

## پتروگرافی، محیط‌رسوبی و چینه‌نگاری سکانشی سازند تاربور در منطقه شیراز (فارس داخلی)

رضا میرزایی محمودآبادی

استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد استهبان، استهبان، ایران

نویسنده مسئول: r\_mirzaem@iauest.ac.ir

دریافت: ۱۴۰۲/۴/۲۰ پذیرش: ۱۴۰۲/۷/۲۴

نوع مقاله: پژوهشی

## چکیده

توالی کامپانین-ماستریشترین در منطقه شیراز فارس داخلی سازندهای گورپی و تاربور را شامل می‌شوند. به‌منظور مطالعه پتروگرافی، ارزیابی تکامل محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانشی سازند تاربور تعداد ۲ برش چینه‌شناسی کوه قلعه و کوه شهرک ابرج در شهرستان مرودشت استان فارس انتخاب و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. بر اساس مطالعات صحرایی، نمونه‌های دستی و مطالعه دقیق میکروسکوپی تعداد ۲۵۰ برش نازک تهیه شده از سازندهای مورد مطالعه تعداد ۱۴ رخساره (۱۱ ریزرخساره کربناته و ۳ لیتوفاسیس) شناسایی گردید که در یک پلانفرم شلف لبه‌دار رسوب‌گذاری شده‌اند. با مطالعه حدود ۱۴۰۰ متر رسوبات بازه زمانی ماستریشتین بسته به موقعیت قرارگیری برش‌های مورد مطالعه از لحاظ چینه‌نگاری سکانشی تعداد ۳ سکانشی رسوبی درجه سوم شناسایی و تفکیک گردید. در بازه زمانی کامپانین و شکل‌گیری بسته رسوبی LST به سمت شمال شرقی منطقه مورد مطالعه (برش کوه قلعه) رسوبات آواری بخش پایینی سازند تاربور و در بخش‌های عمیق‌تر حوضه رسوبی سازند گورپی به‌صورت هم‌ارز رسوب‌گذاری شده است. در زمان بالا بودن و ایستایی سطح آب دریا (دسته رخساره HST) و بالا بودن نرخ تولید کربنات در بخش شیب‌دار محیط رسوبی واریزه‌های ریفی به‌صورت بین لایه‌ای (پکستون و گرینستون رودیست‌دار) در بین آهک‌های سازند تاربور رسوب‌گذاری شده‌اند. مهم‌ترین فرایندهای دیاژنزی مؤثر بر توالی مورد مطالعه می‌توان به نوشکلی، زیست‌آشفتگی، میکرایتی شدن، سیمانی شدن، انحلال، فشردگی مکانیکی، استیلولیتی شدن، پیریتی شدن، هماتیتی شدن، دولومیتی شدن و شکستگی است که تغییرات دیاژنزی تحت تاثیر الگوی انباشتگی رسوبات در زمان پسروری و پیشروی آب دریا است. مطالعات پالئوژئوگرافی منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که در بازه زمانی کامپانین جنوب شرقی منطقه مورد مطالعه (برش کوه قلعه) خارج از آب قرار داشته است و عمده رخساره‌های تشکیل شده در این برش شامل رخساره‌های آواری قرمز رنگ کنگلومرا، میکروکنگلومرا، ماسه‌سنگ و شیل و مارن‌های قرمز رنگ است که به سمت شمال و شمال غرب منطقه مورد مطالعه (برش کوه شهرک) عمق بیشتر شده و شیل‌های سبزرنگ سازند گورپی نهشته شده است. در بازه زمانی ماستریشتین بالایی در زمان سکون نسبی آب دریا و حکمفرما شدن محیط رسوبی غالب دریایی بسته رسوبی HST به صورت انباشته‌های کربناته زیستی مرجانی و رودیستی با ضخامت زیاد و چهره‌ساز رخنمون می‌یابد.

واژگان کلیدی: محیط رسوبی، دیاژنزی، سازند تاربور، شلف کربناته

## ۱- پیشگفتار

توالی ضخیم ۷ تا ۱۴ کیلومتری از رسوبات ته‌نشین شده در منطقه‌ای با طول تقریبی ۲۰۰۰ کیلومتر و عرض ۱۰۰-۳۰۰ کیلومتر گسترش دارد (مطیعی، ۱۳۷۲؛ ۱۳۷۴). کمربند چین‌خورده زاگرس در امتداد لبه‌ی شمالی- شمال شرقی صفحه عربی از جنوب-شرق ترکیه، سوریه و عراق تا نزدیکی گسل میناب در جنوب ایران ادامه دارد (بهرودی و کویی، ۲۰۰۴). سنگ‌های کربناته، بیشترین گسترش جغرافیایی مخازن کربناته را در خاورمیانه و ایران دارا هستند به طوری که در حوضه

از میان حوضه‌های رسوبی شناخته شده، مناسب‌ترین حوضه‌های رسوبی جهت تجمع مواد هیدروکربوری حوضه‌های رسوبی پیش ژرفا یا فورلند<sup>۱</sup> هستند (بوردناو و هگری، ۲۰۱۰). حوضه رسوبی زاگرس به عنوان بخشی از سیستم کوهزایی آلپ - هیمالیا در جنوب غرب ایران یکی از غنی‌ترین کمربندهای چین‌خورده - رانده<sup>۲</sup> است که بصورت یک حوضه پیش ژرفا دارای ذخیره بیش از ۸۱ بیلیون بشکه نفت است. این کمربند چین‌خورده - رانده با

<sup>2</sup> Thrust Belt Zone<sup>1</sup> Forland

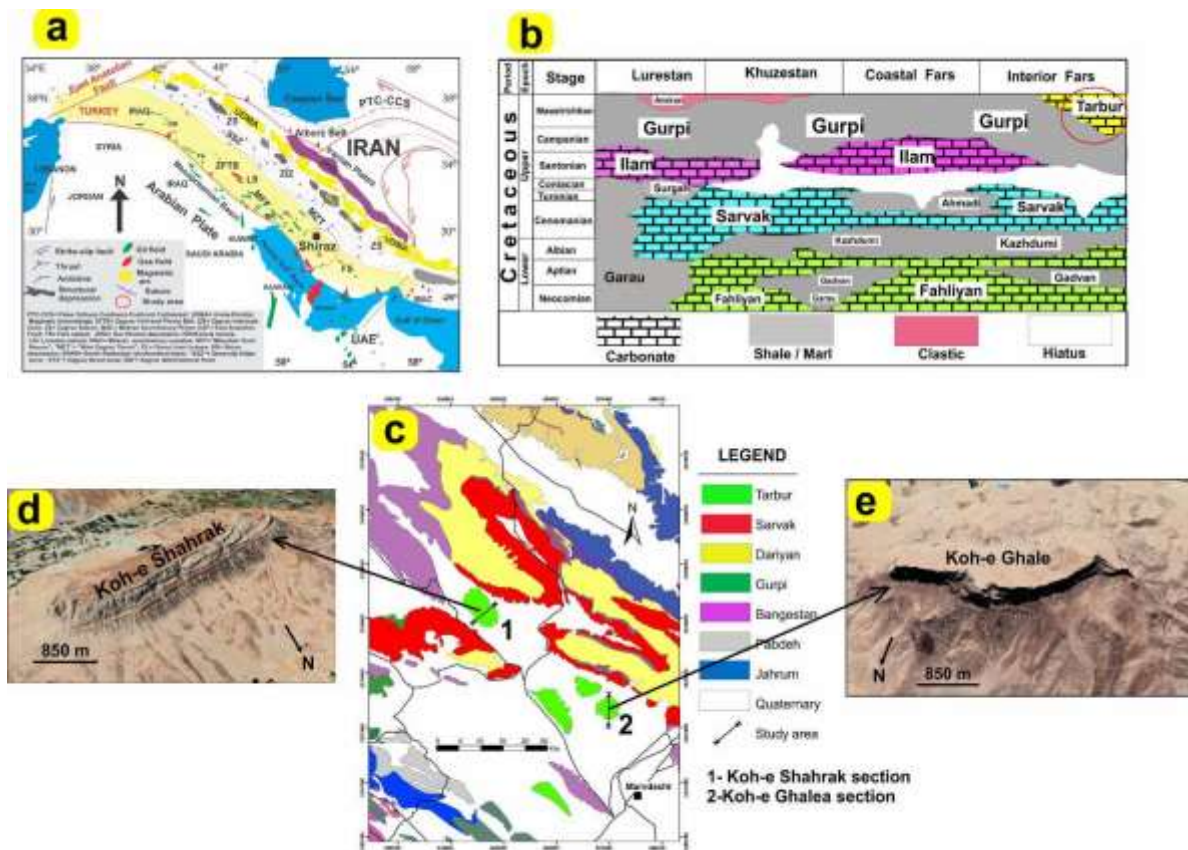
سازند تاربور ناشی از چرخه‌های رشد و تخریب رودیست‌ها است و رسوبگذاری این سازند در شرق شیراز زودتر از غرب شیراز آغاز شده است. همچنین قنبرلو و همکاران (۲۰۲۲) چینهننگاری سکansı سازند تاربور را در حوضه رسوبی فولند زاگرس را مورد بررسی قرار داده و با استفاده از داده‌های پتروگرافی، فسیل‌شناسی و چینهننگاری سکansı تعداد دو بیوزون تجمعی، نه ریزرخساره و یک لیتوفاسیس شیل و تعداد چهار سکانس رسوبی درجه سوم به سن ماستریشتین برای این سازند معرفی کردند. افقه در سال (۲۰۱۶) سازند تاربور را در برش کوه گدون و برش کوه تیر در منطقه فارس مورد بررسی قرار داد و تعداد ۶ لیتوفاسیس محصول رسوبگذاری در محیط رسوبی لاگون و محدوده ریف به سن کامپانین-ماستریشتین معرفی کرد. عزیزی و همکاران در سال (۱۳۹۴) سازند تاربور در ناحیه سمیرم را مورد بررسی قرار داده و با بررسی مورفومتریک جنس‌های شاخص *Orbitoides*، *Loftosia* و *Omphalocyclus* سن دقیق این سازند را ماستریشتین پسین تعیین کردند. همچنین خسروتهرانی و افقه (۱۳۸۳) با بررسی نزدیک به ۲۵۰۰ متر از رسوبات سازند تاربور در منطقه شیراز علاوه بر تفکیک دو واحد رسوبی سنگ‌چینه‌ای، سن این سازند را از ماستریشتین تا پالئوسن تعیین کردند. از مطالعاتی که در ناحیه مورد مطالعه بر روی کوه قلعه در نزدیکی برش مورد مطالعه صورت گرفته است می‌توان به مطالعه پروانه‌نژاد شیرازی و همکاران (۱۳۹۳) اشاره کرد. در این مطالعه نهشته‌های کامپانین-ماستریشتین به دو بخش آواری در زیر و کربناته در بالا تقسیم‌بندی شد و بر اساس زون تجمعی شماره ۳۷ (وایند، ۱۹۶۵) *Omphalocyclus* & *Orbitoides* سن سازند تاربور در این برش کامپانین تا ماستریشتین تعیین شد. از سایر مطالعات انجام گرفته بر روی سازند تاربور می‌توان به مطالعات (دانشیان و همکاران، ۱۳۸۹؛ وزیری‌مقدم و همکاران، ۲۰۰۵؛ امیربختیار و همکاران، ۲۰۱۱؛ افقه و یغمور، ۲۰۱۴؛ عبیات و همکاران، ۲۰۱۵ و پاینده و همکاران، ۲۰۱۸) اشاره کرد.

هدف از این مطالعه بررسی هم‌زمان خصوصیات پتروگرافی، محیط رسوبی، فرایندهای دیاژنتیکی و انطباق داده‌های چینهننگاری سکansı در رسوبات کرتاسه بالایی در منطقه مورد مطالعه است. توصیف اختصاصات پتروگرافی، محیط رسوبی و بررسی کمی و کیفی سکانس‌های رسوبی می‌تواند

رسوبی زاگرس گروه بنگستان (کرتاسه بالایی) به تنهایی ۲۳ درصد از کل مخازن این حوضه را شامل می‌شوند. سیستم کرتاسه در زاگرس عمدتاً شامل رسوبات دریایی است و در ناحیه فارس داخلی کرتاسه پایینی با رسوبگذاری سازند کربناته فهلیان آغاز شده و سپس شیل‌های سازند گدون به سن بarmین-آپتین رسوب می‌کنند. در ادامه در کرتاسه بالایی با رسوبگذاری بر روی پالئوژئوگرافی کرتاسه زیرین و میانی با آهک‌هایی از محیط دریایی کم عمق به سن سانتونین تحت عنوان سازند ایلام همزمان با سازند گورپی رسوبگذاری می‌کند. در ناحیه فارس رسوبگذاری شیل و مارن بر روی سطح فرسایش یافته آهکی سنومانین-تورونین از سانتونین تا اواخر کامپانین ادامه یافته و در این زمان ردیفی از رودیست‌ها گسترش می‌یابند که تشکیل دهنده سازند تاربور هستند که به سمت شمال خاوری فارس ردیف ضخیمی از رسوبات رادیولاریتی کرتاسه پسین رسوبگذاری شده و در ادامه کرتاسه بالایی با یک پسروری عمومی در مرز کرتاسه-ترشیری پایان می‌یابد (مطیعی، ۱۳۷۴). رسوبات بازه زمانی کامپانین - ماستریشتین در منطقه مورد مطالعه شامل سازندهای گورپی در زیر و سازند تاربور در بالا است. برش نمونه سازند تاربور در نزدیکی دهکده تاربور در استان فارس با رخنمون حدود ۵۲۷ متر آهک‌های ریفی مشخص می‌شود. حد زیرین سازند تاربور در برش نمونه با سازند گورپی همساز و حد بالایی آن با سازند ساچون فرسایشی است (مطیعی، ۱۳۷۴). منطقه مورد مطالعه بخشی از زون زاگرس در بخش ZFTB واقع شده است (شکل ۱) که خود بخشی از کمربند کوهزایی آلپ-همیالیا است و شامل مجموعه‌ای از تاق‌دیس و ناودیس‌های با آرایش محوری ۵۰ تا ۶۰ درجه شمال غرب است. بیشترین عمق دریای کرتاسه در ناحیه لرستان واقع شده و تغییرات رخساره‌ای کربنات‌های سکوی فارس نشانگر کاهش عمق در منطقه مورد مطالعه است (مطیعی، ۱۳۷۴). تاکنون مطالعات بسیاری بر روی نهشته‌های کرتاسه بالایی از جمله سازند تاربور در حوضه رسوبی زاگرس صورت گرفته است. از جمله این مطالعات می‌توان به این موارد اشاره کرد. افقه (۲۰۲۲) سازند تاربور را به رو بخش غیر رسمی آهک ریفی خوب لایه‌بندی شده در پایین و آهک ریفی توده‌ای در بالا تقسیم‌بندی کرد که در یک محیط رمپ کربناته شامل لاگون، پشت ریف، هسته ریف و جلوی ریف رسوبگذاری شده‌اند. تنوع رخساره‌ای

و گاز باشد. در این راستا، تفکیک مناسب و بررسی هم ارزی سیستم تراکت‌ها می‌تواند در مطالعات حوضه رسوبی، هم‌ارزی سازندها و بررسی پویایی مخازن هیدروکربنی و توسعه میادین نفتی کمک شایانی کند.

زمینه‌ساز درک بهتر شرایط محیط رسوب‌گذاری و تاثیر آن بر کمیت و کیفیت شاخص‌های زمین‌شناختی در یک منطقه باشد. این موضوع می‌تواند در بررسی‌های زیرزمینی نیز به کار رفته و زمینه‌ساز اکتشاف و توسعه میادین نفت



شکل ۱. (a) تقسیم‌بندی تکتونیکی ایران و موقعیت محدوده مورد مطالعه (با تغییرات از علوی، ۲۰۰۷)؛ (b) هم‌ارزی چینه‌شناختی رسوبات کرتاسه در منطقه زاگرس (با تغییرات از جیمز و وایند، ۱۹۶۵)؛ (c) نقشه زمین‌شناسی و موقعیت برش‌های مورد مطالعه؛ (d) تصویر ماهواره‌ای برش کوه شهرک و (e) تصویر ماهواره‌ای برش کوه قلعه، گوگل ارث.

پوشیده شده از واریزه‌ها و لایه‌های نابرجای بخش کربناته بالایی قرار می‌گیرد. بخش کربناته سازند تاربور به صورت چهره‌ساز و پرتگاه به ارتفاع حدود ۴۷۰ متر تشکیل شده است (شکل ۱). ستون چینه‌شناسی برش کوه شهرک در شکل شماره ۲ (a) آمده است.

## ۲-۲- برش کوه قلعه

برش کوه قلعه در فاصله حدود ۲۵ کیلومتری در شرق برش کوه شهرک واقع شده است. ناودیس برافراشته کوه قلعه که به همراه کوه معصوم آباد و کوه شهرک به نام سه تخت گزین نامیده می‌شوند، با ابعاد حدودی ۵ کیلومتر طول و ۳ کیلومتر عرض با مختصات ۳۰ درجه و ۳ دقیقه و ۱۷ ثانیه عرض شمالی و ۵۲ درجه و ۴۳ دقیقه و ۵۳ ثانیه طول

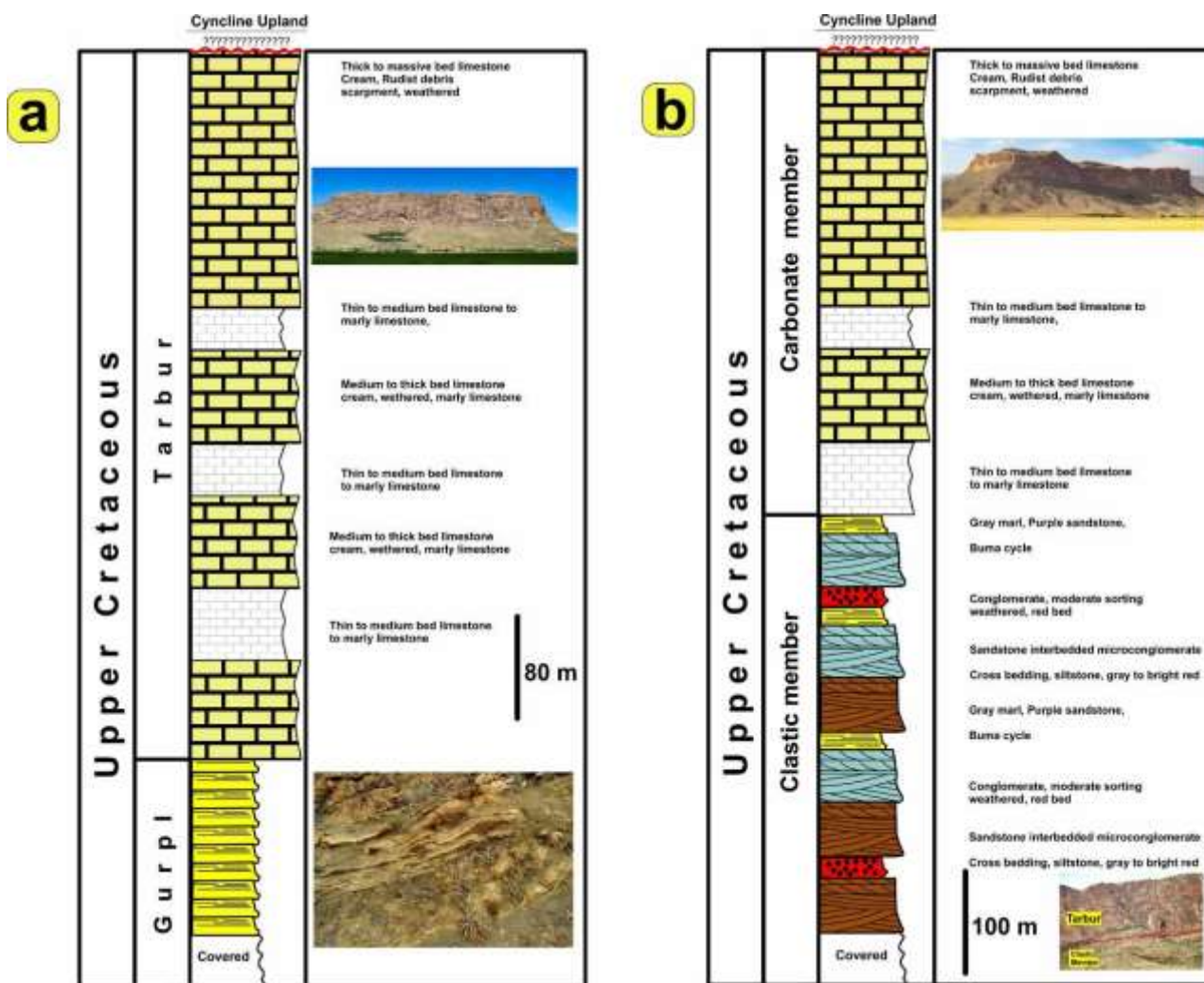
## ۲- موقعیت جغرافیایی و سنگ‌چینه‌ای برش‌های مورد مطالعه

### ۲-۱- برش کوه شهرک

برش مورد مطالعه منطقه در جنوب غربی ایران در نزدیکی شیراز در منطقه فارس داخلی قرار دارد. ناودیس برافراشته کوه شهرک با ابعاد حدودی ۶ کیلومتر طول و ۲ کیلومتر عرض با مختصات ۳۰ درجه و ۱۱ دقیقه و ۲۰ ثانیه عرض شمالی و ۵۲ درجه و ۳۰ دقیقه و ۲۹ ثانیه طول شرقی در کنار روستای شهرک بخش ابرج شهرستان مرودشت استان فارس قرار دارد. مرز زیرین برش مورد مطالعه با سازند گورپی تقریباً پوشیده و مرز بالایی آن به صورت فرسایشی در قله ناودیس برافراشته قرار می‌گیرد. برش مورد مطالعه به طور کلی بر روی شیل و مارن‌های (سازند گورپی)

شامل تناوب کنگلومرا، ماسه‌سنگ و شیل به ضخامت حدود ۴۰۰ متر و بخش بالایی کربناته به صورت چهره‌ساز و پرتگاه به ارتفاع حدود ۳۹۵ متر تشکیل شده است (شکل ۱). ستون چینه‌شناسی برش کوه قلعه در شکل شماره ۲ (b) آمده است.

شرقی در کنار روستای میان قلعه بخش رامجرد شهرستان مرودشت استان فارس قرار دارد. مرز زیرین برش مورد مطالعه با سازند گورپی پوشیده و مرز بالایی آن به صورت فرسایشی در قله ناودیس برافراشته قرار می‌گیرد. برش مورد مطالعه به طور کلی شامل ۲ بخش آواری در پایین



شکل ۲. (a) ستون چینه‌شناسی برش کوه شهرک و (b) ستون چینه‌شناسی برش کوه قلعه

شده است. جهت مطالعه پتروگرافیکی ریزرخساره‌ها از میکروسکوپ پلاریزان استفاده شده است. طبقه‌بندی و نام‌گذاری سنگ‌ها براساس طبقه‌بندی دانه‌ام (۱۹۶۲) صورت گرفته است. بررسی و تحلیل ریزرخساره‌ها و تفسیر محیط‌های رسوبگذاری براساس رخصاره‌های استاندارد فولگل (۲۰۱۰) و مدل ویلسون (۱۹۷۵) مستند شده‌اند. جهت مطالعات چینه‌نگاری سکansı و ارائه چهارچوب مرزهای سکansı و سطوح حداکثر غرقایی بر اساس الگوی تغییرات رخصاره‌ای و نیز تعیین سطوح ناپیوستگی معین

### ۳- مواد و روش‌ها

به منظور بررسی رخصاره‌های میکروسکوپی، محیط رسوبی، فرایندهای دیاژنتیکی و چینه‌نگاری سکansı نهشته‌های کرتاسه بالایی در منطقه شیراز تعداد دو برش چینه‌شناسی (کوه شهرک و کوه قلعه) انتخاب و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. در این مطالعه برای تعیین رخصاره‌های میکروسکوپی، تشخیص محیط رسوبگذاری و تفکیک سکانس‌های رسوبی از تعداد ۲۵۰ برش نازک تهیه شده از نمونه‌های برداشته از برش‌های مورد نظر استفاده

همراه با معادل کمر بند رخساره‌ای فلوگل (۲۰۱۰) و زیرمحیط رسوبی آمده است. در مطالعه رخساره‌های میکروسکوپی از منابعی نظیر باخمناشکال ریزرخساره‌های میکروسکوپی شناسایی شده در برش‌های مورد مطالعه در شکل ۳ آمده است.

#### تفسیر رخساره‌های میکروسکوپی و محیط رسوبی

جهت ارزیابی محیط رسوبی رسوبات کرتاسه بالایی در منطقه مورد مطالعه ابتدا از روش سلی (۱۹۷۸) و قانون والتر الگوی برهم نهش ریزرخساره‌ها مشخص و مجموعه‌های رخساره‌ای تعیین شدند، سپس با مقایسه خصوصیات ریزرخساره‌ها با کمر بندهای رخساره‌ای استاندارد نظیر ویلسون (۱۹۷۵) و فلوگل (۲۰۱۰) مدل رسوبی پیشنهادی برش مورد مطالعه پیشنهاد گردید. رخساره‌های شناسایی شده در برش مورد مطالعه در چهار کمر بند پهنه جزرومدی، سد ریفی- ماسه‌ای، لاگون و دریای باز در یک پلاتفرم شلف لبه‌دار نهشته شده‌اند. لازم به ذکر است که عمده رخساره‌های کربناته سازند تارپور مربوط به کمر بندهای لاگون، سد ریفی- ماسه‌ای و دریای باز است که در این میان سهم رخساره‌های سدی- ریفی از همه بیشتر است (شکل ۴).

#### A کمر بند رخساره‌ای دریای باز<sup>۱</sup>:

**A1:** یکستون بیوکلاستی اربیتوئیدس و رودیست‌دار<sup>۲</sup>: بافت این ریزرخساره گل‌پشتیان و درصد روزنداران بنتونیک از جمله اربیتوئیدس و خرده‌های رودیست بین ۵۰ تا ۸۰ درصد متغییر است. به صورت کلی دانه‌های آلوکم این ریزرخساره از کمیت بالاتری نسبت به ارتوکم‌ها هستند. این ریزرخساره در صحرا به صورت سنگ‌آهک متوسط تا ضخیم لایه مشاهده می‌شود. عدم وجود روزنداران پلانکتونیک، گسترش زیاد خرده‌های رودیستی و فراوانی روزنداران بنتونیک از ویژگی‌های اصلی این ریزرخساره است. دانه‌های اسکلتی بیشتر شامل بیوکلاست‌های مشتق شده از اکتینوئیدها و پوسته دو کفه‌ای‌ها و روزنداران پلانکتونیک است. وجود مقادیر بالای میکرایت و نبود فونای کم‌عمق نشان از رسوب‌گذاری این ریزرخساره در شرایط هیدرودینامیکی آرام و آب‌های عمیق با شوری طبیعی در شلف میانی نزدیک به سد دارد

شدند. بسته به محل جایگیری و نوع الگوی پاراسکانس‌ها، هر سکانس رسوبی به سه سیستم تراکت یا بسته رسوبی وابسته به منحنی تغییرات آب دریا تقسیم‌بندی می‌شود. به‌طور کلی پژوهشگران مختلف از جمله (امری و مایرز، ۲۰۰۶؛ ویل و همکاران، ۱۹۹۸؛ کاتونینو، ۲۰۰۶؛ کاتونینو و همکاران، ۲۰۱۱) با توجه به معیارهای مختلف سیستم تراکت‌های مختلفی از جمله LST (Lowstand Systems Tract)، TST (Transgressive Systems Tract)، FSST (Falling Stage Systems Tract) را ارائه کردند که در این پژوهش از این طبقه‌بندی استفاده شده است. جهت تعیین مرزهای سکانسی و سطوح حداکثر غرقابی از تلفیق شواهد لازم به ذکر است که برخی سیستم تراکت‌ها از جمله سیستم تراکت تراز پایین LST و سیستم تراکت مرحله افت FSST در همه بخش‌های حوضه رسوبی پدیدار نمی‌شوند (لاسمی، ۱۳۷۹)؛ بنابراین ممکن است که هر سکانس تنها دربرگیرنده دسته رخساره‌های سیستم تراکت تراز پیشرونده و تراز بالا باشد.

#### ۴- پتروگرافی

##### ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی

در بررسی‌های پتروگرافیکی مقاطع مورد مطالعه، طیف وسیعی از ریزرخساره‌های کربناته و آواری شناسایی گردید. برای تفکیک و شناسایی آن‌ها از مواردی نظیر نوع اجزاء تشکیل‌دهنده سنگ‌های کربناته اعم از ارتوکم، آلوکم، نوع دانه‌های اسکلتی و غیراسکلتی، اندازه دانه و درصد فراوانی آن‌ها استفاده شده است. بیشترین دانه‌های اسکلتی مشاهده شده در رخساره‌های میکروسکوپی از خانواده اربیتوئیدیده، خرده‌های رودیست و جلبک‌ها هستند. اینتراکلت و پلت عمده دانه‌های غیراسکلتی رخساره‌های میکروسکوپی مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند. ریزرخساره‌های شناسایی شده در هر دو برش تقریباً مشابهت دارند، به جز اینکه در برش کوه شهرک سازند گورپی با رخساره شیل و مارن رخنمون داشته در حالی که در برش کوه قلعه شیل و مارن‌های سازند گورپی پوشیده است. همچنین در برش کوه قلعه رخساره‌های کربناته- آواری رخنمون بیشتری نسبت به برش کوه شهرک دارند. در جدول ۱ ریزرخساره‌ها و لیتوفاسیس‌های شناسایی شده

<sup>2</sup> Rudist Orbitoid bioclast packstone

<sup>1</sup> Open Marine

خرده‌های رودیست در اندازه‌های متفاوت در این ریزرخساره مشاهده می‌شود. این ریزرخساره معادل ریزرخساره استاندارد شماره RMF9 فلوگل (۲۰۱۰) و ریزرخساره استاندارد شماره SMF4 ویلسون (۱۹۷۵) است. ریزرخساره A2 در کمربند رخساره‌های FZ4 و FZ3<sup>۴</sup> ویلسون (۱۹۷۵) می‌تواند نهشته شود (شکل C۳).

(ویلسون، ۱۹۷۵؛ فلوگل، ۲۰۱۰؛ کاروزی، ۱۹۸۹) (شکل‌های a۳ و b۳).

**A2:** پکستون بیوکلاستی رودیست‌دار<sup>۳</sup>: اجزای اصلی این ریزرخساره شامل خرده‌های رودیست و اندکی اکینودرم است. فابریک این رخساره دانه‌پشتیبان و مشابه ریزرخساره A1 درصد دانه‌های آلوکم از ارتوکم بالاتر است.

جدول ۱. رخساره‌های میکروسکوپی شناسایی شده در برش‌های مورد مطالعه به همراه رخساره‌های استاندارد، کمربندهای رخساره‌ای و محیط رسوبگذاری

کد	ریزرخساره	رخساره استاندارد ویلسون (۱۹۷۵) فلوگل (۲۰۱۰)	کمربند رخساره‌ای ویلسون (۱۹۷۵) فلوگل (۲۰۱۰)	کمربند محیط رسوبی	زیر محیط رسوبی	محیط رسوبی
A1	پکستون بیوکلاستی اربیتوئیدس و رودیست‌دار	RMF7, SMF4	FZ3, FZ4	دریای باز	شلف باز	شلف لیدار
A2	پکستون بیوکلاستی رودیست‌دار	RMF9, SMF11	FZ1, FZ2, FZ3			
B1	گرینستون بیوکلاستی اربیتوئیدس‌دار	RMF26, SMF11	FZ6	مید ریفی ماسه‌ای	شلف میانی	
B2	گرینستون بیوکلاستی اینتراکلت‌دار	RMF14, SMF13	FZ6			
B3	رودیست باندستون	RMF28, SMF6	FZ6			
B4	پکستون-گرینستون بیوکلاستی ماسه‌ای (رخساره مخلوط آوری-کربناته)	RMF28, SMF13	FZ6	لاگون	شلف داخلی	
C1	وکستون بیوکلاستی بنتونیک	RMF20, SMF11	FZ7, FZ7, FZ8			
C2	پکستون بیوکلاستی رودیست و میلیولیددار	RMF18, SMF8	FZ7, FZ7, FZ8			
C3	پکستون بیوکلاستی اربیتوئیدس و میلیولیددار	RMF18, SMF8	FZ7, FZ7, FZ8	کشنده پهنه		
D1	استروماتولیت باندستون	RMF 22, SMF20	FZ9			
D2	مادستون یا فابریک فنسترال	RMF 25, SMF21	FZ9			

و ریزرخساره A2 در قسمت کم عمق تر جلوی سد تشکیل شده است.

### B کمربند رخساره‌ای سدی/شول<sup>۱</sup>

**B1** گرینستون بیوکلاستی اربیتوئیدس‌دار<sup>۲</sup>: در این رخساره بیش از ۵۰ درصد دانه‌های اسکلتی از جمله جنس اربیتوئیدس به همراه خرده‌های رودیست در زمینه‌ای از سیمان اسپارایتی مشاهده می‌شود. اندازه دانه‌های اسکلتی بین ۰/۲ تا نیم میلی‌متر متغیر است. این رخساره در محیط سد ریفی-ماسه‌ای در یک محیط رسوبی با انرژی متوسط تا بالا رسوبگذاری شده است. در این رخساره و رخساره‌های مشابه گونه‌های شاخصی از خانواده اربیتوئیدس از جمله

### تفسیر رخساره‌های کمربند رخساره‌ای دریای باز

به طور کلی پوسته‌های کشیده و عدسی شکل نظیر خانواده اربیتوئیدس در رخساره‌ها نشانگر رسوبگذاری در مناطق دریای باز نزدیک ریف است. خرده‌های رودیست عمدتاً نشانه فرسایش و تخریب ریف‌های رودیستی در منطقه شیب‌دار دریای باز است. به طور کلی صدف‌های روزندارانی نظیر اربیتوئیدس، رودیست و اکینودرم در ریزرخساره‌های گروه دریای باز از مجموعه روزنداران با شوری نرمال محسوب می‌شوند. وجود گل آهکی میکرایت در بین دانه‌ها نشان از رسوبگذاری در زیر خط اثر امواج و در شرایط تقریباً آرام است. رخساره A1 به دلیل دارا بودن فابریک گل پشتیبان در قسمت عمیق تر جلو سد در منطقه دریای باز

<sup>1</sup> Bar/Shoal

<sup>2</sup> Orbitoies bioclast grainstone

<sup>3</sup> Rudist bioclast packstone

<sup>4</sup> Facies Belt Zone

پکستون-گرینستون بیوکلاستی ماسه‌ای است. این رخساره معادل رخساره استاندارد شماره ۱۳ (ویلسون، ۱۹۷۵) و رخساره استاندارد شماره ۲۶ (فلوگل، ۲۰۱۰) است که در بخش پشته‌های ریفی-سدی در کمربند شماره ۶ (FZ6) ویلسون (۱۹۷۵) رسوبگذاری شده است. این ریزرخساره در محدوده کمربند سدهای ماسه‌ای تشکیل می‌شود. (شکل ۵۶). این رخساره به رنگ هوازده قهوه‌ای و رنگ تازه خاکستری که به تناوب درشت‌دانه با طبقات و لامیناسیون‌های مورب با زاویه کم، جورشدگی خوب و نازک‌لایه تا متوسط لایه؛ ریزدانه تا متوسط دانه، طبقات مورب با زاویه کم، جورشدگی بسیار خوب و صدف-های شکسته فراوان؛ ریزدانه دارای لامیناسیون مسطح که با لایه‌های شیلی متداخل است و بهم‌ریختگی زیستی و آثار فسیلی را نشان می‌دهد؛ شیل (همراه با سیلت‌سنگ) و مارن که در تناوب و متداخل با لایه‌های ماسه‌سنگی ریزدانه و با لامیناسیون مسطح قرار دارند (و با توجه به ماهیت فرسایش‌پذیری آن‌ها معمولاً پوشیده شده‌اند)، عمدتاً دارای رنگ سبز متمایل به خاکستری و گاهی زرد لیمویی هستند که معمولاً توده‌ای و بدون ساختمان ویژه می‌باشند؛ در این قسمت بهم‌ریختگی طبقات نیز دیده می‌شود. یک لایه آهک مارنی در حدود یک سوم بخش پایینی وجود دارد. بررسی میکروسکوپی ماسه‌سنگ‌ها آن‌ها را چرت‌آرنایت با سیمان کلسیتی نشان می‌دهد که دارای قطعات شکسته براکیوپود، استراکود، خارپوست، شکم پایان، دوکفه‌ای و نیز رادیولر، سوزن اسفنج، جلبک و پلت است. این رخساره در بخش پایینی برش کوه قلعه رخنمون دارد (شکل‌های ۳j و ۳k).

#### تفسیر کمربند رخساره‌ای سد ریفی-ماسه‌ای سدی/شول<sup>۶</sup>

در این کمربند به علت میزان انرژی متوسط تا بالا معمولاً شستشوی رسوبات انجام شده و نئومورفیسم به صورت تبدیل میکرایت به اسپارایت اتفاق می‌افتد. نبود گل آهکی و اندازه بزرگ آلوکم‌های اسکلتی از جمله قطعات و خرده‌های اسکلتی بخصوص خرده‌های رودیست و بیوکلاست‌هایی از جنس‌هایی نظیر اربیتوئیدس، امفالوسیکلوس و میلیولید (رخساره B1)، حضور دانه‌های

گونه *Orbitoiedes apiculata*, *Orbitoiedes media* و *Orbitoiedes triangularis* مشاهده می‌شود (شکل ۱۳). **B2** گرینستون بیوکلاستی اینتراکلاست‌دار<sup>۳</sup>: این ریزرخساره شباهت زیادی به رخساره B2 داشته ولی حاوی دانه‌های غیراسکلتی شاخصی نظیر اینتراکلاست در حدود ۲۰ درصد است. اندازه دانه‌های اینتراکلاست بین ۰/۲ تا ۱/۵ میلی‌متر متغیر است. وجود بافت گرینستونی و سیمان اسپارایتی در این ریزرخساره نشان دهنده رسوب‌گذاری در یک محیط پرانرژی است. این ریزرخساره معادل ریزرخساره استاندارد شماره RMF11 فلوگل (۲۰۱۰) و ریزرخساره استاندارد شماره SMF18 ویلسون (۱۹۷۵) است. رخساره B4 در کمربند رخساره‌ای شماره FZ6 ویلسون (۱۹۷۵) رسوب‌گذاری شده است (شکل‌های ۳d، ۳e و ۳f).

**B3** رودیست باندستون<sup>۴</sup>: این ریزرخساره به طور کلی از قطعات رودیست، معادل باندستون در ریف‌های کومه‌ای در زیر محیط شول رسوبگذاری شده است. ریزرخساره B5 معادل ریزرخساره استاندارد شماره RMF12 فلوگل (۲۰۱۰) و ریزرخساره استاندارد شماره SMF7 ویلسون (۱۹۷۵) است. این رخساره در کمربند رخساره‌ای شماره FZ6 ویلسون (۱۹۷۵) رسوب‌گذاری شده است (شکل‌های ۳g و ۳h).

**B4** پکستون-گرینستون بیوکلاستی ماسه‌ای (رخساره مخلوط آواری-کربناته)<sup>۵</sup>: دانه‌های تشکیل دهنده اصلی از جنس چرت و خرده‌سنگ‌های رسوبی که به همراه دانه‌های چرت رادیولر نیز مشاهده می‌شود. در این رخساره حدود ۱۰ درصد اینتراکلاست، ۲۰ درصد خرده‌های فسیل از دوکفه‌ای‌ها و رودیست‌ها با جورشدگی ضعیف و حدود ۱۵ درصد خرده‌سنگ‌های رسوبی مشاهده می‌شود. این رخساره در منطقه پرانرژی سدهای ریفی ماسه‌ای تشکیل شده است. این رخساره در بخش پایینی برش کوه قلعه رخنمون دارد. این ریزرخساره از حدود ۶۰ درصد دانه‌های آواری از جنس کوارتز و خرده‌سنگ در یک زمینه آهکی دانه‌ریز تشکیل شده است. جورشدگی دانه‌ها متوسط و در برخی نمونه‌ها قطعاتی از خرده‌های اسکلتی نظیر خرده‌های جلبک نیز مشاهده می‌شود. از لحاظ بافت این رخساره مخلوط کربناته-آواری معادل ریزرخساره کربناته

<sup>5</sup> Sandy bioclast grainstone, siliciclastic-carbonate facies

<sup>6</sup> Sand Bar/Reef

<sup>3</sup> Intraclast bioclast grainstone

<sup>4</sup> Rudist boundstone

می‌شود که درصد آن بین ۱۵ تا ۷۵ درصد متغیر است. فابریک مخرب در پدیده دولومیتی شدن باعث تخریب و محو ظاهر آلوکم‌ها شده است و تشخیص نوع آلوکم و محیط رسوبی آن را مشکل می‌سازد. فرایند دیاژنتیکی نئومورفیسم به خوبی در نمونه مشهود است به طوری که سیمان اسپاریتی جایگزین صدف فسیل‌ها شده است. همچنین در برخی نمونه‌های مشابه در اطراف خرده‌های اکینودرم رشد سیمان سین‌تکسیال مشاهده می‌شود. زاویه‌دار بودن بعضی از اینتراکلیست‌ها نشان‌دهنده جابجایی کم و انرژی پایین محیط تشکیل است ریزرخساره C1 معادل ریزرخساره استاندارد شماره RMF18 فلوگل (۲۰۱۰) و ریزرخساره استاندارد شماره SMF8 ویلسون (۱۹۷۵) است. این رخساره در کمر بند رخساره‌ای شماره FZ7 و FZ8 ویلسون (۱۹۷۵) رسوب‌گذاری شده است (شکل‌های ۱۳ و ۱۴).

**C2: پکستون بیوکلاستی رودیست و میلیولیددار<sup>۹</sup>:** این ریزرخساره از بیش از ۵۰ درصد دانه‌های اسکلتی از خرده‌های رودیست و خانواده میلیولیده در یک زمینه دانه پشتیبان تشکیل شده است. حضور خرده‌های اسکلتی نظیر خانواده میلیولیده و خرده‌های رودیست‌ها نشان از فونای خاص محیط لاگون نزدیک به سد دارد. ریزرخساره C3 معادل ریزرخساره استاندارد شماره RMF18 فلوگل (۲۰۱۰) و ریزرخساره استاندارد شماره SMF8 ویلسون (۱۹۷۵) است. این رخساره در کمر بند رخساره‌ای شماره FZ7 و FZ8 ویلسون (۱۹۷۵) رسوب‌گذاری شده است (شکل ۱۴).

**C3: پکستون بیوکلاستی اربیتوئیدس و میلیولیددار<sup>۹</sup>:** این ریزرخساره از بیش از ۵۰ درصد دانه‌های اسکلتی از خانواده اربیتوئیدس و خانواده میلیولیده در یک زمینه دانه پشتیبان تشکیل شده است. حضور خرده‌های اسکلتی نظیر خانواده اربیتوئیدس و میلیولیده نشان از فونای خاص محیط لاگون نزدیک به سد دارد. ریزرخساره C4 معادل ریزرخساره استاندارد شماره RMF18 فلوگل (۲۰۱۰) و ریزرخساره استاندارد شماره SMF8 ویلسون (۱۹۷۵) است. این رخساره در کمر بند رخساره‌ای شماره FZ7 و FZ8 ویلسون (۱۹۷۵) رسوب‌گذاری شده است (شکل ۱۵).

اینتراکلیست (رخساره B2)، تشکیل کامل از خرده‌های رودیست (رخساره B3)، مخلوط رخساره‌های آواری و کربناته با یکدیگر (رخساره B4) نشان از رسوب‌گذاری در منطقه با انرژی بالا و کمر بند رخساره‌ای سدی ریفی است. ریزرخساره‌های این کمر بند شامل گرینستون‌های آلوکم‌دار با جورشدگی خوب در اندازه ماسه متوسط تا درشت تشکیل شده‌اند. عمده آلوکم‌های اسکلتی این گروه روزندارانی از خانواده اربیتوئیدس هستند. به طور کلی رخساره‌های تشکیل دهنده سدهای ریفی-ماسه‌ای می‌توانند بخش‌های از شلف میانی را از دریای باز جدا کنند. رخساره‌های رسوب کرده در این کمر بند بالای سطح پایه امواج و در بخش وسیعی از سلف میانی با انرژی متوسط تا بالا رسوب می‌کنند (ساندرز و پونز، ۱۹۹۹). یکی از معیارهای کنترل کننده ساختارهای ریفی شلف‌های لبه‌دار هستند جایی که ساختارهای ریفی در یک کمر بند باریک در حاشیه حوضه گسترش می‌یابند. (سدونی، ۲۰۰۵). اسکلت رودیست‌ها در حاشیه شلف، توده‌های بزرگی از ماسه‌های بیوکلاستی رودیستی را ایجاد می‌کنند که در برش‌های مورد مطالعه به وفور یافت می‌شوند. تجمع صدف رودیست‌ها به دو صورت اولیه و درجا و بعضاً به صورت تجمع هیدرولیکی در بخش جلوی ریف به صورت واریزه حمل شده در بالای قاعده سطح اثر امواج در مواقع توفانی شکل می‌گیرند (روس و اسکلتون، ۱۹۹۳). حمل مجدد بایوسروم‌ها توسط امواج توفانی همراه با فرسایش زیستی موجب تشکیل سنگ‌آهک‌های زیست آواری می‌شود.

### ریزرخساره‌های کمر بند رخساره‌ای لاگون C

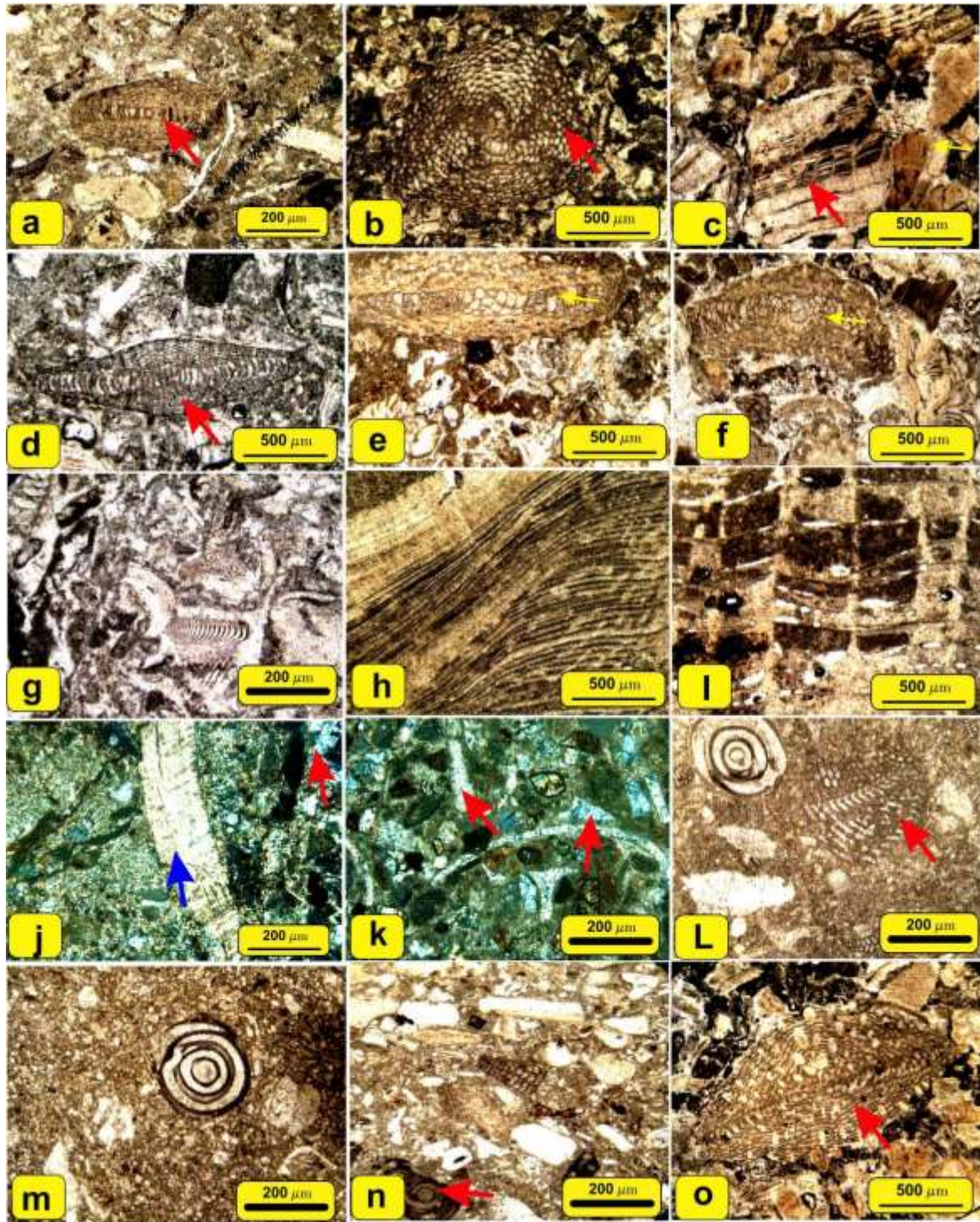
**C1: وکستون بیوکلاستی بنتونیک<sup>۷</sup>:** در این ریزرخساره حدود ۳۵ درصد دانه‌های آلوکم از خانواده اربیتوئیدس و میلیولیده مشاهده می‌شود که در زیر رخساره‌های مشابه میزان کمی و کیفی میکروفسیل‌ها متغیر است. به همراه آلوکم‌های ذکر شده درصد کمی پلت و بعضاً اینتراکلیست به همراه خرده‌های رودیست در زمینه‌ای میکریتی شناور هستند. وجود آلوکم‌های ذکر شده و زمینه میکریتی دلالت بر رسوب‌گذاری این دسته رخساره‌ها در محیط نسبتاً آرام پشت سد یا لاگون دارد (فلوگل، ۲۰۱۰). در برخی نمونه‌های مشابه پدیده دیاژنتیکی دولومیتی شدن مشاهده

<sup>9</sup> Orbitoid, Miliolid bioclast packstone

<sup>7</sup> Benthonic bioclast foraminifera wackestone

<sup>8</sup> Miliolid, rudist bioclast packstone





شکل ۳. (a) پکستون بیوکلاستی اربیتوییدس و رودیست‌دار، برش محوری *Orbitoieded media*، مقطع شماره ۱۰۱، برش کوه قلعه، (b) پکستون بیوکلاستی اربیتوییدس و رودیست‌دار، برش محوری *Orbitoieded Triangularis*، مقطع شماره ۷۰، برش کوه قلعه، (c) پکستون بیوکلاستی رودیست‌دار، مقطع شماره ۱۰۰، برش کوه شهرک، (d, e, f) گرینستون بیوکلاستی اربیتوییدس‌دار، مقاطع شماره ۱۱۰، ۱۱۴ و ۱۲۰، برش کوه شهرک (g) گرینستون بیوکلاستی اینتراکلاست‌دار، مقطع شماره ۶۹، برش کوه قلعه، (h, i) رودیست باندستون، مقاطع شماره ۹۸ و ۱۰۱، برش کوه شهرک (j, k) پکستون-گرینستون بیوکلاستی ماسه‌ای (رخساره مخلوط آواری-کربناته)، مقاطع شماره ۴۵ و ۵۲، برش کوه قلعه، فلش قرمز: دانه‌های چرت، فلش آبی: دانه‌های کربناته (خرده رودیست)، (L, m) و کستون بیوکلاستی بنتونیک، مقاطع شماره ۱۱۱ و ۱۲۷، برش کوه قلعه، (n) پکستون بیوکلاستی رودیست و میلیولیدار، مقطع شماره ۹۰، برش کوه شهرک، (o) پکستون بیوکلاستی اربیتوییدس و میلیولیدار، مقطع شماره ۱۰۰، برش کوه شهرک.

به رنگ‌های سبز تا نارنجی مشاهده می‌شوند. قطر متوسط دانه‌ها در اندازه پیل تا قلوه‌سنگ متغیر است. بافت این رخساره از نوع پاراکنگلومرا پلی‌میکتیک گزارش می‌شود. (شکل‌های a۴، b۴، c۴ و d۴).

**L2: لیتوفاسیس ماسه‌سنگ قرمز:** این لیتوفاسیس به رنگ خاکستری و رنگ هوازده قرمز متمایل به قهوه‌ای در بخش آواری (پایین) برش کوه قلعه در تناوب با شیل و مارن‌های فرسایش‌پذیر مشاهده می‌شود. از ساختمان رسوبی مهم مشاهده شده می‌توان به لامیناسیون و لامیناسیون مورب با زاویه کم اشاره کرد. این رخساره حاوی مقادیری بالایی از صدف‌های شکسته پلیسیپود، براکیوپود و جلبک‌ها است. سیمان این رخساره کلسیتی و مناسب‌ترین نام برای این رخساره چرت ارنایت است. از فرایندهای دیاژنتیکی مهم در این رخساره به آغشتگی دانه‌ها به پوشش هماتیتمی می‌توان اشاره کرد. به طور کلی ماسه‌سنگ‌ها در بخش‌هایی از رخنمون کوه قلعه به همراه کنگلومرا و شیل‌های سیلتی که حاکی از رسوبگذاری در محیط دور از ساحل<sup>۵</sup> است رسوبگذاری می‌شوند. مرز زیرین آن‌ها SWB و مرز بالایی آن‌ها FWWB است. رنگ قرمز رخساره‌های ماسه‌ای ناشی از محیط اکسیدان منطقه ساحلی است (شکل‌های c۴ و f۴).

**L3: لیتوفاسیس مارن قرمز:** این رخساره در روی زمین به صورت مارن‌های قرمز رنگ مشاهده می‌شود. ضخامت متوسط این رخساره در طول برش کوه قلعه متفاوت و بین ۱۰ تا ۳۰ متر متغیر است. رنگ قرمز این رخساره ناشی از وجود اکسید آهن فریک رسوب‌گذاری شده در محیط اکسیدان است (چوکت، ۱۹۶۸). مارن قرمز در بخش پایینی برش کوه قلعه به سمت بالا به ماسه‌سنگ و شیل‌های سیلتی تغییر رخساره می‌دهد (شکل d۴).

#### ۵- محیط رسوبی

با مطالعه برش نازک میکروسکوپی و تعیین ریزرخساره‌ها و ارتباط عمودی آن‌ها، مدل رسوبی سازند تاربور براساس تغییرات نسبی آب دریا بر اساس زمان و مفاهیم چینه‌نگاری سکانشی در منطقه مورد مطالعه بر اساس مدل و روش‌های ویلسون (۱۹۷۵) و فلوگل (۲۰۱۰) یک پلاتفرم کربناته از نوع شلف لبه‌دار است. ریزرخساره‌های

#### تفسیر رخساره‌های کمر بند رخساره‌های لاگون با چرخش آب محدود<sup>۱</sup>

لاگون و حوضچه‌های جدا افتاده از دریا (توسط سد ریفی/ماسه‌ای) معمولاً دارای چرخش آب محدود و آب شور هستند. شوری و میزان اکسیژن در این محیط متغیر و رسوبات تشکیل شده در این منطقه عمدتاً کربناته است (ویلسون، ۱۹۷۵). ریزرخساره‌های این گروه عمدتاً وکستون و پکستون به همراه روزنداران بنتیک دارای دیواره بدون منفذ هستند. وجود آلوکم اسکلتی نظیر خانواده میلیولیده و اربیتوئیدیده و آلوکم‌های غیراسکلتی نظیر اینتراکلت و پلت نشانگر رسوب‌گذاری در یک محیط آرام پشت سد/شول است. ریزرخساره‌های C1 (وکستون روزندار بیوکلاستی بنتیک)، C2 (پکستون بیوکلاستی میلیولید و جلبک‌دار)، C3 (پکستون بیوکلاستی رودیست و میلیولیددار)، C4 (پکستون بیوکلاستی اربیتوئیدس و میلیولیددار) و رخساره دولومیت ثانویه مربوط به محیط لاگون مشاهده می‌شوند (مغفوری‌مقدم، ۲۰۱۰؛ ویلسون، ۱۹۷۵؛ فلوگل، ۲۰۱۰). در ریزرخساره‌های دولومیتی شده، با وجود اینکه بافت اولیه در اثر فرآیند دولومیتی شدن تقریباً از بین رفته ولی اثرهای به جا مانده از بافت اولیه و نوع و فراوانی آلوکم یافت شده از قبیل فسیل میلیولیده، پلت و اینتراکلت گواه بر این است که این رخساره در یک محیط کم‌ژرفای لاگونی به سمت ساحل نهشته شده است.

#### رخساره‌های آواری<sup>۲</sup>

از شواهد اصلی رخساره‌های خشکی رنگ قرمز ناشی از محیط اکسیدان است. در منطقه مورد مطالعه بخصوص در بخش آواری برش کوه قلعه تناوبی از سنگ‌های رسوبی سیلیسی آواری شامل کنگلومرا، میکروکنگلومرا، ماسه‌سنگ قرمز، ماسه‌سنگ هیبرید و شیل و مارن‌های قرمز رنگ مشاهده می‌شود.

**L1: لیتوفاسیس کنگلومرا/میکروکنگلومرا:** این لیتوفاسیس به صورت بین لایه‌ای در بخش پایینی برش کوه قلعه به صورت توالی بوما و بعضاً ناقص مشاهده می‌شود. رنگ آن قرمز و دانه‌های تشکیل دهنده آن عمدتاً چرت و خرده‌سنگ اهکی است. گردشگی دانه‌ها در حد متوسط تا خوب است. دانه‌های چرت در این لیتوفاسیس

<sup>4</sup> Sandstone lithofacies

<sup>5</sup> Offshore Transition

<sup>6</sup> Red Marl lithofacies

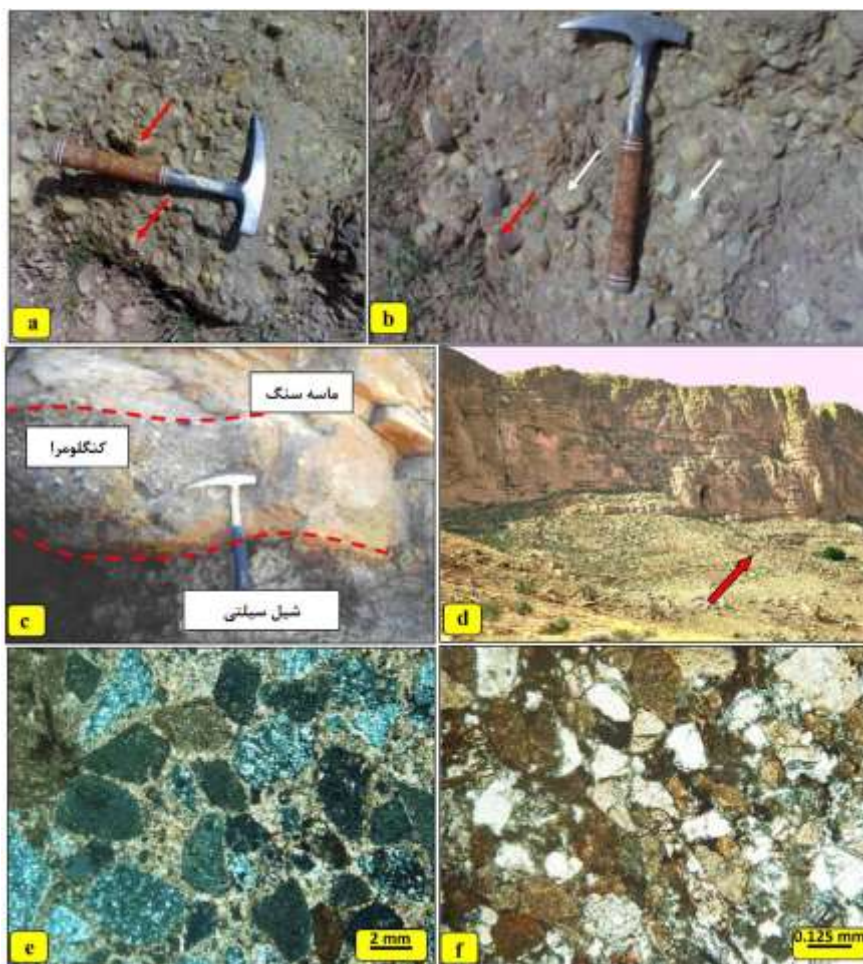
<sup>1</sup> Lagoon

<sup>2</sup> Siliciclastic facies, Lithofacies

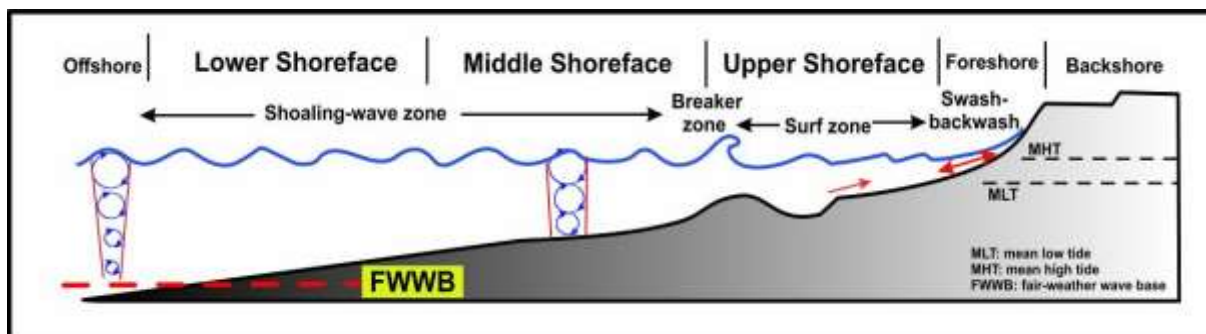
<sup>3</sup> Conglomerate/Microconglomerate lithofacies

کشندی نهشته شده است. در شکل ۵ ب نمای کلی از مدل رسوبگذاری سازند تارپور در منطقه مورد مطالعه نشان داده شده است. در شکل ۵ الف مدل رسوبگذاری پیشنهادی رخساره‌های آواری ساحلی در منطقه مورد مطالعه آمده است.

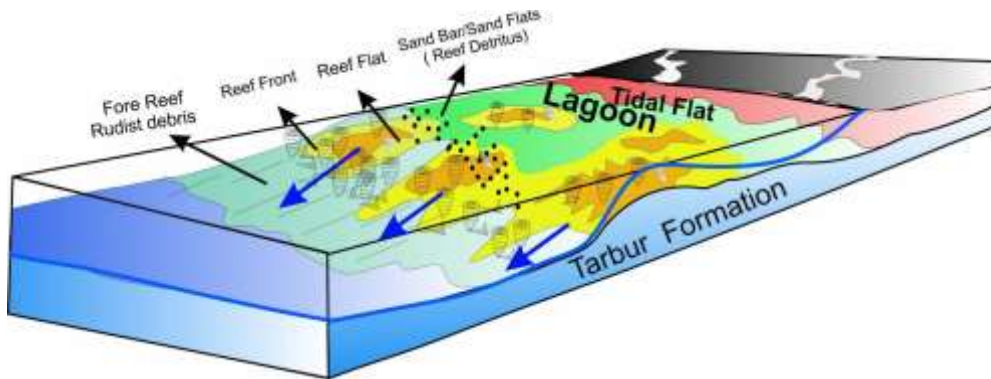
شناسایی شده سازند مورد مطالعه عمدتاً در زیر محیط‌های لاگون و کمربند سد ریفی/ماسه‌ای نهشته شده‌اند. به طور کلی در بازه زمانی کامپانین - ماستریشتین بخش کریناته سازند تارپور در یک شلف لبه‌دار در چهار کمربند رخساره‌های دریای باز، سد ریفی/ماسه‌ای، لاگون و پهنه



شکل ۴. تصاویر صحرایی رخساره‌های آواری (لیتوفاسیس‌ها) در برش‌های مورد مطالعه، (a و b) کنگلومرای پلی‌میکتیک، فلش قرمز خرده‌سنگ سیلیسی (چرت)، فلش سفید خرده‌سنگ آهکی، (c) تناوب شیل سیلتی، میکروکنگلومرا و ماسه‌سنگ، بخش آواری کوه قلعه، (d) مارن‌های قرمز رنگ بخش آواری کوه قلعه، (e) مقطع میکروسکوپی میکروکنگلومرا با دانه‌های چرت و آهک، بخش آواری کوه قلعه، (f) مقطع میکروسکوپی ماسه سنگ‌های لیتارنیتی (هیبرید ارنایت).



شکل ۵. الف) مدل رسوبی کلی پیشنهادی برای بخش آواری رسوبات مورد مطالعه



شکل ۵. ب) مدل رسوبی کلی پیشنهادی برای بخش کربناته رسوبات مورد مطالعه (سازند تاربور)

شکل می‌گیرند (روس و اسکلتون، ۱۹۹۳). حمل مجدد بایوستروم‌ها توسط امواج توفانی همراه با فرسایش زیستی موجب تشکیل سنگ‌آهک‌های زیست آواری می‌شود. در حالت کلی مهم‌ترین عامل در پیکربندی مجموعه‌های رودیستی انرژی است (وزیری مقدم و همکاران، ۱۳۹۲؛ اسکلتون، ۱۹۹۱). بخش قابل توجهی از رسوبات مورد مطالعه در دو برش کوه قلعه و برش کوه شهرک از رخساره‌های مخلوط آواری-کربناته با بافت پکستون-گرینستون بیوکلاستی ماسه‌ای تشکیل شده‌اند که بعضاً در بخش کم عمق حوضه و در حاشیه شلف تجمع حاصل کرده‌اند. در کمربند رخساره‌ای جلوی ریف بیشتر قطعات درشت رودیست‌ها به همراه مقادیر ناچیزی از فرامینیفرهای بنتونیک و بعضاً جلبک‌ها رسوب می‌کنند که به سمت نواحی عمیق‌تر دانه ریزتر می‌شوند. همچنین در بخش سدی ریف نیز تجمع بالایی از بیوکلاست‌های حاصل از تخریب ریف‌ها به صورت رخساره‌های مخلوط آواری-کربناته مشاهده می‌شوند.

در این پژوهش تکامل محیط رسوبی در بازه زمانی کامپانین- ماستریشتین بر اساس شواهد چینه‌نگاری سکانشی آمده است. جهت ارزیابی رخساره‌ها و تعیین محیط رسوبی توالی رسوبی کامپانین- ماستریشتین در منطقه شیراز (سازند تاربور) ابتدا از روش سلی (۱۹۷۸) و قانون والتر الگوی برهم‌نهی ریزرخساره‌ها مشخص و مجموعه‌های رخساره‌ای تعیین شدند، سپس با مقایسه ویژگی‌های ریزرخساره‌ها با کمربندهای رخساره‌ای استاندارد نظیر ویلسون (۱۹۷۵) و فلوگل (۲۰۱۰) مدل رسوبی پیشنهادی سازند تاربور بر اساس شواهد چینه‌نگاری سکانشی در منطقه مورد مطالعه پیشنهاد گردید. رخساره‌های سازند تاربور در منطقه مورد مطالعه

### مدل تکوینی محیط رسوبی سازند تاربور بر اساس شواهد چینه‌نگاری سکانشی

نهشته‌های کرتاسه بالایی در حوضه رسوبی زاگرس ستبرای قابل توجهی دارند. عملکرد گسل‌های همزمان با رسوبگذاری نقش اساسی در تغییرات رخساره‌ای و ضخامت واحدهای سنگی از جمله سازند تاربور داشته‌اند (علوی، ۲۰۰۷). در زمان ماستریشتین دریای کم عمقی ناحیه مورد مطالعه را در بر می‌گیرد که نتیجه آن رسوبگذاری سازند تاربور است. این سازند در ناحیه مورد مطالعه از آهک‌های ریفی و سنگ‌آهک‌های زیست آواری ماسه‌ای تشکیل شده است. رودیست‌ها از دو کفه‌ای‌های چسبیده به کف بستر رسوبی از اجزا تشکیل دهنده سازند تاربور به شمار می‌روند. این دو کفه‌ای‌ها از راسته هیپوریتیده از انتهای ژوراسیک ظاهر شده و از سازندگان اصلی ریف‌ها در کرتاسه محسوب می‌شوند (روس و اسکلتون، ۱۹۹۳). در ابتدای ماستریشتین رودیست‌ها به حداکثر گسترش رسیده و در انتهای کرتاسه منقرض شده‌اند. منبع اصلی تغذیه رودیست‌ها ذرات معلق موجود در آب مخصوصاً فیتوپلانکتون‌ها و خاص محیط‌های یوتروفیک هستند (جیلی و همکاران، ۱۹۹۵؛ ریدینگ، ۲۰۰۲). یکی از معیارهای کنترل کننده ساختارهای ریفی شلف‌های لبه‌دار هستند جایی که ساختارهای ریفی در یک کمربند باریک در حاشیه حوضه گسترش می‌یابند. (سدونی، ۲۰۰۵). اسکلت رودیست‌ها در حاشیه شلف، توده‌های بزرگی از ماسه‌های بیوکلاستی رودیستی را ایجاد می‌کنند که در برش‌های مورد مطالعه به وفور یافت می‌شوند. تجمع صدف رودیست‌ها به دو صورت اولیه و درجا و بعضاً به صورت تجمع هیدرولیکی در بخش جلوی ریف به صورت واریزه حمل شده در بالای قاعده سطح اثر امواج در مواقع توفانی

گورپی گسترش یافته و بسته رسوبی TST شکل می‌گیرد. در ادامه در زمان سکون نسبی آب دریا بسته رسوبی HST سازند تاربور به صورت کربنات‌های بیلدآپ رخمون پیدا می‌کند و در انتهای کرتاسه با پسروی سریع آب دریا و حکمفرما شدن بسته رسوبی LST/FSST رخساره‌های رودیست‌دار دوباره نهشته شده سرشار از رودیست (رخساره رودیست پکستون) در منطقه مورد مطالعه رسوب می‌کنند. (شکل‌های ۶c، ۶d و ۶e).

#### فرایندهای دیاژنتیکی شناسایی شده در منطقه مورد مطالعه

دیاژنز عبارت است از تغییراتی که در مشخصات، ویژگی‌ها و ترکیب رسوب از زمان نهشته شدن تا سنگ شدن و وارد شدن به محیط دگرگونی روی می‌دهد. رسوبات در طی زمان معمولاً در چند محیط دیاژنتیکی قرار می‌گیرند، چرخه فرارگیری آن‌ها در سیستم سنگ-سیال به طور متناوب تغییر کرده و واکنش بین سنگ و سیال به صورت تشکیل حفرات، سیمانی شدن، دولومیتی شدن و غیره مشاهده می‌شود (رحیم‌پوربناب، ۱۳۸۴). مهم‌ترین تغییرات دیاژنتیکی کلی در سنگ‌های رسوبی شامل فشردگی، سیمانی شدن، انحلال، تبلور مجدد، تجزیه مواد آلی و تولید هیدروکربن‌ها است. رویدادهای دیاژنتیکی بر تخلخل و نفوذپذیری که از خواص کنترل‌کننده پتانسیل یک رسوب به عنوان مخزن نفت، گاز و آب است، تأثیر می‌گذارند. با افزایش ژرفا و سن رخساره‌ها که همراه با افزایش تدفین و دما است، میزان تأثیر فرایندهای دیاژنتزی افزایش یافته و در نتیجه تخلخل بیشتر کاهش می‌یابد. بررسی و مطالعه مراحل دیاژنتیکی نیز به دلیل تغییراتی که در سنگ پدید می‌آورد بسیار حائز اهمیت است. با توجه به اینکه سنگ‌های رسوبی از نظر اقتصادی و وجود مواد هیدروکربوری اهمیت زیادی دارند، مطالعه فرایندهای دیاژنتیکی یکی از مراحل مهم در پیش‌بینی رفتار مخزن خواهد بود. از مهم‌ترین فرایندهای دیاژنتزی مؤثر بر توالی مورد مطالعه می‌توان به نوشکلی، زیست‌آشفستگی، میکرایتی شدن، سیمانی شدن، انحلال، فشردگی مکانیکی، استیلولیتی شدن، پیریتی شدن، هماتیته شدن، دولومیتی شدن و شکستگی‌ها اشاره کرد که به تفکیک در محیط‌های دیاژنتیکی دریایی، جوی و دفنی تشکیل شده‌اند. در بررسی و تفکیک فرایندهای دیاژنتیکی رسوبات کرتاسه بالایی از

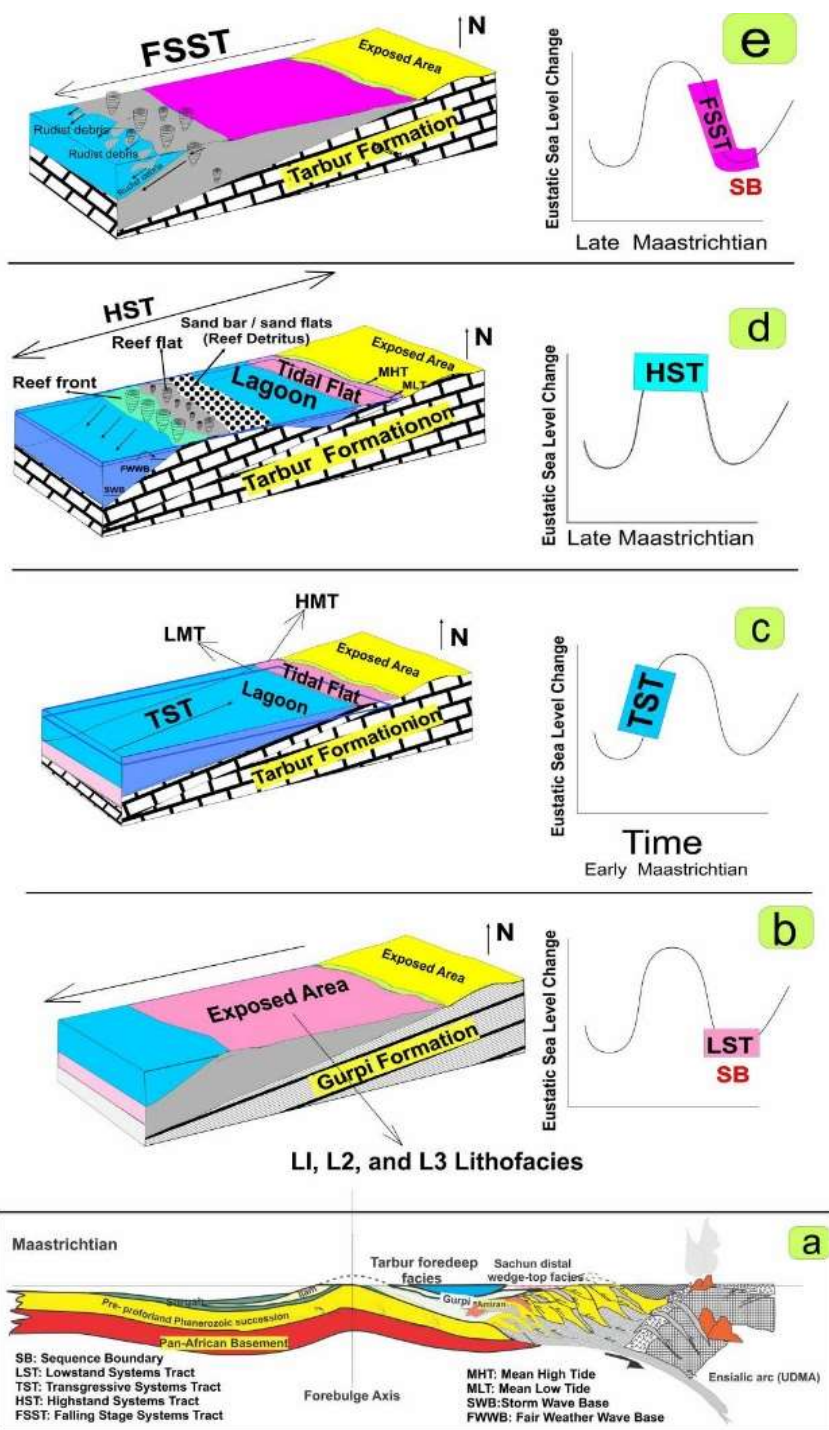
در چهار کمربند پهنه کشندی، سد ریفی/ماسه‌ای، لاگون و دریای باز در یک پلت‌فرم شلف لبه‌دار دریا در بازه زمانی کامپاین-ماستریشتین نهشته شده‌اند. لازم به ذکر است که عمده ضخامت رخساره‌های سازند تاربور مربوط به زیرمحیط رسوبی سد ریفی/ماسه‌ای، لاگون و دریای باز نزدیک به سد است. به طور کلی توسعه کمی و کیفی سنگ‌های رسوبی در منطقه مورد مطالعه محصول گسترش و باز و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس است. رسوبات کرتاسه بالایی از جمله سازند تاربور محصول باز و بسته شدن حوضه در یک بازه زمانی با تکتونیک غیر فعال (زمان باز شدن اقیانوس نئوتتیس) و تکتونیک فعال (بسته شدن اقیانوس نئوتتیس) است. در این بازه زمانی تنوع سنگ‌شناسی از رسوبات کم عمق تا عمیق کربناته تا آواری و حتی رادیولاریت‌ها در کل حوضه مشاهده می‌شود. کمربند کوهزایی ابتدا نتیجه بسته شدن اولیه اقیانوس نئوتتیس و در ادامه منجر به تراستی شدن، فرارانش و نهایتاً تشکیل حوضه رسوبی فورلند در انتهای کرتاسه شده است. با افزایش فشار و باز تکتونیک و سوبسیدانس حوضه رسوبی به تدریج به سمت سکوی عربی خم شده و منجر به فرونشینی بیشتر حوضه رسوبی فورلند و در نتیجه رسوبگذاری قابل توجهی از کربنات‌های بیلدآپ سازند ریفی تاربور شده است (شکل ۶a). به طور کلی با توجه به گسترش رخساره‌های ریفی و ضخامت زیاد کربنات‌های سازند تاربور در برش‌های مورد مطالعه می‌توان نتیجه گرفت که محیط رسوبی سازند تاربور در منطقه مورد مطالعه یک شلف لبه‌دار با انتهای شیب‌دار است. نهشته‌های ریزشی و فرایندهای توربیدیتی از مشخصه‌های اصلی شلف‌های کربناته است (براندانو و همکاران، ۲۰۱۲؛ فلوگل، ۲۰۱۰). در تعیین مدل تکوینی محیط رسوبی سازند تاربور در بازه زمانی مذکور از منابعی نظیر (عباسی و همکاران، ۱۴۰۰؛ ون‌بوخم و همکاران، ۲۰۱۰؛ علوی، ۲۰۰۷ و فلوگل، ۲۰۱۰) استفاده شده است.

**بازه زمانی کامپاین-ماستریشتین:** در بازه زمانی کامپاین-ماستریشتین در زمان رسوبگذاری بسته رسوبی LST منطقه مورد مطالعه از آب خارج و مرز فرسایشی بین سازندهای گورپی و تاربور در حال شکل‌گیری است (شکل ۶b).

**بازه زمانی ماستریشتین زیرین-بالایی:** در این بازه زمانی با پیشروی آب دریا کربنات‌های سازند تاربور بر روی سازند

مهرایی و همکاران، ۲۰۲۳؛ امامی میبدی و همکاران، ۱۴۰۱؛ مرادی و همکاران، ۱۴۰۲؛ سبحی و همکاران، ۱۴۰۲؛ و میرزایی محمودآبادی ۲۰۲۲b و ۲۰۲۲a و ۲۰۲۳) استفاده شده است.

منابعی نظیر (خانجانی و همکاران، ۱۳۹۳؛ مراد و همکاران، ۲۰۱۲؛ رینولد، ۲۰۱۰؛ محسنی و همکاران، ۲۰۱۶؛ فلاح بکتاش و همکاران، ۱۳۹۹، آزاد شهرکی و همکاران، ۱۳۹۶؛ عالیشوندی و همکاران، ۱۳۹۷؛ اسدی و همکاران، ۲۰۲۱؛ ملک‌زاده و همکاران، ۲۰۲۱؛ رشید و همکاران، ۲۰۲۲



شکل ۶. مدل تکوینی محیط رسوبی سازند تاربور بر اساس شواهد چینه‌نگاری سکانسی، (a) موقعیت سازند تاربور در حوضه رسوبی نئوتتیس در بازه زمانی ماستریشتین (با تغییرات از علوی، ۲۰۰۴)، (b) مرز بین سازند گورپی و تاربور در سیستم تراکت LST در بازه زمانی کامپانین-ماستریشتین، (c) پیشروی کربنات‌های سازند تاربور بر روی سازند تاربور در سیستم تراکت TST، (d) بیلداپ کربنات‌های سازند تاربور در سیستم تراکت HST، (e) ریزش رسوبات رودیست‌دار سازند تاربور در سیستم تراکت FSST.

### محیط دیاژنتیکی دریایی

ویژگی‌های سیمانی شدن می‌توان به اشغال بخشی از تخلخل میان دانه‌ای و درون‌دانه‌ای واقع در حرات گاستروپودها و روزنیران بخصوص در رخساره‌های دانه پشتیبان توسط سیمان کلسیتی هم‌بعد اشاره کرد. سیمان سین‌تکسیال: سیمان رورشدی هم‌محور یا سین‌تکسیال عموماً در اطراف دانه‌های اسکلتی بخصوص خرده‌های اکینودرم به صورت رشد اضافی هم‌محور با پیوستگی نوری و یکنواخت تشکیل می‌شوند. جذب یون‌های کربنات کلسیم بیشتر توسط خرده‌های اکینوپید تک‌دانه‌ای و افزایش رشد سیمان در اطراف خرده‌های اکینودرم و ایجاد سیمان اسپارایت شفاف باعث ایجاد این نوع سیمان می‌شود. چنانچه بلورهای این نوع سیمان شفاف باشد، محصول محیط دیاژنتیکی دفنی و جوی و چنانچه بلورهای این نوع سیمان کدر و ابری باشد، محصول محیط دیاژنتیکی دریایی هستند (تاگر، ۲۰۰۱؛ فلوگل، ۲۰۱۰) (شکل d۷).

### محیط دیاژنتیکی جوی

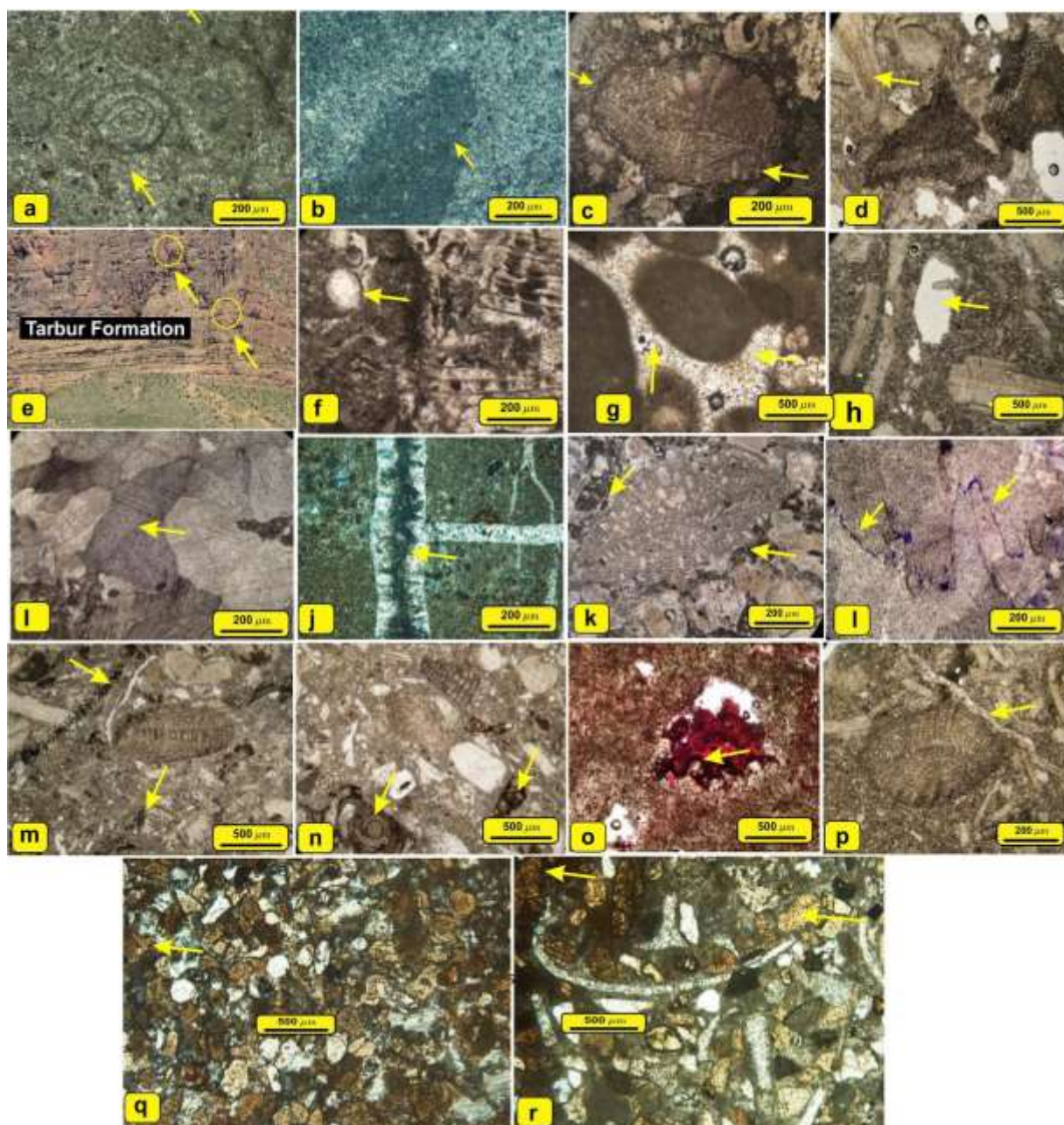
**انحلال:** این فرایند به صورت انتخابی و غیرانتخابی در مراحل مختلف محیط دیاژنتیکی جوی صورت می‌گیرد. این فرایند مهمترین فرایند محیط دیاژنتیکی جوی محسوب شده که به صورت تخریبی باعث تحلیل و از بین رفتن دانه‌های ناپایدار اسکلتی و غیراسکلتی می‌شود. شرایطی مانند تحت‌اشباع بودن سیالات منفذی نسبت به غلظت کربنات کلسیم و بالآمدگی سنگ‌های کربناته در محیط‌های تلوزنیک باعث ایجاد این فرایند دیاژنتیکی می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰؛ تاگر، ۲۰۰۱). فرایند دیاژنتیکی انحلال در رسوبات مورد مطالعه معمولاً در طی دو مرحله بر روی رسوبات سازند تارپور تاثیرگذار بوده است، به نحوی که فاز اول انحلال به صورت انتخاب کننده فابریک در محیط جوی و فاز نهایی در حین دیاژنز دفنی صورت گرفته است. به طور کلی در شرایط مشابه فرایند دیاژنتیکی انحلال به صورت انتخاب کننده فابریک یا در کنترل فابریک به صورت گسترده صورت می‌گیرد. در برش‌های مورد مطالعه کوه شهرک و کوه قلعه فرایند دیاژنتیکی انحلال جوی (کارست) باعث ایجاد حفرات و بعضاً غار در منطقه مورد مطالعه شده است (جیمز و چوکت، ۱۹۹۰؛ اهر، ۲۰۰۸؛ سبحانی‌فروشان، ۱۴۰۰؛ سالی فو و همکاران، ۲۰۲۱؛ اسمیت و همکاران، ۲۰۲۲) (شکل e۷).

**نوشکلی:** فرایند دیاژنتیکی نوشکلی به دو صورت نوشکلی ماتریکس میکرایتی گل‌آهکی در اثر تبلور دوباره و رشد بلورها به میکرواسپارایت تبدیل می‌شود. این فرایند در بسیاری از نمونه‌های نازک میکروسکوپی بسیار گسترده است؛ به گونه‌ای که تشخیص بافت اولیه رسوبی را در برخی از ریزرخساره‌ها غیر ممکن ساخته است. نوع دوم نوشکلی به صورت تبدیل آراگونیت به کلسیت (نوشکلی پلی‌مورفیک) است که در این حالت بیوکلاست‌هایی نظیر خرده‌های رودیست کلسیتی می‌شوند. در نمونه‌های مورد مطالعه این فرایند دیاژنتیکی در محیط‌های دیاژنتیکی فراتیک و وادوز در شرایط دفنی صورت گرفته است. وجود دانه‌های ناپایدار و آب‌های فقیر از منیزیم از شرایط اساسی این فرایند دیاژنتیک است (بترست، ۱۹۷۵). این نوع فرایند دیاژنتیکی بیشتر در بخش‌های کم‌ژرفای شلف میانی دیده می‌شود (شکل a۷).

**زیست‌آشفتگی:** فرایند دیاژنتیکی زیست‌آشفتگی بر اثر فعالیت زیستی و به هم‌ریختگی توسط موجودات در محیط دریایی بخصوص در شلف خارجی ایجاد می‌شود. فرایند زیست‌آشفتگی در محیط‌های دریایی با تغییر بافت و ساختار اولیه رسوب سبب تغییر رنگ رسوبات به صورت تیره و روشن می‌شوند (فلوگل ۲۰۱۰؛ هولیس ۲۰۱۱). در نمونه‌های مطالعه سازند تارپور زیست‌آشفتگی بیشتر در ریزرخساره گل‌پشتیبان ناحیه آرام و عمیق در ریزرخساره‌های دریای باز و لاگون سازند تارپور مشاهده می‌شود. (شکل b۷).

**میکرایتی شدن:** اولین فاز دیاژنتیکی در محیط‌های دیاژنتیکی دریایی است که به دو فرم پوشش میکرایتی در اطراف آلوکم‌های اسکلتی بخصوص فرامینیفرهای بنتیک و میکرایتی شدن کامل بیوکلاست‌ها صورت می‌گیرد (ارلر، ۲۰۱۸؛ کراورز و همکاران، ۲۰۱۸). این فرایند بیشتر در محیط‌های آرام و کم انرژی مانند لاگون مشاهده شده و با ایجاد پوشش میکرایتی در اطراف آلوکم تا بخصوص دانه‌های اسکلتی باعث حفظ ساختار اولیه و قالب دانه‌ها شده و در نتیجه حفظ تخلخل اولیه رسوب را باعث می‌شود (شکل c۷).

**سیمانی شدن:** از انواع سیمان‌های محیط دیاژنتیکی دریایی در رسوبات مورد مطالعه می‌توان به سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت و سیمان سین‌تکسیال اشاره کرد. از



شکل ۷. فرایندهای دیاژنتیکی مشاهده شده در برش‌های مورد مطالعه: (a) نوشکلی، برش کوه قلعه، مقطع شماره ۷۲، (b) به هم ریختگی زیستی، برش کوه قلعه، مقطع شماره ۲۲، (c) میکریتی شدن، برش کوه قلعه، مقطع شماره ۹۹، (d) سیمان کلسیتی سین‌تکسیال، برش کوه شهرک، مقطع شماره ۸۰، (e) انحلال جوی (کارست)، برش کوه شهرک، بخش آهک توده‌ای ستبر لایه چهره‌ساز، (f) سیمان هم‌بعد پرکننده تخلخل قالبی، برش کوه شهرک، مقطع شماره ۵۵، (g) سیمان دروزی، برش کوه قلعه، مقطع شماره ۱۲۳، (h) انحلال دفنی، برش کوه شهرک، مقطع شماره ۳۲، (i) سیمان بلوکی، برش کوه شهرک، مقطع شماره ۶۷، (j) سیمان سیلیسی، برش کوه قلعه، مقطع شماره ۳۰، (k) فشردگی مکانیکی، برش کوه شهرک، مقطع شماره ۱۱۰، (l) فشردگی شیمیایی (استیلولیتی شدن)، برش کوه شهرک، مقطع شماره ۹۹، (m) پیریتی شدن، برش کوه شهرک، مقطع شماره ۱۲۰، (n) هماتیتی شدن، برش کوه شهرک، مقطع شماره ۸۸، (o) دولومیتی شدن، برش کوه قلعه، مقطع شماره ۶۹، (p) شکستگی، برش کوه شهرک، مقطع شماره ۴۸، (q) هماتیتی شدن در دانه‌های ماسه‌سنگ، برش کوه قلعه، مقطع شماره ۳۲، (r) هماتیتی شدن در دانه‌های ماسه‌سنگ آهکی فسیل‌دار، برش کوه قلعه، مقطع شماره ۱۹.

### سیمانی شدن جوی

سیمانی شدن فرآیند اصلی دیاژنتیکی است که یک سنگ آهک سخت را از یک رسوب سست بوجود می‌آورد و اساساً در جایی که مقدار زیادی از سیال درون حفره‌ای نسبت به فاز سیمان به حد فوق‌اشباع برسد انجام می‌شود. به طور

کلی کانی‌شناسی سیمان‌ها به شیمی آب، فشار دی‌اکسیدکربن، نسبت کلسیم به منیزیم و نرخ تأمین کربنات بستگی دارد. زمانی که اشباع سیالات درون حفره‌ای نسبت به فاز سیمان‌های کلسیت‌دار بدون آهن یا آهن‌دار، سیلیس، دولومیت و انیدریت‌دار بیشتر باشد،



۲۰۰۱). همچنین فرایند انحلال دفنی در امتداد استیلولیت‌ها در حین دیاژنز دفنی باعث ایجاد تخلخل شده که عمدتاً از مواد آلی بی‌تومن‌دار و یا بلورهای دولومیت پر می‌شوند (فلوگل، ۲۰۱۰) (شکل h۷).

#### سیمانی شدن دفنی

انواع سیمان‌های دفنی موجود در سازند تاربور شامل سیمان کلسیت بلوکی و سیلیسی است که در این میان سیمان بلوکی کلسیتی فراوان‌ترین نوع سیمان است که در توالی رسوبات کرتاسه بالایی در منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شود.

**سیمان بلوکی:** از بلورهای کلسیت متوسط تا درشت بلور تشکیل شده و سیمان‌های نسل‌های دوم و سوم محسوب می‌شوند (محسنی و همکاران، ۲۰۱۶). این نوع سیمان معمولاً پرکننده حفرات ایجاد شده حین شکستگی و استیلولیتی شدن هستند. در نمونه‌های ماسه‌سنگ آهکی در برش کوه قلعه ماسه‌سنگ با سیمان آهکی بین‌دانه‌ای بعضاً به فرم ریزدانه و بلوکی مشاهده می‌شود. (شکل‌های i۷ و s۷)

**سیمان سیلیسی:** سیلیسی شدن، مانند دولومیتی شدن، می‌تواند در طی دیاژنز اولیه یا نهائی انجام شود. سیلیسی شدن به فرم جانشینی انتخابی در فسیل‌ها یا گسترش نودول‌ها و لایه‌های چرتی انجام می‌شود. همچنین سیلیس به صورت یک سیمان در برخی سنگ‌های آهکی یافت می‌شود (تاکر، ۲۰۰۴). انواع مهم سیلیس دیاژنتیکی در سنگ‌های آهکی شامل بلورهای کوارتز شکل‌دار، میکروکوارتز و کلسدونی مشاهده می‌شود. این فرایند دیاژنتیکی در ماسه‌سنگ‌های بخش آواری برش کوه قلعه به خوبی مشاهده می‌شود (شکل j۷).

**فشردگی مکانیکی:** این فرایند در حین دیاژنز باعث شکستگی و تغییر شکل دانه‌های اسکلتی و غیراسکلتی، آرایش فشردتر، ایجاد مرز محدب-مقعر و یا مضرس شده و در نهایت کاهش تخلخل و تراوایی را سبب می‌شود (رونچی و همکاران، ۲۰۱۱؛ مادن و ویلسون، ۲۰۱۳). از ویژگی‌های دیگر این فرایند می‌توان به کاهش ضخامت رسوبات، آبدهی، شکستن و جهت‌یابی مجدد دانه‌ها اشاره کرد. این فرایند شاخصه محیط دیاژنزی دفنی کم عمق است (شکل k۷).

اشباع به مرز فوق اشباع رسیده و این‌گونه سیمان‌ها رسوب می‌کنند (تاکر و رایت، ۱۹۹۰). سیمانی شدن به عنوان یک مکانیسم غالب در از بین بردن تخلخل در مخازن کربناته محسوب می‌شود. محدوده‌های دریایی، جوی و دفنی سیمان‌های خاص خود را دارا هستند.

**سیمان هم بعد پرکننده تخلخل قالبی:** این نوع سیمان از بلورهای شفاف و تقریباً یک اندازه کلسیت تشکیل شده و عمدتاً محصول تبلور سیمان‌های نسل‌های قبلی هستند. سیمان‌های هم‌بعد پرکننده تخلخل قالبی در محیط‌های جوی تشکیل می‌شوند (فلوگل، ۲۰۱۰). این نوع سیمان در توالی‌های هیدروکربن‌دار مانند سازندهای سروک و آسماری معمولاً کاهنده پتانسیل مخزنی است زیرا تخلخل درون دانه‌ای و بین دانه‌ای رخساره‌های دانه پشتیبان را کاهش می‌دهد (شکل f۷).

**سیمان دروزی:** این نوع سیمان در نمونه‌های مورد مطالعه با افزایش اندازه بلورهای سیمان به سمت مرکز حفره مشاهده می‌شود (بیرناکا و همکاران، ۲۰۰۵؛ آروسی و همکاران، ۲۰۱۵؛ سیبل و جیمز، ۲۰۱۷). سیمان کلسیت دروزی عمدتاً در محیط فرآتیک آب شیرین تشکیل می‌شوند ولی در محیط‌های دفنی عمیق (چوکت و جیمز، ۱۹۹۰) و همچنین محیط‌های جوی نزدیک به سطح نیز تشکیل می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰) (شکل g۷).

#### محیط دیاژنتیکی دفنی

**انحلال دفنی:** به طور کلی فرایند دیاژنتیکی انحلال عمدتاً در محیط‌های دیاژنتیکی جوی صورت می‌گیرد (فلوگل، ۲۰۱۰؛ تاکر، ۲۰۰۴). ولی در مراحل پیشرفته‌تر دیاژنز در محیط دیاژنتیکی دفنی کم عمق و عمیق نیز انحلال صورت می‌گیرد. فابریک فرایند دیاژنتیکی انحلال در محیط دیاژنزی دفنی مخرب بوده و دانه‌ها، ماتریکس و سیمان رسوبات را تحت تاثیر قرار داده و محصول آن به صورت تخلخل حفره‌ای نمایان می‌شود. در محیط‌های دیاژنتیکی دفنی فرایند انحلال به عواملی نظیر عمق تدفین، ترکیب شیمیایی آب‌های حفره‌ای، ورود هیدروکربن و از همه مهم‌تر عمق موازنه کربنات کلسیم<sup>۱</sup> بستگی دارد. اصولاً با کاهش دما و افزایش فشار گاز دی اکسید کربن بخصوص در عرض‌های جغرافیایی بالا شرایط پایداری کربنات کلسیم کاهش یافته و فرایند انحلال صورت می‌گیرد (تاکر،

<sup>۱</sup> CCD: Carbonate Compensation Depth

و گاه‌ها هسته مه‌آلود و حاشیه شفاف مشاهده می‌شوند. (شکل ۵۷).

**شکستگی‌ها:** بیشتر در رخساره‌های گل‌پشتیبان در گروه‌های ریزرخساره‌های لاگون و شلف خارجی در مراحل آخر دیاژنز مشاهده می‌شوند. برخی از شکستگی‌ها به فرم باز و برخی نیز پرشده توسط سیمان به خصوص کلسیت مشاهده می‌شوند (شکل ۵۷).

### توالی پاراژنتیکی

سازند تاربور در منطقه مورد مطالعه تاریخچه دیاژنتیکی پیچیده‌ای شامل دیاژنز دریایی اولیه، جوی و دفنی را متحمل شده است. در مرحله ابتدایی دیاژنز رسوبات دریایی همزمان با رسوبگذاری تحت تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی قرار می‌گیرند. افزایش تبخیر باعث تشکیل دولومیت و انیدریت شده و تخلخل‌های اولیه در این مرحله ایجاد می‌شوند. در ادامه در حین خروج از آب و حاکم شدن دیاژنز جویی انحلال و همچنین فرایندهای مانند دولومیتی شدن و انیدریتی شدن صورت می‌گیرد. این فرایندها در توالی‌های هیدروکربن‌دار معمولاً باعث کاهش پتانسیل مخزنی بخصوص در رخساره‌های لاگونی و شول می‌شوند. به طور کلی گسترش کمی و کیفی رخساره‌ها و تغییرات دیاژنتیکی از کنترل کننده‌های اصلی کیفیت مخزنی سازندهای نفت‌دار محسوب می‌شوند (لوسیا، ۲۰۰۷؛ دو و همکاران، ۲۰۱۱؛ مور، ۲۰۰۱؛ مور، ۲۰۱۳). تاریخچه دیاژنتیکی به همراه فازهای دیاژنز صورت گرفته بر روی توالی رسوبات مورد مطالعه در شکل شماره ۸ آمده است.

### چینه‌نگاری سکانسی

واحدهای رسوبی که دارای ارتباط ژنتیکی و زایشی با یکدیگر بوده و توسط سطوح ناپیوستگی و یا پیوستگی معادل از یکدیگر مجزا می‌شوند، تحت عنوان علم چینه‌نگاری سکانسی مورد ارزیابی قرار می‌گیرند (ویل و همکاران، ۱۹۹۷؛ کاتونینو، ۲۰۰۶؛ میرزایی محمودآبادی، ۱۴۰۱ و ۱۴۰۲؛ میرزایی محمودآبادی، ۲۰۲۰). در سال‌های اخیر با رویکردهای مطالعاتی جدید بر روی حوضه‌های رسوبی، بازسازی شرایط محیطی و تجزیه و تحلیل رخساره‌های میکروسکوپی دیدگاه‌های جدید و متنوعی در این علم گشوده شده است. از کاربردهای چینه‌نگاری سکانسی می‌توان به اکتشاف مواد

فشردگی شیمیایی (استیلولیتی شدن): مهم‌ترین فرایندهای دیاژنتیکی در حین دیاژنز دفنی استیلولیتی شدن است. این فرایند عمدتاً در رخساره‌های گل‌پشتیبان مشاهده می‌شود. در امتداد استیلولیت‌ها معمولاً فرایند دولومیتی شدن مشاهده می‌شود. این فرایند سبب ایجاد کانال و مجرا برای عبور سیالات دولومیت‌ساز می‌شود. وجود آثار مواد آلی و بعضاً اکسیدهای آهن در امتداد استیلولیت‌ها و قطع کردن فابریک، سیمان و دانه‌ها از سایر ویژگی‌های این فرایند محسوب می‌شود (سان میگوئل و همکاران، ۲۰۱۷؛ چوکت و جیمز، ۱۹۹۰). دلیل تشکیل این فرایند اختلاف انحلال نسبی ذرات سازنده سنگ طی افزایش فشار حین دیاژنز دفنی با عمق متوسط و عمیق است (شکل ۱۷).

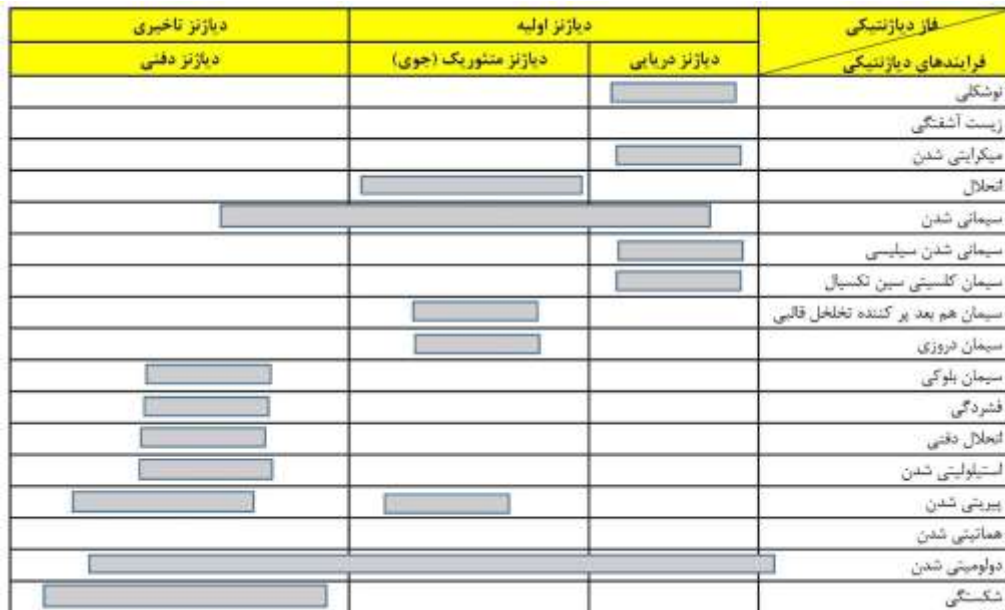
**پیریتی شدن:** پیریت فراوان‌ترین کانی سولفید آهن در سنگ‌های کربناته با منشأ همزمان با رسوبگذاری، آواری و دیاژنتیکی است. تشکیل پیریت دیاژنتیک از احیای مواد آلی در محیط‌های دریایی نرمال کم اکسیژن و آب‌های شیرین است و به فرم جاننشینی درون حجرات دانه‌های اسکلتی و دانه تمشکی به صورت آگرگات‌های کروی و به فرم خودشکل مشاهده می‌شود (ال‌قالی و همکاران، ۲۰۰۶؛ مراد و همکاران، ۲۰۱۲). این فرایند دیاژنتیکی بیشتر در رخساره‌های گل‌پشتیبان مشاهده می‌شود (شکل ۵۷).

**هماتیتی شدن:** این فرایند دیاژنتیکی به صورت پراکنده در نمونه‌های مورد مطالعه، به فرم آغشتگی دانه‌ها، ماتریکس و پرکننده حجرات روزنیران مشاهده می‌شود. همچنین در برخی نمونه‌ها منشأ احتمالی آن انحلال کانی‌های رسی و یا انتقال توسط آب‌های جوی فرورو در بازه زمانی دیاژنز دفنی و یا در هنگام مرحله تلوزنز در زمان بالآمدگی باشد. در نمونه‌های مورد مطالعه در لیتوفاسیس‌های آواری مانند ماسه‌سنگ‌ها بخصوص در برش کوه قلعه فرایند آغشتگی دانه‌ها به پوشش هماتیتی به خوبی مشاهده می‌شود (تاکر، ۲۰۰۴؛ حسینی و همکاران، ۱۳۹۸؛ ریاز و همکاران، ۲۰۲۲)، (شکل‌های ۵۷ و ۵۸).

**دولومیتی شدن:** مهم‌ترین فرایند دیاژنتیکی در نمونه‌های مورد مطالعه فرایند دولومیتی شدن است که به فرم اولیه و ثانویه در نمونه‌های مورد مطالعه مشاهده می‌شود. فرایند دولومیتی شدن به صورت شکل‌گیری اولیه در طی فرایندهای دیاژنتیکی اولیه (ائوژنیک) و همچنین در حین دیاژنز تاخیری صورت گرفته و به اشکال لوزی شکل شناور

گسترش فرایندهای دیاژنتیکی از لحاظ کمی و کیفی اشاره کرد.

هیدروکربوری، تعیین رخساره‌های مستعد سنگ منشا، مخزن و پوش سنگ در یک حوضه رسوبی در مقیاس ناحیه‌ای و محلی و ارتباط تغییرات سطح آب دریا با



شکل ۸. تاریخچه دیاژنتیکی به همراه فازهای دیاژنز صورت گرفته بر روی رسوبات کرتاسه بالایی (سازند تاربور) در منطقه مورد مطالعه

سد و دریای باز تشکیل شده است. آخرین حد پیشروی آب دریا mfs این رخساره از پکستون بیوکلاستی رودیست‌دار تشکیل شده است. بسته رسوبی HST این سکانس رسوبی با ضخامت ۸۵ متر از آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه متشکل از رخساره‌های سدی و لاگون تشکیل شده است. این سکانس با ناپیوستگی فرسایشی نوع دوم مرز SB2 در زیر سکانس رسوبی نوع دوم خاتمه می‌یابد (شکل‌های a۹، b۹ و شکل ۱۰).

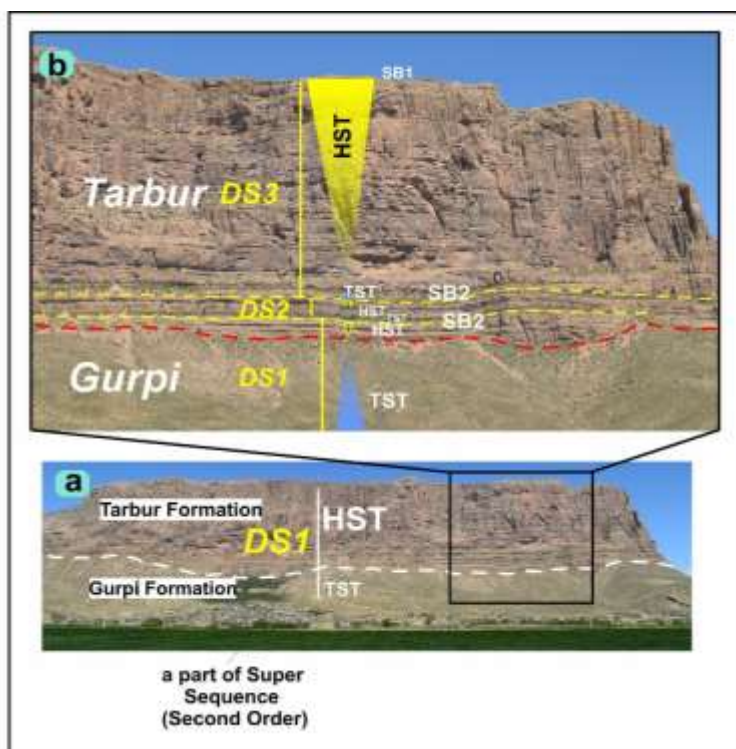
**DS3: سکانس رسوبی سوم:** سکانس رسوبی سوم با ضخامت حدود ۵۰۰ متر بخش‌های بالایی سازند سازند تاربور را در بر گرفته و از دسته رخساره HST و TST تشکیل شده است. دسته رخساره TST با ضخامت ۳۵/۵ متر از آهک‌های نازک لایه خاکستری رنگ از رخساره‌های دریای باز و سدی تشکیل شده است. آخرین حد پیشروی آب دریا mfs این رخساره از پکستون بیوکلاستی رودیست‌دار تشکیل شده است. بسته رسوبی HST این سکانس رسوبی با ضخامت ۴۶۵ متر از آهک‌های ضخیم تا توده‌ای به صورت چهره‌ساز و پرتگاه تشکیل شده است. بخش‌های بالایی سکانس رسوبی سوم با مرز فرسایشی نوع اول SB1 فرسایشی و حذف شده است. (شکل‌های a۹، b۹ و شکل ۱۰).

### چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های کرتاسه بالایی در برش کوه شهرک

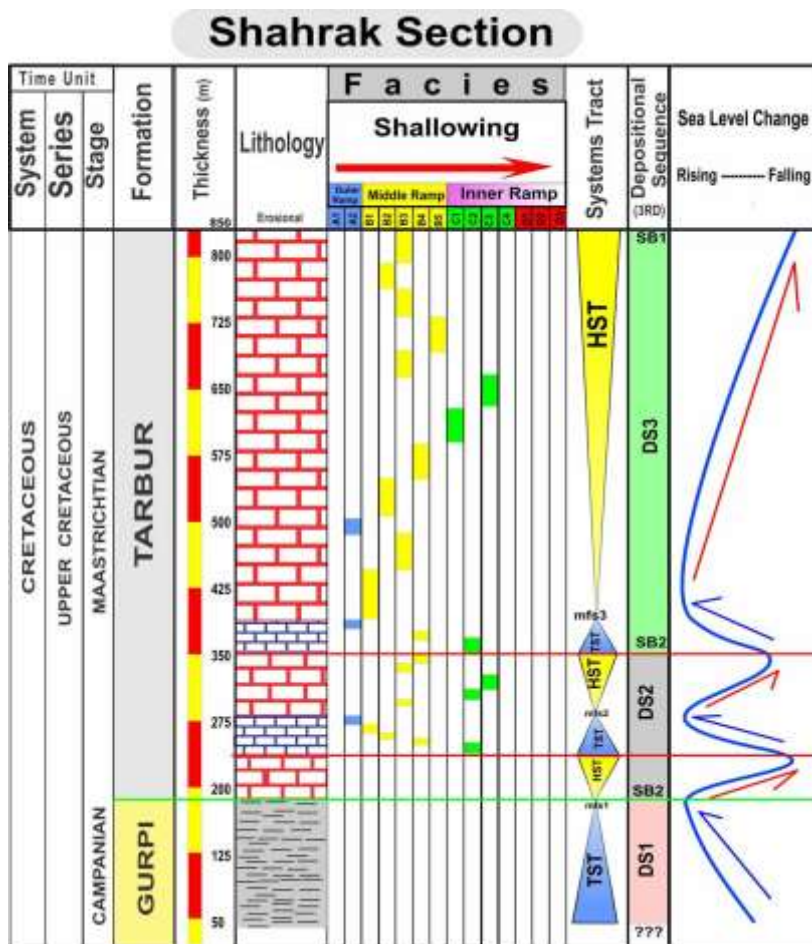
برش کوه شهرک با ضخامت ۸۵۰ متر سازندهای گورپی و تاربور را شامل شده و از ۳ سکانس رسوبی رده سوم تشکیل شده است. سازند گورپی با رخساره مارنی و ضخامت حدود ۲۰۰ متر می‌تواند به‌عنوان دسته رخساره تراز پیشرونده TST سکانس رسوبی اول در نظر گرفته شود.

**DS1: سکانس رسوبی اول:** این سکانس با ضخامت ۲۵۰ متر بخش‌های بالایی سازند گورپی و بخش پایینی سازند تاربور را در بر گرفته و از دسته رخساره TST و HST تشکیل شده است. دسته رخساره TST با ضخامت ۲۰۰ متر از مارن‌های خاکستری تا سبزرنگ سازند گورپی تشکیل شده است. دسته رخساره HST با ضخامت ۵۰ متر از کربنات‌های بخش پایینی سازند تاربور تشکیل شده است (شکل‌های a۹، b۹ و شکل ۱۰).

**DS2: سکانس رسوبی دوم:** این سکانس با ضخامت ۱۰۰ متر بخش‌های پایینی سازند سازند تاربور را در بر گرفته و از دسته رخساره TST و HST تشکیل شده است. دسته رخساره TST با ضخامت ۱۵ متر از آهک‌های نازک لایه خاکستری رنگ سازند تاربور تشکیل شده است. عمده رخساره تشکیل دهنده این بسته رسوبی از رخساره‌های



شکل ۹. چینه‌نگاری سکانشی سازند تاربور در برش کوه شهرک، (a) رخنمون سازندهای گورپی و تاربور به صورت بخش از سوپرسکانس زونی (Zuni) در تقسیم‌بندی (Sloss, 1963) و (b) نمایی از سکانشی‌های رسوبی درجه سوم DS1، DS2 و DS3



شکل ۱۰. ستون چینه‌نگاری سکانشی نهشته‌های کرتاسه بالایی در برش کوه شهرک

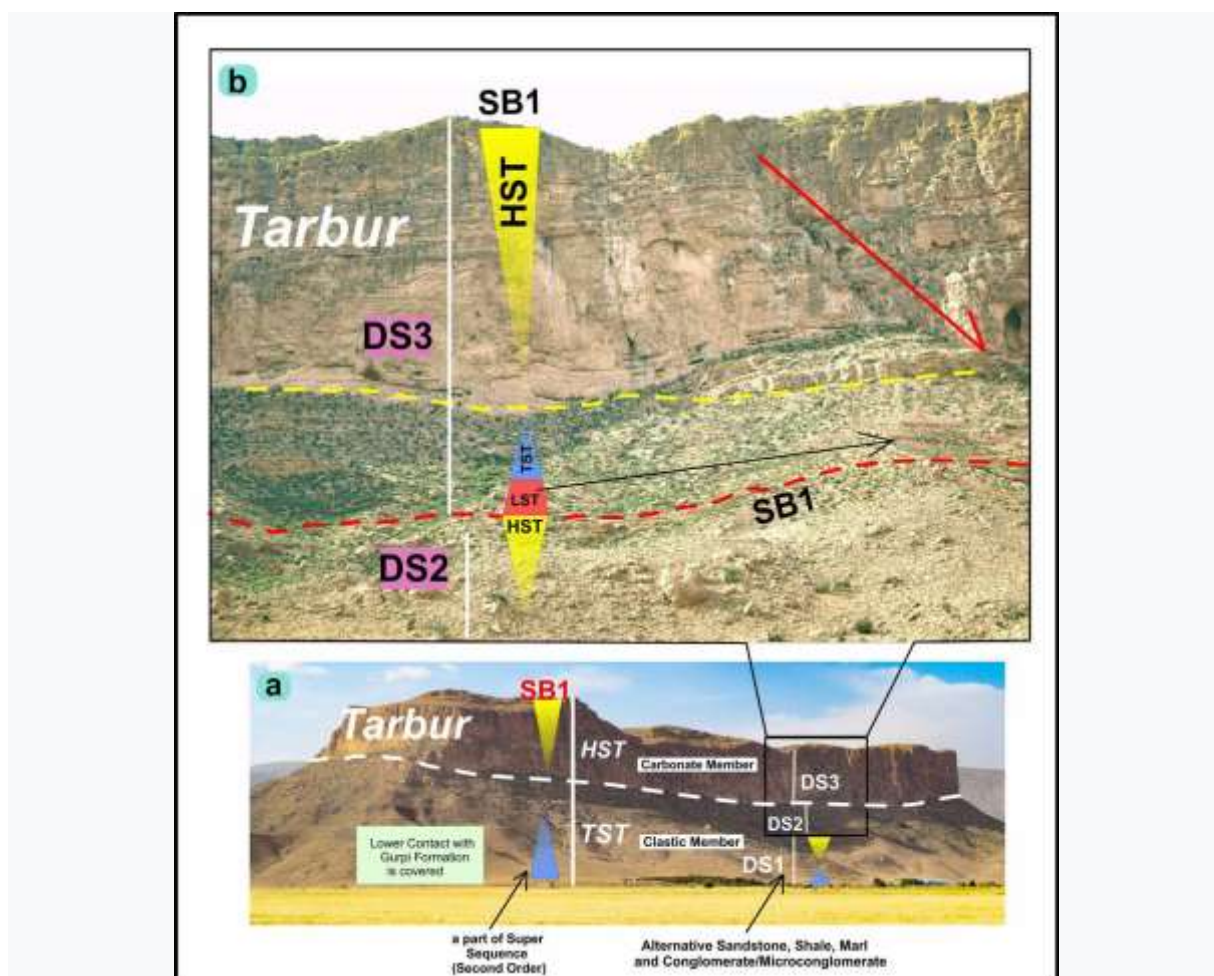
رسوبی HST با ضخامت ۹۰ متر از تناوب ماسه‌سنگ و شیل و مارن‌های قرمز رنگ تشکیل شده است. سکانس رسوبی اول با مرز فرسایشی نوع اول SB1 در زیر سکانس رسوبی دوم خاتمه می‌یابد (شکل‌های a11، b11 و شکل ۱۲).

**DS2: سکانس رسوبی دوم:** سکانس رسوبی دوم با ضخامت ۱۶۰ متر از دسته رخساره‌های LST، TST و HST تشکیل شده است. دسته رخساره LST با ضخامت ۱۵ متر از کنگلومرا و میکروکنگلومرای قرمز رنگ تشکیل شده است. دسته رخساره TST این سکانس رسوبی به ضخامت ۵۰ متر از تناوب ماسه‌سنگ و شیل‌های قرمز رنگ تشکیل شده است. بسته رسوبی HST با ضخامت ۹۵ متر از تناوب ماسه‌سنگ و شیل و مارن‌های قرمز رنگ تشکیل شده است. سکانس رسوبی دوم با مرز فرسایشی نوع اول SB1 در زیر سکانس رسوبی سوم خاتمه می‌یابد (شکل‌های a11، b11 و شکل ۱۲).

### چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های کرتاسه بالایی در برش کوه قلعه

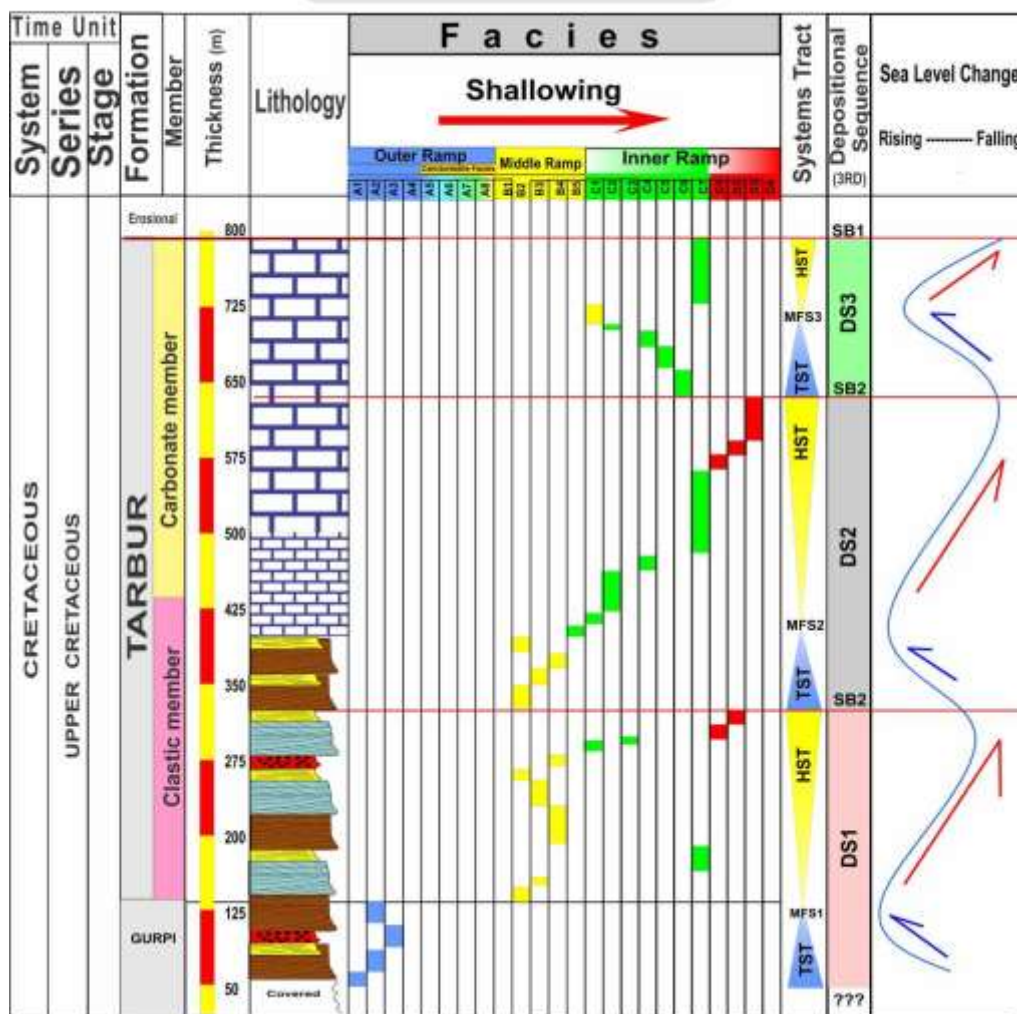
برش کوه شهرک با ضخامت حدود ۸۰۰ متر از دو بخش آواری و کرناته تشکیل شده است. سازندهای گورپی و تاربور را شامل شده و از ۳ سکانس رسوبی رده سوم تشکیل شده است. سازند گورپی با رخساره مارنی و ضخامت حدود ۲۰۰ متر می‌تواند به‌عنوان دسته رخساره تراز پیشرونده TST سکانس رسوبی اول در نظر گرفته شود.

**DS1: سکانس رسوبی اول:** این سکانس با ضخامت ۱۵۰ متر از دسته رخساره‌های LST، TST و HST تشکیل شده است. دسته رخساره LST با ضخامت ۱۰ متر از کنگلومرا و میکروکنگلومرای قرمز رنگ تشکیل شده است. بخش‌های پایینی این سکانس رسوبی پوشیده و تعیین مرز پایینی و ضخامت دقیق امکان‌پذیر نیست. دسته رخساره TST این سکانس رسوبی به ضخامت ۱۰۰ متر از تناوب ماسه‌سنگ و شیل‌های قرمز رنگ تشکیل شده است. بسته



شکل ۱۱. چینه‌نگاری سکانسی سازند تاربور در برش کوه قلعه، (a) رخنمون سازندهای گورپی و تاربور به صورت بخش از سوپرسکانس زونی (Zumi) در تقسیم‌بندی (Sloss, 1963) و (b) نمایی از سکانس‌های رسوبی درجه سوم DS2 و DS3.

## Ghale Section



شکل ۱۲. ستون چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های کرتاسه بالایی در برش کوه قلعه

دو برش مورد مطالعه بخشی از یک سکانس رسوبی پسروده درجه دوم هستند. به نحوی که بسته به محل قرارگیری برش‌ها از لحاظ پالئوژئوگرافی و موقعیت تکتونیکی و عملکرد گسل‌های همزمان با رسوبگذاری در هر دو برش دسته رخساره TST سکانس رسوبی اول سازند گورپی را شامل شده و دسته رخساره HST سازند تاربور را شامل می‌شود. تفاوت هر دو برش در ضخامت و نوع سنگ‌شناسی سکانس رسوبی دوم است. در سکانس رسوبی دوم کوه قلعه بخش‌های پایینی سکانس و دسته رخساره LST با سنگ‌شناسی کنگلومرا و ماسه‌سنگ و دسته رخساره TST از رخساره‌های آواری شیلی تشکیل شده است در حالی که سکانس رسوبی دوم در برش کوه شهرک هر دو دسته رخساره TST و HST از رخساره‌های کربناته مربوط به شلف میانی و بیرونی تشکیل شده‌اند. تفاوت عمده دیگر در سکانس‌های تفکیک شده در دو برش مورد

DS3: سکانس رسوبی سوم: سکانس رسوبی سوم با ضخامت حدود ۴۵۰ متر از دسته رخساره‌های LST, TST و HST تشکیل شده است. دسته رخساره LST با ضخامت ۲۰ متر از کنگلومرا و میکروکنگلومرای قرمز رنگ تشکیل شده است. دسته رخساره TST این سکانس رسوبی به ضخامت ۱۰۰ متر از آهک‌های نازک لایه خاکستری رنگ از رخساره‌های دریای باز و سدی تشکیل شده است. آخرین حد پیشروی آب دریا mfs این رخساره از پکستون بیوکلاستی رودیست‌دار مشخص می‌شود. بسته رسوبی HST این سکانس رسوبی با ضخامت ۳۳۰ متر از آهک‌های ضخیم تا توده‌ای به صورت چهره‌ساز و پرتگاه تشکیل شده است. بخش‌های بالایی سکانس رسوبی سوم با مرز فرسایشی نوع اول SB1 فرسایشی و حذف شده است. (شکل‌های a11, b11 و شکل ۱۲). با بررسی سکانس‌های رسوبی هر دو برش مورد مطالعه مشخص می‌شود که هر

سنگ‌شناسی از رسوبات کم عمق تا عمیق کربناته تا آواری و حتی رادیولاریت‌ها در کل حوضه رسوبی مشاهده می‌شود. کمربند کوهزایی ابتدا نتیجه بسته شدن اولیه اقیانوس نئوتتیس و در ادامه منجر به تراستی شدن، فرارانش و نهایتاً تشکیل حوضه رسوبی فورلند در انتهای کرتاسه شده است. با افزایش فشار و بار تکتونیکی و سوبسیدانس حوضه رسوبی به تدریج به سمت سکوی عربی خم شده و منجر به فرونشینی بیشتر حوضه رسوبی فورلند و در نتیجه رسوبگذاری قابل توجهی از کربنات‌های بیلدآپ سازند ریفی تارپور شده است به طور کلی در ناحیه مورد مطالعه در بازه زمانی کامپانین برش کوه قلعه خارج از آب قرار داشته است و عمده رخساره‌های تشکیل شده در این برش شامل رخساره‌های آواری قرمز رنگ کنگلومرا، میکروکنگلومرا، ماسه‌سنگ، شیل و مارن‌های قرمز رنگ است که به سمت غرب و شمال غرب منطقه مورد مطالعه در برش کوه شهرک عمق بیشتر شده و شیل‌های سبزرنگ سازند گورپی نهشته شده است. در بازه زمانی ماستریشتین زیرین با پیشروی آب دریا محیط رسوبی دریایی در منطقه مورد مطالعه حکمفرما شده و در برش کوه قلعه عمده رسوبات نهشته شده مربوط به محیط رسوبی لاگون و به سمت برش کوه شهرک عمده رسوبات نهشته شده مربوط به زیرمحیط رسوبی سد ریفی- ماسه ای (شلف میانی) و دریای باز است. در بازه زمانی ماستریشتین بالایی در زمان سکون نسبی آب دریا و حکمفرما شدن محیط رسوبی غالب دریایی بسته رسوبی HST به صورت انباشته‌های کربناته زیستی مرجانی و رودیستی با ضخامت زیاد و چهره‌ساز رخنمون می‌یابد که پس از تاثیر فازهای تکتونیکی و سیستم‌های گسلی چاله‌های تکتونیکی و ناودیس‌های برافراشته در هر دو برش مشاهده می‌شود. (شکل ۱۴).

#### نتیجه‌گیری

مطالعه هم‌زمان خصوصیات پتروگرافی، محیط رسوبی و بررسی هم‌ارزی فرایندهای دیاژنتیکی رسوبات کرتاسه بالایی با سیستم تراکت‌ها در چهارچوب چینه‌نگاری سکانشی در منطقه مورد مطالعه منجر به نتایج زیر گردید. در بررسی‌های پتروگرافیکی مقاطع مورد مطالعه تعداد ۱۴ رخساره (۱۱ ریزرخساره کربناته و ۳ لیتوفاسیس) شامل پکستون بیوکلاستی اربیتوئیدس رودیست‌دار، پکستون بیوکلاستی رودیست‌دار، گرینستون بیوکلاستی

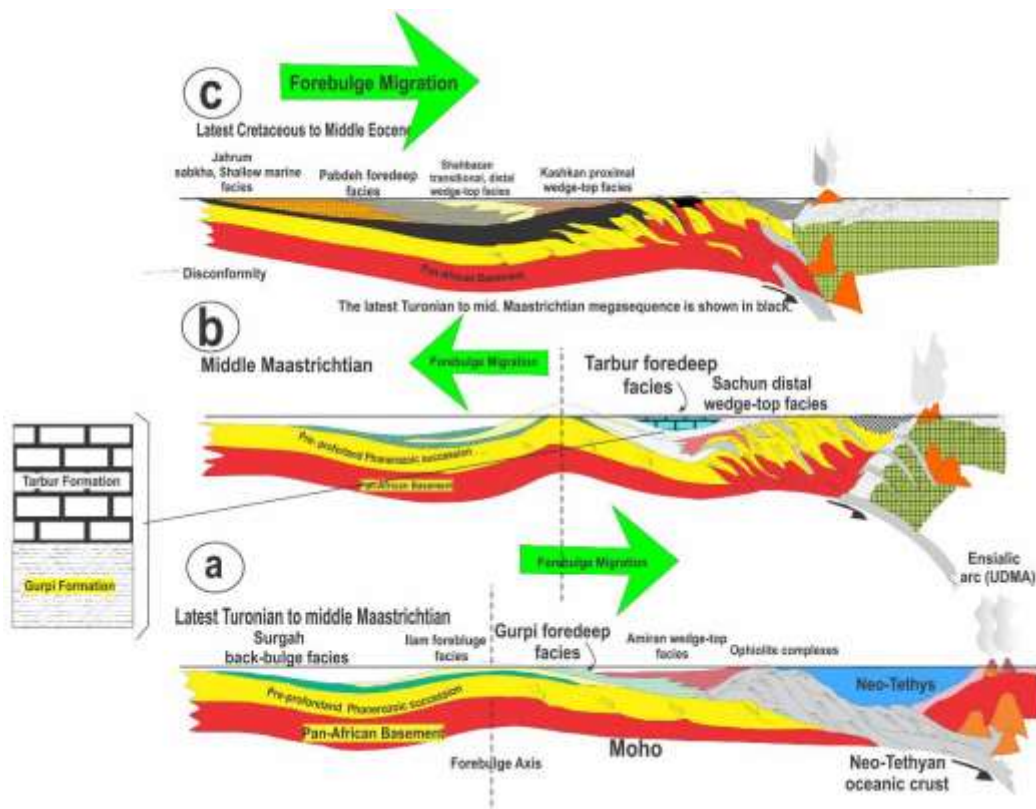
مطالعه مربوط به سکانشی رسوبی سوم است، به نحوی که در برش کوه شهرک هر سه دسته رخساره TST، LST و HST با سنگ‌شناسی رسوبات آواری و کربناته رخنمون دارند در حالی که در برش کوه شهرک سکانشی رسوبی ستون تماماً از سنگ‌های رسوبی کربناته مربوط به توالی به طرف بالا کم عمق شونده شلف کربناته شامل رخساره‌های شلف بیرونی، میانی و درونی تشکیل شده است.

#### پالئوژئوگرافی

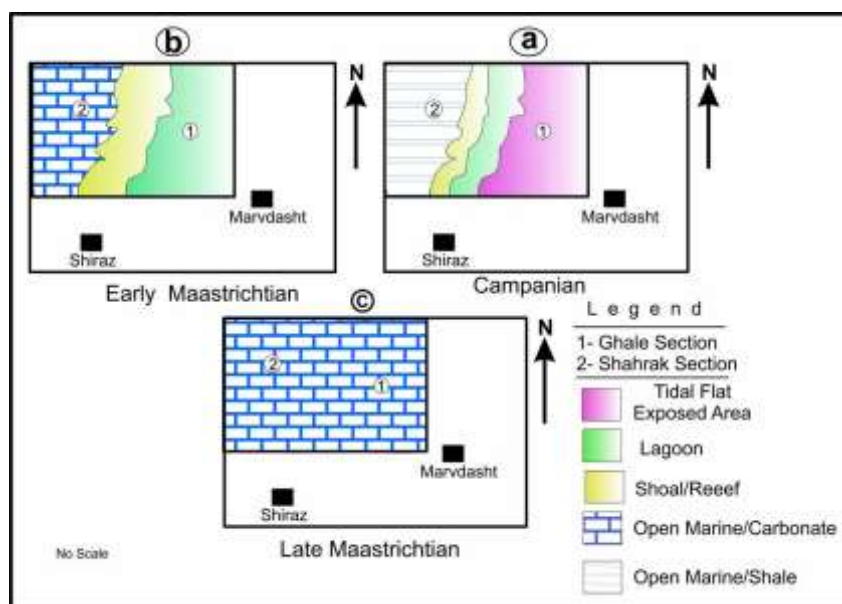
در این بخش پالئوژئوگرافی منطقه مورد مطالعه بر اساس شواهد چینه‌نگاری سکانشی آمده است. به سوی مناطق جنوب غربی منطقه مورد مطالعه تغییرات ناگهانی محیط رسوبی باعث جاننشینی جانبی برخی از سازندها از جمله سازند گورپی در منطقه مورد مطالعه است. دلیل تغییر ناگهانی سیستم محیط‌های رسوبی در منطقه ناشی از سیستم‌های گسلی هورست و گرابن در منطقه مورد مطالعه است (عندلیبی، ۱۳۷۵). به طور کلی در بازه زمانی ماستریشتین با پر شدن فضای رسوبگذاری در بخش جلویی حوضه رسوبی فورلند و توسعه رسوبات افیولیتی- رادیولاریتی در بخش مرکزی حوضه منجر به مهاجرت برآمدگی حوضه میانی فورلند زاگرس به سمت جنوب غربی شده است. بر اساس تغییرات شدید ضخامت و رخساره در منطقه فارس و منطقه مورد مطالعه چنین برمی‌آید که نهشته‌های ماستریشتین در منطقه فارس در یک حوضه فورلند نهشته شده است. در این حوضه، کربنات‌های سازند تارپور در بخش جلو برآمدگی/برآمدگی رسوب کرده‌اند در حالی که در فضای پشت آن سازند شیلی مارنی گورپی شکل گرفته است. (پرهام و همکاران، ۲۰۱۷) (شکل ۱۳). نقش سازوکار سیستم‌های گسلی در منطقه مورد مطالعه باعث تغییر در سنگ‌شناسی بخش‌های زیرین هر دو برش شده است. به نحوی که در برش کوه قلعه در بخش پایینی تناوبی از سنگ‌های آواری شامل کنگلومرا، ماسه‌سنگ و شیل رخنمون داشته در حالی که به سمت غرب و در برش کوه شهرک شیل و مارن‌های سازند گورپی در بخش پایینی کوه شهرک رخنمون دارند. رسوبات کرتاسه بالایی از جمله سازند تارپور محصول باز و بسته شدن حوضه رسوبی در یک بازه زمانی با تکتونیک غیر فعال (زمان باز شدن اقیانوس نئوتتیس) و تکتونیک فعال (بسته شدن اقیانوس نئوتتیس) است. در این بازه زمانی تنوع

میلیولیدار، پکستون بیوکلاستی اربیتوئیدس و میلیولیدار، استروماتولیت باندستون، مادستون با فابریک فنسترال و ۳ لیتوفاسیس شامل کنگلومرا/میکروکنگلومرا، ماسه‌سنگ قرمز و شیل قرمز شناسایی گردید.

اربیتوئیدس‌دار، گرینستون بیوکلاستی اینتراکلت‌دار، رودیست باندستون، پکستون-گرینستون بیوکلاستی ماسه‌ای (رخساره مخلوط آواری-کربناته)، وکستون بیوکلاستی بنتونیک، پکستون بیوکلاستی رودیست و



شکل ۱۳. موقعیت تکتونیکی - رسوبگذاری و تکامل سازند تارپور در حوضه رسوبی زاگرس، (a و b) بازه زمانی ماستریشتین میانی و (c) بازه زمانی ماستریشتین پایانی تا ائوسن میانی (با اندکی تغییرات از علوی، ۲۰۰۴).



شکل ۱۴. پالئوژئوگرافی منطقه مورد مطالعه در بازی زمانی کامپانین - ماستریشتین، a (نقشه تقریبی پالئوژئوگرافی منطقه مورد مطالعه در بازه زمانی کامپانین، b) نقشه تقریبی پالئوژئوگرافی منطقه مورد مطالعه در بازه زمانی ماستریشتین زیرین، c) نقشه تقریبی پالئوژئوگرافی منطقه مورد مطالعه در بازه زمانی ماستریشتین بالایی، مرزها تقریبی است.



دریایی بسته رسوبی HST به صورت انباشته‌های کربناته زیستی مرجانی و رودیستی با ضخامت زیاد و چهره‌ساز رخنمون می‌یابد.

### قدردانی

از دواران محترم این نشریه که در جهت ارتقای کیفیت این مقاله پیشنهادات ارزنده‌ای ارائه نمودند، تشکر و قدردانی می‌شود. همچنین از سردبیر محترم، اعضای محترم هیات تحریریه و مدیر اجرایی مجله وزین رسوب‌شناسی کاربردی نهایت تشکر و قدردانی می‌شود.

### منابع

- Abbasi, R., Piryaei, A., Ghorbani, M., Mobasheri, A (2021) Maastrichtian tectono-sedimentary evolution of the western Fars area (Zagros, SW Iran): insights into a foreland basin deposit, *Geopersia*, 11(2): 337-360.
- Abyat, A., Afghah, M., Fegghi A., A (2015) Biostratigraphy and lithostratigraphy of Tarbur Formation (Upper Cretaceous) in southwest of Khorram Abad (southwest Iran), *Carbonate and Evaporites* 30109-1180. <https://doi.org/10.1007/s13146-014-0218-1>.
- Afghah, M (2022) Microfacies and depositional environment of Tarbur formation (Upper Cretaceous-Lower Paleocene) Zagros area, southwestern Iran, *Geological Journal*, 57(7): 2868-2883. <https://doi.org/10.1002/gj.4450>.
- Afghah, M (2016) Biostratigraphy, facies analysis of Upper Cretaceous-Lower Paleocene strata in South Zagros belt, (southwestern Iran), *Journal of African Earth Science*, (19): 171-184, <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.04.002>
- Afghah, M., Yagmour, S. H (2014) Biostratigraphy Study of Tarbur Formation (Upper Cretaceous) in Tang-E Kushk and East of Sarvestan (SW of Iran), *Journal of Earth Science*, 25(2): 263-274.
- Ahr, W. M (2008) *Geology of Carbonate Reservoirs, the Identification, Description, and Characterization of Hydrocarbon Reservoirs in Carbonate Rocks*, John Wiley & Sons, Inc., Pub., New Jersey. 277 p. <https://doi.org/10.1002/9780470370650>.
- Alshavandi, Z., Rahimpour-Bonab, H., Kadkhodaei, A., Arian, M (2018) Investigating the effects of sedimentary environment and diagenetic processes on the quality of Sarvak reservoir formation within a sequence stratigraphic framework, Kupal Oil Field, *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 27 (107): 277-286. (in Persian).
- Alavi, M (2004) Regional Stratigraphy of the Zagros Fold-Thrust Belt of Iran and ITS

مطالعه محیط رسوبی رسوبات مورد مطالعه بر اساس تغییرات نسبی آب دریا بر اساس زمان و مفاهیم چینه‌نگاری سکانشی و مقایسه آن‌ها با محیط‌های رسوبی عهد حاضر نشان داد که رخساره‌های شناسایی شده در منطقه مورد مطالعه در یک پلاتفرم شلف کربناته نهشته شده‌اند. مطالعات پتروگرافی نشان داد که مهم‌ترین فرایندهای دیاژنزی مؤثر بر سازندهای مورد مطالعه شامل نوشکلی، زیست‌آشفستگی، میکرایتی شدن، سیمانی شدن، انحلال، فشردگی مکانیکی، استیلولیتی شدن، پیریتی شدن، هماتیستی شدن، دولومیتی شدن و شکستگی است که تغییرات دیاژنز تحت تاثیر الگوی انباشتگی رسوبات در زمان پسروری و پیشروی آب دریا است. بررسی توالی پاراژنتیکی رسوبات کرتاسه بالایی در منطقه مورد مطالعه نشان داد که رسوبات کرتاسه بالایی تاریخچه دیاژنتیکی پیچیده‌ای شامل دیاژنز دریایی اولیه، دیاژنز متئوریک و دیاژنز تاخیری دفنی را متحمل شده‌اند به نحوی که در مرحله ابتدایی دیاژنز رسوبات دریایی همزمان با رسوبگذاری تحت تاثیر فرایندهای دیاژنتیکی قرار گرفته و در ادامه در حین دیاژنز دفنی و تاخیری سیمان‌هایی مانند بلوکی و فرایندهایی مانند تراکم، شکستگی و استیلولیتی شدن صورت می‌گیرد.

مطالعات چینه‌نگاری سکانشی نشان می‌دهد که رسوبات بازه زمانی کرتاسه بالایی در منطقه مورد مطالعه از سه سکانش رسوبی درجه سوم تشکیل شده‌اند.

مطالعات پالئوژئوگرافی منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که در بازه زمانی کامپاین جنوب شرقی منطقه مورد مطالعه (برش کوه قلعه) خارج از آب قرار داشته است و عمده رخساره‌های تشکیل شده در این برش شامل رخساره‌های آواری قرمز رنگ کنگلومرا، میکروکنگلومرا، ماسه‌سنگ و شیل و مارن‌های قرمز رنگ است که به سمت شمال و شمال غرب منطقه مورد مطالعه (برش کوه شهرک) عمق بیشتر شده و شیل‌های سبزرنگ سازند گورپی نهشته شده است. در بازه زمانی ماستریشتین زیرین با پیشروی آب دریا محیط رسوبی دریایی در منطقه مورد مطالعه حکمفرما شده و در برش کوه قلعه عمده رسوبات نهشته شده مربوط به محیط رسوبی لاگون و به سمت برش کوه شهرک عمده رسوبات نهشته شده مربوط به زیرمحیط رسوبی سد و دریای باز است. در بازه زمانی ماستریشتین بالایی در زمان سکون نسبی آب دریا و حکمفرما شدن محیط رسوبی غالب

- Bordenave, M., Hegre, M (2010) Current distribution of oil and gas fields in the Zagros Fold Belt of Iran and contiguous offshore as the result of the petroleum systems. Geological Society of London. Special Publication, 330(3): 291–353. <https://doi.org/10.1144/SP330.1>.
- Brandano, M., L., Lipparini, V., Campagnoni, and L., Tomassetti (2012) Downslope-migrating large dunes in the Chattian carbonate ramp of the Majella Mountains (Central Apennines, Italy): Sedimentary Geology, 255 (256): 29-41.
- Caruzzi, A. V (1989) Carbonate rocks depositional models: A microfacies approach. Prentice- Hall, New Jersey, 604 p.
- Catuneanu, O (2006) Principles of sequence stratigraphy. Elsevier, Amsterdam, 386 p.
- Catuneanu, O., Galloway, W., Kendall, C., Miall, A., Posamentier, H., Strasser, A., Tucker, M (2011) Sequence stratigraphy: methodology and nomenclature. *Newsl Stratigr*, 44(3): 173–245. <https://doi.org/10.1127/0078-0421/2011/0011>.
- Choquette, P. W (1968) Marine diagenesis of shallow marine lime-mud sediments: insights from 0 and C3 data. *Science*, 161: 1130-1132.
- Choquette, P. W., and James, N. P (1990) Limestones: the burial diagenetic environment. In: *Mcllreath, I.A., & Morrow, D.W. (eds.), Diagenesis. Geological Association of Canada, Geoscience Canada, Reprint Series, 4 75-111.*
- Daneshian, J., Fazli, L., Baghbani, D (2010) Foraminifera biostratigraphy of the Gurpi and Tarbur formations in northeast Jahrum, *Journal of Stratigraphy and Sedimentary Researches*, 26(1): 89-102. <https://doi.org/10.1001.1.20087888.1389.26.1.5.4>, (in Persian).
- Dunham, R (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: *Classification of Carbonate Rocks. American Association Petroleum Geology*. 121 p.
- Dou, Q., Sun, Y. and Sullivan, C (2011) Rock-physics-based carbonate pore type characterization and reservoir permeability heterogeneity evaluation, Upper San Andres reservoir, Permian Basin, west Texas. *Journal of Applied Geophysics*, 74(1): 8-18, <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.02.010>.
- EL – Ghali, M. A. K., Tajoti, K. G., Mansorbeh, H., Ogle, N., & Kalin, R. M (2006) Origin and timing of sidelite cementation upper Ordovician Glacogenic sandstone from the Murzuk basin, SW Libya. *Marine and Petroleum Geology*, 23: 459- 471.
- Emami Meybodi, S. M., Maghfouri Moghadam, I., Sedaghatnia, M., Barmal, A (2022) Microfacies, sedimentary environment and diagenetic processes of carbonate rocks of the Asmari Formation (Chenareh Anticline, South Lorestan), *Applied Sedimentology*, 10(20): 73-91.
- Proforeland Evolution, *American Journal of Science*, 304:1-20.
- Alavi, M (2007) Structures of the Zagros Fold-Thrust Belt in Iran. *American Journal of Science*, 307: 1064-1095.
- Amir Bakhtiar, H (2016) Lithostratigraphy and Biostratigraphy of Tarbur Formation in Fars District, Shahid Beheshti University Doctoral Dissertation, 639 p.
- Amir Bakhtiar, H., Taheri, A., Vaziri-Moghaddam, H (2011) Maastrichtian facies succession and sea-level history of the Hossein-Abad, Neyriz area, Zagros Basin, *Historical Biology*, Taylor & Francis, 23(2-3): 145-153.
- Andalibi, M. J (1996) Geological map of Sivand 1/100000, Geological Survey of Iran, (in Persian).
- Arosi, A. H., Wilson, M. E. J (2015) Diagenesis and fracturing of a large-scale, syntectonic carbonate platform, *Sedimentary Geology*, 326: 109–134.
- Asadi, A., Rahimpour-Bonab, H., Aleali, M., Arian, M (2021) Geologically based integrated approach for zonation of a Late Jurassic–Early Cretaceous carbonate reservoir; a case from Persian Gulf, *Journal of Petroleum Exploration and Production Technology*, (12): 1265-1283, <https://doi.org/10.1007/s13202-021-01372-2>.
- Azad Shahraki, L., Rahimpour-Bonab, H., Ranjbaran, M (2017) Sedimentary Environment, Diagenesis and Sequence Stratigraphy of the Fahliyan Formation in Kilur Karim Oil Field (well# B), *Applied Sedimentology*, 5(10): 64-80. <https://doi.org/10.22084/psj.2018.13549.1146> (in Persian).
- Azizi, R., Safari, A., Vaziri-Maghaddam, H (2015) Microfacies, sedimentary environment and sequence stratigraphy of the Tarbur Formation in Semirom area (southwest of Isfahan), *Sedimentary Facies*, 8(2): 198-215. <https://doi.org/10.22067/sed.facies.v8i2.13225>, (in Persian).
- Azizi, R., Safari, A., Vaziri-Moghadam, H (2015) New Finds in Biostratigraphy of Tarbur Formation at Semirom area (south-western Isfahan), *Sedimentary Facies*, 8(1): 85-106. <https://doi.org/10.22067/sed.facies.v8i1.14627>.
- Bathurst, R. G. C (1975) Carbonate sediments and their diagenesis: New York, Elsevier, science pub. Co, 658 p.
- Bahroudi, A., and Koyi, H. A (2004) Tectono-Sedimentary Framework of the Gachsaran Formation in the Zagros Foreland Basin, *Marine and Petroleum Geology*, (21): 1295-1310.
- Biernacka, J., K. Borysiuk, and Raczynski, P (2005) Zechstein (Ca1) limestone-marl alternations from the North-Sudetic Basin Poland, depositional or diagenetic rhythms? *Geological Quarterly*, (49): 1-14.

- Iran, Geological and Mineral Exploration Organization of Iran, 180 p.
- Lucia, F. J. (2007) Carbonate reservoir characterization: An integrated approach. Springer Berlin. 366 p.
- Madden, R. and Wilson, M. (2013) Diagenesis of a SE Asian Cenozoic carbonate platform margin and its adjacent basinal deposits, *Sedimentary Geology*, 286 (287): 20–38. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.11.006>.
- Maghfouri Moghadam, I. (2010) Introducing Rudist of Tarbur Formation, Semirum and Khorramabad Sections, *Scientific Quarterly Journal of Geoscience*, 20(77): 63-66. <https://doi.org/10.22071/gsj.2010.55336>.
- Malekzadeh, H., Daraei, M., Bayet-Goll, A. (2020) Field-scale reservoir zonation of the Albian–Turonian Sarvak Formation within the regional-scale geologic framework: A case from the Dezful Embayment, SW Iran, *Marine and Petroleum Geology*, 121, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104586>.
- Mehrabi, H. (2023) Deposition, Diagenesis, and Geochemistry of Upper Cretaceous Carbonates (Sarvak Formation) in the Zagros Basin and the Persian Gulf, Iran, *Minerals*, 13(8), <https://doi.org/10.3390/min13081078>.
- Mirzaee Mahmoodabadi, R. (2020a) Sequence stratigraphy of Albian–Campanian carbonate deposits (Sarvak and Ilam formations) in Shiraz area, Fars, SW Iran. *Carbonates Evaporites*, 35: 92, <https://doi.org/10.1007/s13146-020-00628-y>.
- Mirzaee Mahmoodabadi, R. (2020b) Facies analysis, sedimentary environments and correlative sequence stratigraphy of Gachsaran formation in SW Iran, *Carbonate and Evaporites*, 35, 25, <https://doi.org/10.1007/s13146-020-00555-y>.
- Mirzaee Mahmoodabadi, R. (2023) Assessment of linking diagenesis history to sequence stratigraphy evidences (systems tract), (a case study: Sarvak Formation in one of the super oil fields, SW, IRAN). *Carbonates Evaporites*, 38 (59): 1-27. <https://doi.org/10.1007/s13146-023-00879-5>.
- Mirzaee Mahmoodabadi, R. (2023) Assessment of evolution of the sedimentary environment of Paleocene-Eocene succession in Shiraz area based on sequence stratigraphic evidences, *Applied Sedimentology*, 11(21): 182-207, <https://doi.org/10.22084/psj.2022.26615.1364> (in Persian).
- Mirzaee Mahmoodabadi, R. (2022) Petrography, sedimentary environment and reservoir potential assessment of Asmari Formation in Kilor Karim oil field in the framework of sequence stratigraphy, *Applied Sedimentology*, Emery, D., and Myers, K. (2005) *Sequence Stratigraphy*: Oxford. Blackwell Science, 297 p.
- Earler, D. V., Nothdurft, L., McNeil, M. and Moras, C. A. (2018) Tracing nitrate sources using the isotopic composition of skeletal-bound organic matter from the calcareous green algae Halimeda. *Coral Reefs*, 37: 1003– 1011. <https://doi.org/10.1007/s00338-018-01742-z>.
- Esmith, M. E., Moore, E. W., Swart, P. K. (2022) Constraining diagenesis within shallow water carbonate environments: Insights from clumped and sulfur isotopes, *Chemical Geology*, 614. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2022.121183>
- Fallah Bagtash, R., Adabi, M., Sadeghi, A., Omidpour, A. (2021) A Study of microfacies and diagenetic processes of the Asmari Formation in Khesht Oil Field with emphasis on reservoir characteristic: a case study from Zagros basin, Fars, SW Iran, *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 37(3): 1-34. <https://doi.org/10.22108/jssr.2021.127061.1198> (in Persian).
- Flügel, E. (2010) *Microfacies analysis of Limestones, Analysis Interpretation and Application*. Springer Berlin, 976 p.
- Ghanbarloo, H., Safari, A., Vaziri Moghaddam, H. (2022) Biostratigraphy and Sequence Stratigraphy of the Tarbur Formation (Maastrichtian) from Iranian Zagros Foreland Basin, Southwest of Iran, *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 96(1): 147-166. <https://doi.org/10.1111/1755-6724.14767>.
- Gili, E., Masse, J. P., Skelton, P. W. (1995) Rudists as gregarious sediment dwellers, not reef-builders, on Cretaceous carbonate platforms. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleogeography*, 118: 245-267.
- Hollis, C. (2011) Diagenetic controls on reservoir properties of carbonate successions within the Albian–Turonian of the Arabian Plate. *Petroleum Geoscience*, 17 (3): 223-241.
- James, G. A., Wynd, J. G. (1965) Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *AAPG Bull*, 49: 2182–2245.
- Khanjani, M., Mousavi-Harami, R., Rahimpour-Bonab, H., Kamali, M. R., Chehrizi, A. (2015) Depositional Environment, Diagenesis and Sequence Stratigraphy of Ilam Formation in Siri Alvand Oilfield, *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 95 (24): 253-262. <https://doi.org/10.22071/gsj.2015.42336> (in Persian).
- Khosrothehrani, K., Afghah, M. (2013) Study of microbiostratigraphy of Tarbur formation in north and northeast and southeast of Shiraz, *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 12(53): 74-87. (in Persian).
- Lasemi, Y. (1379) Facies, sedimentary environments and sequence stratigraphy of Upper Precambrian and Paleozoic deposits of

- Reinhold, C., Kaufman, B (2010) Sea-level changes as controlling factor of early diagenesis: the reefal limestones of Adnet (Late Triassic, Northern Calcareous Alps, Austria). *Facies*, 56: 231–248. <https://doi.org/10.1007/s10347-009-0197-1>.
- Riaz, M., Bhat, G. M., Latif, K., Zafar, T., Ghazi, S (2022) Sequence stratigraphy, depositional and diagenetic environments of the late Cambrian glauconite bearing oolitic limestones in the Kelan Section, Shanxi, China, *Journal of Earth System Science*, 131(17): <https://doi.org/10.1007/s12040-021-01743-7>.
- Riding, R (2002) Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds: concepts and categories. *Earth Science Review*, 58: (163-231).
- Ronchi, P., Jadoul, F., Ceriani, A., Giulio, A. D., Scotti, P., Ortenzi, A. and Massara, E. P (2011) Multistage dolomitization and distribution of dolomitized bodies in Early Jurassic carbonate platforms (Southern Alps, Italy), *Sedimentology*, 58: 532–565.
- Ross, D. J., Skelton, P. W (1993) Rudist formation of the Cretaceous: A Paleocological, Sedimentological and Stratigraphical review. In: Wright, V.P., (ed.), *Sedimentology Review*, Blackwell Scientific Publication, Oxford, 1: 73-91.
- Sadooni, F., N (2005) The nature and origin of Upper Cretaceous basin-margin rudist buildups of the Mesopotamian basin, southern Iraq, with consideration of possible hydrocarbon stratigraphic entrapment, *Cretaceous Research*, 26: 213-244.
- Salifou, I. A. M. Zhang, H. Boukari, I. O. Harouna, M. and Cai, Z (2021) New vuggy porosity models-based interpretation methodology for reliable pore system characterization, Ordovician carbonate reservoirs in Tahe Oilfield, North Tarim Basin. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, (196): 63-79.
- Sanders, D., & Pons, J. M (1999) Rudist formations in mixed siliciclastic-carbonate depositional environments, Upper Cretaceous, Austria: stratigraphy, sedimentology and models of development. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 148: 249-284. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(98\)00186-2](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(98)00186-2).
- San Miguel, G., Aurell, M. and Bádenas, B (2017) Diagenetic evolution of a shallow marine Kimmeridgian carbonate ramp (Jabaloyas, NE Spain): implications for hydrocarbon reservoir quality. *Arabian Journal of Geosciences*, 10 (16): 376. <https://doi.org/10.1007/s12517-017-3157-z>.
- Selley, R. C (1978) Concepts and methods of subsurface facies analysis, American 10 (20): 210-233, <https://doi.org/10.22084/psj.2022.25758.1339>, (in Persian).
- Mohseni, H., Esfandyari, M., Kavousi, M (2016) Diagenesis and sequence stratigraphy of the Fahliyan Formation in the Yadavaran oil field (Koshk and Hosseiniyeh) in the north Dezful Embayment. *Scientific Semiannual Journal Sedimentary Facies*, 8(2): 236–255. <https://doi.org/10.22067/sed.facies.v8i2.33283>.
- Moore, C. H (2001) Carbonate reservoir; Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework, Elsevier, 444 p.
- Moore, C. H (2013) Carbonate Reservoirs: Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework. Elsevier, Amsterdam, 370 p.
- Morad, S. Al-Aasm, I. S., Fadi, H. N., Ceriani, A., Gasparrini, M., Mansuebeg, H (2012) 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. <https://doi.org/10.2113/geoarabia170317>.
- Moteiei, H (1993) Geology of Iran, Stratigraphy of Zagros, Iranian Geological Survey, 682p (in Persian).
- Moteiei, H (1995) Petroleum geology of Zagros, Iranian Geological Survey, 1st Edition, 589p (in Persian).
- Parvaneh-Nejad Shirazi, M., Bahrami, M., KHazrak-Asli, M (2014) Biostratigraphy of the Campanian-Maastrichtian deposits of the Tarbur Formation in the northwest of Shiraz (Ghale Mountain) based on Orbitoidea, 15(15): 13-19. (in Persian).
- Parham, S., Piryaee, A. R., Ghorbani, M., Moussavi-Harami, R (2017) Paleogeographic evolution of the Maastrichtian deposits in the eastern Fars area (Zagros, Iran) using high-resolution sequence stratigraphic analysis, *Carbonate and Evaporites*, (34): 315-344, <https://doi.org/10.1007/s13146-017-0387-9>
- Payandeh, S., Afghah, M., Parvanehnejad Shirazi, M (2018) Biostratigraphy and lithostratigraphy of Tarbur Formation (Upper Cretaceous) in Hossein Abad section, Zagros basin (SW of Iran), *Carbonates and Evaporites*, 34: 931-939. <https://doi.org/10.1007/s13146-018-0445-y>.
- Rahimpour Bonab, H (2008) Carbonate Petrology, relationship between diagenesis and porosity evolution, Tehran University Press, 487 p (in Persian).
- Rashid, F., Hussein, D., Glower, P. W. J., Lorinczi, P., Lawrence, J. A (2022) Quantitative diagenesis: Methods for studying the evolution of the physical properties of tight carbonate reservoir rocks, *Marine and petroleum geology*, 139.

- sequences and lithostratigraphic nomenclature. *Pet Geosci*, 17: 211–222.
- Vaziri – Moghaddam, H., Safari, A., Taheri, A (2005) Microfacies, paleoenvironments and sequence stratigraphy of the Tarbur formation in Kherameh area, SW Iran, *Carbonate and Evaporites*, 20(2): 131-137. <https://doi.org/10.1007/BF03175456>.
- Wilson, J (1975) *Carbonate Facies in Geological History*. Springer, Berlin. 471 p.
- Wynd, J. G (1965) Biofacies of the Iranian Oil Consortium Agreement area. Iranian Oil Operating Companies, Geological and Exploration division. Report No. 1082.
- Association of Petroleum Geologists, *Contin Educ Course*, 9: 82. Notes.
- Seibel, M. J., & James, N. P (2017) Diagenesis of Miocene, incised Valley – filling limestones: Provence Southern France. *Sedimentary Geology*, 347: 21 – 35. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.09.006>.
- Sobhani Foroshani, J., Mehrabi, H., Rahimpour-Bonab, H (2022) Depositional–diagenetic history and sequence stratigraphy of the Sarvak formation in hydrocarbon fields of the central and southern Dezful Embayment, 9(18): 51-75. <https://doi.org/10.22084/psj.2021.23809.1279>, (in Persian).
- Sobouhi, M., Kadkhodaie, A., Moussavi-Harami, R., Rezaee, P., Jalali, M (2023) Investigation of the relationship between reservoir rock typing, microfacies and diagenetic processes of the Sarvak Formation in one of the oil fields in Abadan plain, SW Iran, *Applied Sedimentology*, 11(22): 1-19. <https://doi.org/10.22084/psj.2022.25804.1341>.
- Skelton, P. W (1991) Morphogenetic versus environmental cues for adaptive radiations, In: N. Schmidt-Kittler., Vogel (Edithors), *constructional morphology and evolution*, Springer, Berlin, 375-388.
- Tucker, M (2001) *Carbonate Reservoirs: Porosity Evolution and Diagenesis in Sequence Stratigraphic Framework-By Clyde Moore*, Published by Elsevier, Amsterdam, *Developments in Sedimentology Volume 55*, 444. *US Organic Geochemistry*, 11(32): 1373.
- Tucker, M. E. and Wright, V. P (1990) *Carbonate Sedimentology*. Oxford, Blackwell Scientific Publications, London, England, 404 p.
- Tucker, M (2004) *Carbonate Reservoirs: Porosity Evolution and Diagenesis in Sequence Stratigraphic Framework-By Clyde Moore*, Published by Elsevier, Amsterdam, *Developments in Sedimentology Volume 55*, 444. *US Organic Geochemistry*, 11(32):1373.
- Vail, P. R., F. Audemard, S. A. Bowman, D. N. Eisner, and C. Perezcruz (1998) The Stratigraphic Signatures of tectonics, eustasy and sedimentology – an Overview, in G. Einsele, W. Ricken, and A. Seilasher, eds., *cycles and events in stratigraphy*: Berlin, Springer – Verlag, 617-59.
- Van Buchem, F., Simmons, M., Droste, H., Davies, R (2010) Late Aptian to Turonian stratigraphy of the eastern Arabian Plate–depositional

## Petrography, sedimentary environment and sequence stratigraphy of Tarbur Formation in Shiraz area (Interior Fars)

R. Mirzaee Mahmoodabadi

Assist. Prof., Dept., of Geology, Islamic Azad University, Estahban Branch, Estahban, Iran

\* r\_mirzaem@iauest.ac.ir

Received: 2023/7/11 Accepted: 2023/10/16

### Abstract

The Campanian-Maastrichtian sequence in the Shiraz region of Inner Fars includes Gurpi and Tarbur formations. In order to study petrography and evaluate the evolution of the sedimentary environment and sequence stratigraphy of these sediments, two stratigraphic sections of Koh-e Qhale and Koh-e Shahrek Abarj in Marvdasht city of Fars province were selected and analyzed. Based on field studies, manual samples, and a detailed microscopic study of 250 thin sections prepared from the studied formations, it was identified that 14 facies (11 carbonate microfacies and three lithofacies) were deposited in a shelf carbonate platform. By studying about 1400 meters of Maastrichtian sediments, depending on the location of the sections under study, three third depositional sequences were identified and separated in terms of sequence stratigraphy. During the Campanian period and the formation of the LST systems tract towards the northeast of the studied area (Koh-e Qhale section), the clastic sediments of the lower part of the Tarbur formation and in the deeper parts of the sedimentary basin of the Gurpi formation were deposited equivalently. At the time of the highstand systems tract (HST facies) and high carbonate production rate in the steep part of the sedimentary environment, interlayered reef deposits (rudist packstone and rudist grainstone) were deposited between the limestones of the Tarbur Formation. The most critical diagenesis processes affecting the studied sequence can be called neomorphism, bioturbation, micriteization, cementation, dissolution, mechanical compaction, stylolitization, pyritization, hematitization, dolomitization, and fracturing, which diagenesis changes are influenced by the pattern of sediment accumulation in time depend on the relative sea level change. Paleogeographical studies of the studied area show that during the Campanian period, the southeast of the studied area (Koh-e Qhale section) was out of water. Moreover, the main facies formed in this section include red conglomerate, microconglomerate, sandstone, shale, and red marl facies, which deepen towards the north and northwest of the study area (Koh-e Shahrak section) and shales Green Gurpi Formation was deposited. In the upper Maastrichtian period, during the relative stillness of the sea water and the dominant marine sedimentary environment, the HST systems tract is exposed in the form of rudist carbonate buildup with significant thickness and facies.

**Keywords:** Sedimentary environment, Diagenesis, Tarbur Formation, Carbonate Shelf