

سنگ چینه‌نگاری، ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند قم در برش‌های کوه چرخه (نطنز)، باختر زفره و ورتون (شمال خاور اصفهان)

امیر پدram آرا^۱، مهدی یزدی^۲، زهرا ملکی^۳ علی بهرامی^{۴*}

۱- دانشجوی دکتری چینه و فسیل شناسی، گروه زمین شناسی، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

۲- استاد چینه شناسی و فسیل شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۳- استادیار تکتونیک، گروه زمین شناسی، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

۴- دانشیار چینه شناسی و فسیل شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

*a.bahrami@sci.ui.ac.ir

دریافت اسفند ۱۴۰۱، پذیرش اسفند ۱۴۰۱

چکیده

در این پژوهش، نهشته‌های الیگوسن-میوسن سازند قم در برش‌های کوه‌چرخه (نطنز)، باختر زفره و ورتون (شمال خاور اصفهان) مورد مطالعه قرار گرفت. بر مبنای بررسی‌های صحرایی و مطالعه مقاطع نازک میکروسکوپی از بخش کربناته سازند قم در برش‌های مذکور، ۸ ریزرخساره شناسایی گردید، که در بخش‌های کم ژرفا لاگون تا دریای باز ته نشست شده‌اند. محیط رسوبی ته نشست سه برش به دلیل عدم وجود ریف برجا و حضور سدهای بایوکلاستی و عدم وجود ریزش، یک رمپ همشیب کربناته تشخیص داده شد. بر اساس مطالعات چینه‌نگاری سکانسی، هر یک از برش‌های مورد مطالعه دارای ۲ سکانس رسوبی درجه‌ی ۳ هستند. در برش کوه چرخه هر دو سکانس دارای سیستم تراکت TST و HST بوده که با یک مرز سکانسی از نوع SB^۲ از هم جدا می‌شوند. در برش باختر زفره سکانس اول دارای سیستم تراکت TST و HST بوده و با یک مرز سکانسی از نوع SB^۱ از سکانس دوم که شامل سیستم تراکت TST.LST و HST بوده جدا می‌گردد. در برش ورتون سکانس اول از نوع تجمعی بوده و از سکانس دوم که شامل سیستم تراکت TST و HST بوده با یک مرز سکانسی از نوع SB^۲ جدا می‌شود. تطابق بین سکانس‌های رسوبی شناسایی شده در برش‌های مورد مطالعه گویای تاثیر فعالیت گسل‌های محلی بر تشکیل سکانس‌های رسوبی در دریای قم در طی زمان الیگوسن-میوسن است.

کلمات کلیدی: سازند قم، ریزرخساره، الیگوسن-میوسن، چینه‌نگاری سکانسی.

۱- مقدمه

به موجب عملکرد رخداد پیرئتن در زمان الیگوسن زیرین در زون ایران مرکزی محیط‌های اکسیدی - قاره‌ای تشکیل گردید و از این رو سنگ‌های الیگوسن زیرین ایران مرکزی گسترش محدود داشته و از منظر سنگ‌شناسی بیشتر از نوع مارن، ماسه‌سنگ و کنگلومرای سرخ‌رنگ (سازند سرخ‌پایینی) هستند [۲]. بر طبق نظر آقائاتی (۱۳۸۳) پس از رخداد پیرئتن، در اواخر الیگوسن بخش باختری ایران مرکزی (قم، ماکو، آذربایجان، تفرش، کاشان ...) با دریای پیشرونده الیگوسن - میوسن پوشیده شد. سنگ‌های این دریای پیش‌رونده کربنات‌های سکویی نوع رمپ هستند (سازند قم) که در محیط‌های کم ژرفا انباشته شده‌اند و نشان می‌دهند که در این زمان (الیگوسن - میوسن) قسمت‌های باختری ایران مرکزی توسط دریای پیشرونده‌ای پوشانده شده است. زمان پیشروی دریای مذکور در همه جا همزمان نبوده به طوری که در برخی مناطق مانند منطقه سبزواران و قم، در اشکوب روپلین (الیگوسن پیشین) و در برخی نقاط مانند آذربایجان، در آشکوب آکی‌تائین و حتی بوردیگالین می‌باشد. پسروی دریای مذکور هم در همه‌جا همزمان نیست. در طول زمان روپلین تا بوردیگالین و حتی جوان‌تر، این حوضه دچار تحولاتی گشته که در نهایت یک چرخه رسوبی عظیم را به وجود آورده است [۲]. گانسر و هوبر (۱۹۵۵)^۱، برای سنگ‌های الیگوسن - میوسن زون ایران مرکزی از نام سازند قم استفاده کردند [۲۷]. گانسر (۱۹۵۵) این سازند را به شش عضو (a, b, c, d, e, f) تقسیم و [۲۶] و آبه و همکاران (۱۹۶۴)^۲ عضو C را به چهار بخش (c^۱ - c^۴) تقسیم کردند [۱۲] و بدین ترتیب سازند قم، ۹ عضو دارد که با نشانه‌های a, b, c^۱, c^۲, c^۳, c^۴, d, e, f مشخص می‌شود. آقائاتی (۱۳۸۳) معتقد است عضوهای تبخیری c^۲ و d سازند قم، حسن ختام چرخه‌های رسوبی هستند [۲] و لذا، این سازند می‌تواند شامل سه چرخه رسوبی جداگانه باشد. هر چرخه رسوبی با رخساره‌های دریایی کم ژرفا آغاز و به رخساره کولابی پایان می‌یابد. نخستین چرخه رسوبی، به ضخامت ۴۱۰ تا ۷۸۰ متر، شامل عضوهای a, b, c^۱ و c^۲ است. چرخه دوم رسوبی، با ضخامت ۰ تا ۱۳۰ متر، شامل عضوهای c^۳, c^۴ و d است. چرخه سوم رسوبی، با ضخامت ۱۵۰ تا ۵۵۰ متر، شامل عضوهای e, f و تبخیری پایانی است. بربریان (۱۹۸۳) پیدایش حوضه رسوبی سازند قم را ناشی از فرورانش پوسته اقیانوسی تیس جوان به زیر زون ایران مرکزی می‌داند که با بازشدگی پشت کمانی و ته نشست رسوبات دریایی سازند قم و فرآیندهای آتشفشانی آکالن، همراه بوده است [۱۵]. بررسی ریزرخساره‌ها کمک قابل توجهی به بازسازی شرایط حاکم بر رسوب‌گذاری واحدهای رسوبی می‌نماید. مطالعات بر روی رخساره‌های زیستی و محیط رسوبی سازند قم نشانگر ته نشست آن در سیستم‌های رسوبی متفاوت است [۱]. بر اساس نظر رحیم زاده (۱۳۷۳) رخساره‌های این سازند به ۴ گروه رخساره رودخانه‌ای - دلتایی، رخساره سکوی کربناتی - تبخیری، رخساره سرایشب حاشیه سکوی کربناتی و رخساره منطقه عمیق تقسیم می‌شود. به دلیل گستردگی زیاد، شاخص بودن، و داشتن تمرکزهای هیدروکربنی، مطالعات انجام شده بر روی سنگ‌آهک‌های الیگوسن - میوسن باختر ایران مرکزی در خور توجه می‌باشد. بدین منظور مطالعات گسترده‌ای بر روی این سازند صورت پذیرفته است [۵]. وزیری مقدم و ترابی (۲۰۰۴) سازند قم را در جنوب باختر اردستان از دیدگاه ریزرخساره و محیط رسوبی مورد پژوهش قرار داده و بر این اساس تهنشست رسوبی در یک شلف باز را پیشنهاد دادند [۵۰]. صیرفیان و همکاران (۱۳۸۵) با مطالعه سازند قم در برش کوه چرخه با مطالعه مقاطع نازک ۱۰ ریزرخساره که در ۴ محیط رسوبی (دریای باز، سد، لاگون و پهنه جزر و مدی) شناسایی کرده که در یک رمپ تهنشست شده‌اند [۷]. بر طبق نظر خلیلی

^۱ Gansser and Huber (۱۹۵۵)^۲ Abaie et al. (۱۹۶۴)

و همکاران (۲۰۰۷) عضو d در دریاچه‌های کویری کم ژرفا و احتمالاً در محیط نمک زائنه نشین شده است [۳۲]. محمدی و عامری (۱۳۹۵) در سازند قم در ناحیه خورآباد (جنوب خاوری قم) ۱۱ رخساره (۸ ریزرخساره کربناته و ۳ رخساره تبخیری، تخریبی و مارنی) که در یک رمپ (رمپ داخلی و رمپ میانی) نهشته شدند پیشنهاد دادند [۸]. مطالعه سازند قم در برش کهک (جنوب باختر قم) توسط مهیاد و همکاران (۱۳۹۷) منجر به شناسایی ۶ ریزرخساره کربناته و یک رخساره آواری (شیل) در یک پلت فرم کربناته از نوع شلف باز شد [۱۰]. نوری و همکاران (۱۳۹۷) در برش کانسار سلسنتین مادآباد، (جنوب زنجان) ۵ رخساره رسوبی که عمدتاً در محیط دریای باز در یک شلف (بخش‌های انتهایی شلف داخلی تا شلف میانی) ته‌نشست شده‌اند، تشخیص دادند [۱۱]. آفتابی آرانی و همکاران (۱۳۹۹) سازند قم در ناحیه نراق را از جنبه ریزرخساره‌ها مورد بررسی قرار داده که منجر به شناسایی ۶ ریزرخساره در بخش کربناته سازند قم متعلق به کمربندهای رخساره‌ای لاگون، ریف و شیب پلاتفرم شد که بیانگر ته‌نشست این سازند در یک پلاتفرم کربناته از نوع شلف باز است [۱]. منوچهری و همکاران (۱۴۰۰) ریزرخساره‌ها سازند قم در برش تاق‌دیس نواب در جنوب خاوری کاشان را مورد بررسی قرار داده و ۱۰ ریزرخساره کربناته و آواری که در یک پلاتفرم کربناته شلف باز و در زیر محیط‌های دریای باز و لاگون نهشته شدند؛ پیشنهاد دادند [۹]. محمدی (۲۰۲۰) به مطالعه رخساره‌های رسوبی و محیط رسوبی سازند قم در ایران مرکزی (حوضه پشت کمان) در زمان اولیگوسن-میوسن زیرین در برش شمال نطنز و خورآباد پرداخت مطالعات او منجر به شناسایی ۱۴ ریزرخساره رسوبی در این دو برش شد و محیط رسوبی این رخساره‌ها را دریای باز، لاگون و جزرو مدی در روی سکوی کربناته هموکلینال تشخیص داد [۳۴].

در این تحقیق به بررسی سنگ‌چینه‌نگاری، ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی بخش کربناته سازند قم در برش‌های (نطنز)، باختر زفره و ورتون (شمال خاور اصفهان) پرداخته شده است.

۲- موقعیت جغرافیایی برش‌های مورد مطالعه

در گستره‌ی شمال و شمال خاوری اصفهان، سه برش از سازند قم برای رسیدن به اهداف پژوهش انتخاب گردید که موقعیت جغرافیایی آن‌ها به شرح ذیل است:

۲-۱- برش کوه چرخه

این برش در ۹۵ کیلومتری شمال خاوری اصفهان و ۷ کیلومتری شمال خاوری شهر نطنز در کوه‌چرخه قرار دارد. این منطقه بخشی از نقشه زمین‌شناسی نطنز [۳] به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی کشور می‌باشد. مختصات قاعده برش $N 33^{\circ} 32' 16.7''$ و $E 51^{\circ} 59' 56.4''$ است (شکل ۱).

۲-۲- برش باختر زفره

این برش در ۶۰ کیلومتری شمال خاوری اصفهان و ۹ کیلومتری شمال باختری روستای زفره قرار دارد. این منطقه بخشی از نقشه زمین‌شناسی کوهپایه [۴] به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی کشور می‌باشد. مختصات قاعده برش $N 32^{\circ}$ و $E 52^{\circ} 10' 58.3''$ می‌باشد (شکل ۱).

^۲ saltern environment

۲-۳- برش ورتون

این برش در محور خاوری اصفهان در جاده اصفهان - نائین و در ۱۱ کیلومتری شمال خاوری روستای ورتون (فاصله ۷۵ کیلومتری اصفهان) قرار دارد این منطقه بخشی از نقشه زمین‌شناسی کوهپایه [۴] به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی کشور می‌باشد. مختصات قاعده برش "N ۳۲° ۵۵' ۵۲.۷" و "E ۵۲° ۰۸' ۵۰.۵" است (شکل ۱).

۳- روش مطالعه

برش‌های مورد مطالعه با بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی پایه و نقشه راه‌ها انتخاب و سپس مطالعات صحرایی از جمله شناسایی واحدهای سنگ‌چینه‌ای و نمونه برداری سیستماتیک از واحدهای کربناته طی فواصل ۲ متری انجام گرفت. مطالعات آزمایشگاهی ابتدا با تهیه مقاطع نازک و مطالعه آن‌ها و تشخیص بافت و ریزرخساره‌ها و عناصر اسکلتی و غیر اسکلتی موجود با استفاده از مطالعات دانهام (۱۹۶۲)^۴، امبری کلوان (۱۹۷۱)^۵، فلوگل (۲۰۱۰)^۶ انجام پذیرفت، و سپس تفسیر محیط رسوبی با استفاده از مطالعات گیل (۲۰۰۰)^۷، پومار (۲۰۰۱ و ۲۰۱۷)^۸، آسپریون و همکاران (۲۰۰۹)^۹ و فلوگل (۲۰۱۰)، نبلسیک و همکاران (۲۰۱۳)^{۱۰}، برسی و همکاران (۲۰۱۶)^{۱۱} و توماستی و همکاران (۲۰۱۷)^{۱۲} صورت گرفت. چینه‌نگاری سکانسی برش‌ها نیز با مطالعات صحرایی و ریزرخساره‌ها و با کمک پژوهش‌های کاتینینو و همکاران (۲۰۰۹، ۲۰۱۰، ۲۰۱۱)^{۱۳} و امری و مایرز (۱۹۹۶)^۴ شناسایی و دسته‌بندی شد.

^۴ Dunham (۱۹۶۲)

^۵ Embry and Klovan (۱۹۷۱)

^۶ Flugle (۲۰۱۰)

^۷ Geel (۲۰۰۰)

^۸ Pomar (۲۰۰۱، ۲۰۱۷)

^۹ Asprion et al. (۲۰۰۹)

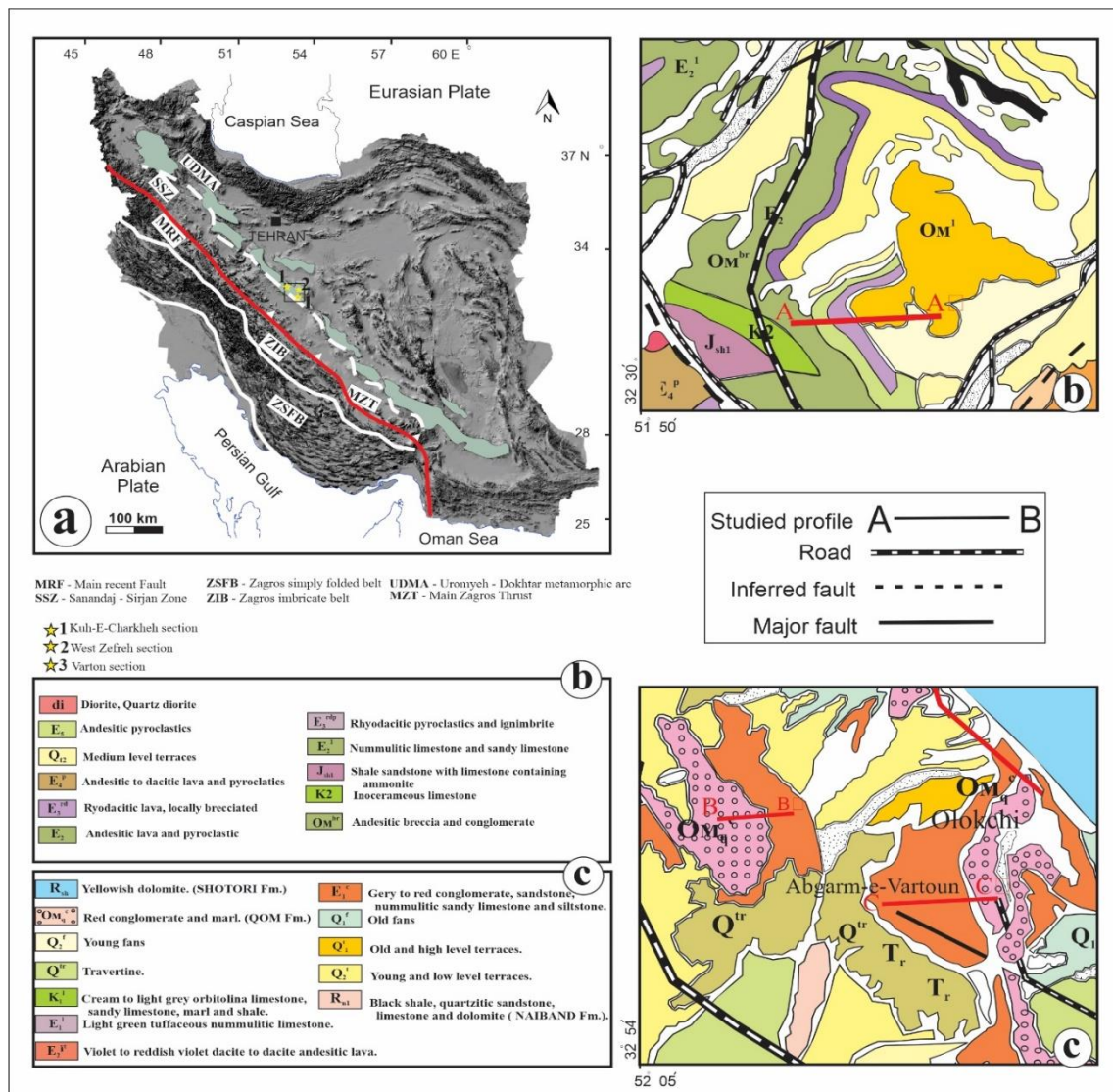
^{۱۰} Nebelsick et al. (۲۰۱۳)

^{۱۱} Beresi et al. (۲۰۱۶)

^{۱۲} Tomassetti et al. (۲۰۱۶)

^{۱۳} Catuneanu et al. (۲۰۰۹، ۲۰۱۰، ۲۰۱۱)

^{۱۴} Emery and Myers (۱۹۹۶)



شکل ۱: a: نقشه واحد های ساختاری تکتونیکی ایران [۱۴]. b: بخشی از نقشه زمین شناسی نطنز به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ سازمان زمین شناسی کشور [۳]. با کمی تغییرات و راهنمای آن، موقعیت برش مورد مطالعه در کوه چرخه کوه، c: بخشی از نقشه زمین شناسی کوهپایه به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ سازمان زمین شناسی کشور و راهنمای آن با کمی تغییرات [۴]. موقعیت برش های مطالعه ورتون و باختر زفره

۴- بحث

۴-۱- سنگ چینه نگاری نهشته های برش های مورد مطالعه

۴-۱-۱- برش کوه چرخه

سازند قم در این برش با ستبرای ۲۰۰ متر و میانگین شیب لایه‌ها حدود ۳۰ درجه می‌باشد. رسوبات سازند قم در این برش بر روی سنگ‌های ولکانیکی سازند قرمز زیرین قرار دارند [۷، ۳۴، ۳۸] (شکل ۲: a). این برش در انتها به صورت تدریجی از مارن و آهک مارنی به آهک سخت فرسا با ساخت لایه بندی مورب تبدیل می‌شود. بر اساس مطالعات سنگ‌چینه‌شناسی برش مورد مطالعه به سه بخش تقسیم گردید: واحد ۱: آهک‌های ضخیم لایه و زرد مایل به خاکستری تا سفید مایل به زرد، در تناوب مارن و سنگ آهک مارنی همراه با فسیل‌های فراوان

واحد ۲: سنگ آهک‌های مارنی زرد تا سفید و گاهی مایل به سبز و فسیل‌دار

واحد ۳: سنگ‌آهک‌های ضخیم لایه و صخره‌ساز با میان لایه‌هایی از سنگ آهک مارنی همراه با فسیل فراوان

۲-۱-۴-برش باختر زفره

سازند قم در این برش با ستبرای ۲۱۵ متر و بر روی رسوبات سازند قرمز زیرین به سن ائوسن-الیگوسن و در انتها به صورت تدریجی از مارن و آهک مارنی به آهک سخت فرسا تبدیل می‌شود. بر اساس مطالعات سنگ‌چینه‌شناسی برش مورد مطالعه به سه بخش تقسیم گردید (شکل ۲: b):

واحد ۱: لایه‌ی بتونیتی دارای فسیل (فسیل‌های اپرکولینا (*Operculina ammonoides*) و خارپوست (*Arbacina sp.*))، ماسه‌سنگ قهوه‌ای تا خاکستری رنگ و در نهایت آهک‌های مارنی پرفسیل و آهک‌های ماسه‌ای پرفسیل است.

واحد ۲: سنگ‌آهک‌های ضخیم و صخره‌ساز با میان لایه‌هایی فرعی از سنگ آهک مارنی همراه با فسیل فراوان است.

واحد ۳: مارن و سنگ‌آهک‌های ضخیم و صخره‌ساز با میان لایه‌هایی فرعی از سنگ آهک مارنی همراه با فسیل فراوان می‌باشد.

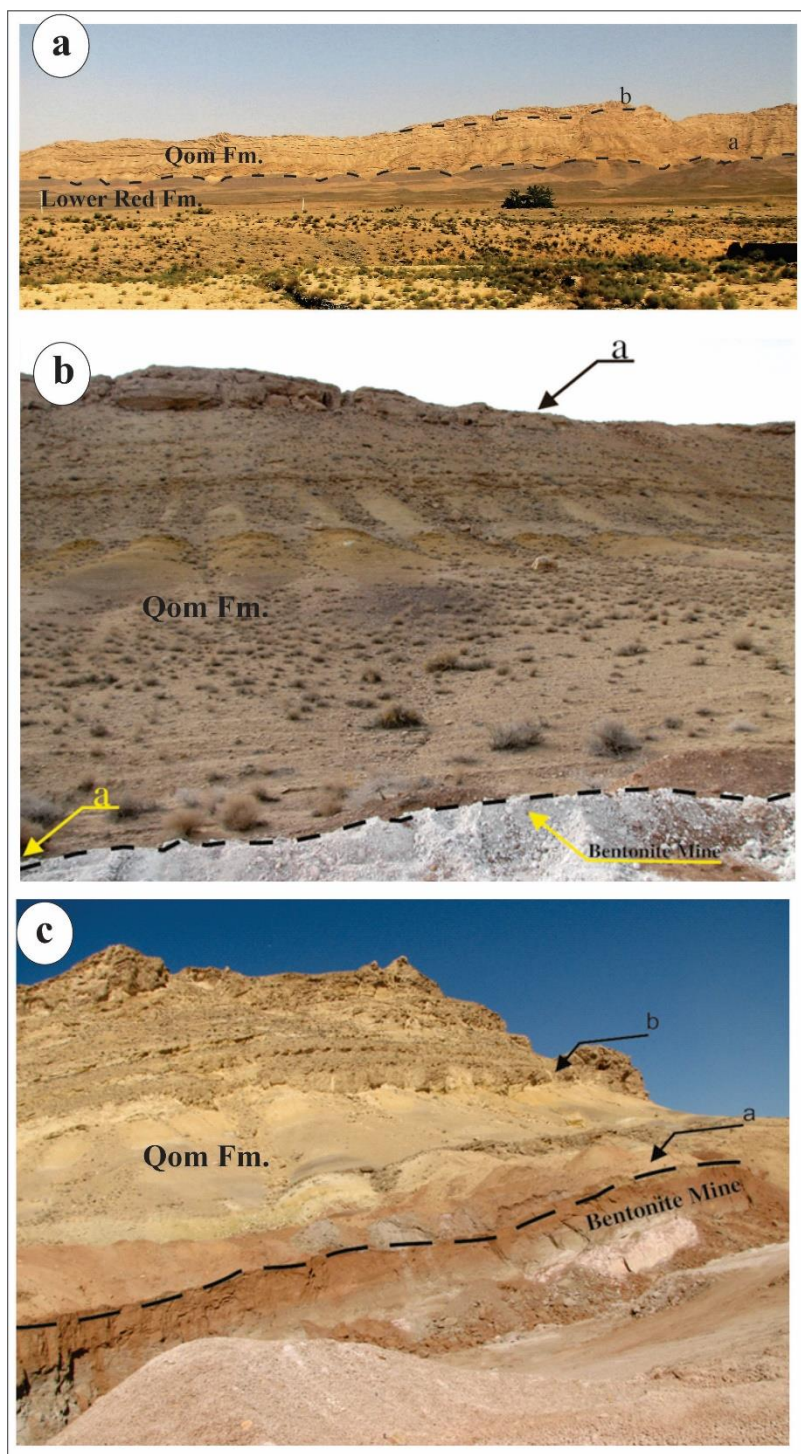
۲-۱-۴-برش ورتون

این برش ۱۳۰ متر ستبرای دارد و بر روی رسوبات سازند قرمز زیرین به سن ائوسن-الیگوسن قرار گرفته است. نهشته‌های بتونیتی در قاعده برش دارای فسیل‌های اپرکولینا (*Operculina ammonoides*) و خارپوست (*Arbacina sp.*) می‌باشد [۳۸] و در انتها به شکل تدریجی از مارن و آهک مارنی به آهک سخت فرسا تبدیل می‌شود. بر اساس مطالعات سنگ‌چینه‌شناسی برش مورد مطالعه به سه بخش تقسیم گردید (شکل ۲: c):

واحد ۱: تناوب مارن و سنگ آهک مارنی همراه با فسیل‌های فراوان

واحد ۲: تناوبی از سنگ آهک مارنی زرد تا سفید مایل به سبز، مارن‌ها سنگ‌آهک فسیل‌دار

واحد ۳: سنگ‌آهک‌های ضخیم و صخره‌ساز با میان لایه‌هایی فرعی از سنگ آهک مارنی همراه با فسیل فراوان



شکل ۲: عکس صحرائی و تفکیک واحدهای سنگ چینه‌ای برش‌های مورد مطالعه، a: برش کوه چرخه (جهت دید از جنوب شرقی)، b: برش باختر زفره (جهت دید از غرب)، c: برش ورتون (جهت دید شرق).

۴-۲- ریزرخساره‌های شناسایی شده در بخش کربناته برش‌های مورد مطالعه

با توجه به ویژگی‌هایی از قبیل بافت رسوبی، عناصر اسکلتی و عناصر غیر اسکلتی، ۸ ریزرخساره در بخش کربناته سازند قم در برش‌های مورد مطالعه شناسایی شد (اشکال ۳، ۴، ۵، ۶). آن‌ها عبارت هستند از:

۴-۲-۱- ریزرخساره‌های کمر بند رخساره‌ای لاگونی

۱: مادستون-وکستون بایوکلاستی ماسه‌ای

اجزای تشکیل دهنده این ریزرخساره شامل دانه‌های کوارتز (بیش از ۱۰٪) و حضور اندک فون‌هایی مانند براکیوپود، تکستولاریا، استراکد، نئوروتالیا‌های کوچک و آلوکم‌هایی چون پلوئید است. در برخی از مقاطع نازک در برش کوه چرخه بافت دانه پشیمان (پکستون) مشاهده می‌شود. این ریزرخساره در هر سه برش مورد مطالعه مشاهده شد. تفسیر: ریزرخساره‌های حاوی دانه‌های تخریبی سیلیکوکلاستیک به میزان فراوان ممکن است در باتلاق‌های موجود در محیط لاگونی نزدیک به ساحل تشکیل شوند [۴۰]. از نظر جایگاه چینه‌شناسی این ریزرخساره در ارتباط با ریزرخساره‌های لاگون محصور بوده و تنوع بسیار پایین فونی را نشان می‌دهد که می‌تواند معرف ته نشست در محیط‌های کم ژرفا لاگون محصور باشد [۱۷، ۲۲] (شکل ۳: a).

۲: پکستون روزنداران بدون منفذ بایوکلاستی

اجزای اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره فرامینفر بدون منفذ شامل میلیولید، آرکیاس و پنیولیس می‌باشد. به میزان کمتر فون‌هایی مثل گاستروپود، تکستولاریا، براکیوپود، دوکفه‌ای، اکتینودرم و جلبک قرمز کورالیناسه‌آ نیز حضور دارند. ریزرخساره‌ی مذکور در هر سه برش مشاهده شد. در برش ورتون در برخی از مقاطع کوارتز وجود دارد. تفسیر: بر طبق نظر گیل (۲۰۰۰) حضور فراوان روزنداران بدون منفذ معرف شوری بالای دریایی و لاگون محصور می‌باشد. حضور روزنداران بدون منفذ (آرکیاس و پنیولیس) شرایط محیطی پرنرژی، شوری بالا، شرایط یوفوتیک و وفور علف‌های دریایی را تداعی می‌کند [۲۸] (شکل ۳: b).

۳: باندستون مرجانی

مرجانها در این ریزرخساره به صورت کلنی‌های پراکنده و ریف‌های تکه‌ای و غیر قابل تعقیب در صحرا دیده می‌شوند به علاوه این کلنی‌ها کاملاً سالم و بدون خردشدگی هستند. ریزرخساره‌ی مذکور در کوه چرخه و برش باختر زفره مشاهده شد.

تفسیر: سالم بود این مرجان‌ها گویای محیط کم انرژی می‌باشد [۴۷]. نرخ شوری بالا و نرخ ورود مواد غذایی به محیط عامل اصلی عدم وجود ریف واقعی است [۴۳]. با توجه به غیر قابل تعقیب بودن ریزرخساره مذکور در صحرا این ریف یک ریف واقعی نبوده که وجود رخساره‌های لاگون نیمه محصور هم این امر را تایید می‌کند (فلوگل) لذا ریزرخساره مذکور ریف تکه‌ای بوده که در لاگون نیمه محصور نهشته شدند (شکل ۳: c).

۴: پکستون-رودستون جلبک قرمزدار، روزنداران کفزی (بدون منفذ و منفذ دار) بایوکلاستی

اجزای اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره جلبک قرمز کورالیناسه‌آ از نوع لیتوتامینیوم و لیتوفیلوم و روزنداران بدون منفذ شامل پیرگو، میلیولیدها، آرکیاس و پنیولیس، روزنداران منفذدار شامل نئوروتالیا، لپیدوسیکلینا، آمفیستزینا، هتروستزینا، میوزیپسینوئیدس، دیسکوربیس و به میزان کمتر فون‌هایی چون گاستروپود، اکتینودرم، براکیوپود و بریوزوئر می‌باشد. میزان

کوارتز و ایتراکلاست گلی در این ریزرخساره کمتر از ۱۰٪ است. ریزرخساره‌ی مذکور در هر سه برش مشاهده شد. در برخی از مقاطع نازک برش باختر زفره میزان بریوزوئرها درشت با اندازه بیش از ۲ میلی متر زیاد شده است. تفسیر: جلبک‌های قرمز در نواحی قطبی و گرمسیری در قسمت‌های کم ژرفا تا ژرفای ۲۰۰ متری و در شوری نورمال دریایی به فراوانی دیده می‌شوند [۴۲]. همراهی روزن‌داران بدون منفذ (که معرف محیط لاگونی هستند) با روزن‌داران منفذدار و جلبک‌های کورالیناسه‌آ (که معرف شوری نورمال دریایی هستند)، نشان دهنده تهنشست این ریزرخساره در محیط لاگونی نیمه محصور همراه با چرخش آزاد آب می‌باشد [۳۹]. وجود بافت دانه پشتیبان نشان دهنده نزدیکی این ریزرخساره به سد بایوکلاستی و انرژی نسبتاً بالای محیط است (شکل ۳: d).

۴-۲-۲- ریزرخساره‌های کمر بند رخساره‌ای سد بایوکلاستی

B: پکستون-گریستون بایوکلاستی

بایوکلاست‌ها شامل جلبک قرمز کورالیناسه‌آ، بریوزوئر و خرده‌های روزن‌داران منفذدار از جمله اپرکولینا و الفیدیوم است. این ریزرخساره دانه پشتیبان بوده و سیمان اسپاریتی زمینه سنگ را پر کرده است. برخی بایوکلاست‌ها کورتوئیدی شده‌اند. ریزرخساره‌ی مذکور در سه برش مشاهده شد. تفسیر: تنوع پائین فونی، جورشدگی خوب دانه‌ها، مقدار کم گل، وجود سیمان اسپاریتی گسترده در بین آلوم‌ها و دانه پشتیبان بودن این ریزرخساره نشانگر تهنشست آن در انرژی بالا در محیط سد بایوکلاستی به سمت لاگون است [۲۵] (شکل ۳: e).

۴-۲-۳- ریزرخساره‌های کمر بند رخساره‌ای دریای باز

O۱: پکستون-رودستون جلبک قرمزدار بایوکلاستی

اجزای اصلی این ریزرخساره جلبک قرمز کورالیناسه‌آ (لیتوفیلوم و لیتوتامینیوم) بوده و سایر فون‌ها شامل براکیوپود، بریوزوئر، آمفیستژینا، لپیدوسیکلینا، گاستروپودا، اکینودرم، تکستولاریا و کورال است. ریزرخساره‌ی مذکور در برش باختر زفره مشاهده شد.

تفسیر: بافت دانه پشتیبان بوده که نشان دهنده انرژی بالا در محیط است و وجود کورالیناسه‌آ نشان دهنده نور کافی در محیط است لذا این ریزرخساره معرف کم ژرفاترین بخش‌های دریای باز در مجاورت سد بایوکلاستی است [۲۸، ۵۱] (شکل ۳: f).

O۲: پکستون-گریستون روزن‌داران منفذدار بایوکلاستی

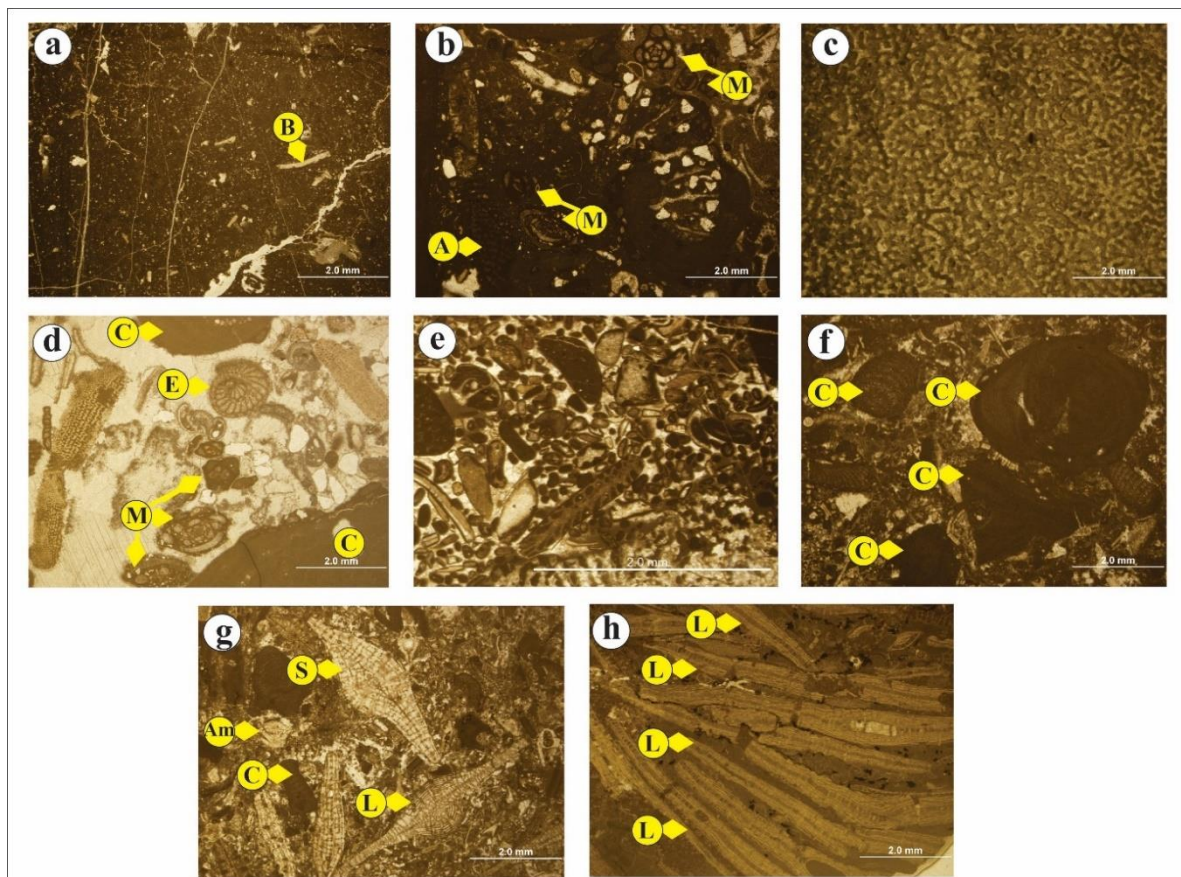
اجزای اصلی این ریزرخساره روزن‌داران منفذدار چون لپیدوسیکلینا، هتروستژینا، اپرکولینا، نئوروتالیا، نومولیتس، آمفیستژینا، نئوروتالیا، اسپیروکلپیئوس است و سایر اجزا چون بریوزوئر، اکینودرم، براکیوپود، جلبک قرمز کورالیناسه‌آ نیز در آن دیده می‌شود. ریزرخساره‌ی مذکور در سه برش مشاهده شد.

تفسیر: عدم حضور روزنداران بدون منفذ، وجود روزنداران منفذدار، عدم تقارن آمفیستژینا و بافت دانه پشتیبان _ معرف انرژی بالا (نزدیک سد بایوکلاستی) _ نشان دهنده ته‌نشست این ریزرخساره در رمپ میانی بالاتر از حد امواج عادی است [۲۸، ۱۸] (شکل ۳: g).

O^۳: رودستون لپیدوسکلینیده دار بایوکلاستی

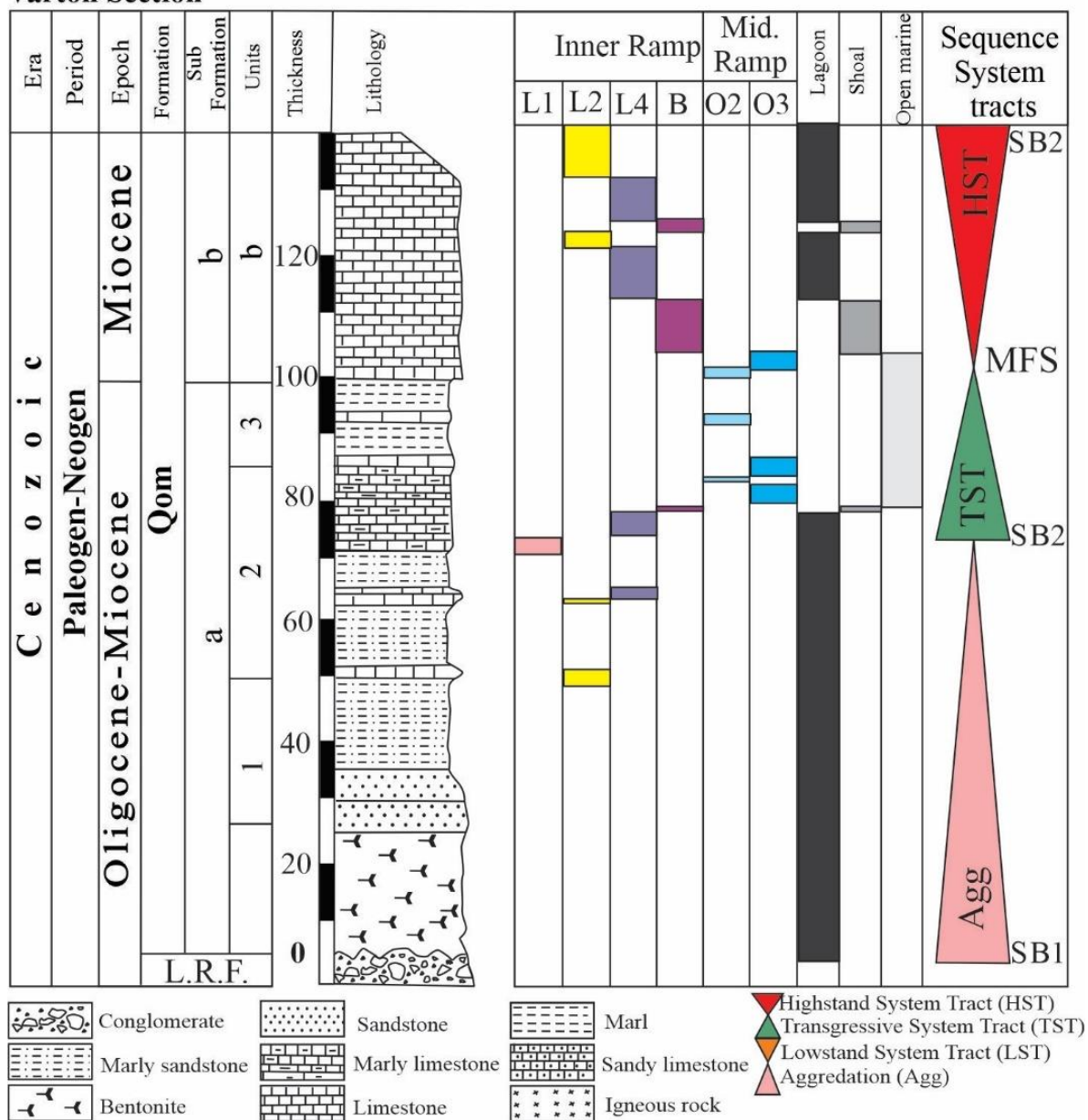
اجزای اصلی این ریزرخساره لپیدوسکلیناهای کشیده هستند. بافت دانه پشتیبان بوده و سایر فسیل‌ها به مقدار اندک شامل بریوزوئر، هتروستژینا، اپرکولینا، نئوروتایا، نومولیتس، آمفیستژینا، اکتینودرم، براکیوپود، دیتروپا، جلبک قرمز کورالیناسه‌آ و میوژیسینوئیدس می‌باشند. ریزرخساره ی مذکور در سه برش مشاهده شد.

تفسیر: وجود روزنداران کفزی همزیست‌دار کشیده (لپیدوسکلیناهای کشیده) در این ریزرخساره معرف زون الیگوفوتیک هستند و در نور کم سطح خود را افزایش داده و در عوض دیواره‌ها نازکتر شده تا میزان جذب نور را افزایش دهند [۲۹، ۳۰]. این ریزرخساره متعلق به بخش پایین رمپ میانی زیر سطح اساس امواج عادی است [۲۸، ۴۹] (شکل ۳: h).



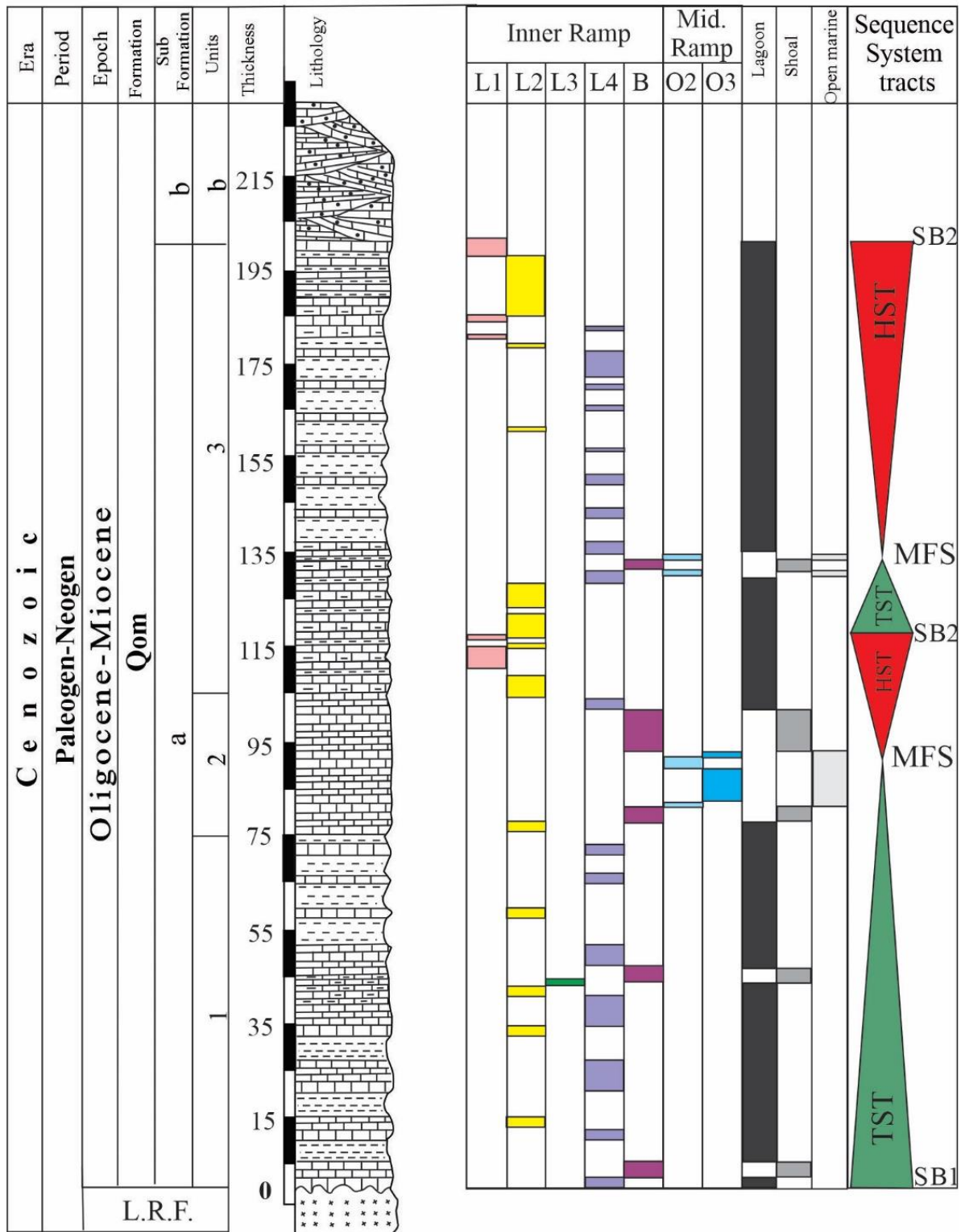
شکل ۳: a: ریزرخساره مادستون بایوکلاستی ماسه‌دار (L^۱) در برش باختر زفره (B: بیوکلاست)، b: ریزرخساره پکستون روزنداران بدون منفذ بایوکلاستی (L^۲) در برش ورتون (A: آرکیاس، M: میلیولید)، c: ریزرخساره باندستون مرجانی (L^۳) در برش کوه چرخه، d: ریزرخساره ی رودستون جلبک قرمزدار، روزنداران کفزی (بدون منفذ و منفذ دار) بایوکلاستی (L^۴) در برش باختر زفره (E: الفیدیوم، C: کورالیناسه‌آ)، e: ریزرخساره پکستون-گرینستون بایوکلاستی (B) در برش ورتون، f: ریزرخساره پکستون-رودستون جلبک قرمزدار بایوکلاستی (O^۱) در برش باختر زفره، g: ریزرخساره پکستون-گرینستون روزنداران منفذدار بایوکلاستی (O^۲) در برش کوه چرخه (L: لپیدوسکلینا، Am: آمفیستژینا، S: اسپروکلیئوس)، h: ریزرخساره رودستون لپیدوسکلینیده دار بایوکلاستی (O^۳) در برش کوه چرخه.

Varton Section

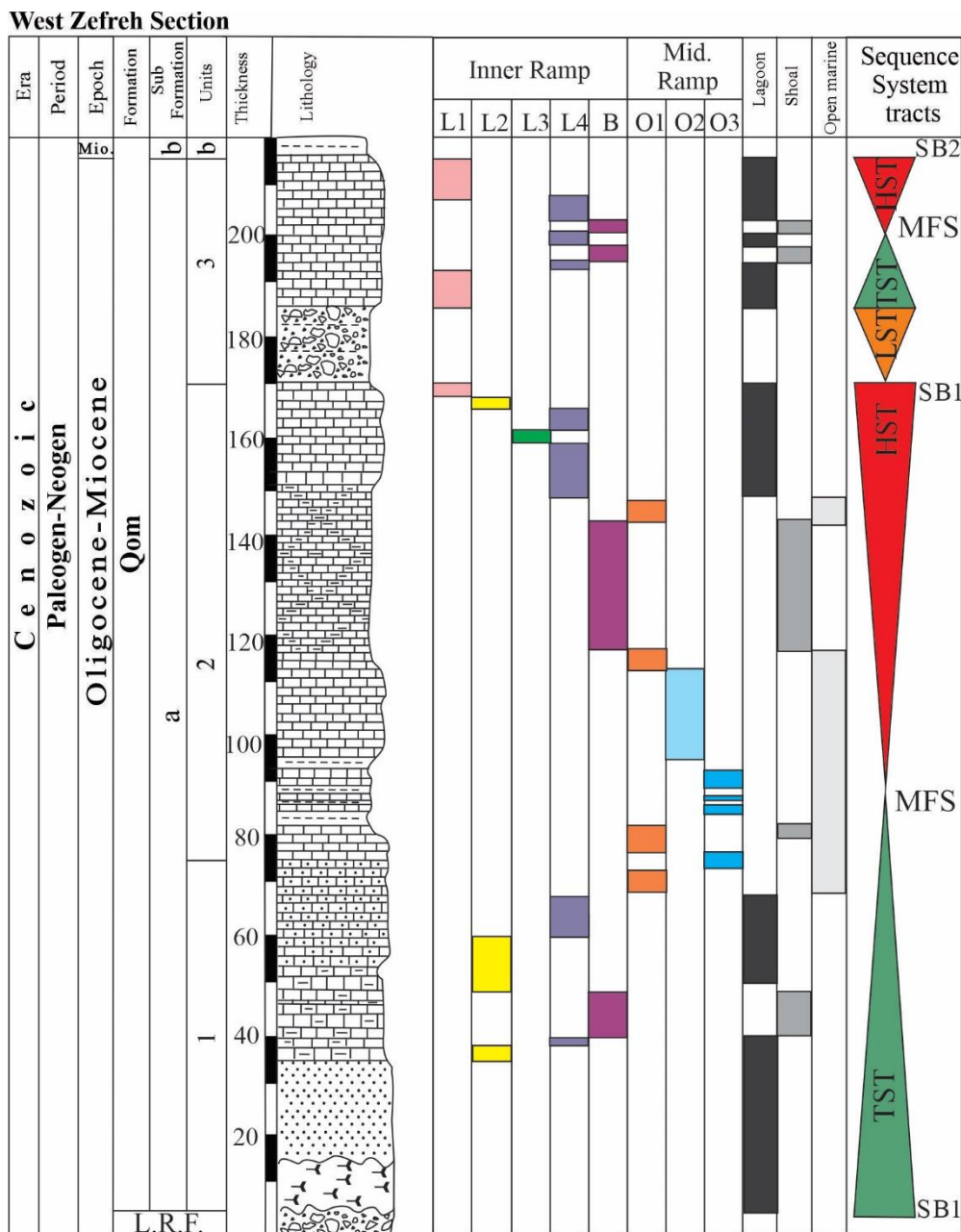


شکل ۴: ستون پراکنندگی ریزرخساره‌ها و سکانس‌های درجه ۳ موجود در برش ورتون

Kuh-e-Charkheh Section



شکل ۵- ستون پراکنندگی ریزرخساره‌ها و سکانس‌های درجه ۳ موجود در برش کوه چرخه (برای مشاهده راهنما، به شکل ۴ مراجعه شود).



شکل ۶- ستون پراکندگی ریزرخساره‌ها و سکانس‌های درجه ۳ موجود در برش باختر زفره (برای مشاهده راهنما، به شکل ۴ مراجعه شود).

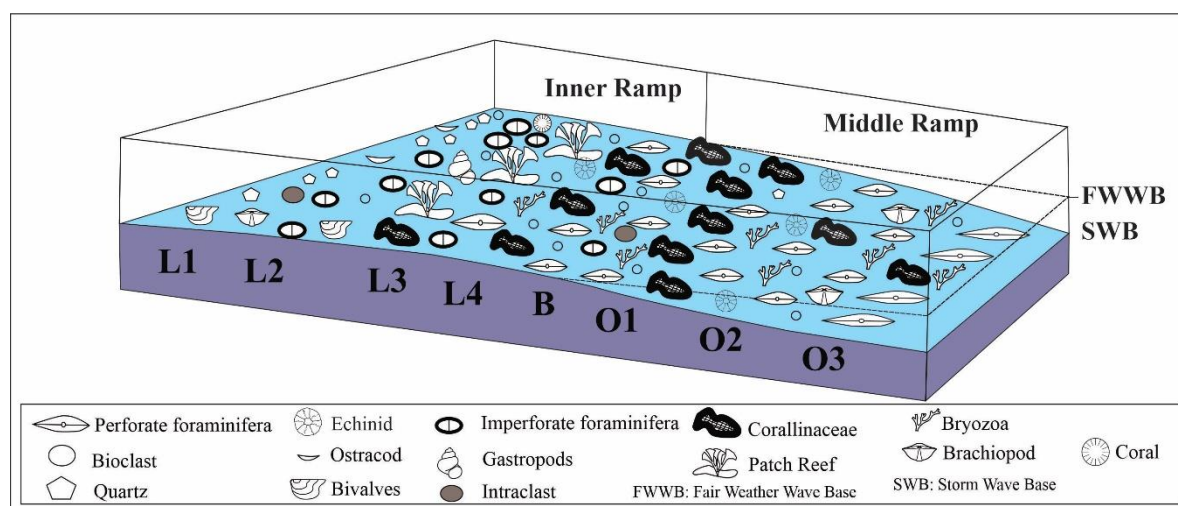
۳-۴- محیط رسوبی

ویلسون (۱۹۷۵) محیط‌های کربناته را بر اساس محیط‌های کربناته عهد حاضر توصیف نمود و در تکوین آن، پومار (۲۰۰۱) انواع پلتفرم‌های کربناته (شلف‌های لبه‌دار و شلف‌های بدون لبه، رمپ‌های همشیب و رمپ‌های با انتهای شیب‌دار، پلت فرم‌های ایپریک، پلتفرم‌های کربناته مجزا، آتول‌های اقیانوسی و پلتفرم‌های کربناته غرق شده) را بر مبنای ویژگی‌هایی چون جغرافیای طبیعی و مورفولوژیکی مانند پروفیل‌های رسوب گذاری، اندازه و اتصال یا عدم اتصال پلت فرم مورد نظر به

خشکی مطابق با تکامل آن‌ها در طی زمان معرفی و توصیف کرد. بر طبق مشاهدات صحرائی، مطالعات آزمایشگاهی مقاطع نازک تهیه شده از برش‌های مورد مطالعه و برقراری ارتباط بین ریزرخساره‌های کربناته، محیط رسوبی سازند قم در هر سه برش از نوع یک رمپ همشیب بوده که از مهمترین شواهد آن می‌توان به عدم وجود ریف گسترده و قابل تعقیب در صحرا، وجود سد بایوکلاستی، عدم مشاهده شواهد ریزشی و تبدیل تدریجی و آرام رخساره‌ها به یکدیگر، اشاره نمود که این رمپ به دو قسمت رمپ داخلی و رمپ میانی تقسیم می‌شود (شکل ۷) [۲۵].

رمپ داخلی: این قسمت از رمپ از خط ساحلی تا قاعده امواج آرام گسترش داشته [۱۳] ریزرخساره‌های مربوط به محیط لاگونی است که مرز جدا کننده آن از رمپ میانی با ریزرخساره‌ی مربوط به سد بایوکلاستی مشخص می‌شود. رمپ داخلی در برش‌های مورد مطالعه شامل ریزرخساره‌های **L1**: مادستون-وکستون بایوکلاستی ماسه‌ای، **L2**: پکستون روزنداران بدون منفذ بایوکلاستی، به دلیل حضور روزنداران بدون منفذ و عدم حضور یا میزان بسیار اندک فون‌های معرف شوری نرمال دریایی مانند روزنداران منفذدار، اکینودرم‌ها، مرجان و جلبک‌های قرمز نشان دهنده‌ی زیر محیط لاگون محصور می‌باشد [۱۶]، **L3**: ریزرخساره‌های بانداستون مرجانی، **L4**: پکستون-رودستون جلبک قرمزدار، روزنداران کفزی (بدون منفذ و منفذ دار) بایوکلاستی، به دلیل حضور همزمان روزنداران منفذدار و بدون منفذ و فون‌های معرف شوری نرمال دریا گویای زیر محیط لاگون نیمه محصور می‌باشد [۱۶]، **O1**، **O2** و ریزرخساره‌ی **B**: پکستون-گرینستون بایوکلاستی نیز با دارا بودن بافت دانه شتیان و تنوع پائین فونی معرف سد بایوکلاستی می‌باشد.

رمپ میانی: این قسمت از رمپ که حد فاصل بین امواج عادی و طوفانی است، از نظر ترکیب زیستا شامل انواع روزنداران کفزی منفذدار و سایر فون‌های معرف شوری نرمال دریا از قبیل جلبک قرمز کورالیناسه‌آ، کورال، براکیوپود، استراکد و ... می‌باشد [۲۸]. رمپ میانی در برش‌های مورد مطالعه شامل ریزرخساره‌های دریای باز: **O1**: پکستون-رودستون جلبک قرمزدار بایوکلاستی، **O2**: پکستون-گرینستون روزنداران منفذدار بایوکلاستی، **O3**: رودستون لپیپدوسکلینیده دار بایوکلاستی می‌باشد.



شکل ۷- تصویر شماتیک از مدل رسوبی برش‌های مورد مطالعه که یک رمپ کربناته از نوع همشیب است.

۵-۴- چینه نگاری سکansı برش‌های مورد مطالعه

هر سکانس رسوبی از یک یا چند سیستم ترکت که در قاعده و راس بین دو مرز ناپیوستگی یا پیوستگی قابل تطابق با ناپیوستگی احاطه گشته، تشکیل شده است. در واقع یک سکانس بازه‌ای از رسوب‌گذاری است که بین دو برهه افت سطح آب (مرز سکansı) واقع شده است [۳۱]. کاتینینو و همکاران (۲۰۰۹، ۲۰۱۰) سعی بر استانداردسازی مفاهیم مورد استفاده در چینه‌نگاری سکansı داشته و بدین منظور این مفاهیم را به دو دسته مستقل از مدل (شامل مفاهیم اساسی چینه‌نگاری سکansı، مرز لایه ها، الگوی بر انباشت رسوبی، هندسه رسوبات، سیستم تراکت‌ها، سطوح سکansı، مراحل و ابزار مورد استفاده) و وابسته به مدل (نامگذاری سیستم تراکت‌ها و سطوح سکansı و انتخاب مرز سکانس) تقسیم کردند. مرز سکansı نوع اول (SB^۱) زمانی اتفاق می‌افتد سطح آب پائینتر از شکستگی شلف باشد و معمولاً نشانه‌ی وقوع فرسایش است ولی مرز سکansı نوع دوم (SB^۲) تنها تغییرات در رژیم رسوبگذاری است و خروج از آب را نشان نمی‌دهد. سیستم تراکت پیشرونده (TST) که در طی دوره صعود سریع آب دریا تشکیل می‌شود و نشانه آن تشکیل رخساره‌های مربوط به محیط عمیقتر بر روی رخساره‌های کم ژرفتر است. سیستم تراکت تراز بالا (HST) که زمانی تشکیل می‌شود که نرخ افزایش فضای قابل رسوبگذاری کمتر از نرخ رسوبگذاری باشد لذا رخساره‌های کم ژرفتر بر روی عمیقتر تهنشست می‌شوند. سیستم تراکت تراز پائین (LST) در زمان نزول آب تا لبه سکو یا پائینتر از آن و قرار گیری سکو در معرض فرسایش تشکیل می‌شوند. سطح بیشینه غرق شدگی (MFS) در اثر بالا آمدگی سریع آب دریا رخ می‌دهد و در واقع افقی است که بیشترین گسترش شرایط دریایی را نشان می‌دهد [۳۱]. لذا بدین منظور بررسی ریزرخساره‌ها و محتوای زیستای آن (به خصوص فرامینفرهای بتیک به دلیل حساسیت بالا به تغییرات محیطی) و ژرفا تهنشست آن‌ها حائز اهمیت می‌باشد. با توجه به شواهد صحرائی و بررسی‌های آزمایشگاهی، توالی های مورد مطالعه بر اساس منابعی چون کاتینینو و همکاران (۲۰۰۹، ۲۰۱۰، ۲۰۱۱) و امری و مایرز (۱۹۹۶) قابل تقسیم به سکانس رسوبی رده سوم هستند که به شرح ذیل است:

۱-۵-۴- چینه نگاری سکansı برش باختر زفره

در این برش، ۲ عدد سکانس رسوبی وجود دارد که به شرح ذیل است (اشکال ۶ و ۸):
سکانس اول: این سکانس دارای ۱۷۰ متر ستبرا می‌باشد که مرز سکansı زیرین آن با کنگلومراهای راس سازند قرمزیرین از نوع SB^۱ (زیرا مرز بین دو سازند به صورت فرسایشی است) می‌باشد. سیستم تراکت پیشرونده (TST) به ستبرا ۸۸ متر شامل ریزرخساره‌های لاگون (L^۲ و L^۴)، سد (B) و دریای باز (O^۲ و O^۳) می‌باشد. سطح بیشینه غرق شدگی (MFS) در این سکانس منطبق بر عمیقترین ریزرخساره‌ی (O^۳) می‌باشد. ستبرا سیستم تراکت تراز بالا (HST) در این برش ۸۲ متر است که شامل ریزرخساره‌های دریای باز (O^۱، O^۲)، سد بایوکلاستی (B) و لاگون (L^۱، L^۲، L^۳ و L^۴) است. مرز سکانس اول و سکانس دوم از نوع SB^۱ بوده که منطبق بر قاعده کنگلومرای قرمز رنگ می‌باشد.
سکانس دوم: شامل ۴۵ متر ستبرا بوده و از سیستم تراکت‌های TST، LST و HST تشکیل شده است سیستم تراکت تراز پائین (LST) با ۱۵ متر ستبرا از کنگلومرای قرمز رنگ (متر ۱۷۰ تا ۱۸۰ متری برش) پلی‌ژنتیک دارای قطعات آواری، قطعات کربناته دارای فسیل اوربیتولین و قطعات ولکانیک تشکیل شده که نشان دهنده پائین افتادن سطح آب تا لبه سکو و ورود تخریبی‌ها به حوضه است [۱۹، ۳۱]. پس از آن سطح آب دوباره شروع به بالا رفتن کرده و سیستم تراکت پیشرونده (TST) تشکیل می‌دهد. ستبرا این بسته ۱۷ متر بوده که شامل ریزرخساره‌های سد بایوکلاستی (B) و لاگون (L^۱ و L^۴)

سنگ‌چینه‌نگاری، ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند قم ...

است. سطح پیشینه غرق شدگی (MFS) آن منطبق بر ریزرخساره‌ی سد بایوکلاستی (B) می‌باشد. سیستم تراکت تراز بالا (HST) به ستبرای ۱۳ متر شامل ریزرخساره‌های لاگون (L^۱ و L^۴) است. مرز سکانسی بالایی آن از نوع SB^۲ می‌باشد.



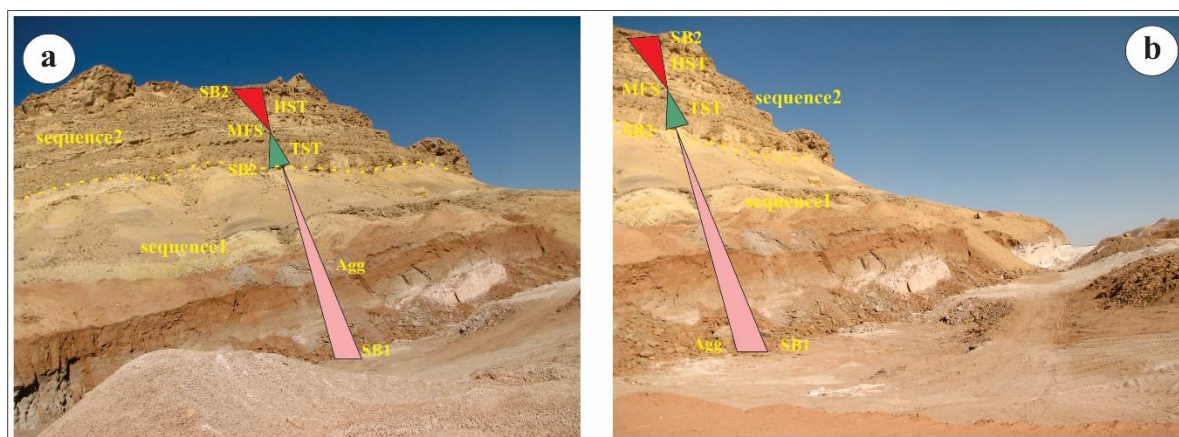
شکل ۸: a: تصویر صحرایی از سکانس شماره ۱ برش باختر زفره و سیستم تراکت‌های TST و HST آن، b: عکس سر زمین از شروع سکانس شماره ۲ با سیستم تراکت LST و کنگلومرای سرخ رنگ، c: عکس از سر زمین سکانس شماره ۱ و ۲ برش باختر زفره با مرز سکانسی از نوع SB^۱ جدا می‌شوند.

۲-۵-۴- چینه‌نگاری سکانسی برش ورتون

در این برش، ۲ عدد سکانس وجود دارد که به شرح ذیل است (اشکال ۴ و ۹):

سکانس اول: یک سکانس ناقص شامل سیستم تراکت تجمعی (Agg) بوده که با مرز سکانسی از نوع اول بر روی کنگلومرای سازند قرمز زیرین قرار دارد. ستبرای این بسته ۷۰ متر است که شامل تجمعی از بنتونیت، ماسه و ماسه سیلتی و آهک نازک لایه است. مرز سکانسی بین سکانس شماره ۱ و ۲ از نوع SB^۲ منطبق بر ریزرخساره لاگون (L^۱) می‌باشد. ستبرای زیاد و قابل توجه رسوبات آواری (ماسه و ماسه سیلتی) در این سکانس گویای نرخ بالای ورود مواد آواری به حوضه رسوبی باشد [۶].

سکانس دوم: یک سکانس کامل با ستبرای ۶۰ متر می‌باشد که سیستم تراکت پیشرونده (TST) به ستبرای ۴۰ متر شامل ریزرخساره لاگون (L^۱، L^۲ و L^۴)، سد بایوکلاستی (B) و دریای باز (O^۲ و O^۳) می‌باشد. سطح پیشینه غرق شدگی (MFS) آن منطبق بر ریزرخساره O^۳ است. سیستم تراکت تراز بالا (HST) به ستبرای ۲۰ متر شامل ریزرخساره سد بایوکلاستی (B) و لاگون (L^۲ و L^۴) می‌باشد مرز سکانسی بالایی آن از نوع SB^۲ می‌باشد.

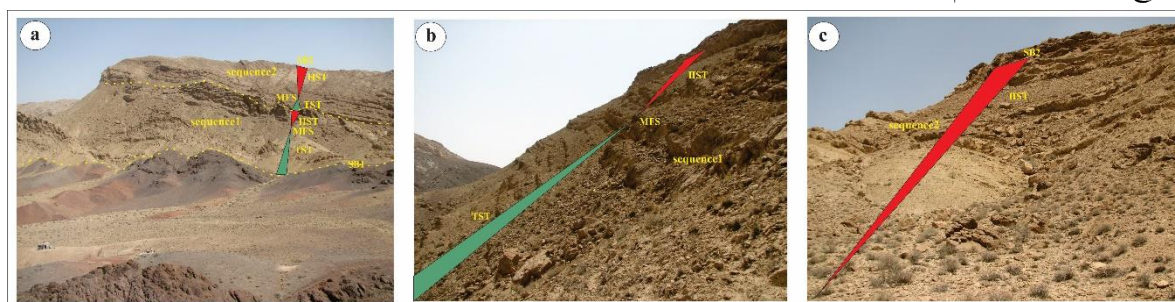


آن HST و TST، Agg: تصویر صحرایی از سکانس شماره ۱ و ۲ برش ورتون سیستم تراکت های a, b شکل ۹-۳-۵-۴-چینه نگاری سکانسی برش کوه چرخه

۳-۵-۴-چینه نگاری سکانسی برش کوه چرخه

در این برش، ۲ عدد سکانس وجود دارد که به شرح ذیل است (اشکال ۵ و ۱۰):

سکانس اول: یک سکانس کامل شامل سیستم تراکت پیشرونده (TST) و سیستم تراکت تراز بالا (HST) به ستبرای ۱۱۷ متر است. مرز زیرین سکانس اول با سازند قرمز زیرین به صورت مرز سکانسی درجه ۱ بین سنگ‌های ولکانیکی سازند قرمز زیرین و آهک‌های قاعده سازند قم قرار دارد. سیستم تراکت پیشرونده (TST) به ستبرای ۹۳ متر شامل رخساره لاگون (L_۲، L_۳ و L_۴)، سد (B) و دریای باز (O_۲ و O_۳) است. سطح بیشینه غرق شدگی (MFS) آن منطبق بر رخساره O_۳ است. سیستم تراکت تراز بالا (HST) به ستبرای ۲۴ متر شامل رخساره سد (B) و لاگون (L_۱، L_۲ و L_۴) است. مرز سکانسی از نوع دوم منطبق با کم ژرفترین رخساره که همان ریزرخساره لاگونی (L_۱) است. مرز بین سکانس اول و دوم از نوع SB_۲ می‌باشد. سکانس دوم: ۸۳ متر ستبرای دارد و یک سکانس کامل است. سیستم تراکت پیشرونده (TST) به ستبرای ۱۹ متر شامل ریزرخساره لاگون (L_۱، L_۲ و L_۴)، سد (B) و دریای باز (O_۲) است. سطح بیشینه غرق شدگی (MFS) آن منطبق بر رخساره O_۲ است. بسته HST به ستبرای ۶۴ متر شامل ریزرخساره‌های لاگون (L_۱، L_۲ و L_۴) است. مرز بالایی این سکانس از نوع SB_۲ منطبق بر کم ژرفترین رخساره که همان رخساره (L_۱) است.



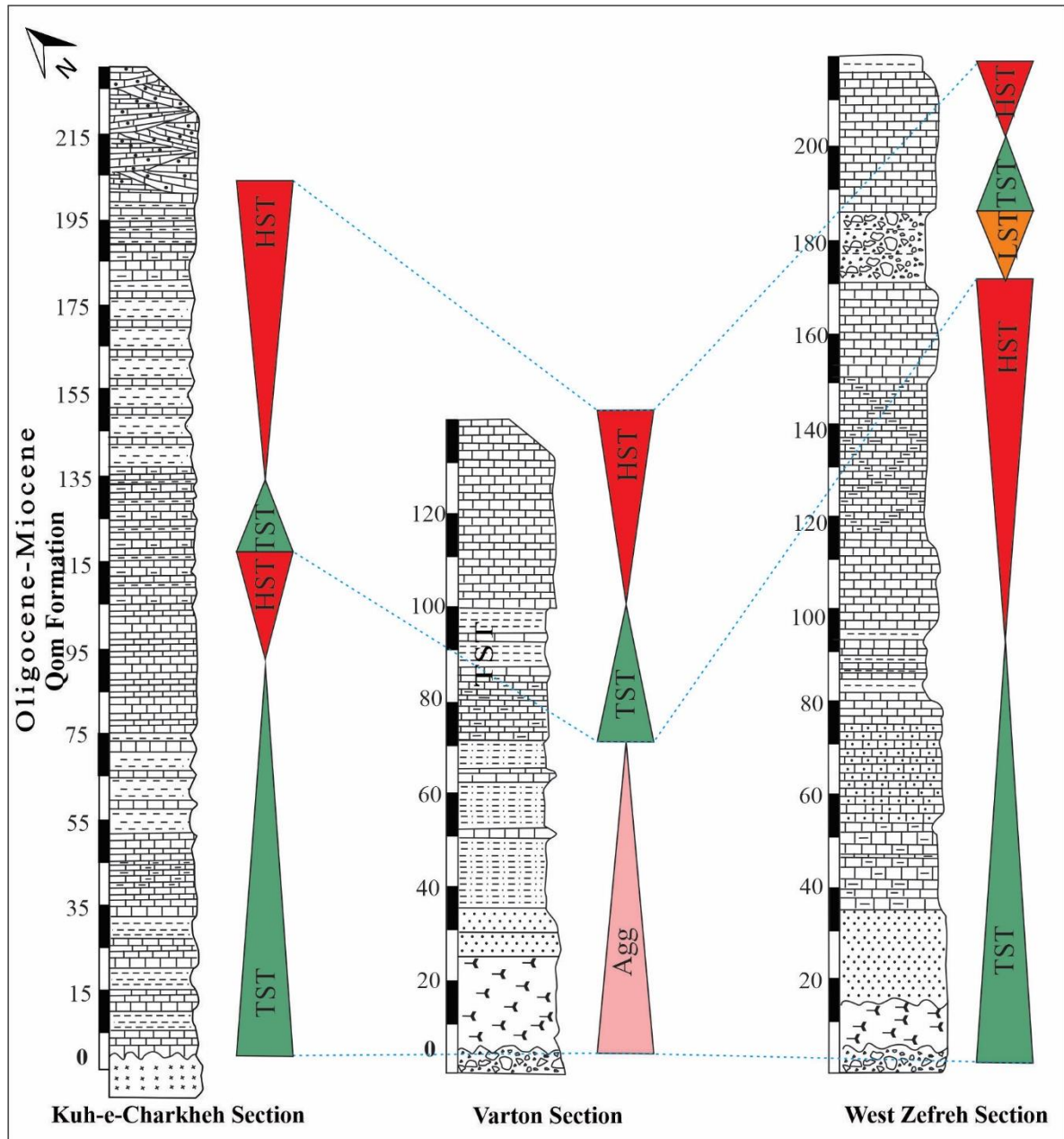
عکس سر زمین از b آن، HST و TST: تصویر صحرایی از سکانس شماره ۱ و ۲ برش کوه چرخه و سیستم تراکت های a شکل ۱۰-۳ سکانس شماره ۲ برش کوه چرخه. HST: عکس از سر زمین سیستم تراکت c سکانس شماره ۱،

۶-۴- تطابق سکانس های رسوبی سازند قم در برش های مورد مطالعه:

تاثیر عملکرد گسل های محلی در زمان رسوبگذاری سازند قم در حوضه ایران مرکزی توسط محققانی از قبیل مورلی و همکاران (۲۰۰۹)^{۱۵}، مهیاد و همکاران (۲۰۱۹)، صفری و همکاران (a, b, ۲۰۲۰ و ۲۰۲۲) به اثبات رسیده است [۳۳، ۳۵، ۴۴، ۴۵، ۴۶]. بر این اساس، سکانس های رسوبی شناسایی شده در برش های مورد مطالعه به منظور بررسی تاثیر گسل های محلی مورد بررسی و تطابق قرار گرفت. تطابق بین سکانس های رسوبی شناسایی شده گویای تشکیل رسوبات سازند قم در طی دو سکانس رسوبی درجه ۳ در برش های مورد مطالعه است. علاوه بر این، ستبرای سکانس رسوبی اول در برش باختر زفره نسبت به دو برش دیگر بیشتر بوده و گویای فرونشینی بیشتر کف حوضه در ناحیه زفره نسبت به دو برش دیگر در طی رسوبگذاری سکانس رسوبی اول است. ژرفای دریای قم در ناحیه ورتون نسبت به برش های دیگر کمتر و محیط لاگونی

^{۱۵} Morley et al. (۲۰۰۹)

حاکم بوده است. تاثیر عملکرد گسل‌های محلی موجب کاهش سطح آب دریا و حاکم شدن محیط غیر دریایی در ناحیه غرب زفره در اوایل رسوبگذاری سکانس رسوبی دوم شده است. علاوه بر این، ستبرای رسوبات سکانس رسوبی دوم در ناحیه کوه چرخه بیشتر از نواحی ورتون و زفره بوده که گویای تاثیر عملکرد گسل‌های محلی است.



شکل ۱۱- تطابق سکانس‌های برش‌های مورد مطالعه

۵- نتیجه گیری

با بررسی سازند قم در سه برش کوه چرخه، ورتون و باختر زفره بر اساس مطالعات سنگ‌چینه‌شناسی هر سه برش از سه واحد سنگی (با مقدار کربناته بیشتر نسبت به آواری) تشکیل شده‌اند. در برش ورتون و برش زفره شروع سازند قم با لایه‌ای بنتونیتی است که به صورت مرز فرسایشی بر روی رسوبات آواری سازند قرمز زیرین قرار گرفته‌اند. ولی در برش کوه

چرخه با مرز آذرین پی سازند قم بر روی ولکانیک‌های ائوسن قرار دارد. با مطالعه بخش کربناته سازند قم در سه برش مورد مطالعه ۸ ریزرخساره شناسایی شد که از محیط لاگون محصور تا دریای باز در یک رمپ کربناته هموکلینال ته نشست شده اند. بررسی چینه نگاری سکانسی در برش‌های مذکور منجر به شناسایی ۲ سکانس در هر برش گردید که سکانس‌های مورد شناسی در برش‌ها از تطابق نسبتاً بالایی برخوردارند. فعالیت گسل‌های محلی در طی الیگوسن-میوسن موجب نرخ فرونشینی متفاوت کف حوضه و همچنین تشکیل سکانس‌های رسوبی با ستبرای متفاوت در برش‌های مورد مطالعه شده است.

سپاس و قدردانی

از داوران مقاله آقایان دکتر پیمان رضایی و دکتر حسین قنبرلو تشکر و قدردانی می‌گردد.

منابع

- [۱] آفتابی آرانی، ا.، عاشوری، ع.ر.، دانشیان، ج.، قادری، ع.، آریانسب، م.ر.، آنالیز رخساره‌های، ۱۳۹۹، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند قم در ناحیه نراق، مجله زمین شناسی نفت ایران، شماره ۱۹، ۲۳-۴۴.
- [۲] آقناباتی، ع.، ۱۳۸۵، زمین شناسی ایران: سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- [۳] خلعت بری جعفری، م.، و اعلائی مهابادی، س.، ۱۳۷۱، نقشه زمین شناسی نطنز با مقیاس ۱:۱۰۰،۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور
- [۴] رادفرج، ۱۳۸۱، نقشه زمین شناسی اردستان (مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰)، سازمان زمین شناسی کشور.
- [۵] رحیم زاده، ف.، ۱۳۷۳، زمین شناسی ایران: الیگوسن-میوسن-پلیوسن، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [۶] صفری، ا.، قنبرلو، ح.، و محمدی، ا.، ۱۳۹۹، ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند قم در ناحیه مرق (جنوب غرب کاشان)، مجله زمین شناسی نفت ایران، شماره ۲۰ صفحه ۴۴-۶۱.
- [۷] صیرفیان، ع.، ترابی، ح.، شجاعی، م.، ۱۳۸۵، میکروفاسیس و محیط رسوبی سازند قم در منطقه نطنز (کوه چرخه)، مجله پژوهشی علوم پایه اصفهان، دوره ۲۳، شماره ۱، ۱۳۷-۱۵۰.
- [۸] محمدی، ا. و عامری، ح.، ۱۳۹۵، ریزرخساره‌ها و مدل رسوبگذاری سازند قم در ناحیه خورآباد (جنوب شرقی قم)، پژوهش‌های دانش زمین، جلد ۷، شماره ۲۸، ۳۷-۵۸.
- [۹] منوچهری، ز.، محتاط، ط.، آقناباتی، ع.، خلعتبری جعفری، م.، وکیل باغمیشه، ف.، ۱۴۰۰، زیست چینه‌نگاری و سنگ چینه نگاری نهشته‌های سازند قم در برش تاقدیس نواب (جنوب خاور کاشان)، فصلنامه علمی علوم زمین، دوره سی و یکم، شماره ۳، پیاپی ۱۲۱، صفحه ۱۴۵ تا ۱۵۰.
- [۱۰] مهیاد، م.، صفری، ا.، وزیری مقدم، ح. و صیرفیان، ع.، ۱۳۹۷، بازسازی شرایط محیط رسوبی دیرینه و شناسایی سکانس‌های رسوبی موجود در سازند قم براساس میکروفاسیس‌ها در ناحیه کهک (جنوب غرب قم)، نشریه زمین شناسی نفت ایران، جلد هشتم، شماره ۱۵، ۳۲-۴۸.

[۱۱] نوری، م.، کوهستانی، ح.، نباتیان، ق.، مختاری، م.ع.ا.، زهدی، ا.، ۱۴۰۰، زمین‌شناسی، کانه‌زایی و ژئز کانسار سلستین مادآباد، جنوب غرب زنجان، نشریه زمین‌شناسی ایران، شماره ۶۰، ۵۹-۷۵.

[۱۲] ABAIE, I., ۱۹۶۴, History and development of the Alborz and Sarajeh fields of Central Iran: *Petrol. Inst. Bull.*, ۱۵, ۵۶۱-۵۷۴.

[۱۳] ASPRION, U., WESTPHAL, H., NEIMAN, M. and POMAR, L., ۲۰۰۹, Extrapolation of depositional geometries of the Menorcan Miocene carbonate ramp with ground-penetrating radar: *Facies*, ۳۷-۴۶.

[۱۴] BERBERIAN, M. and KING, G.C.P., ۱۹۸۱, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: *Canadian Journal of Earth Sciences*, ۱۸, ۲۱۰-۲۶۵.

[۱۵] BERBERIAN, M., ۱۹۸۳, The southern Caspian; a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust: *Canada Journal Earth Science*.

[۱۶] BERESI, M.S., CABALERI, N.G., LÖSER, H., and ARMELLA, C., ۲۰۱۶, Coral patch reef system and associated facies from southwestern Gondwana: paleoenvironmental evolution of the Oxfordian shallow-marine carbonate platform at Portada Covunco, Neuquén Basin, Argentina: *Facies*, ۶۳, ۱-۲۲.

[۱۷] BRADY, M., and BOWIE, C.H., ۲۰۱۷, Discontinuity surfaces and microfacies in a storm-dominated shallow Epeiric Sea, Devonian Cedar Valley Group, Iowa: *Depositional Record*, ۲(۳), ۱۳۶-۱۶۰.

[۱۸] BRANDANO, M., and CORDA, L., ۲۰۰۲, Nutrients, sea level and tectonics: constraints for the facies architecture of a Miocene carbonate ramp in central Italy: *Terra Nova*, ۱۴, ۲۵۷-۲۶۲.

[۱۹] CATUNEANU, O., ABREU, V., BHATTACHARYA, J.P., BLUM, M.D., DALRYMPLE, R.W., ERIKSSON, P.G., FIELDING, C.R., FISHER, W.L., GALLOWAY, W.E., GIBLING, M.R., and GILES, K.A., ۲۰۰۹, Towards the standardization of sequence stratigraphy: *Earth-Science Reviews*, ۱, ۱-۳۳.

[۲۰] CATUNEANU, O., BHATTACHARYA, J.P., BLUM, M.D., DALRYMPLE, R.W., ERIKSSON, P.G., FIELDING, C.R., FISHER, W.L., GALLOWAY, W.E., GIANOLLA, P., GIBLING, M.R., and GILES, K.A., ۲۰۱۰, Thematic Set: Sequence stratigraphy: common ground after three decades of development: *First break*, ۱, ۴۱-۵۴.

[۲۱] CATUNEANU, O., GALLOWAY, W.E., KENDALL, C.G.S.C., MIAL, A.D., POSAMENTIER, H.W., STRASSER, A., and TUCKER, M.E., ۲۰۱۱, Sequence stratigraphy: methodology and nomenclature: *Newsletters on Stratigraphy*, ۴۴, ۱۷۳-۲۴۵.

[۲۲] DA SILVA, A.C. and BOULVAIN, F., ۲۰۰۶, Upper Devonian carbonate platform correlations and sea level variations recorded in magnetic susceptibility: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, ۲۴۰, ۳۷۳-۳۸۸.

[۲۳] DUNHAM, R.J., ۱۹۶۲, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, In: Ham, W.E. (Eds.), Classification of carbonate rocks, -A symposium: *American Association Petroleum Geologist*, ۱, ۱۰۸-۱۲۱.

[۲۴] EMBRY, A.F. and KLOVAN, J.E., ۱۹۷۱, A late Devonian reef tract on northeastern Banks Islands, Northwest Territories: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, ۱۹, ۷۳۰-۷۸۱.

[۲۵] FLUGEL, E., ۲۰۱۰, Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application. *Springer-Verlag*, Berlin, ۹۷۶p.

[۲۶] GANSSER, A., ۱۹۵۵, New aspects of the geology in Central Iran: Proceedings, 4th world Petroleum Congress. Rome, Seciton L/A/S, ۲۸۰-۳۰۰.

[۲۷] GANSSER, A. and HUBER, H., ۱۹۵۵, Geological observations in the Central Elburz, Iran. Schweiz. Mineral. Petrography, Mitt., ۴۲, ۵۸۳-۶۳۰.

[۲۸] GEEL, T., ۲۰۰۰, Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, ۱۵۵, ۲۱۱-۲۳۸.

[۲۹] HALLOCK, P., and GLENN, E. C., ۱۹۸۶, Larger foraminifera: a tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonate depositional facies. *Palaios*, ۱: ۴۴-۶۴.

[۳۰] HALLOCK, P., and POMAR, L., ۲۰۰۸, July. Cenozoic evolution of larger benthic foraminifers: paleoceanographic evidence for changing habitats: In *Proceedings of the 11th International Coral Reef Symposium, Fort Lauderdale, Florida*, ۱۶-۲۰.

[۳۱] HUNT, D. T., and TUCKER, M. E., ۱۹۹۵, Stranded parasequences and the forced regressive wedge-systems tract: Deposition during base-level Fall-Reply: *Sedimentary Geology*, ۹۵.

[۳۲] KHALILI, M., BEAVERS, R. and TORABI, H., ۲۰۰۷, Depositional environment of the evaporitic unit (D-member) of the Qom Formation (Central Iran): *Carbonates and Evaporites*, ۲۲, p. ۱۰۱-۱۱۲.

- [۳۳] MAHYAD, M., SAFARI, A., VAZIRI-MOGHADDAM, H. and SEYRAFIAN, A., ۲۰۱۹, Biofacies, taphofacies, and depositional environments in the north of Neotethys Seaway (Qom Formation, Miocene, Central Iran): *Russian Geology and Geophysics*, ۶۰(۱۲), ۱۳۶۸-۱۳۸۴.
- [۳۴] MOHAMMADI, E., ۲۰۲۰, Sedimentary facies and depositional environments of the Oligocene-early Miocene marine Qom Formation, Central Iran Back-Arc Basin, Iran (northeastern margin of the tethyan seaway): *Carbonates and Evaporites*, ۳۵, DOI: [10.1007/s13146-020-0053-0](https://doi.org/10.1007/s13146-020-0053-0).
- [۳۵] MORLEY, C.K., KONGWUNG, B., JULAPOUR, A.A., ABDOLGHAFOURIAN, M., HAJIAN, M., WAPLES, D., WARREN, J., OTTERDOOM, H., SRISURIYON, K., and KAZEMI, H., ۲۰۰۹, Structural development of a major late Cenozoic basin and transpressional belt in central Iran: The Central Basin in the Qom-Saveh area: *Geosphere*, ۵, ۳۲۵-۳۶۲.
- [۳۶] NADIMI, A., and NADIMI, H., ۲۰۰۸, Tectonics Evolution of the Anarak Region, Central Iran: *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, ۴۹, ۷۹-۸۴.
- [۳۷] NEBELSICK, J.H., BASSI, D., and LEMPP, J., ۲۰۱۳, Tracking paleoenvironmental changes in coralline algal-dominated carbonates of the Lower Oligocene Calcareniti di Castelgomberto formation (Monti Berici, Italy): *Facies*, ۵۹, ۱۳۳-۱۴۸.
- [۳۸] PEDRAMARA A., ZÁGORŠEK K., BITNER M.A., YAZDI M., BAHRAMI A. and MALEKI Z., ۲۰۱۹, Bryozoans and brachiopods from the Lower Miocene deposits of the Qom Formation in North-East Isfahan (Central Iran): *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, ۲۹۴(۲), ۲۲۹-۲۵۰.
- [۳۹] POMAR, L., ۲۰۰۱, Type of carbonate platform: A genetic approach, *Basin Research*, ۱۳, ۳۱۳-۳۳۴.
- [۴۰] POMAR, L., ESTEBAN, M., MARTINEZ, W., ESPINO, D., DE OTT, V.C., BENKOVICS, L. and LEYVA, T.C., ۲۰۱۵, Oligocene-Miocene carbonates of the Perla Field, Offshore Venezuela: Depositional model and facies architecture, In BARTOLINI, C., and MANN, P. (Eds.) Petroleum geology and potential of the Colombian Caribbean margin: *AAPG Mermior, The American Association of Petroleum Geologist*, ۶۴۷-۶۷۴.
- [۴۱] POMAR, L., BACETA, J.I., HALLOCK, P., MATEU-VICENS, G. and BASSO, D., ۲۰۱۷, Reef building and carbonate production modes in the west-central Tethys during the Cenozoic: *Marine and Petroleum Geology*, ۸۳, ۲۶۱-۳۰۴.
- [۴۲] RASSER, M. W., SCHEIBNER, C., and Mutti, M., ۲۰۰۵, A paleoenvironmental standard section for Early Ilerdian trochoidal carbonate factories (Corbieres, France Pyrenees, Spain): *Facies*, ۵۱, ۲۱۸-۲۳۲.
- [۴۳] RIEGL, B., POIRIEZ, A., JANSON, X. and BERGMAN, K.L., ۲۰۱۰, The gulf: facies belts, physical, chemical, and biological parameters of sedimentation on a carbonate ramp, In WESTPHAL, H., REIGL, B., and EBERLI, G.P. (Eds.), Carbonate Depositional Systems: Assessing Dimensions and Controlling Parameters: *Springer*, ۱, ۱۴۵-۲۱۳.
- [۴۴] SAFARI, A., GHANBARLOO, H., KASIRI, A. and PURNAJJARI, S.M., ۲۰۲۰a, Sedimentary environment and depositional sequences of the Oligocene Qom Formation in Central Iran based on micro-facies and microtaphofacies analysis: *Carbonates and Evaporites*, ۳۵, ۱-۲۲.
- [۴۵] SAFARI, A., GHANBARLOO, H., MANSOURY, P. and ESFAHANI, M.M., ۲۰۲۰b, Reconstruction of the depositional sedimentary environment of Oligocene deposits (Qom Formation) in the Qom Basin (northern Tethyan seaway), Iran: *Geologos*, ۲۶(۲), ۹۳-۱۱۱.
- [۴۶] SAFARI, A., GHANBARLOO, H. and MAHYAD, M., ۲۰۲۲, Age determination and evolution of the paleoenvironmental conditions of Oligocene-Miocene sediments (Qom Formation) in the Qom Back-Arc Basin (northern margin of Neotethys), Central Iran: *Arabian Journal of Geosciences*, ۱۵(۱), ۱۰۳.
- [۴۷] SILVESTRI, G., BOSELLINI, F.R., and NEBELSICK, J.H., ۲۰۱۱, Microtaphofacies analysis of lower Oligocene turbid-water coral assemblages: *Palaios*, ۲۶, ۸۰۵-۸۲۰.
- [۴۸] TOMASSETTI, L., BENEDETTI, A., and BRANDANO, M., ۲۰۱۶, Middle Eocene seagrass facies from Apennine carbonate platforms (Italy): *Sedimentary Geology*, ۳۳۵, ۱۳۶-۱۴۹.
- [۴۹] TUCKER, M. E. and WRIGHT, V. P., ۱۹۹۰, Carbonate platforms: facies evolution and sequences: *Internal Association Sedimentary*, ۲, p.۳۲۸.
- [۵۰] VAZIRI-MOGHADAM, H., and TORABI, H., ۲۰۰۴, Biofacies and sequence stratigraphy of the Oligocene succession, Central Basin, Iran: *N. Jb. Geol. Palaont., Stuttgart*, ۳۲۱-۳۳۴.
- [۵۱] WILSON, J. L., ۱۹۷۵, Carbonate facies in geologic history: *Springer Verlag*, ۴۷۱.

Lithostratigraphy, microfacies, sedimentary environment and Sequence stratigraphy of the the Qom Formation in Kuh-e Charkheh (Natanz), Western Zefreh and Varton sections, northeastern Isfahan

Amir Pedramara^۱, Mehdi Yazdi^۲, Zahra Maleki^۳, Ali Bahrami^{۴*}

۱- PhD student, Stratigraphy and Paleontology, Department of Geology, Science and Research branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

۲- Professor, Stratigraphy and Paleontology, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

۳- Assistant Professor, Tectonics, Department of Geology, Science and Research branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

۴- Associate Professor, Stratigraphy and Paleontology, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

*a.bahrami@sci.ui.ac.ir

Received: February ۲۰۲۳, Accepted: March ۲۰۲۳

Abstract

In this research, the deposits of the Oligocene-Miocene (Qom Formation) in the Kuh-e Charkheh (Natanz), Western Zefreh and Varton sections, northeastern Isfahan were studied. According to the field observations and thin section analysis in Carbonate units of the studied sections, ^۱ microfacies were identified, which were deposited from shallow part of lagoon to open marine. The sedimentary environment of ^۲ sections due to absence of reef and presence of bioclastic barrier and absence of spillage, the homoclinal carbonate ramp was detected. According to the sequence stratigraphic studies, each of the studied sections has two ^۳rd sequences. In the Kuh-e Charkheh section, both sequences include of TST and HST, which are separated by sequence boundary SB^۴. In the western Zefreh section, the first sequence include of TST and HST that is separated from the second sequence (include of LST, TST and HST) with sequence boundary SB^۱. In the Varton section, the first sequence is aggradation type and separated from the second sequence, which include TST and HST by a sequence boundary SB^۲. The correlation between the sequences were recognized in the study sections shows the influence of the activity of local faults on the formation of sequences in the Qom Sea during the Oligocene-Miocene.

Keyword: Qom Formation, Microfacies, Oligocene-Miocene, Sequence stratigraphy.