسوب‌گذاری و پس از رسوب‌گذاری سازند تیرگان در نواحی مرکزی و باختری کپه‌داغ، رساله دکتری تخصصی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات تهران، ۲۲۸ ص.
- رحیم‌پور بناب، ح (۱۳۹۶) سنگ‌شناسی کربناته: ارتباط دیاژنز و تکامل تخلخل، انتشارات دانشگاه تهران، موسسه انتشارات و چاپ، ۴۸۷ ص.
- ندیم، ه. و هفت‌لنگ، ر (۱۳۸۳) نقشه یک صدهزارم شیروان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- Adachi, N. Ezaki, Y. and J. Liu (2004) The origins of peloids immediately after the end-permian extinction, Guizhou Province, South China. *Sedimentary Geology*, 164: 161-178.
- Afshar-Harb, A (1969) A brief history of geological exploration and geology of the Sarakhs area and the Khangiran gas field. *Bulletin of the Iranian Petroleum Institute*, 37: 86-96.
- Afshar-Harb, A (1979) The stratigraphy, tectonics and petroleum geology of Kopet-Dagh region, northern Iran. Unpublished PHD thesis, Petroleum Geology Section, Imperial College, London, 316 pp.
- Ahmad, A. H. M., and G. M. Bhat (2006) Petrofacies, provenance and diagenesis of the Dhosa Sandstone Member (Chari Formation) at Ler, Khachehh sub-basin, Western India. *Asian Journal Earth Science*, 10: 1-16.
- Alavi, M (1991) Sedimentary and structural characteristics of the Paleo – Tethys remnants in northeastern Iran. *Geology society of American bulletin*, 103: 937-992.
- Aurell, M. Badenas, B. Ipas, J. and J. Ramajo (2009) Sedimentary evaluation of an Upper Jurassic carbonate ramp (Iberian Basin, NE Spain). In: Van Bachmann, M. and F. Hirsch (Eds.), *Lower Cretaceous carbonate platform of*

- rocks. *Am Assoc Petrol Geol Memoir*, 1: 108–121.
- El-ghali, M. A. K. Mansurbeg, H. Morad, S. Al-Aasm, I. and G. Ajdanlisky (2006) Distribution of diagenetic alterations in fluvial and paralic deposits within sequence stratigraphic framework: Evidence from the Petrohan Terrigenous Group and the Svidol Formation, Lower Triassic, NW Bulgaria. *Sedimentary Geology*, 190: 299–321.
- Einsele, G (2000) *Sedimentary Basin Evolution, Facies, and Sediment Budget* (2nd edition), Springer-Verlag, 292 p.
- Ehrenberg, S. N. Pickard, N. A. H. Svana, T. A. and M. Oxtoby (2002) Cement geochemistry of photozoan carbonate strata (Upper Carboniferous-Lower Permian), Finnmark Carbonate Platform, Brests Sea. *Journal Sedimentary Research*, 72: 95-115.
- Flügel, E (2010) *Microfacies Analysis of Carbonate Rocks, Analyses, Interpretation and Application*, Springer-verlag, Berlin, 976 p.
- Friis, H. Sylvestersen, R. L. Nebel, L. N. Poulsen, M.L.K. and J. B. Svendsen (2010) Hydrothermally influenced cementation of sandstone - An example from deeply buried Cambrian sandstones from Bornholm, Denmark. *Sedimentary Geology*, 227: 11-19.
- Giles, M. R. and R. B. deBoer (1990) Origin and significance of redistributional secondary porosity. *Marine and Petroleum Geology*, 6: 378-397.
- Girard, J. P. Munz I. A. Johansen H. Lacharpagne J. C. and F. Sommer (2002) Diagenesis of the Hild Brent sandstone, northern North Sea: isotopic evidence for the prevailing influence of deep basinal water. *Journal of Sedimentary Research*, 72: 746-759.
- Götte, T. Ramseyer, K. Pettke, T. and M. Koch-Müller (2013) Implications of trace element composition of syntaxial quartz cements for the geochemical conditions during quartz precipitation in sandstones. *Sedimentology*, 60: 1111–1127.
- Heasley, E. C. Richard, H. Worden, J. and P. Hendry (2000) Cement distribution in a carbonate reservoir: recognition of a palaeo oil - water contact and its relationship to reservoir quality in the Humbly Grove field, onshore UK. *Marine and Petroleum Geology*, 17: 639-654.
- Immenhauser A. Schlager W. Burns S.J. Scott R.W. Geel T. Lehmann J. Van der Gaast S. and L.J.A. Bolder-Schrijver (1999) Late Aptian to Late Albian sea-level fluctuations constrained by geochemical and biological evidence (Nahr Umr Formation, Oman). *Journal of Sedimentary Research*, 69: 434–466.
- Irwin, M. L (1965) General theory of epeiric clear water sedimentation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49: 445-459.
- the eastern Levant (Galilee and the Golan Heights): stratigraphy and second-order sea-level change. *Cretaceous Research*, 27: 487-512.
- Badenas, B. and M. Aurell (2009) Facies models of a shallow-water carbonate ramp based on distribution of non-skeletal grain (Kimmeridgian, Spain). *Facies*, 56: 89-110.
- Betzler, C. Pawellek, T. Abdullah, M. and A. Kossler (2006) Facies and stratigraphic architecture of the Korallenoolith Formation in North Germany (Lauensteiner Pass, Ith Mountains). *Sedimentary Geology*, 194: 61-75.
- Berberian, M. and G. C. P. King (1981) Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal Earth Sciences*, 18: 210- 265.
- Bosence, D. and J. Wilson (2003) Maerl growth, Carbonate production rates and accumulation rates in the northeast Atlantic Aquatic Conservation. *Marine and Freshwater Ecosystems*, 13: 21-31.
- Brigaud, B. Durllet, C. Deconinck, J. F. Vincent, B. Thierry, J. and A. Trouiller (2009) The origin and timing of multiphase cementation in carbonate: Impact of regional scale geodynamic events on the Middle Jurassic Limestones diagenesis (Paris Basin, France). *Sedimentary geology*, 222/3-4: 161-180.
- Breesch, L. Swennen, B. Vincent, B. Ellison, R. and B. Dewever (2010) Dolomite cementation and recrystallisation of sedimentary breccias along the Musandam Platform margin (United Arab Emirates). *Journal of Geochemical Exploration*, 106/1-3: 34-43.
- Budd, D. A (1997) Cenozoic dolomites of carbonate island: Their attributes and origin. *Earth science review*, 42: 1-47.
- Burchette, T. P. and V. P. Wright (1992) Carbonate ramp depositional Systems. *Sedimentary Geology*, 79: 3–57.
- Chafetz, H. S (2013) Porosity in bacterially induced carbonates: Focus on micropores, *American Association Petroleum Geology Bulletin*, 97/11: 2103–2111.
- Choquette, P. W. and L. C. Pray (1970) Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *American Association Petroleum Geology Bulletin*, 54: 207-250.
- Choquette, P. W. and N.P. James (1987) *Diagenesis in Limestones—The Deep Burial Environment*. *Geoscience Canada*, 14: 3-35.
- Dickinson, W. W. and K. L. Milliken (1995) The diagenetic role of brittle deformation in compaction and pressure solution, Elltjo Sandstone, Namibia. *Journal of Geology*, 103: 339-347.
- Dunham, R. J (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham W. E. (Ed.), *Classification of carbonate*

- characterization of the Triassic (Carnian to Rhaetian) carbonate succession of Punta Bassano (Marettimo Island, Sicily). *Facies*, 3: 389-400.
- Makowitz, A. Lander, R. H. and K. L. Milliken (2006) Diagenetic modeling to assess the relative timing of quartz cementation and brittle grain processes during compaction. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 90: 873-885.
- McBride, E. F (1989) Quartz cement in sandstones: a review. *Earth-Science Reviews*, 26: 69-112.
- McBride E. F. Land L. S. and L. E. Mack (1987) Diagenesis, Norphler Formation (Upper Jurassic), Rankin County, Mississippi, and Mobile County, Alabama, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 71: 1019-1034.
- Miall, A. D (1996) *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, New York, 582 p.
- Morad, S. Al-Aasm, I. S. Nader, F. H. Ceriani, A. Gasparrini, M. and H. Mansurbeg (2102) Impact of diagenesis on the spatial and temporal distribution of reservoir quality in the Jurassic Arab D and C Members, offshore Abu Dhabi oilfield, United Arab Emirates, *GeoArabia*, 17/3: 17-56.
- Morse, J. W. and F. T. Mackenzie (1990) *Geochemistry of Sedimentary Carbonates*. *Developments in Sedimentology* 48, Elsevier, New York, 707p.
- Moshir, S. O (1989) Development of Microporosity in micritic limestone reservoir, Lower Cretaceous, Middle East. *Sedimentary Geology*, 63: 217-240.
- North, F. K (1985) *Petroleum Geology*. Allen and Unwin, Boston, U.S.A., 607 p.
- Palma, R. López-Gómez, J. and R. Piethé (2007) Oxfordian ramp system (La Manga Formation) in the Bardas Blancas area (Mendoza Province) Neuquén Basin, Argentina, *Facies and depositional sequences*. *Sedimentary Geology*, 195: 113-134.
- Penneya, S. J. and A. Racey (2004) Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis. *Earth-Science Reviews*, 67: 219-265.
- Phillip, J. M. and J. Gari (2005) Late Cretaceous heterozoan carbonates: Paleoenvironmental setting, relationship with rudist carbonates (Provence, south-east France). *Sedimentary Geology*, 175: 315-337.
- Pittet, B. van Buchem, F.S.P. Hillgärtner, H. Razin, P. Grötsch, J. and H. Droste (2002) Ecological succession, palaeoenvironmental change, and depositional sequences of James, N. P. and P. W. Choquette (1983) Diagenesis of limestones-the sea floor diagenetic environment. *Geoscience of Canada*, 10: 162-179.
- Jones, B (2013) Microarchitecture of dolomite crystals as revealed by subtle variations in solubility: Implications for dolomitization, *Sedimentary Geology*, 288: 66-80.
- Kalantary, A (1987) Biofacies relationship of the Kopet-Dagh region. National Iranian Oil Company, Exploration and Production Group. Tehran, 1 Sheet.
- Khalifa, M. A (2005) Lithofacies, diagenesis and cyclicity of Lower Member of Khuff Formation (Late Permian), Al Qasim Province, Saudi Arabia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 78: 100-123.
- Kim, Y. and Y. I. Lee (2003) Diagenesis of shallow marine sandstones, the Lower Ordovician Dongjeom Formation, Korea: response to relative sea-level changes. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23: 235-245.
- Lander, R. H. Larese, R. E. and L. M. Bonell (2008) Toward more accurate quartz cement models: the importance of euhedral versus noneuhedral growth rates. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 92: 1537-1563.
- Laubach, S. E (1997) A method to detect natural fracture strike in sandstones. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 81: 604-623.
- Liu, K. W (2002) Deep-burial diagenesis of the siliciclastic Ordovician Natal Group, South Africa. *Sedimentary Geology*, 154: 177-189.
- Machent, P. G. Taylor, K. G. Macquaker, J. H. and J. D. Marshall (2007) Pattern of early post-depositional and burial cementation in distal shallow marine sandstones: Upper Cretaceous Keniworth Member, Book Cliffs, Utah, USA. *Sedimentary Geology*, 198: 125-145.
- Mahboubi, A. Moussavi-Harami, R. Carpenter, S. J. Aghaei, A. and L. B. Collins (2010) Petrographical and geochemical evidences for paragenetic sequence interpretation of diagenesis in mixed siliciclastic-carbonate sediments: Mozduran Formation (Upper Jurassic), south of Agh-Darband, NE Iran. *Carbonates Evaporites*, 25: 231-246.
- Mansurbeg, H. Morad, S. Salem, A. Marfil, R. Elghali, M. A. K. Nystuen, J. P. Caja, M. A. Amorosi, A. Garcia, D. and A. La Iglesia (2008) Diagenesis and reservoir quality evolution of Palaeocene deep-water, marine sandstones, the Shetland-Faroes Basin, British continental shelf. *Marine and Petroleum Geology*, 25: 514-543.
- Martini, R. Cirilli, S. Saurer, C. Abate, B. Ferruzza, G. and G. L. Cicero (2007) Depositional environment and biofacies

- Shinn, E (1983) Tidal flats. In: Scholle, P. A. et al. (Ed.), Carbonate Depositional Environments, American Association of Petroleum Geologists. Mem, 33: 171-210.
- Sibley, D. F. and J. M. Greig (1987) Classification of dolomite rock Textures. *Journal of Sedimentary Petroleum*, 57: 967-975.
- Simmons, M. D. Whittaker, J. E. and R. W. Jones (2000) Orbitolinids from the Cretaceous sediments of the Middle East—a revision of the F. R. S. Henson and Associates Collection. In: Hart, M. B. Kaminsky, M. A. and C. W. Smart (Eds.), Proceedings of the 5th International Workshop on Agglutinated Foraminifera, Grzybowski Found. special publication, 7: 411-437.
- Schmid, S. Worden, R. H. and Q. J. Fisher (2004) Diagenesis and reservoir quality of the Sherwood Sandstone (Triassic), Corrib Field, Slyne Basin, west of Ireland. *Marine and Petroleum Geology*, 21: 299-315.
- Stockline, J (1968) Structural history and tectonic of Iran. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52/7: 1229-1258.
- Tasli, K. Özer, E. and H. Koç (2006) Benthic foraminifera assemblages of the Cretaceous platform carbonate succession in the Yavca area (Bolkar Mountains, S Turkey): biostratigraphy and paleoenvironments. *Geobiosciences*, 39: 521-533.
- Taylor, K. G. and P. G. Machent (2011) Extensive carbonate cementation of fluvial sandstones: An integrated outcrop and petrographic analysis from the Upper Cretaceous, Book Cliffs, Utah Original Research Article. *Marine and Petroleum Geology*, 28/8: 1461-1474.
- Tucker, M. E (2001) *Sedimentary Petrology*, Third edition, Blackwells, Oxford, 260 p.
- Tucker, M. E. and R. G. Bathurst (1990) Carbonate Diagenesis. *Int. Ass. Sediment. Reprint series*, 1: 312 p.
- Tucker, M. E. and V. P. Wright (1990) *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Science, Inc. 482 p.
- Vincent, B. Emmanuel, L. Houel, P. and J. P. Loreau (2007) Geodynamic control on carbonate diagenesis: petrographic and isotopic investigation of the Upper Jurassic formations of the Paris Basin (France). *Sedimentary Geology*, 197: 267-289.
- Waly, T. Kennedy, M. D. Witkamp, G. Amy, G. and J. C. Schippers (2012) The role of inorganic ions in the calcium carbonate scaling of seawater reverse osmosis systems, *Desalination*, 284: 279-287.
- Wang, Y. P., Zhang, F. Zoua, Y. R. Sun J. N. Lin X. H. and T. Liang (2018) Oil source and charge in the Wuexun Depression, Hailar Basin, northeast China: A chemometric study, *Marine and Petroleum Geology*, 89: 665-686.
- Barremian-Aptian shallow-water carbonates in northern Oman. *Sedimentology*, 49: 555-581.
- Poursoltani, M. R. Moussavi-Harami, R. and M. R. Gibling (2007) Jurassic deepwater fans in the Neo-Tethys Ocean, the Kashafrud Formation of the Kopet-Dagh Basin Iran. *Sedimentary Geology*, 198: 53-74.
- Poursoltani, M. R. and M. R. Gibling (2011) Composition, porosity and reservoir potential of the Middle Jurassic Kashafrud Formation, northeast Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 28: 1094-1110.
- Read, J. F (1982) Carbonate margins of passive (extensional) continental margins types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, 81: 195-212.
- Read, J. F (1985) Carbonate platform facies models. *American Association Petroleum Geology Bulletin*, 69: 1-12.
- Reed, J. S. Eriksson, K. A. and M. Kowalewski (2005) Climatic, depositional and burial controls on diagenesis of Appalachian Carboniferous sandstones: qualitative and quantitative methods. *Sedimentary Geology*, 176: 225-246.
- Renard, F. Brosse, E. and J. P. Gratier (2000) The different processes involved in the mechanism of pressure solution in quartz-rich rocks and their interactions. In: Worden, R.H. and S. Morad (Eds.), *Quartz Cementation in Sandstones*. Blackwell Science, 67-78.
- Salem, A.M. Ketzer, J.M. Morad, S. Rizk, R.R. and I.S. Al-Aasm (2005) Diagenesis and Reservoir-Quality evolution of incised-valley sandstones: Evidence from the Abu Madi Gas Reservoirs (Upper Miocene), The Nile Delta Basin, Egypt. *Journal of Sedimentary Research*, 75:572-584.
- Samanckassou, E. Tresch, J. and A. Strasser (2005) Origin of Peloides in Early Cretaceous deposits, Dorest, South England. *Facies*, 51:264-273.
- Sandullia, R. and A. Raspinib (2004) Regional to global correlation of lower Cretaceous (Hauterivian-Barremian) shallow-water carbonates of the southern Apennines (Italy) and Dinarides (Montenegro), southern Tethyan Margin. *Sedimentary Geology*, 165: 117-153.
- Schmid, S. Worden, R. H. and Q. J. Fisher (2004) Diagenesis and reservoir quality of the Sherwood Sandstone (Triassic), Corrib Field, Slyne Basin, west of Ireland. *Marine and Petroleum Geology*, 21: 299-315.
- Shao, L. Dongdong, W. Houan, C. Hao, W. Jing, L. and Z. Pengfei (2011) Ramp facies in an intracratonic basin: A case study from the Upper Devonian and Lower Carboniferous in central Hunan, southern China. *Geoscience Frontiers*, 2: 409-419.



- Warren, J (2000) Dolomite: Occurrence, evolution and economically important association. *Earth-science review*, 52: 1-81.
- Warren, J (2006) *Evaporites, Sediments, Resource and Hydrocarbons*. Springer, Berlin, 1035 P.
- Wilson, J. L (1975) *Carbonate Facies in Geological History*. Springer-Verlag, Berlin, 471p.
- Worden, R. H. and S. Morad (2000) Quartz cementation in oil field sandstones: a review of the key controversies. In: Worden, R.H. and S. Morad (Eds.), *Quartz Cementation in Sandstones*. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 29: 1-20.