

تغییرات رخساره‌ای و محیط رسوبی در یک حوضه پیش‌کمانی (سازند نظر کرده، پی‌سنگ حوضه رسوبی کپه داغ، شمال خاور ایران)

زینب شیخ‌الاسلامی^۱، محمودرضا مجیدی فرد^۲، سید محسن آل‌علی^۱، محمد جوانبخت^۳ و مرتضی طاهرپور خلیل آباد^۲

^۱ گروه علوم زمین، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

^۲ پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۳ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد مشهد، مشهد، ایران

چکیده

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۱۲/۲۲

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۵/۱۲

تاریخ انتشار: ۱۴۰۱/۱۰/۰۱

کلیدواژه‌ها:

چینه‌نگاری سکانسی

کپه داغ

سازند نظر کرده

آق دربند

رختمون منحصر به فرد پی‌سنگ حوضه رسوبی کپه داغ (دنباله پی‌سنگ هرسی‌نین توران با پوسته قاره‌ای توران) در منطقه آق‌دربند در شمال خاور ایران دیده شده است. دومین سازند از گروه آق‌دربند در این منطقه، به نام سازند نظر کرده می‌باشد که با سنگ‌شناسی کربناته-شیلی (در بخش زیرین و کربناته در بخش بالایی) شناخته می‌شود. سازند نظر کرده به سن آئیزین در قسمت زیرین با یک مرز تدریجی بر روی سازند سفیدکوه به سن اسکیتین پسین و در قسمت بالایی با یک مرز مشخص در زیر سازند سینا به سن لادی‌نین قرار می‌گیرد. در این پژوهش، چهار برش به منظور انجام مطالعات سنگ‌نگاری، چینه‌نگاری سکانسی، تعیین ریز رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند نظر کرده اندازه‌گیری، ۲۰۰ نمونه برداشت و حدود ۱۰۰ مقطع نازک تهیه شده است. ۱۱ ریز رخساره کربناته به همراه ۱ رخساره هیبریدی و ۲ رخساره آواری شناسایی شده در این سازند متعلق به محیط‌های لاگون، شول و دریای باز هستند. با توجه به نتایج به دست آمده در این بررسی، محیط نهشته شدن سازند نظر کرده، یک محیط حد واسط بین سازند سفیدکوه (رمپ کربناته) در زیر و سازند سینا (شلف حاشیه‌دار) در بالا می‌باشد، از این رو، محیط رسوبی این سازند گذر از یک رمپ کربناته به شلف حاشیه‌دار می‌باشد. وجود رخساره‌های سیلیسی آواری و هیبریدی نشان‌دهنده فعالیت‌های زمین‌ساختی در زمان نهشته شدن این سازند هستند. وجود افق کنگلومرای منومیکتیک و درون‌حوضه‌ای در انتهای برخی از برش‌ها نیز گویای تغییرات شیب کف حوضه و ایجاد رخساره‌های ریزشی است. نوسانات سطح آب دریا در برش‌های A, B, C, D در مقایسه با منحنی تغییرات سطح آب دریا در زمان آئیزین (تریاس میانی)، نشان‌دهنده وجود یک سکانس رسوبی رده سوم می‌باشند که با یک مرز از نوع غیر فرسایشی SB2 در زیر و در بالای برش‌های A, B, C, D قابل شناسایی می‌باشد.

۱- پیش‌نوشتار

پنجره فرسایشی آق‌دربند که در شمال خاور ایران و جنوب خاور مشهد قرار گرفته است یکی از بهترین مکان‌ها برای مطالعه رخداد ائوسیمیرین در ایران است. این رخداد حاصل بسته شدن کامل اقیانوس تتیس کهن و برخورد ایران و توران در زمان تریاس پسین تا ژوراسیک میانی بوده است (رمضانی و قاسمی، ۱۳۹۳). نخستین بررسی‌ها در این منطقه توسط اشتوکلین (Stöcklin, 1968, 1974, 1977) با تهیه و بررسی چند برش از این محدوده صورت گرفته است و سپس روتنر (Ruttner 1983, 1984)، (1988, 1993) مطالعات کاملی را به منظور بررسی زغال سنگ این منطقه انجام داده است. روتنر (Ruttner, 1991) اشاره به قرارگیری لایه آهک چرتی نازک لایه حاوی روزن‌داران، سوزن اسفنجی، ریزشکم‌پایان (میکروگاسترپود)، استراکود، اکیونودرم، بقایای ماهی و کنودونت بر روی واحد D از سازند سفیدکوه کرده است. از دیگر مطالعات انجام شده بر روی گروه آق‌دربند می‌توان به روتنر (Ruttner et al., 1991)،

بالینی و همکاران (Baliani et al., 2019)، جوانبخت و همکاران (الف ۱۳۸۶) و لیاقت و همکاران (۱۳۹۴) اشاره نمود.

انحصاری بودن رخساره‌های تریاس پایینی و میانی می‌تواند گواهی بر استقلال حوضه کپه‌داغ باشد، در حالی که همانندی سنگ‌های تریاس بالایی این پهنه گویای یکپارچگی صفحه ایران و صفحه توران است که پیش از نورین به یکدیگر رسیده‌اند (آقاباتی، ۱۳۸۳). با توجه به اینکه چینه‌نگاری زیستی و سنگی و چینه‌نگاری سکانسی سازند نظر کرده در ناحیه آق‌دربند تا کنون به صورت متمرکز مورد ارزیابی قرار نگرفته است در این پژوهش سعی می‌گردد تا برش‌های مناسب (A, B, C, D) از سازند نظر کرده در ناحیه آق‌دربند انتخاب و از لحاظ دیرینه‌شناسی و سنگ‌شناسی و چینه‌شناسی سکانسی مورد بحث و بررسی قرار گیرند و در بررسی سطوح چینه‌ای بین لایه‌ها ماهیت پیوسته یا ناپیوسته تدریجی یا آشکار بودن سطوح بررسی شود.

۲- موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه آق‌دربند در شمال خراسان و در محدوده طول‌های خاوری ۳۰' ۶۰° تا ۶۱° ۰۰' و عرض‌های شمالی ۳۵' ۳۰° تا ۳۶° ۰۰' قرار دارد. مختصات جغرافیایی چهار برش مورد مطالعه از سازند نظرکرده در این پژوهش شامل: برش A با مختصات ۴۹' ۲۹" E و ۳۶° ۰۰' ۳۴" N، برش B با مختصات ۴۸' ۵۰" E و ۳۶° ۰۰' ۲۸" N، برش C با مختصات ۴۹' ۵۴" E و ۳۶° ۰۰' ۰۲" N و برش D با مختصات ۴۷' ۵۸" E و ۳۶° ۰۰' ۳۶" N می‌باشد. برش‌های B و A با فاصله هوایی ۵/۰ کیلومتر، برش‌های C و B با فاصله هوایی ۲ کیلومتر و برش‌های D و C با فاصله هوایی ۳ کیلومتر از یکدیگر قرار گرفته‌اند. در ادامه، موقعیت قرارگیری مشهد در نقشه ایران (شکل ۱- A) و راه‌های دسترسی به منطقه آق‌دربند (شکل ۱- B) و نقشه زمین‌شناسی آق‌دربند (با اندکی تغییر در نقشه زمین‌شناسی روتنر (Ruttner, 1991) (شکل ۱- C) نشان داده شده است.

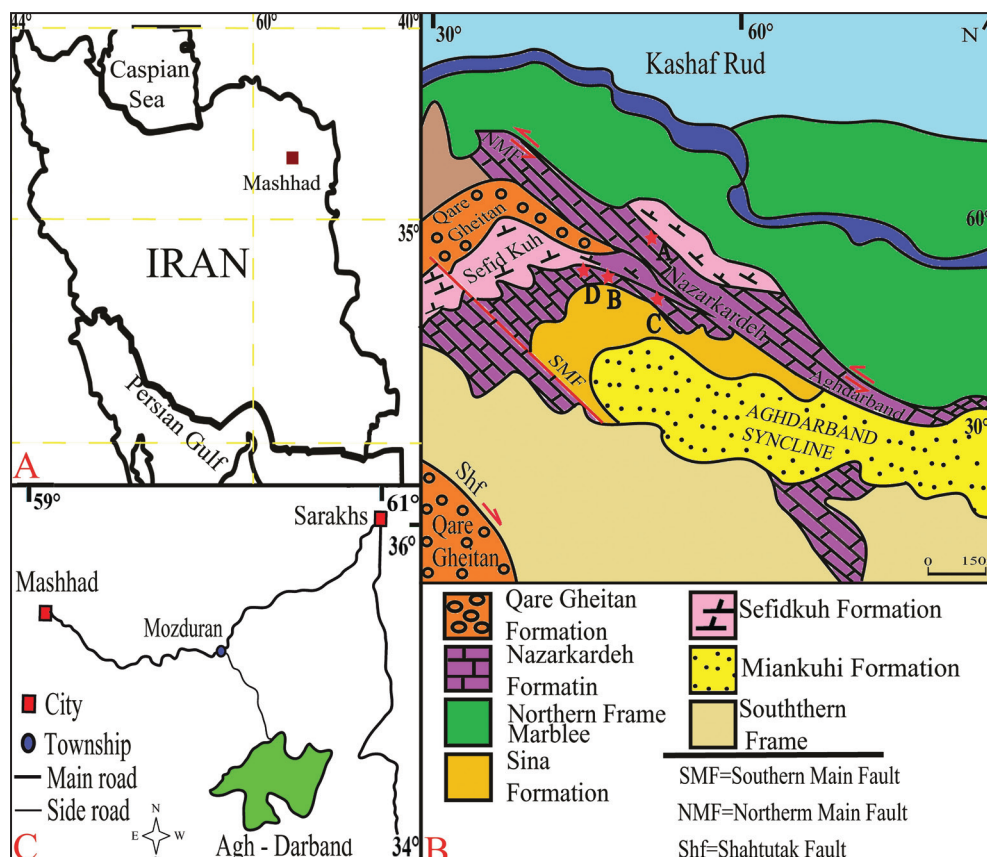
روتنر (Ruttner, 1984) گروه آق‌دربند را برای چهار سازند که از پایین به بالا به ترتیب زیر هستند، نام‌گذاری نموده است:

الف- سازند آهکی سفیدکوه: این سازند متشکل از دو بخش آذرآواری و کربناته به سن اسکیتین پسین می‌باشد که به باور روتنر (Ruttner, 1991) و اشتوکلین (Stöcklin, 1974) با یک ناپوستگی دگرشیب با زاویه ملایم بر روی سازند قره‌قپطان قرار می‌گیرد.

ب- سنگ‌های آهکی نظرکرده: روتنر (Ruttner, 1984) سازند نظرکرده را تناوب طبقات کربنات - توفی به‌همراه یک افق آمونیت‌دار در بالا به سن آنیزین پیشین می‌داند که به عنوان یک تغییر تدریجی از آهک سفیدکوه در زیر به سنگ‌های آتشفشانی-آواری (ولکانو کلاستیک) سازند سینا در بالا تعبیر شده است.

ج- ولکانوژنیک‌های سینا: این سازند شامل عضو ماسه سنگی پایینی و عضو شیلی بالایی می‌باشد. سن احتمالی این سازند را روتنر (Ruttner, 1991)، کریستین و تولمن (Kristan and Tollmann, 1991) با مطالعه اکتینوئیدها، استراکودها، لادینین پسین تا اوایل کارنین پیشین تعیین کرده‌اند.

د- شیل‌های میانکوهی: این سازند شامل شیل با میان‌لایه‌های سیلتستون و ماسه‌سنگ دانه‌ریز است که در بین دو ناپوستگی رسوبی به سن لادی‌نین - کارنین در زیر و به سن نورین پسین - رتین پسین در بالا است (گل قندشتی، ۱۳۹۰). گروه آق‌دربند از نظر محیط رسوبی و ریز رخساره‌های موجود تریاس میانی با سایر نقاط ایران متفاوت بوده است (شکل ۱- C) و از نظر سنی، این گروه را معادل بخش‌های پایینی سازند شتری در ایران مرکزی، بخش دولومیتی سازند الیکا در البرز و بخش‌های سازند دولومیتی خانه کت در زاگرس می‌دانند (آق‌نابتی، ۱۳۸۸).



شکل ۱- (A) نقشه ایران و موقعیت قرارگیری مشهد، (B) نقشه زمین‌شناسی آق‌دربند (با اندکی تغییر در نقشه زمین‌شناسی روتنر (Ruttner, 1991))، (C) نقشه راه‌های دسترسی به منطقه آق‌دربند.

۳- روش مطالعه

در پیمایش‌های صحرایی چهار برش A, B, C, D متعلق به سازند نظرکرده انتخاب و برداشت کاملی از ویژگی سنگ‌شناختی و تغییرات جانبی و عمودی نهشته‌های

رسوبی انجام شد و تعداد ۲۰۰ عدد نمونه دستی از چهار برش سازند نظرکرده با سبترای کل ۲۷۷ متر با فاصله تقریبی ۱/۵ متر از برش A به سبترای ۷۹ متر، برش B

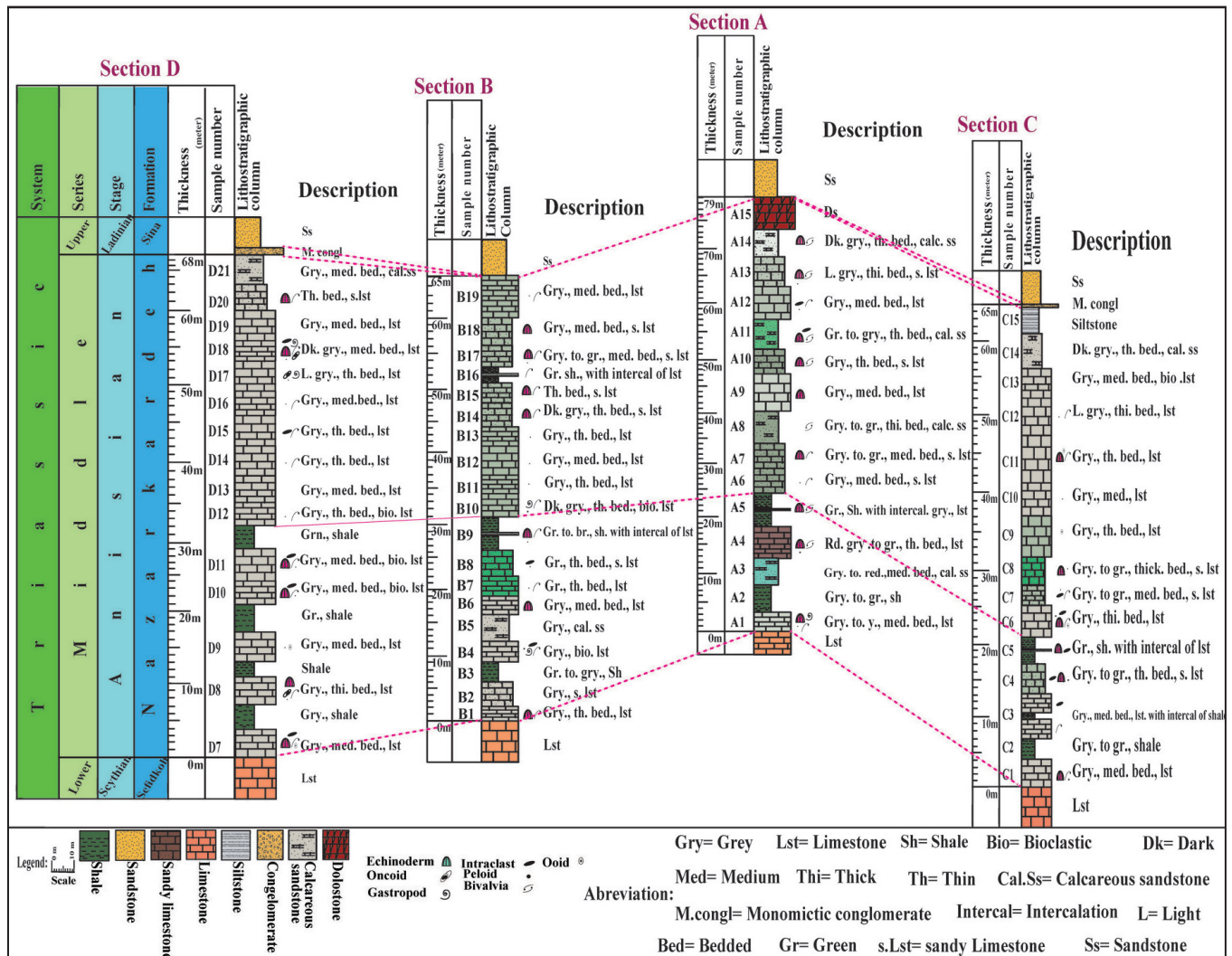
۴- چینه‌شناسی سازند نظرکرده در برش‌های مورد مطالعه

سازند نظرکرده در محل برش‌های A, B, C, D به دو بخش کربناته - شیلی در زیر و بخش کربناته در بالا تفکیک می‌شود. این سازند در محل برش A، ۷۹ متر ستبرای دارد و متشکل از رسوبات کربناته - شیلی در بخش زیرین به ستبرای ۲۴ متر و رسوبات کربناته در بخش بالایی به ستبرای ۵۵ متر می‌باشد (شکل ۲A-B). سازند نظرکرده در محل برش B، ۶۵ متر ستبرای دارد و متشکل از رسوبات کربناته - شیلی در بخش زیرین به ستبرای ۲۶ متر و رسوبات کربناته در بخش بالایی به ستبرای ۳۹ متر می‌باشد (شکل ۲C-D). این سازند در محل برش C، ۶۵ متر ستبرای دارد و متشکل از رسوبات کربناته - شیلی در بخش زیرین به ستبرای ۲۱ متر و رسوبات کربناته در بخش بالایی به ستبرای ۴۴ متر می‌باشد (شکل ۲F-G). این سازند در محل برش D، ۶۸ متر ستبرای دارد و متشکل از رسوبات کربناته - شیلی در بخش زیرین به ستبرای ۳۲ متر و رسوبات کربناته در بخش بالایی به ستبرای ۳۶ متر می‌باشد (شکل ۲G). در چهار برش مورد مطالعه مرز زیرین سازند نظرکرده با سازند سفیدکوه به صورت تدریجی می‌باشد و مرز بالایی این سازند با سازند سینا به صورت یک پیوستگی مشخص می‌باشد که قسمتی از برش‌های C و D با رخنمون کنگلومرای منومیکتیک درون حوضه‌ای مشخص می‌شود (شکل ۳).

به ستبرای ۶۵ متر، برش C به ستبرای ۶۵ متر و برش D به ستبرای ۶۸ متر برداشت شد و حدود ۱۰۰ مقطع نازک تهیه گردید. مقاطع نازک کربناته به طور کامل از نظر فسیل‌شناسی (اجزای اسکلتی) و خواص سنگ‌شناسی مانند آلوم، بافت، سیمان و ماتریکس، تخلخل و تحولات دیاژنزی و اجزای تخریبی توسط میکروسکوپ پولاریزان مورد مطالعه قرار گرفتند. نام‌گذاری سنگ‌های کربناته بر اساس طبقه‌بندی دانهام (Dunham, 1962) انجام شده است. پس از مشخص کردن اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی تشکیل‌دهنده سنگ‌های کربناته و درصد آنها، رخساره‌های رسوبی به کمک اطلاعات ارائه شده توسط فلوگل (Flügel, 2004)، تاکر (Tucker, 2001) و ویلسون (Wilson, 1975) شناسایی شدند و در نهایت، مدل رسوب‌گذاری برای این سازند بر اساس انواع مختلف پلانفرم‌های کربناته (Flügel, 2010) ارائه شد. مطالعات چینه‌نگاری سکانشی و تعیین مرزهای سکانشی و نوع سیستم تراکت‌ها بر اساس روش‌های مطالعه استاندارد امری و مایرز (Emery and Myers, 1996) انجام شده است. در پایان، مقایسه‌ای بین تغییرات سطح آب دریا در منطقه مورد مطالعه با تغییرات سطح آب دریا در مقیاس جهانی (Haq et al., 1988; Haq 2018) انجام شده است.



شکل ۲- تصاویر صحرایی سازند نظرکرده. (A) سنگ آهک نازک لایه و خاکستری رنگ سازند نظرکرده به همراه لایه‌های شیل در بالا و پایین (برش A). (B) سنگ آهک متوسط لایه سازند نظرکرده به همراه آثار فسیل دوکفه‌ای (برش A). (C) موقعیت قرارگیری سازند نظرکرده در بالای سازند سفیدکوه و در زیر سازند سینا (برش B). (D) مرز بین سازند نظرکرده با سازند سفیدکوه در زیر (برش B). (E) سنگ آهک متوسط تا ستبرای قهوه‌ای - قرمز رنگ سازند نظرکرده (برش B). (F) سنگ آهک خاکستری روشن سازند نظرکرده به همراه آثار انحلال (برش C). (G) سنگ آهک سازند نظرکرده حاوی قطعات آتشفشانی (برش D).



شکل ۳- ستون سنگ‌شناسی سازند نظرکرده در برش‌های A, B, C, D و تطابق بین آنها بر اساس تغییرات چینه سنگی (ستبرای بخش کربناته - شیلی در زیر و بخش کربناته در بالا در برش‌های مورد مطالعه).

۵-۱- رخساره‌های کربناته

رخساره‌های کربناته از سمت ساحل به دریای باز شامل موارد زیر می‌باشند:

الف) کمربند رخساره‌ای لاگون (گروه L)

این گروه شامل ۲ زیر رخساره به شرح زیر می‌باشند:

– **پکستون - وکستون پلوییدی بایوکلستی (دوکفه‌ای دار) (L1):** در این رخساره‌ها پلویید با فراوانی ۲۵-۲۰٪ و با اندازه ۰/۵-۰/۲ به همراه حدود (۵-۲٪) پوسته دوکفه‌ای با اندازه ۲/۵ تا ۲/۸ میلی‌متر مشاهده می‌شود (شکل ۴-۱). افزون بر این، در برخی از مقاطع دانه‌های کوارتز با ۱٪ فراوانی در زمینه‌ای تیره با سیمان میکرایت دیده می‌شوند. تمامی اجزای اسکلتی و غیراسکلتی در یک زمینه میکرایت مشاهده می‌شوند. در برخی از مقاطع نیز پوسته‌های دوکفه‌ای اسپارایتی (نئومورف) شده است. این رخساره در رخنمون صحرایی به صورت متوسط لایه و خاکستری رنگ دیده می‌شود.

– **وکستون بایوکلستی پلوییدی (L2):** در این رخساره پوسته‌های اکینودرم با فراوانی ۱۵-۱۰٪ و با اندازه ۰/۵ تا ۰/۷ میلی‌متر به همراه پلویید ۵-۲٪ دیده می‌شوند (شکل ۴-۲). در برخی از مقاطع مقدار کمی (۳-۲٪) پوسته‌های دوکفه‌ای دیده می‌شود. افزون بر این، در برخی از مقاطع، دانه‌های کوارتز با فراوانی بسیار کم دیده می‌شوند. تمامی این اجزا در زمینه‌ای تیره میکرایتی قرار گرفته‌اند. در بعضی از مقاطع

به منظور بررسی تغییرات چینه‌سنگی برش‌ها، برش‌های C, D در راستای جنوب خاوری - شمال باختری و برش‌های A و B در راستای شمالی - جنوبی برداشت شده‌اند. بررسی‌ها نشان می‌دهند از سمت خاور به باختر یعنی از برش C به سمت برش B و D ستبرای بخش کربناته - شیلی سازند نظرکرده افزایش می‌یابد این در حالی است که ستبرای بخش کربناته سازند نظرکرده از سمت خاور به باختر کاهش می‌یابد. لازم به یادآوری است جهت بررسی تغییرات چینه‌سنگی در راستای شمالی - جنوبی، برش A با برش C مقایسه گردید. بررسی‌ها نشان داد که دو بخش کربناته - شیلی و کربناته از شمال به جنوب ستبرا کاهش می‌یابد (شکل ۳). تغییرات چینه‌سنگی در برش‌ها را می‌توان به فعالیت زمین‌ساختی محیط و ساختارهای کوهزایی سیمین که حاصل برخورد خرد قاره ایران و توران و بسته شدن اقیانوس پالتوتیس است، نسبت داد.

۵-۲- رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی شناسایی شده در برش‌های مورد مطالعه

بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری سازند نظرکرده در چهار برش (A, B, C, D) ۱۱ ریزرخساره کربناته در سه کمربند رخساره‌ای لاگون، سد و دریای باز، ۱ رخساره هیبریدی و ۲ رخساره آواری شناسایی شده است.

۰/۱ و در اندازه ۱/۵ میلی‌متر در این رخساره مشاهده می‌شود. در برخی از مقاطع نیز مقدار کمی اکسید آهن قهوه ای - نارنجی دیده می‌شود.

— **گرنیستون بایوکلاستی اینتراکلاستی (B7):** در این رخساره، پوسته‌های دوکفه‌ای با ابعاد حدود ۳ میلی‌متر و با فراوانی حدود ۴۰ درصد به همراه خرده‌های اکتینودرم در یک زمینه روشن با سیمان اسپارایت مشاهده می‌شوند. افزون بر این، اینتراکلاست‌های گلی با به همراه کمی پلویید مشاهده می‌شوند (شکل ۵-۸). انحلال قطعات بیوکلاستی و جایگزینی توسط کوارتز ثانویه نیز مشاهده می‌شود. این رخساره به صورت نازک تا متوسط لایه و به رنگ خاکستری، سبز و نخودی (شکل ۵-۱) دیده می‌شود.

— **گرنیستون بایوکلاستی (اکینودرم دار) (B8):** در این رخساره، پوسته اکتینودرم با فراوانی ۴۰٪ در اندازه ۲ میلی‌متر در زمینه روشن با سیمان اسپارایت مشاهده می‌شوند. همچنین در این رخساره، در اطراف پوسته‌های اکتینودرم سیمان حاشیه‌ای (Flügel, 1982) مشاهده می‌شود (شکل ۵-۸). افزون بر این، در برخی از مقاطع نیز پوسته دوکفه‌ای با فراوانی ۱۰-۱۵٪، مقدار کمی ائید، پلویید و اینتراکلاست مشاهده می‌شود. همچنین در بعضی از مقاطع به صورت محدود دانه‌های کوارتز و فلدسپات به همراه مقدار کمی شکم‌پا و کانی تبخیری دیده می‌شوند. انحلال و جایگزین شدن کوارتز ثانویه و سیلیسی شدن پوسته‌های دوکفه‌ای نیز مشاهده می‌شود.

— **تفسیر محیط رسوبی:** گسترش رخساره‌های گرنیستونی با ماهیت دانه پشتیبان و زمینه اسپارایتی نشان‌دهنده محیط‌های پر انرژی و متلاطم سدی است که در آن گل کربناته شده و دانه‌ها با جورشدگی بالا در زمینه اسپارایتی قرار گرفته‌اند (Burchette and Wright, 1992; Tucker, 2001; Flügel, 2004). عمدتاً نمایانگر محیط‌های کم‌انرژی لاگون می‌باشند، در رخساره‌های پشته سدی (B1-B5) بیانگر این موضوع است که پلت‌ها متعلق به این محیط نبوده‌اند و احتمالاً از بخش‌های کم‌انرژی‌تر به پشته‌های سدها انتقال پیدا کرده‌اند و یا حاصل مدفوع جانوران دریا زی می‌باشند. آنکوئیدها دانه‌های اسکلتی بدون هسته و در اثر پیچیدن جلبک در اطراف یک هسته ایجاد می‌شوند (Flügel, 2004). بر اساس طبقه‌بندی لوگان و همکاران (Logan et al., 1964) آنکوئیدهای موجود در رخساره‌های بررسی شده (B2)، از نوع (C) بوده که در آن شکل آنکوئید تابع شکل هسته بوده و لایه‌ها به صورت متحدالمرکز در اطراف هسته قرار می‌گیرند و معرف شرایط رشد کمتر جلبک و دوره توقف در رسوب‌گذاری است. اینتراکلاست‌ها نیز از اجزای مهم به شمار می‌آیند. فلوگل (Flügel, 2004) عوامل مؤثر در ایجاد اینتراکلاست‌ها را عمل جریان‌ها نسبتاً قوی و عوامل مؤثر بر بستر رسوبی نرم و فعالیت زیستی بر روی سطح رسوب، توقف در رسوب‌گذاری و یا تغییر حجم رسوب در اثر عوامل دیاژنز اولیه می‌داند. وجود اینتراکلاست در رخساره گرنیستون اینتراکلاستی (B4, B6, B7) نشان‌دهنده تشکیل این رخساره‌ها در مجاورت پشته‌های سدی رو به لاگون است. در صورتی که وجود اینتراکلاست‌های گلی و درشت در این رخساره گویای بخش‌های پراثری و نزدیک به پشته هستند (جوانبخت، ۱۳۸۶ ب). همچنین رخساره گرنیستون اینتراکلاستی را می‌توان به خارجی‌ترین بخش شول کربناتی (بخش روبه دریای شول: Seaward Carbonate Shoal) نسبت داد (Tucker and Wright, 1990; Flügel, 2010). وجود شکم‌پا در رخساره مورد مطالعه به همراه پوسته‌های دوکفه‌ای و پلویید معرف محیط پست ریف و رو به لاگون است. بر جای گذاشته شدن برخی از اجزای اسکلتی دریای باز مانند اکتینودرم و آنکوئیدها به سمت لاگون، معرف ته‌نشینی رخساره‌های پشته‌های سدی در یک محیط حد واسط بین لاگون و دریای باز هستند. اکتینودرم‌ها جانورانی منحصر در دریایی بوده و فراوانی قطعات و صفحات اکتینودرم در رخساره (B8) نشان‌دهنده شرایط دریایی با چرخش آب به‌ویژه در حاشیه شول رو به دریای باز است (Miall, 2000; Tucker, 2001). بالا بودن انرژی آبی در پایه استهلاک امواج دریا (FWWB) سبب شکستگی، خرد شدن و جابه‌جایی فسیل‌ها و رسوبات در محیط‌های رسوبی می‌شود (Flügel, 2010).

نیز شکستگی، تغییر شکل دادن خرده‌های زیستی، پر شدن فضاهای خالی با کلسیت، اسپارایتی شدن پوسته‌های دوکفه‌ای مشاهده می‌شود. این رخساره در رخنمون صحرایی نازک تا متوسط لایه و خاکستری رنگ دیده می‌شود.

— **تفسیر محیط رسوبی:** پلوییدها از اجزای مهم کربناته در مناطق کم‌رژای دریا هستند و در محیط‌های کم‌انرژی و محدود دریا دیده می‌شوند (Tucker and Wright, 1990). با توجه به پلویید فراوان موجود در زمینه گلی رخساره‌های شناسایی شده، پلوییدها از نوع پلت مدفوعی (حاصل دفع توسط موجودات زنده)، کروی‌شکل با گردشگی خوب هستند که اغلب دارای حاشیه نازک و تیره از مواد آلی بوده و مربوط به آب‌های کم‌انرژی گرم و فوق اشباع از کربنات کلسیم می‌باشند (گل قندشتی، ۱۳۹۰). عدم فراوانی گونه‌های جانوری نیز در این رخساره‌ها، محیط لاگون را برای این رخساره تأیید می‌کند.

ب) کمربند رخساره‌ای پشته‌سدی (گروه B)

این گروه شامل ۸ زیررخساره به شرح زیر می‌باشد:

— **گرنیستون پلوییدی (B1):** در این رخساره پلویید با فراوانی بیش از ۷۰٪ و در اندازه ۰/۲ - ۰/۵ میلی‌متر در زمینه‌ای روشن با سیمان اسپارایت مشاهده می‌شود (شکل ۴-۷). افزون بر این، مقداری اکسید آهن قهوه‌ای - نارنجی رنگ نیز در این رخساره دیده می‌شود. این رخساره در رخنمون صحرایی متوسط لایه و خاکستری رنگ دیده می‌شود.

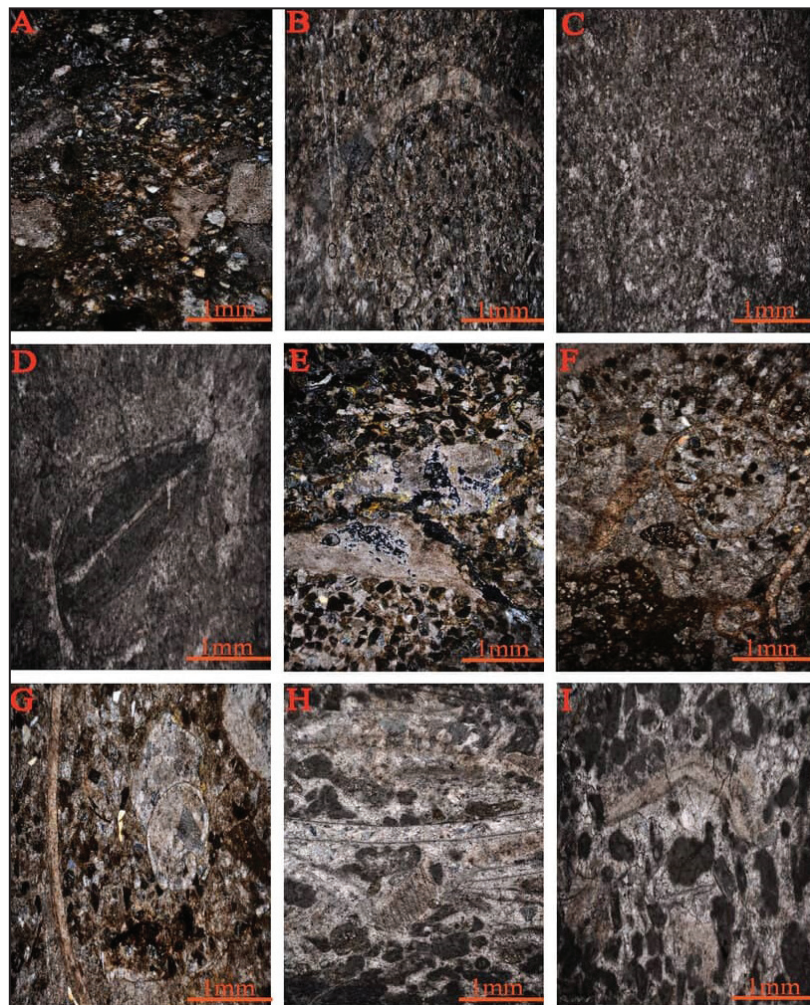
— **گرنیستون پلوییدی آنکوئیددار (B2):** در این رخساره پلویید با فراوانی حدود ۶۰٪ و در اندازه ۰/۲ - ۰/۵ میلی‌متر در زمینه‌ای روشن با سیمان اسپارایت دیده می‌شوند. در این مقاطع نازک، آنکوئید با اندازه ۲ تا ۲/۵ میلی‌متر و با هسته دوکفه‌ای دیده می‌شود (شکل ۴-۸). افزون بر این، در برخی از مقاطع، پوسته‌های دوکفه‌ای در حدود ۵٪ نیز دیده می‌شود. در برخی از مقاطع نیز شکستگی و مقدار کمی تغییر شکل خرده‌های زیستی به همراه دولومیتی شدن مشاهده می‌شود. این رخساره در رخنمون صحرایی نازک تا ستر لایه و به رنگ خاکستری روشن دیده می‌شود.

— **گرنیستون پلوییدی بایوکلاستی (B3):** در این رخساره، پلویید با فراوانی حدود ۵۰٪ و در اندازه ۰/۲ - ۰/۵ میلی‌متر به همراه دوکفه‌ای با فراوانی ۲۰-۲۵٪ و در اندازه ۲ میلی‌متر در زمینه‌ای روشن با سیمان اسپارایت مشاهده می‌شوند (شکل ۴-۹). افزون بر این، در برخی از مقاطع دیگر، پوسته‌های اکتینودرم با فراوانی ۵٪ به همراه مقدار کمی کوارتز با فراوانی حدود ۱٪ و در اندازه ۰/۱ میلی‌متر دیده می‌شوند. در برخی از مقاطع نیز مقدار کمی اکسید آهن قهوه‌ای - نارنجی، انحلال و جایگزینی کوارتز ثانویه در پوسته‌ها و سیلیسی شدن آنها مشاهده می‌شود.

— **گرنیستون پلوییدی اینتراکلاستی (B4):** در این رخساره، پلوییدها با فراوانی ۳۵٪ و در اندازه ۰/۲ - ۰/۵ میلی‌متر به همراه دو قطعه اینتراکلاست در اندازه ۰/۲ - ۱/۲ میلی‌متر دیده می‌شوند. افزون بر این، گاستروپودها در مقطع طولی با فراوانی حدود ۰/۱۵ و در اندازه ۰/۵ - ۱/۷ به همراه دوکفه‌ای با فراوانی ۰/۵ و در اندازه ۰/۹ - ۰/۵ در یک زمینه روشن با سیمان اسپارایت مشاهده می‌شوند (شکل ۴-۱۰).

— **گرنیستون بایوکلاستی پلوییدی (B5):** در این رخساره، گاستروپودها در مقاطع طولی با فراوانی ۲۰-۲۵٪ و در اندازه ۱/۲ میلی‌متر به همراه پوسته دوکفه‌ای با فراوانی ۰/۲۰ و حدود ۲ میلی‌متر در زمینه روشن با سیمان اسپارایت مشاهده می‌شوند. افزون بر این، پلویید با فراوانی ۱۰-۵٪ و در اندازه ۰/۲ - ۰/۵ در این رخساره دیده می‌شود (شکل ۴-۱۱). این رخساره در رخنمون صحرایی نازک تا متوسط لایه و خاکستری دیده می‌شود.

— **گرنیستون اینتراکلاستی بایوکلاستی (B6):** در این رخساره، اینتراکلاست‌های گلی با فراوانی ۵۰٪ و در اندازه ۰/۷ - ۰/۲ میلی‌متر به همراه پوسته دوکفه‌ای با فراوانی ۰/۳۰ و در اندازه ۲-۳ میلی‌متر در یک زمینه روشن با سیمان اسپارایت مشاهده می‌شوند (شکل ۴-۱۲). افزون بر این، در برخی از مقاطع، مقدار کمی اکتینودرم با فراوانی



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی مقاطع نازک رخساره‌های کربناته. (A) پکستون-وکستون پلوییدی بایو کلاستی. (B) وکستون بایو کلاستی پلوییدی. (C) گرینستون پلوییدی. (D) گرینستون پلوییدی آنکوییدی به همراه یک آنکویید با هسته دو کفه‌ای. (E) گرینستون پلوییدی بایو کلاستی به همراه پوسته دو کفه‌ای. (F) گرینستون پلوییدی اینتراکلاستی به همراه یک قطعه کوارتز. (G) گرینستون بایو کلاستی پلوییدی به همراه مقطع عرضی شکم‌پا و دو کفه‌ای. (H,I) گرینستون اینتراکلاستی بایو کلاستی به همراه فسیل دو کفه‌ای.

۵-۲- رخساره هیبریدی (H)

این رخساره شامل یک نوع رخساره ماسه‌سنگ آهکی می‌باشد که در ادامه به بیان ویژگی‌های رخساره هیبریدی می‌پردازیم.

– **ماسه‌سنگ متوسط (H1) تا دانه ریز (H2) هیبریدی:** رخساره ماسه‌سنگ دانه متوسط هیبریدی (H1) در واقع یک ماسه‌سنگ آهکی است که از دو بخش آواری (ماسه‌سنگی) و کربناته (آهکی) تشکیل شده است. در این رخساره، بخش ماسه سنگی عمدتاً از دانه‌های کوارتز با فراوانی ۲۵-۲۰٪ تشکیل شده است. در برخی از مقاطع، کمی چرت، قطعات و خرده‌های اکتینودرم با فراوانی ۱۵-۲۰٪ و در اندازه ۱ تا ۱/۵ میلی‌متر و پوسته دو کفه‌ای با فراوانی ۱۰٪ و در اندازه حدود ۱ میلی‌متر نیز مشاهده می‌شوند (شکل ۵-۵). این رخساره، در رخنمون صحرایی، تازک تا متوسط لایه و به رنگ خاکستری تا سبز دیده می‌شود. رخساره ماسه‌سنگ دانه ریز هیبریدی (H2) از نظر سنگ‌نگاری، مشابه رخساره ماسه‌سنگ دانه متوسط هیبریدی می‌باشد و از دو بخش آواری (ماسه‌سنگی) و کربناته (آهکی) تشکیل شده است، تنها تفاوت این دو رخساره در اندازه ذرات است. در این رخساره، شکستگی‌هایی که با اسپارایت پر شده‌اند دیده می‌شود (شکل ۵-۵). این رخساره در رخنمون صحرایی نازک لایه و به رنگ خاکستری رنگ دیده می‌شود.

ج) کمر بند رخساره ای دریای باز (گروه O)

– **پکستون بایو کلاستی (O1):** در این رخساره، قطعات دو کفه‌ای در زمینه تیره از گل آهکی (میکرایت) مشاهده می‌شوند (شکل ۵-۵). در برخی از مقاطع، پوسته‌های دو کفه‌ای میکرایتی شده‌اند. در برخی از مقاطع، مقداری اکتینودرم هم دیده می‌شود. این رخساره، در رخنمون صحرایی نازک تا ستر لایه و به رنگ‌های سبز و سبز تا خاکستری رنگ دیده می‌شود.

– **تفسیر محیط رسوبی:** اکتینودرم‌ها موجودات کاملاً دریایی هستند و برخی از انواع متحرک آنها در محدوده لاگون و خلیج دهانه‌ای با آب‌های لب شور نیز زندگی می‌کنند اما بیشتر در محدوده خط ساحلی تا ژرفای ۱۳۰ متر دریا زندگی می‌کنند (Heckel, 1972). تاکر و رایت (Tucker and Wright, 1990) بر این باورند که موجوداتی مانند کرینویید، بازوپا (براکیوپود) و دو کفه‌ای معمولاً تشکیل دهنده بسیاری از رسوبات رمپ میانی و خارجی که در زون فوتیک نهشته شده‌اند، هستند. این موجودات به شوری حساس بوده و شرایط مساعد برای حفظ آنها یک محیط دریایی باز می‌باشد (Tucker and Wright, 1990; Wilson, 1975). از این رو، با در نظر داشتن موارد یاد شده، و میزان فراوانی اکتینودرم‌های موجود در زمینه گلی، این رخساره معرف ته‌نشینی در شرایط دریای باز و زیر خط اثر امواج می‌باشد.

۵-۳- رخساره‌های آواری

— **رخساره سیلتستون (Si):** در این رخساره اندازه ذرات تشکیل دهنده سنگ ریز و در حد سیلت (ریزتر از 0.0625 میلی متر) می‌باشد. البته با به کار گرفتن بزرگنمایی بالا ذرات کوارتز و فلدسپات مشاهده می‌شوند (شکل ۵-F). همچنین مقداری اکسید آهن نارنجی تا قهوه ای رنگ به همراه شکستگی در این رخساره دیده می‌شود. این رخساره، در رخنمون صحرایی، نازک لایه و به رنگ خاکستری مشاهده می‌شود.

— **رخساره شیل (Sh):** شیل‌ها در ستون چینه‌شناسی برش‌های A, B, C, D سازند نظر کرده، با سبتهای متفاوت و در رخنمون صحرایی، به رنگ‌های سبز، سبز - خاکستری، سبز - قهوه‌ای و خاکستری - سبز دیده می‌شوند. شیل‌ها دارای ویژگی تورق و نفوذپذیری بسیار کمی بوده و با داشتن رنگ متفاوت از لایه‌های کربناته مجاور خود، قابل شناسایی هستند. این رخساره، در کمر بند رخساره‌ای دریای باز دیده می‌شود. این ذرات رسوبی در زمان ته‌نشین شدن رسوبات ژرف سازند نظر کرده، وارد این حوضه رسوبی شده و در بخش‌هایی هم به صورت میان‌لایه با رسوبات کربناته مشاهده می‌شوند (لیاقت و همکاران، ۱۳۹۴). به دلیل این که برای مطالعه شیل‌ها نیاز به تجهیزات خاصی است، بررسی این رخساره تنها بر اساس شواهد عملیات صحرایی صورت گرفته است (شکل ۵-G).

— **تفسیر محیط رسوبی:** وجود رخساره هیبریدی در این سازند نمایانگر ورود رسوب از طریق کانال‌های رودخانه‌ای به حوضه حدواسط تا دریایی هستند. رودخانه‌ها با خود رسوبات آواری حاصل از فرسایش را حمل و با کاهش سطح انرژی آب، آنها را بر اساس وزن و اندازه دانه در مسیر حرکت خود بر جای می‌گذارند. این ماسه‌هایی که توسط رودخانه به سواحل محیط رسوبی سازند نظر کرده وارد و در کانال‌های رودخانه‌ای بر جای گذاشته می‌شوند، در زمان آتیزین با پیشروی و بالا آمدن سطح آب دریا پوشیده می‌شوند و رسوبات کربناته به‌عنوان رسوبات پرکننده کانال در توالی رسوبی و در مقیاس متفاوت و رسوب‌شناسی متفاوت بر روی آنها گذاشته می‌شود. امینی (۱۳۷۶) بر این باور است که ماسه‌سنگ‌های درون کانال‌های فرسایشی یا دره‌های حفر شده در بستر دلتا یا کفه آهکی نشان‌دهنده این است که این کانال‌ها یا دره‌های زیر آبی در زمان پایین افتادن سطح آب دریا و زمانی که محیط رسوبی در معرض فرسایش است و فضای رسوب‌گذاری صفر بوده است، ایجاد شده‌اند. وجود خرده‌های اسکلتی در ماسه‌سنگ هیبریدی نشان‌دهنده نهشته شدن این رخساره آواری در یک محیط حدواسط تا کم ژرفای ساحلی است (ندافان و همکاران، ۱۳۹۱).



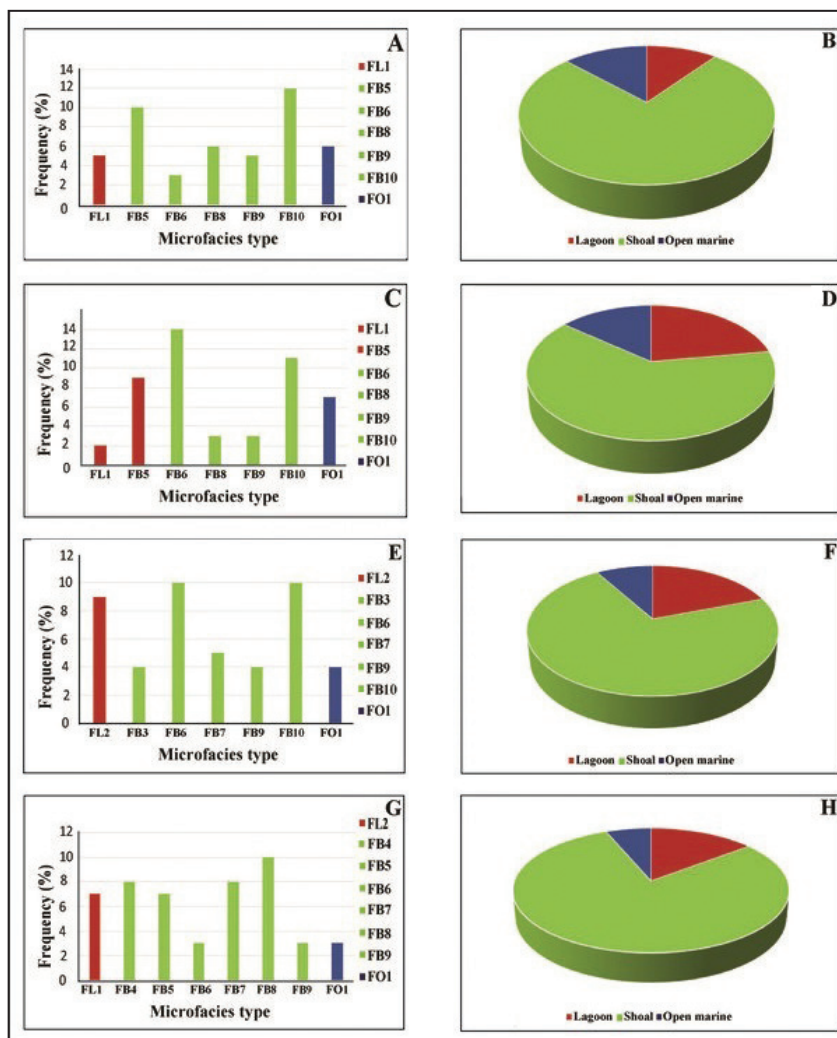
شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی مقاطع نازک رخساره‌های کربناته به‌همراه تصاویر صحرایی رخساره‌های آواری. A) گرینستون بایو کلاستی اینترا کلاستی به‌همراه اینترا کلاست و پوسته دو کفه‌ای. B) گرینستون بایو کلاستی به‌همراه مقطع طولی. C) *Pantacrinus* sp. بایو کلاستی به‌همراه پوسته دو کفه‌ای. D) ماسه‌سنگ دانه متوسط آهکی به‌همراه اکتینودرم و دو کفه‌ای. E) ماسه‌سنگ دانه ریز آهکی به‌همراه خرده‌های بایو کلاستی و دو کفه‌ای. F) سیلتستون. G) شیل. H) کنگلومرای منومیکتیک متعلق به سازند سینا. I) تصویر صحرایی سنگ آهک حاوی فسیل دو کفه‌ای مربوط به رخساره B7 در برش B.

۵-۴- مقایسه فراوانی رخساره‌های کربناته در برش‌های مورد مطالعه سازند

نظر کرده

به منظور بررسی تغییرات ژرفای آب در ۴ برش مورد مطالعه (شکل ۶) سازند نظر کرده، نمودارهای ستونی و دایره‌ای فراوانی رخساره‌های کربناته رسم گردیده است. بر اساس نتایج حاصل از مطالعه میکروسکوپی مقاطع نازک، در صد فراوانی رخساره‌های سازند نظر کرده به منظور بررسی تغییرات ژرفای آب در برش‌های مختلف تعیین شده است. بر این اساس، در هر چهار برش، گروه رخساره‌ای شول دارای بیشترین فراوانی رخساره‌ای می‌باشد و در بیشتر برش‌ها، گروه رخساره‌ای دریای باز دارای کمترین فراوانی رخساره‌ای است که نشان می‌دهد سازند نظر کرده در برش‌های مورد مطالعه، بیشتر شرایط دریایی کم‌ژرفا را تجربه نموده است. اما این مقادیر در نمودارهای رسم شده متعلق به برش A متفاوت می‌باشد.

در این نمودارها، بیشترین و کمترین میزان رخساره‌های رسوبی شناسایی شده به ترتیب به رخساره‌های سد و لاگون تعلق دارند. نمودارهای ستونی درصد فراوانی تفکیکی هر رخساره نشان می‌دهند که به ترتیب در برش A رخساره B10، برش B رخساره B6، برش C رخساره B10، B6، برش D رخساره B8 مربوط به کمر بند رخساره‌ای شول (پشته سدی) دارای بیشترین فراوانی می‌باشند. رخساره‌های لاگون معرف محیط کم‌ژرفا با انرژی کم تا متوسط، رخساره‌های سد معرف محیط انرژی (Burchette and Wright, 1992) و رخساره‌های دریای باز معرف محیط با ژرفای بیشتر با انرژی کم هستند. رخساره‌های کربناته سازند نظر کرده عمدتاً شرایط پر انرژی مربوط به مناطق کم ژرفای دریایی را تجربه نموده‌اند که فراوانی رخساره‌های گریستونی مربوط به گروه شول (پشته‌های سدی) تأیید کننده این واقعیت است.

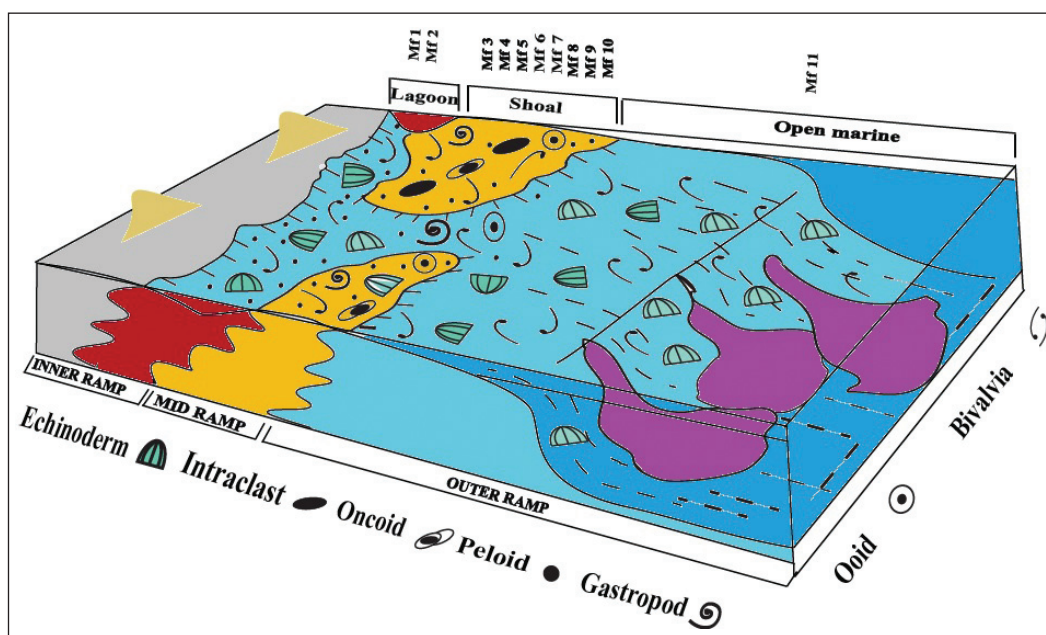


شکل ۶- نمودارهای فراوانی نوع و کمر بند رخساره‌های رسوبی سازند نظر کرده. (A) نمودار ستونی فراوانی نوع رخساره‌های رسوبی در برش A. (B) نمودار دایره‌ای فراوانی کمر بند رخساره‌ای در برش A. (C) نمودار ستونی فراوانی نوع رخساره‌های رسوبی در برش B. (D) نمودار دایره‌ای فراوانی کمر بند رخساره‌ای در برش B. (E) نمودار ستونی فراوانی نوع رخساره‌ای رسوبی در برش C. (F) نمودار دایره‌ای فراوانی کمر بند رخساره‌ای در برش C. (G) نمودار ستونی فراوانی نوع رخساره‌های رسوبی در برش D. (H) نمودار دایره‌ای فراوانی کمر بند رخساره‌ای در برش D.

۵-۵- مدل محیط رسوبی سازند نظر کرده

حوضه‌ها چیرگی داشته و توریدایت‌ها و نهشته‌های جریان توده‌ای به رسوبات دلتایی و رودخانه‌ای تبدیل می‌شوند (آرین، ۱۳۹۷). لیاقت و همکاران (۱۳۹۴) مدل رسوبی سازند نظر کرده را یک رمپ هم‌شیب کربناته با ورود مواد آواری در دوره‌ای از زمان رسوب‌گذاری، واقع در حوضه پیش‌کمانی می‌دانند. از سوی دیگر، جوانبخت و همکاران (۱۳۸۴) نیز بر این باورند که سازند سفیدکوه در یک سکوی (پلت‌فرم) کربناته از نوع رمپ هموکلینال بر جای گذاشته شده است. با توجه به موارد گفته شده، و شناسایی رخساره کربناته، هیبریدی آواری - کربناته (ماسه‌سنگ آهکی) و با در نظر گرفتن گذر تدریجی سازند نظر کرده از رخساره‌های کربناته سفیدکوه در یک محیط رسوبی رمپ هموکلینال در زیر به رخساره‌های سیلیسی - آواری‌های ولکانوژنیک در یک محیط شیب قاره که توسط توریدایت‌های کلاسیک بر جای گذاشته شده است (قائم، ۱۳۸۸)، در بالا و همچنین وجود کنگلومرای منومیکتیک (شکل ۵-۵)، محیط رسوبی این سازند یک محیط رسوبی رمپ کربناته با شیب انتهایی (حد واسط) در یک حوضه پیش‌کمانی تشخیص داده می‌شود (شکل ۷). تند شدن شیب حاشیه رمپ بیرونی می‌تواند ناشی از عوامل زمین‌ساختی و فعالیت گسل‌ها باشد که به گسترش رمپ با شیب انتهایی یا شلف لبه‌دار انجامیده است (قائم، ۱۳۸۳).

رخداد کوهزایی سیمین با تشکیل دو مرحله گسل راندگی که در زمان پرمین تا اواخر تریاس فعالیت داشته‌اند، مشخص می‌شود. پس از این کوهزایی، با فرورانش لبه توران و کند شدن فعالیت زمین‌ساختی در منطقه حوضه ایپی‌کنینانتال، کپه داغ شکل گرفته و نهشته‌های دریایی کم ژرفای به نسبت ادامه داری تا اتوسن در آن نشست کرده است (افشار حرب، ۱۳۷۳؛ Afshar-Harb, 1994). روتنر (Ruttner, 1991) محل نهشته‌های گروه آق‌درند تا اواخر تریاس را واقع در حاشیه جنوبی پلت توران دانسته است. قائمی (۱۳۸۳) وضعیت پیچیده‌ای از جنبه ساختمانی در منطقه را یادآور می‌شود و مهم‌ترین پدیده ساختمانی را در نیمه شمالی گسل‌های رانده (تراستی) با حداقل دو جهت متفاوت می‌داند که دلیل شکل‌گیری دو باریکه تقریباً موازی سفید کوه شده است و این امر به سبب رانده شدن این رسوبات بر روی صفحه ایران در محل برخورد دو صفحه ایران و توران می‌باشد. گسل‌ها از عوامل کنترل‌کننده شکل حوضه رسوبی هستند و فعال بودن یا نبودن آنها در طی رسوب‌گذاری بایستی مورد توجه قرار بگیرد (Maurer et al., 2009). حوضه‌های پیش‌کمانی در حد فاصل کمان ماگمایی و یا جزایر کمانی تا درازگودال شکل می‌گیرند و در این نوع حوضه‌ها تنها سازوکار مهم، بارگذاری رسوبی و آتشفشانی است. رسوب‌های آواری در این



شکل ۷- مدل رسوبی سازند نظر کرده در برش‌های مورد مطالعه.

۶-۶- چینه‌نگاری سکانسی سازند نظر کرده در برش‌های مورد مطالعه

سازند نظر کرده در چهار برش A, B, C, D (شکل ۸) شامل ستبراهای متفاوتی از رسوبات کربناته - شیلی در بخش زیرین و رسوبات کربناته در بخش بالایی می‌باشد. سازند نظر کرده شامل یک سکانس رده سوم به سن آنیزین (Ruttner, 1984) می‌باشد که در مدت زمان حدود ۵ میلیون سال رسوب‌گذاری نموده است. در ادامه، مطابقت سکانس‌های ۴ برش و مقایسه با تغییرات جهانی سطح آب دریا (Haq et al., 1988; Haq, 2018) ارایه شده است.

۶-۱- سکانس رسوبی در برش A

در برش A با ستبرای کلی ۷۹ متر، یک سکانس رسوبی رده سوم تشخیص داده شده است. این سکانس با رسوبات کربناته - شیلی در بخش زیرین آغاز می‌شود

و با رسوبات کربناته در بخش بالایی ادامه می‌یابد. مرز زیرین و بالایی این سکانس از نوع غیرفرسایشی SB2 است. این سکانس در برگرفته رخساره‌های (TST) و (HST) می‌باشد. مرحله (TST) با رخساره‌های سدی (گرینستون پلوییدی اینتراکلاستی و گرینستون پلوییدی بایو کلاستی) مختص محیط شول (سد) شروع شده و با مرحله پیشینه سطح غرقابی در رخساره پکستون بایو کلاستی دریای باز پایان می‌یابد. در این دسته رخساره، فضای ایجاد شده برای رسوب‌گذاری بسیار بیشتر از نرخ رسوبات وارده به حوضه است و به همین دلیل طرح برانبارش پس‌رونده است (امینی، ۱۳۷۶، ۱۳۸۸). مرحله (HST) با رخساره‌های سدی (گرینستون پلوییدی بایو کلاستی، گرینستون بایو کلاستی، گرینستون اینتراکلاستی، گرینستون اینتراکلاستی بایو کلاستی) شروع شده و در ادامه با

به حوضه بسیار بیشتر از فضای ایجاد شده برای رسوب‌گذاری است و به همین دلیل طرح برانبارش پیش‌رونده می‌باشد.

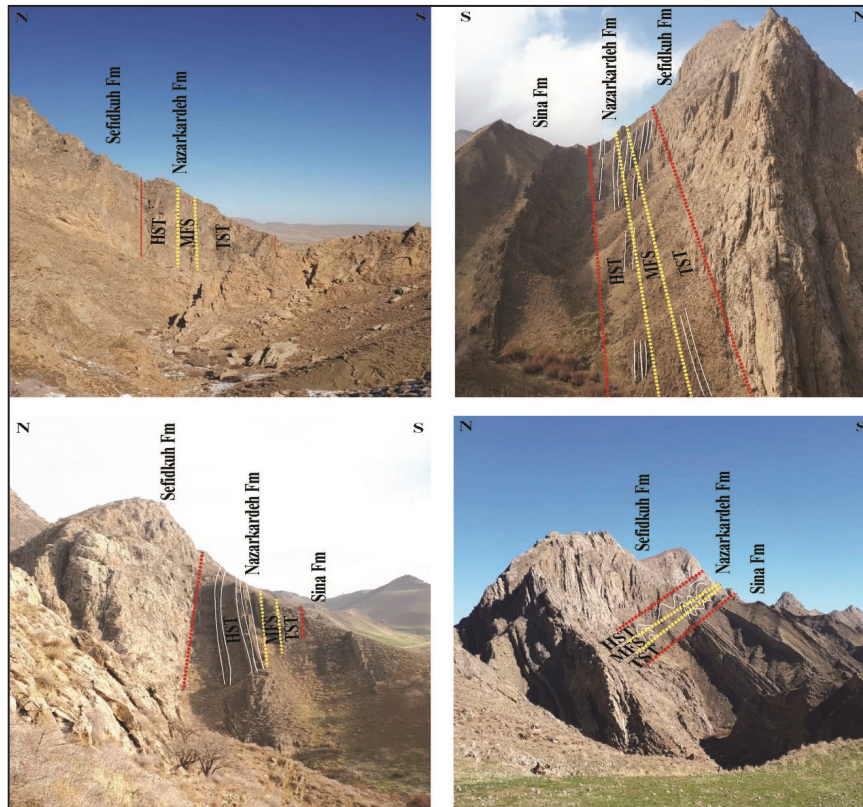
۶-۳- سکانس رسوبی در برش C

در برش C با ستبرای کلی ۶۵ متر، یک سکانس رسوبی رده سوم تشخیص داده شده است. این سکانس در ابتدا با رسوبات کربناته - شیلی در بخش زیرین آغاز می‌شود و با رسوبات کربناته در بخش بالایی ادامه می‌یابد. مرز زیرین و بالای این سکانس از نوع غیر فرسایشی SB2 است. این سکانس در برگیرنده رخساره‌های (TST) و (HST) می‌باشد. مرحله (TST) با رخساره و کستون بایوکلستی پلوییدی آغاز می‌شود و به دنبال آن با رخساره‌های سدی (گرینستون پلوییدی اینتراکلاستی، گرینستون بایوکلستی اینتراکلاستی و گرینستون بایوکلستی) ادامه می‌یابد و با مرحله بیشینه سطح غرقابی در رخساره پکستون بایوکلستی دریای باز پایان می‌یابد. در این دسته رخساره، فضای ایجاد شده برای رسوب‌گذاری بسیار بیشتر از نرخ رسوبات وارده به حوضه است و به همین دلیل طرح برانبارش پس‌رونده می‌باشد (امینی، ۱۳۷۶، ۱۳۸۸). مرحله (HST) در این سکانس، با رخساره‌های سدی (گرینستون بایوکلستی پلوییدی، گرینستون پلوییدی، گرینستون بایوکلستی) آغاز شده و در ادامه، با رخساره لاگونی (وکستون بایوکلستی پلوییدی) پایان می‌یابد و در کل، روند پس‌رونده دارد (شکل ۱۰- A). در این دسته رخساره، نرخ رسوبات وارده به حوضه بسیار بیشتر از فضای ایجاد شده برای رسوب‌گذاری است و به همین دلیل طرح برانبارش پیش‌رونده است.

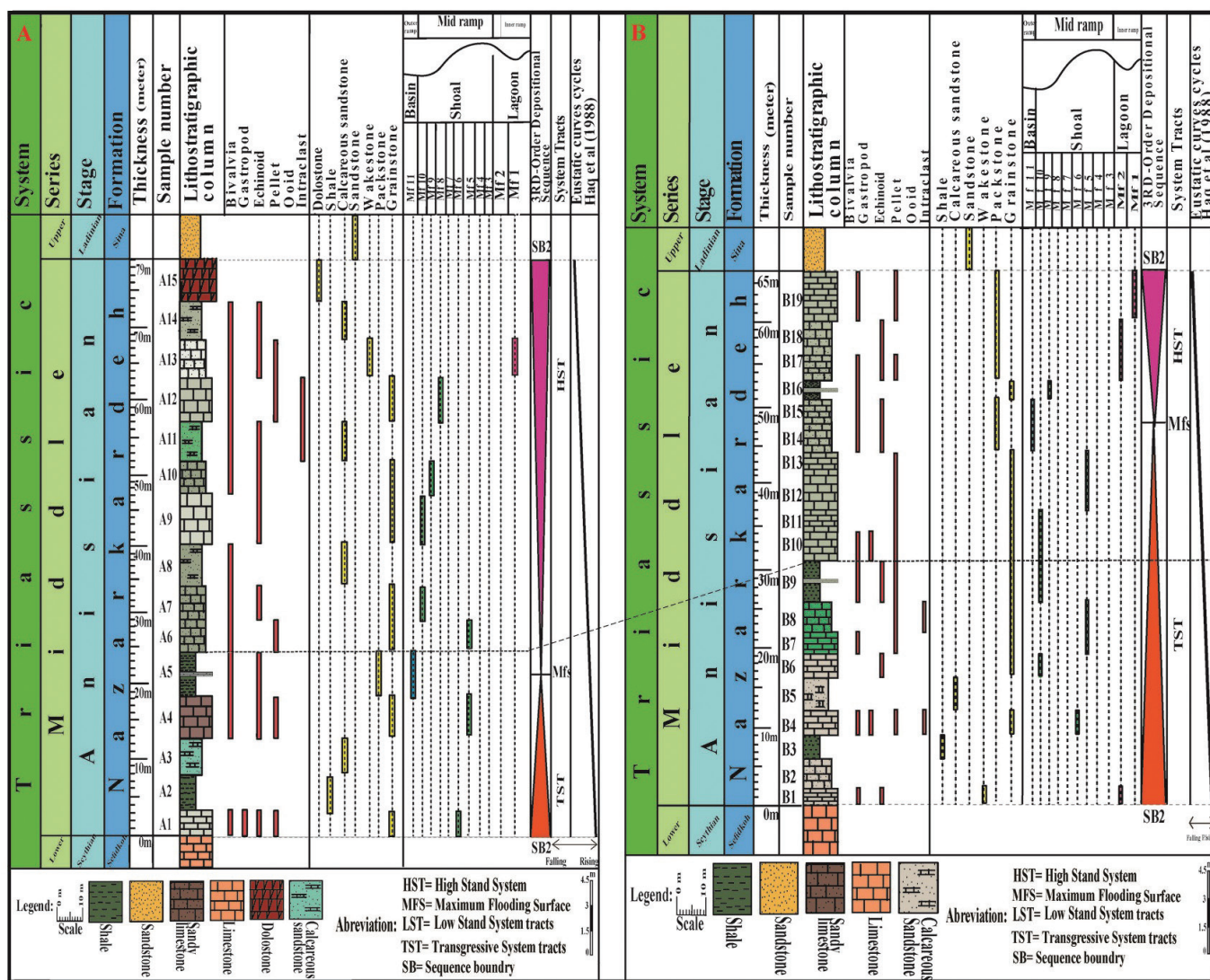
رخساره لاگونی (پکستون - وکستون پلوییدی بایوکلستی) پایان می‌یابد و در کل روند پس‌رونده دارد (شکل ۹- A). در این دسته رخساره، نرخ رسوبات وارده به حوضه بسیار بیشتر از فضای ایجاد شده برای رسوب‌گذاری است و به همین دلیل طرح برانبارش پیش‌رونده می‌باشد.

۶-۲- سکانس رسوبی در برش B

در برش B با ستبرای کلی ۶۵ متر، یک سکانس رسوبی رده سوم تشخیص داده شده است. این سکانس در ابتدا با رسوبات کربناته - شیلی در بخش زیرین آغاز می‌شود و با رسوبات کربناته ادامه می‌یابد. مرز زیرین و بالایی این سکانس از نوع غیرفرسایشی SB2 می‌باشد. این سکانس در برگیرنده رخساره‌های (TST) و (HST) است. مرحله (TST) در سکانس با رخساره لاگونی (وکستون بایوکلستی پلوییدی) آغاز می‌شود و به دنبال آن، با رخساره‌های سدی (گرینستون پلوییدی اینتراکلاستی، گرینستون بایوکلستی، گرینستون پلوییدی بایوکلستی) ادامه می‌یابد و با مرحله بیشینه غرقابی در رخساره پکستون بایوکلستی متعلق به دریای باز پایان می‌یابد. در این دسته رخساره، فضای ایجاد شده برای رسوب‌گذاری بسیار بیشتر از نرخ رسوبات وارده به حوضه است و به همین دلیل طرح برانبارش پس‌رونده می‌باشد (امینی، ۱۳۷۶، ۱۳۸۸). مرحله (HST) در این سکانس، با رخساره سدی (گرینستون بایوکلستی اینتراکلاستی) آغاز شده و در ادامه، با رخساره لاگونی (وکستون بایوکلستی پلوییدی، پکستون - وکستون پلوییدی بایوکلستی) پایان می‌یابد و در کل، روند پس‌رونده دارد (شکل ۹- B). در این دسته رخساره، نرخ رسوبات وارده



شکل ۸- نمایی از سازند نظرکرده در برش‌های مورد مطالعه. A) سازند نظرکرده در برش A و دید به سمت شمال خاور. B) سازند نظرکرده در برش B و دید به سمت جنوب باختر. C) سازند نظرکرده در برش C و دید به سمت خاور. D) سازند نظرکرده در برش D و دید به سمت شمال باختر.

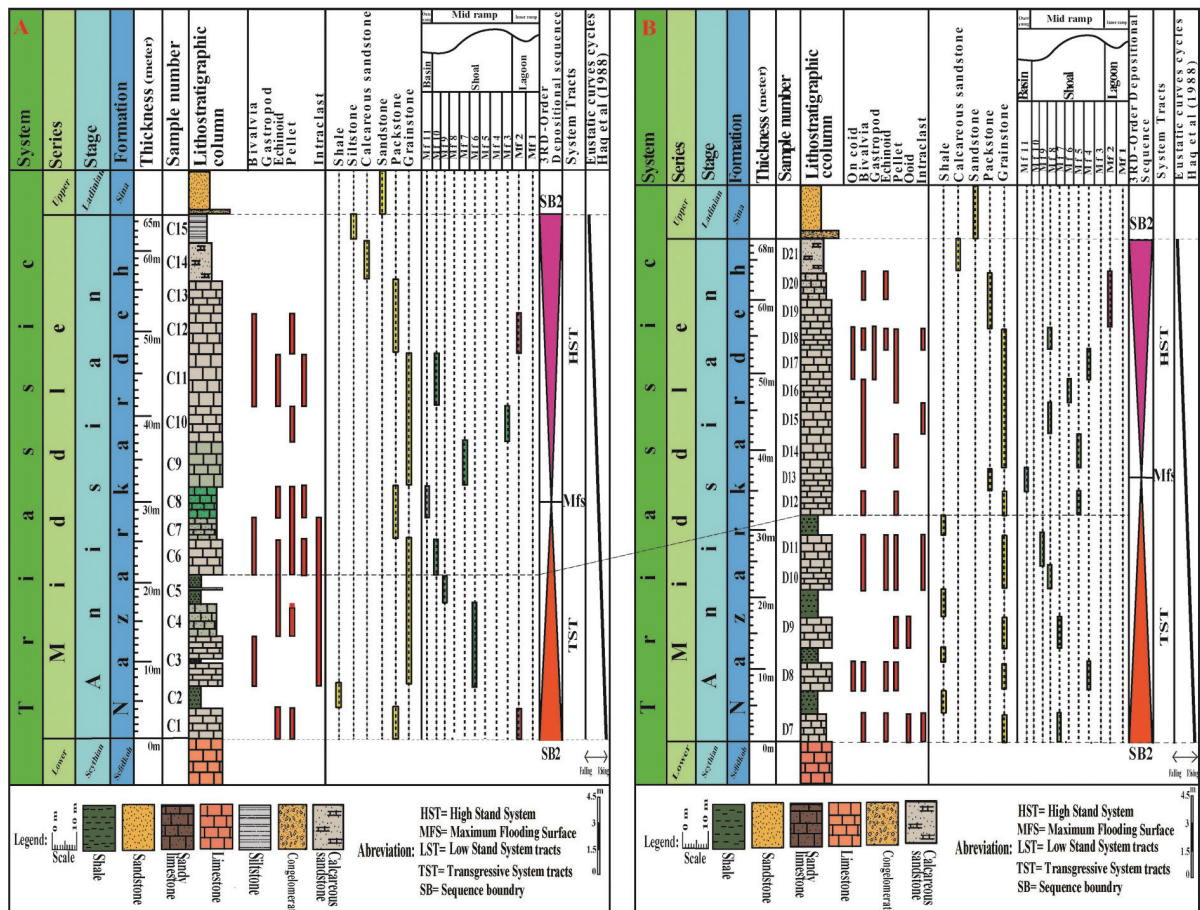


شکل ۹-۶ (A) ستون چینه‌شناسی سازند نظر کرده در برش A. (B) ستون چینه‌شناسی سازند نظر کرده در برش B.

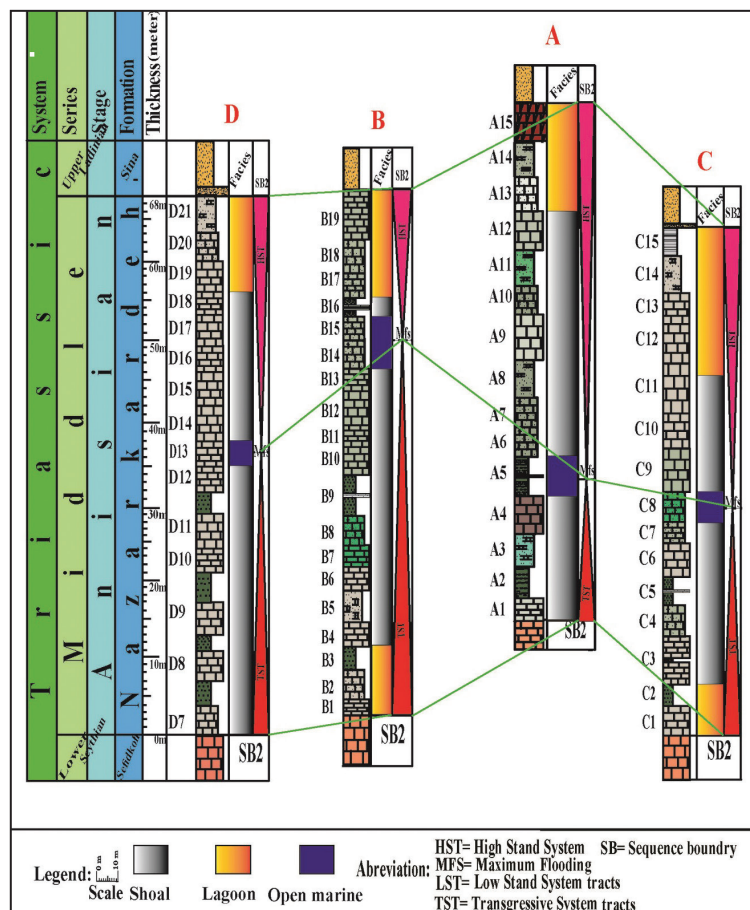
۴-۶- سکانس رسوبی در برش D

در برش D با ستبرای کلی ۶۸ متر یک سکانس رسوبی رده سوم تشخیص داده شده است. این سکانس در ابتدا با رسوبات کربناته - شیلی در بخش زیرین آغاز و با رسوبات کربناته در بخش بالایی ادامه می‌یابد. مرز زیرین و بالایی این سکانس از نوع غیر فرسایشی SB2 می‌باشد. این سکانس در برگرفته رخساره‌های (TST) و (HST) می‌باشد. مرحله (TST) با رخساره‌های سدی (گرینستون بایوکلستی، پلوییدی، گرینستون پلوییدی آنکویدی، گرینستون اینتراکلستی بایوکلستی، گرینستون بایوکلستی اینتراکلستی، گرینستون پلوییدی بایوکلستی) شروع شده و با مرحله بیشینه سطح غرقابی در رخساره پکستون بایوکلستی دریای باز پایان می‌یابد. در این دسته رخساره، فضای ایجاد شده برای رسوب‌گذاری بسیار بیشتر از نرخ رسوبات وارده به حوضه است و به همین دلیل طرح برانبارش پس‌رونده می‌باشد (امینی، ۱۳۷۶، ۱۳۸۸). مرحله (HST) با رخساره‌های سدی (گرینستون پلوییدی بایوکلستی، گرینستون اینتراکلستی بایوکلستی، گرینستون پلوییدی آنکویدی) آغاز شده و در ادامه با رخساره لاگونی و کستون بایوکلستی پلوییدی پایان می‌یابد و در کل، روند پس‌رونده دارد (شکل ۱۰- B). در این دسته رخساره، نرخ رسوبات وارده به حوضه بسیار

بیشتر از فضای ایجاد شده برای رسوب‌گذاری است و به همین دلیل طرح برانبارش پیش‌رونده می‌باشد. به‌طور کلی در مقایسه دسته رخساره‌های موجود در چهار برش مورد مطالعه (شکل ۱۱)، در قاعده برش‌های A و D به ترتیب رخساره‌های سدی گرینستون اینتراکلستی بایوکلستی و گرینستون بایوکلستی اینتراکلستی قرار گرفته‌اند که نشان‌دهنده ژرفای بیشتر حوضه در این دو برش نسبت به دو برش B و C می‌باشد اما در قاعده برش‌های B و C رخساره و کستون بایوکلستی پلوییدی قرار گرفته است که نشان‌دهنده ژرفای کمتر حوضه در برش‌های B و C نسبت به دو برش A و D می‌باشد. ستبرای لایه‌های دربرگیرنده مجموعه واحدهای رسوبی در مرحله (TST) و (HST) در ۴ برش مورد مطالعه متفاوت می‌باشند. مرحله (TST) به ترتیب در برش B در برگرفته بیشترین ستبرای لایه‌های رسوبی و پیرو آن، مرحله (TST) طولانی‌تر است و در برش A در برگرفته کمترین ستبرای لایه‌های رسوبی و پیرو آن، مرحله (HST) کوتاه‌تر است. این تغییرات احتمالاً ناشی از عوامل زمین‌ساختی در منطقه می‌باشد که به تغییرات پیاپی محیط و پیرو آن، رخساره‌های رسوبی و مراحل (TST) و (HST) انجامیده است (گل قندشتی، ۱۳۹۰).



شکل ۱۰- (A) ستون چینه‌شناسی سازند نظر کرده در برش C، (B) ستون چینه‌شناسی سازند نظر کرده در برش D.

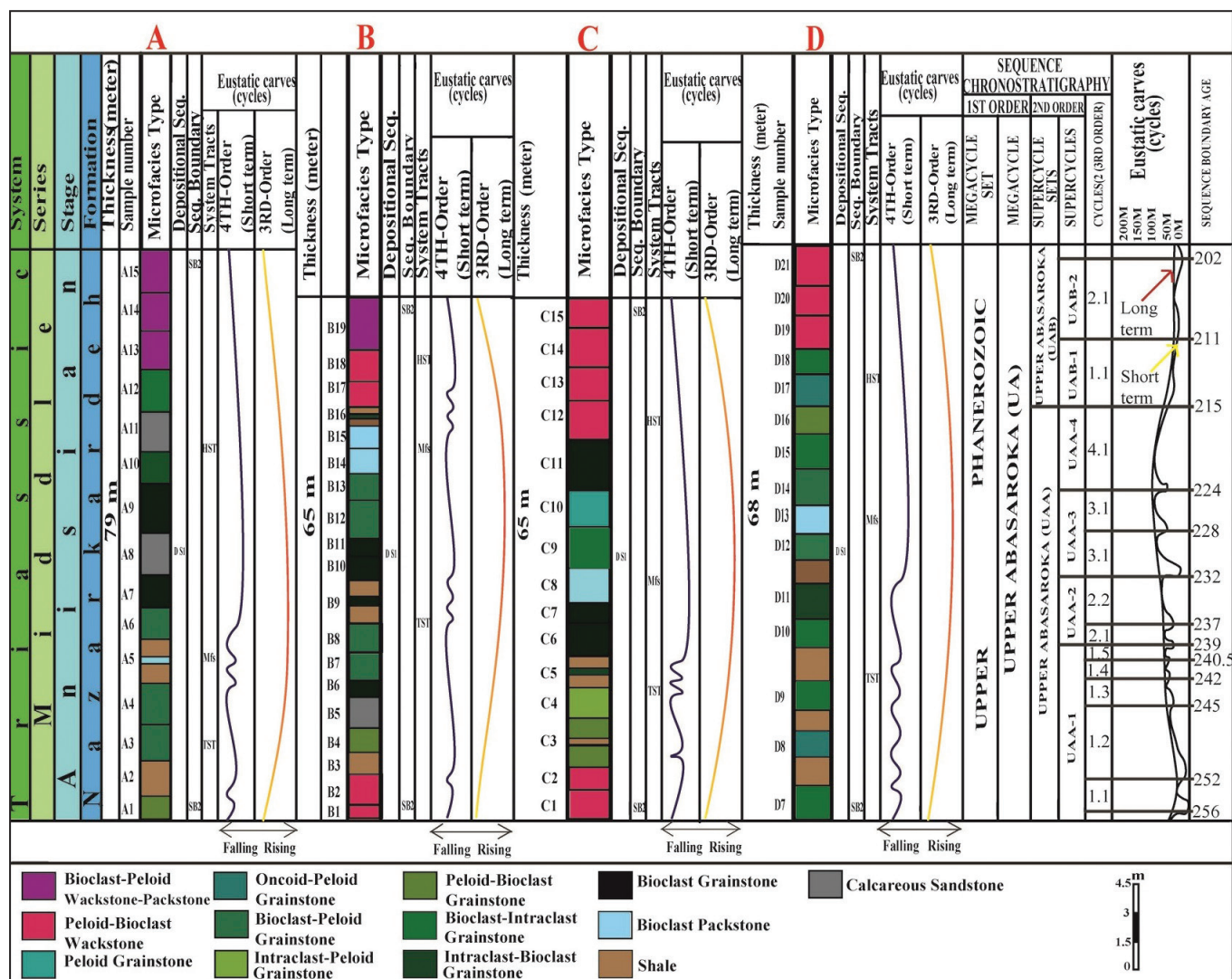


شکل ۱۱- مقایسه سکانس رسوبی سازند نظر کرده در برش‌های A، B، C، D.

۷- تفسیر تغییرات سطح آب دریا در سازند نظر کرده

دارد. سوپر سکانس سازند نظر کرده از یک سکانس رده سوم تشکیل یافته و مرز زیرین آن از نوع SB2 می‌باشد. تفاوت‌های سکانس‌های رسوبی مشاهده شده در برش‌های مورد مطالعه با منحنی جهانی تغییرات سطح آب دریا را بیشتر می‌توان ناشی از عوامل زمین‌ساختی در منطقه دانست که به تغییرات پیاپی محیط و پیرو آن، رخساره‌های رسوبی انجامیده است (گل قندشتی، ۱۳۹۰) و نشان‌دهنده شکل‌گیری این نهشته‌ها در یک حوضه پیش‌کمانی می‌باشد که در اثر فروانش پالئوتیس به زیر بزرگ قاره اورازیا و در حاشیه جنوبی آن تشکیل شده است (قائمی، ۱۳۸۳).

در مقایسه منحنی تغییرات سطح آب دریا در این برش‌ها (شکل ۱۲) با منحنی تغییرات سطح آب دریا در زمان آنیزین (تریاس میانی) که توسط هک و همکاران (Haq et al., 1988) ارائه شده، سوپر سکانس سازند نظر کرده مطابق با بخشی از سوپرسیکل UAA-2 است که خود، بخشی از Upper ABSAROKAA (UAA) به‌شمار می‌رود و این مجموعه نیز بخشی از مگاسیکل Upper ABSAROKA(UA) می‌باشد. این مگاسیکل در زمان آنیزین حالت پیش‌رونده دارد که در حالت کلی، با تغییر رخساره‌های کربناته نظر کرده به رخساره‌های توریدایتی سازند سینا مطابقت



شکل ۱۲- چینه‌نگاری سکانسی سازند نظر کرده و مقایسه منحنی تغییرات سطح آب دریا در ناحیه مورد مطالعه با منحنی جهانی. (A) برش A. (B) برش B. (C) برش C. (D) برش D.

۸- نتیجه‌گیری

بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری سازند نظر کرده دارای ۱۱ رخساره کربناته، ۱ رخساره هیبریدی و ۲ رخساره آواری متعلق به محیط لاگون، شول و دریای باز می‌باشد. رخساره‌های هیبریدی نشان‌دهنده فعالیت‌های زمین‌ساختی در زمان نهشته شدن سازند، وجود افق‌هایی از رسوبات کربناته با نهشته‌های ولکانوژنیک نشان‌دهنده فعالیت همزمان آتشفشان‌ها با رسوب‌گذاری در حوضه رسوبی این

نتایج به‌دست آمده از بررسی صحرایی و آزمایشگاهی ۴ برش سازند نظر کرده با سنگ‌شناسی کربناته - شیلی در بخش زیرین و با سنگ‌شناسی کربناته در بخش بالایی به سن آنیزین، گویای آن است که این سازند از رخساره‌های کربناته سازند سفیدکوه در زیر با گذر تدریجی به رخساره‌های آواری - ولکانوژنیک سازند سینا در بالا با یک افق کنگلومرای منومیکتیک می‌رسد.

ولکانوژنیک سازند سینا در یک محیط شیب قاره که توسط توریدیت‌های کلاسیک بر جای گذاشته شده محیط نهشته شدن سازند نظر کرده یک رمپ با شیب انتهایی در یک حوضه پیش‌کمانی تشخیص داده شد. بررسی‌های چینه‌نگاری سکانسی و مقایسه با منحنی تغییرات سطح آب دریا در زمان آنیزین (تریاس میانی) به شناسایی یک سکانس رسوبی در برش‌های مورد مطالعه انجامید. مرز زیرین و بالایی این سکانس در همه برش‌ها از نوع TST و HST بوده و از دو سیستم تراکت SB2 غیر فرسایشی تشکیل شده است.

سازند می‌باشند. وجود افق کنگلومرایی از نوع منومیکتیک و درون‌حوضه‌ای در انتهای بعضی از برش‌ها گویای تغییرات شیب کف حوضه و ایجاد رخساره‌های ریزی است. بررسی نمودارهای درصد فراوانی رخساره در ۴ برش مورد مطالعه از سازند نظر کرده نشان می‌دهد این سازند عمدتاً شرایط محیط کم‌ژرفا به‌ویژه زیر محیط پشته‌های سدی (شول) را تجربه نموده است. با در نظر گرفتن گذر تدریجی سازند نظر کرده از رخساره‌های رسوبی کربناته سازند سفیدکوه در یک محیط رسوبی رمپ هموکلینال در زیر به رخساره‌های سیلیسی - آواری‌های

کتابنگاری

- افشارحرب، ع.، ۱۳۷۳، زمین‌شناسی ایران: زمین‌شناسی کپه داغ، طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، تهران، سازمان زمین‌شناسی کشور، جلد ۱۱، ۲۷۵ ص.
- امینی، ع.، ۱۳۷۶، ضرورت تفکیک FRST از LST در مطالعات چینه‌شناسی سکانسی با مثال‌هایی از سازندهای آسماری و قم، پردیس علوم، دانشگاه تهران، ۷ ص. <https://www.sid.ir/fa/ID=125%seminar/ViewPaper.aspx>
- امینی، ع.، ۱۳۸۸، مبانی چینه‌نگاری سکانسی، انتشارات دانشگاه تهران، چاپ دوم، ۳۳۲ ص.
- آرین، م.، ۱۳۹۷، مبانی تحلیل حوضه‌ها، ۲۳۲ ص.
- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۶۰۶ ص.
- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۸، فرهنگ چینه‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۵۹۲-۵۴۹ ص.
- جوانبخت، م.، موسوی حرمی، ر.، مجوبی، الف. و شریفی، الف.، ۱۳۸۶، تفسیر محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند نظر کرده (آنیزین) در ناحیه آق در بند (شمال شرق ایران)، فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی، دوره ۳، شماره ۴، ۲۳۸-۲۲۵ ص. <https://profdoc.um.ac.ir/paper-abstract-1008524.html>
- جوانبخت، م.، موسوی حرمی، ر.، مجوبی، الف. و قائمی، ف.، ۱۳۸۴، چینه‌نگاری سکانسی سازند سفیدکوه (تریاس زیرین) در برش الگو در ناحیه آق در بند (شمال شرق ایران)، بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین. <https://www.sid.ir/fa/seminar/ViewPaper.aspx?ID=121>
- جوانبخت، م.، موسوی حرمی، ر.، مجوبی، الف. و قائمی، ف.، ۱۳۸۶، تاثیر فرآیندهای تکنیکی در تشکیل رسوبات تریاس زیرین پنجره فرسایشی آق در بند (شمال شرق ایران)، اولین کنگره زمین‌شناسی کاربردی ایران. <https://profdoc.um.ac.ir/paper-abstract-1030904.html>
- رمضانی، م.، و قاسمی، م.ر.، ۱۳۹۳، بررسی ریز ساختاری پنجره فرسایشی آق‌در بند با بهره‌جویی از ویژگی‌های دگرریختی کانی کلسیت، فصلنامه علوم زمین، پیاپی ۷۹، ۹۴ ص. <http://dx.doi.org/10.22071/GSJ.2015.43381.87-79>
- قائمی، ف.، ۱۳۸۳، تاریخچه تکنیک و رسوبگذاری پنجره آق در بند، پایان نامه دکتری، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ۲۷۷ صفحه.
- قائمی، ف.، ۱۳۸۸، جایگاه تکنیکی رخساره‌های رسوبی مجموعه پی سنگی حوضه کپه داغ، مجله رخساره‌های رسوبی، دوره ۲، شماره ۱، ۶۱-۸۰ ص. <http://www.sid.ir/fa/135369.80=۴>
- <http://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx>
- گل قندشتی، ا.، ۱۳۹۰، چینه‌شناسی و محیط رسوبی سازند نظر کرده در منطقه آق در بند (شمال شرق ایران)، رساله کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی مشهد، ۹۹ ص.
- لیاقت، م.، آدابی، م.ح.، قویدل سیوکی، م. و آریافر، ب.، ۱۳۹۴، مطالعه نهشته‌های آنیزین پسین در برش‌های کال انگور و کال غالک واقع در پنجره تکنیکی آق در بند (شمال شرق ایران)، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، دوره ۹، شماره ۳۳، ص ۸۹ تا ۱۰۳. <https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?id=25036533>
- ندافان، ت.، ۱۳۹۱، بررسی میکروفاسیس و محیط رسوب‌گذاری سازند کلات در برش تنگ دوبرادر (شمال شرق مشهد)، شانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ۸ ص. <https://civilica.com/doc/181187>

References

- Afshar-Harb, A., 1994. Geology of Kopeh Dag: Tehran, Geological Survey of Iran 275p.
- Balani, M., Alda, N., Zanchetta, S., Zanchef, A., Marchesi, R., Volo, I., Hosseiniyoon, M., Norouzi, M., and Soleimani, S., 2019. Olenekian to early Ladinian Stratigraphy of the western part of the Aghdarband window (Kopeh – Dag, NE Iran), Rivista Italiana di Palaeontologia e Stratigrafia (search in Palaeontology and Stratigraphy), Vol.125(1): 283-315p. <https://doi.org/1013130/2039-4942/11446>.
- Bruchette, T.P, and Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional system. Journal of sedimentary Geology, 79, 3-35p. [http://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90003-A](http://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90003-A).
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. American Association of petroleum Geology, Memoir, 1, 108-121p.
- Emery, D., and Myers, K., 1996. Sequence Stratigraphy, Blackwells, Oxford, 297P. <http://dx.doi.org/10.1002/9781444313710>.
- Flügel, E., 1982. Microfacies Analysis of Limestone. Springer-Verlag, New York, 633. <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-642-68423-4>.
- Flügel, E., 2004. Microfacies analysis of carbonate rocks: analysis, interpretation and application, Springer-Verlag, 976p.
- Flügel, E., 2010. Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application, Springer, 2nd edition, Berlin, 984p.

- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vial, P. R., Stover, L.E., Colin, J.P., Ioannides, N.S., Wright, R.C., Baum, G.R., Gombos, A.M. Jr., Pflum, C.E., Loutit, T.S., Jan du Chêne, R., Romine, K.K., Sarg, J.F., Posamentier, H.W., Morgan, B.E. 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles, In P.D. Grevello, J. L. Wilson, J. F. Sarg & J. F. Read (Eds.), Controls on carbonate platform and basin development, SEPM (Soc. Econ. Paleont. Mineral), Special Pub., Vol.44: 71-108p. <http://dx.doi.org/10.2110/pec.88.01.0071>.
- Haq, B.U., 2018. Triassic Eustatic Variations Reexamined, The Geological society of America, V. 28 Issue 12 , pp. 4-9. <http://doi.org/10.1130/GSATG381A.1>.
- Heckel, P.H., 1972, Possible inorganic origin for stromatolites in calcilutite mounds in the Tully Limestone, Devonian of New York, Journal of Sedimentary Petrology, Vol.42, 7-18p. <http://dx.doi.org/10.1306/47d72478-2b21-11d7-8648000102c1865d>.
- Kristan, A., and Tollmann, E., 1991. Echinoderms from the Middle Triassic Sina formation (Aghdarband group) in NE – Iran, Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Vol.38, 175-194p. https://www.zobodat.at/pdf/AbhGeolBA_38_0175-0194.pdf.
- Logan, B. W., Rezak, R., and Ginsburg, R. N., 1964. Classification and environmental significance of algalstromatolites, J. Geol., Vol. 72, 62-83p. <http://www.journals.uchicago.edu/doi/abs/10.1086/626965>.
- Maurer, F., Martini, R., Rettori, R., Hillgartner, H., and cirilli , S., 2009. The geology of Khuff outcrop analogues in the Musandam Peninsula, United Arab Emirates and Oman, GeoArabia, v.14, no.3, p. 125-158. http://pubs.geoscienceworld.org/geoarabia/article-pdf/14/3/125/5444509/maurer_125-158.pdf.
- Miall, A.D., 2000. Principles of Sedimentary Basin Analysis, Third Edition, University of Toronto, Canada, 616P. <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-662-03999-1>.
- Ruttner, A. W., 1984. The pre-Liassic basement of the eastern Kopet Dagh rang: Neuse Jahrbuch fur geologie und palantologie, Abhandlungen, Vol. 168: 256-268p. <http://dx.doi.org/10.1127/njgpa/168/1984/256>.
- Ruttner, A. W., 1988. The coal deposits of Aghdarband (NE) Iran and its geological frame, Second Mining Symposium Iran (Kerman), Ministry of Mines and Metals, Tehran, 183-202p. https://www.zobodat.at/pdf/AbhGeolBA_38_0007-0079.pdf.
- Ruttner, A. W., 1991. Geology of the Aghdarband area (Kopet Dagh NE Iran), Abhandlungen Der Geologischen Bundesanstalt, Vol. 38: 7-79p. <https://www.zobodat.at/pdf/AghGeolBA-38-0007-0079.pdf>.
- Ruttner, A. W., 1993. Southern borderland of Triassic Laurasia in northeast Iran, Geologisches Rundschau, Vol.82: 110-120p. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00563274>.
- Ruttner, A.W., 1983. The Pre-Liassic basement of the Aq Darband area, eastern Kopet Dagh Range. Geological Survey of Iran Report, 51:451–462. <https://doi.org/10.1127/njgpa/168/1984/256>.
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran, a review. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 52, 1229–58. <https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D>.
- Stöcklin, J., 1974. Possible ancient continental margin in Iran. In: Burk, C. A., Drake, C.L. Edotion, The Geology of Continental Margins. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 873-887p. <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-662-01141-6-64>.
- Stöcklin, J., 1977. Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia. Mem. Soc. Geol. France, Ser. h, 8; 333–53. <http://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=PASCALGEODEBRGM7720435256>.
- Tucker, M. E. and Wright, V. P., 1990. Carbonate Sedimentary, Blackwell, Oxford, 452p. <http://dx.doi.org/10.1002/9781444314175>.
- Tucker, M. E., 2001. Sedimentary petrology, (3rd Ed.), Blackwell, Oxford, 272p.
- Wilson, V.P., 1975, Carbonate Facies in Geologic History, Springer-Verlag, New York, 471p. <https://doi.org/10.1007/978-1-4612-6383-8>.

Original Research Paper

Facies changes and sedimentary environment in a pre-arc basin (Nazarkardeh Formation, Kopeh Dagh sedimentary basin, northeastern Iran)

Zeinab Sheikholeslami¹, Mahmoudreza Majidifard², Seyed Mohsen Aleali¹, Mohammad Javanbakht³, and Morteza Taherpour Khalilabad³

¹ Department of Earth Sciences, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

² Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

³ Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Mashhad Branch, Islamic Azad University, Mashhad, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2022 March 13

Accepted: 2022 August 03

Available online: 2022 December 22

Keywords:

Sequence Stratigraphy

Kopeh Dagh

Nazarkardeh Formation

Agh Darband

ABSTRACT

A unique basement of Kopeh Dagh sedimentary basin is located and investigated in Agh-darband area, northeastern Iran. The second formation of the Agh- darband group, the Nazarkardeh Formation is cropped out in the area by carbonate and volcanogenic successions. This Formation with Anisian age is overlaid by the Sina Formation, Ladinian age with a sharp boundary and is underlaid by the Sefidkuh Formation with late Scythian in age by a gradual boundary. During this research, four stratigraphic sections are measured from petrology, sequence stratigraphy, microfacies and sedimentary basin points of view. Next this measurement, 300 samples are taken and 100 thin sections are made. 11 microfacies with 1 hybrid facies and 2 terrestrial facies are determined. By high resolution studies on these data, this Formation is deposited in lagoon, shoal and open marine which is deposited between the Sefidkuh Formation (carbonate ramp) and the Sina Formation (marginal shelf), so that the depositional environment of the Nazarkardeh Formation is determined as a transitional environment from carbonate ramp to marginal shelf. The existence of hybrid facies show the volcanic activities during deposition of this Formation. the existence of intraformation and monomictic conglomerate in the last depositinal stages of this formation, shows the falling and collapse facies next to the deep floor changes of the sedimentary basin. The sea level change graphs in A, B, C and D stratigraphic sections in contrast with sea level change graphs of Anisian (middle Triassic) shows a third level sequence stratigraphy and is markable by a non-erosional boundary (SB2) on the basis on top of the A, B, C and D stratigraphic sections.

* Corresponding author: Seyed Mohsen Aleali; E-mail: aleali.mohsen@gmail.com

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/GSJ.2022.329978.1984

 dor: 20.1001.1.10237429.1401.32.4.25.1

