

بررسی رخساره‌ها و چینه‌نگاری سکانشی سازندهای آبدراز و کلات در برش چینه‌شناسی زیارت در شمال شرق بجنورد

محمد حسن کاظم‌زاده*، عباس صادقی، محمدحسین آدابی، دانشگاه شهید بهشتی ■ هرمز قلاوند، شرکت ملی نفت ایران

چکیده

مطالعات رخساره‌ای سازندهای آبدراز و کلات در برش چینه‌شناسی زیارت در شرقی‌ترین بخش ناودیس شیخ (شمال شرق بجنورد) منجر به شناسایی هشت رخساره‌ی کربناته در سازند آبدراز، یک رخساره‌ی سیلیسی آواری و سه رخساره‌ی کربناته در سازند کلات شد. تمام رخساره‌های سازند آبدراز متعلق به محیط دریای باز است که در یک مدل رسوب‌گذاری شلف بدون لبه ته‌نشست شده‌اند. این رخساره‌ها متعلق به شلف میانی و خارجی است. رخساره‌های سازند کلات در محیط‌های جزر و مدی، لاگون و سدی در یک مدل رسوب‌گذاری رمپ کربناته ته‌نشست شده‌اند. این رخساره‌ها مربوط به رمپ داخلی و میانی است. بر اساس تغییرات قائم رخساره‌ها و شناسایی محیط‌های رسوبی، چهار سکانش رسوبی رده سوم در سازند آبدراز و یک سکانش رسوبی رده سوم در سازند کلات شناسایی شد. همچنین با توجه به ناپیوستگی‌ها و سطوح نسبی افت سطح آب دریا شش مرز سکانشی تشخیص داده شد. بیشتر مرزهای سکانشی شناسایی شده از نوع دوم هستند و تنها مرز زیرین و بالایی سکانش پنجم به دلیل فرسایش رسوبات مرز سکانشی نوع اول است.

اطلاعات مقاله

تاریخ ارسال نویسنده: ۹۶/۱۲/۱۲

تاریخ ارسال به داور: ۹۶/۱۲/۲۲

تاریخ پذیرش داور: ۹۷/۰۱/۲۶

واژگان کلیدی:

رخساره، چینه‌نگاری سکانشی، آبدراز، کلات، برش زیارت، کپه‌داغ

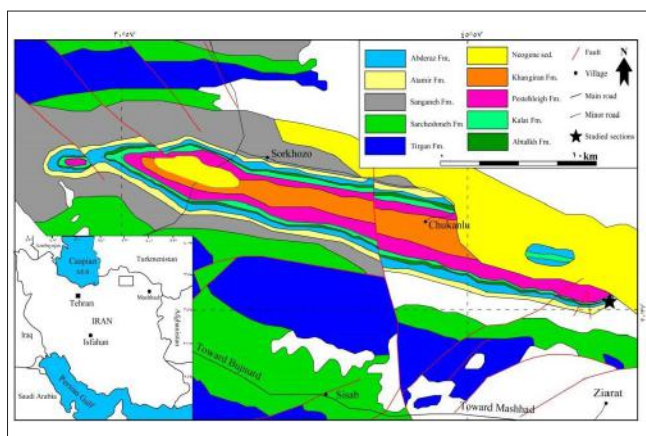
مقدمه

زیارت در شرقی‌ترین بخش از ناودیس شیخ (شمال شرق بجنورد) در غرب حوضه‌ی کپه‌داغ است.

۱- روش مطالعه و موقعیت جغرافیایی برش مورد مطالعه

یک برش چینه‌شناسی از توالی سازندهای آبدراز و کلات در غرب حوضه‌ی کپه‌داغ به نام برش زیارت در شرقی‌ترین بخش از یال جنوبی ناودیس شیخ اندازه‌گیری و برداشت شده است (شکل-۱). ناودیس شیخ با روند غرب، شمال‌غربی-شرق، جنوب‌شرقی، ۳۳ کیلومتر طول داشته و در شمال شرقی شهر بجنورد قرار دارد (شکل-۱). مختصات جغرافیایی قاعده‌ی برش زیارت "۲۹°۴۱'۵۶" طول شرقی و "۲۵°۲۵'۳۷" عرض شمالی است. تعداد

حوضه‌ی رسوبی کپه‌داغ در بخش وسیعی از ترکمنستان، افغانستان و شمال شرقی ایران واقع شده است [۱]. این حوضه یکی از حوضه‌های اصلی رسوب‌گذاری در جنوب پلاتفرم توران است [۵] و در اثر بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس دوم و در اثر فاز کوه‌زایی سیمیرین پیشین در تریاس میانی شکل گرفته است [۶]. ضخامت رسوبات تشکیل شده در این حوضه از زمان ژوراسیک تا عهد حاضر حدود ۷۰۰۰-۵۰۰۰ متر است [۷]. به‌طور کلی رسوبات کرتاسه‌ی بالایی در غرب حوضه‌ی کپه‌داغ شامل سازندهای آیتامیر، آبدراز، آب‌تلخ و کلات بوده و بر خلاف کپه‌داغ شرقی در این ناحیه سازند نیزار رخنمون ندارد. در برش مورد مطالعه در شرقی‌ترین بخش از ناودیس شیخ، سازندهای آبدراز و کلات به‌طور کامل وجود دارند اما سازند آب‌تلخ رخنمون نداشته و بخش اعظمی از سازند آیتامیر نیز به‌صورت پوشیده (Cover) است. برش نمونه‌ی سازند آبدراز در ۷۵ کیلومتری شرق مشهد در نزدیکی گردنه‌ی مزدوران واقع شده است. سازند آبدراز در برش الگو شامل سنگ آهک‌های گل‌سفیدی و شیل‌های خاکستری است. به‌عقیده‌ی برخی محققان [۸ و ۳ و ۲] مرز زیرین این سازند با سازند آیتامیر به‌صورت ناپیوستگی فرسایشی بوده و مرز بالایی آن با سازند آب‌تلخ پیوسته و تدریجی است. برش الگوی سازند کلات در تنگ نیزار واقع شده و شامل سه بخش آهکی و دو بخش شیلی است. مرز زیرین سازند کلات در برش نمونه با سازند نیزار هم‌شیب و مرز بالایی آن با سازند پسته‌لیق به‌صورت ناپیوستگی فرسایشی است. هدف از انجام این تحقیق، تشخیص و آنالیز رخساره‌ای، شناسایی محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانشی سازندهای آبدراز و کلات در برش



شکل ۱ | نقشه‌ی زمین‌شناسی و موقعیت برش زیارت روی یال جنوبی ناودیس شیخ در غرب حوضه‌ی کپه‌داغ (اقتباس از [۱۴] با رسم مجدد)

* نویسنده‌ی عهده‌دار مکاتبات (hasan.kazemzadeh@gmail.com)

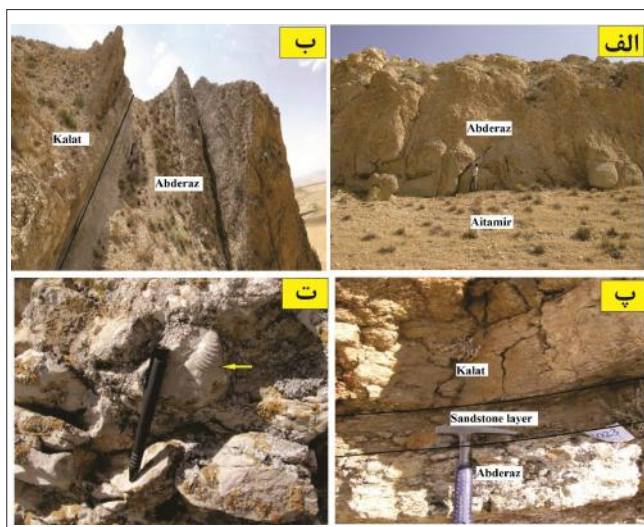
حد سیلت هستند (شکل ۳-الف). دو کفه‌ای و اکتیوئید از سازندگان اصلی بایو کلاست‌ها هستند. اندکی فرامینفرهای پلانکتونی نیز در این رخساره مشاهده شد. همچنین دانه‌های گلو کونیت دانه‌ریز نیز در این رخساره یافت می‌شود. مهم‌ترین ویژگی‌های دیاژنتیکی در این رخساره نئومورفیسم زمینی میکرایتی و میکرایتی شدن بایو کلاست‌هاست.

تفسیر: حضور دانه‌های کوارتز نشان می‌دهد که این ذرات از فرسایش لایه‌های قدیمی تر منشأ گرفته‌اند و توسط آب یا باد به محیط دریایی وارد شده و رسوبات مختلط کربناته-سیلیسی آواری را بوجود آورده‌اند [۱۶]. حضور فونای دریایی باز مانند اکتیوئید و مقدار کمی فرامینفرهای پلانکتونی بیانگر ته‌نشست این رخساره در محیط دریایی باز و کم عمق است [۱۶]. این رخساره معادل با رخساره‌ی استاندارد-۵ (SMF5) و کمر بند رخساره‌ی-۴ (FZ4) ویلسون است.

۳-۱-۲- رخساره‌ی بایو کلاست پکستون (A₂)

این رخساره به‌طور پراکنده در بخش‌های زیرین و میانی سازند آب‌دراز شناسایی شد. مهم‌ترین بایو کلاست‌های موجود در این رخساره فونای دریایی باز مانند اکتیوئید، بریوزونر و اندکی فرامینفرهای پلانکتونی است (شکل ۳-ب). دو کفه‌ای‌ها و اندکی فرامینفرهای بنتیک مانند آنومالینا (Anomalina)، آموباکولایتس (Ammobaculites) و اریگنیا (Orbignyna) نیز مشاهده شدند. نئومورفیسم زمینی میکرایتی مهم‌ترین ویژگی دیاژنتیکی این رخساره است.

تفسیر: حضور فرامینفرهای بنتیک و فونای دریایی باز مانند اکتیوئید نشان‌دهنده‌ی اینست که محیط تشکیل این رخساره فرآیند چرخش



شکل ۳ ۲ | تصاویر صحرایی از برش زیارت در شرقی‌ترین بخش از ناودیس شیخ؛ الف) مرز بین سازند آیتامیر و آبدراز (دید به سمت شمال) ب) مرز بین سازند آبدراز و کلات (دید به سمت شرق) پ) لایه‌ی ماسه‌سنگی در مرز بین سازند آبدراز و کلات ت) فسیل اینوسراموس در سازند آبدراز

۴۵ مقطع نازک از برش زیارت مورد مطالعات پتروگرافی و رخساره‌ای قرار گرفت. توصیف و طبقه‌بندی رخساره‌های کربناته بر اساس طبقه‌بندی [۹] با اصلاحاتی از [۱۰] انجام شده است. رخساره‌های تخریبی بر اساس طبقه‌بندی [۱۱] نام‌گذاری و توصیف شده است. از تغییرات جانبی و قائم رخساره‌های رسوبی و تغییر مجموعه‌های فسیلی جهت شناسایی و تفسیر محیط‌های رسوبی استفاده شده است. مطالعات چینه‌نگاری سکانشی بر اساس اصول و مفاهیم چینه‌نگاری سکانشی [۱۲ و ۱۳] است.

۲- چینه‌شناسی

سازند آب‌دراز در برش مورد مطالعه ۱۰۰ متر ضخامت دارد و با مرزی هم‌شیب روی سازند آیتامیر قرار گرفته و با مرزی ناپیوسته توسط رسوبات سازند کلات پوشیده می‌شود. در برش مورد مطالعه که در شرقی‌ترین بخش از یال جنوبی ناودیس شیخ واقع شده برخلاف اکثر نواحی ناودیس شیخ سازند آب تلخ رخنمون ندارد و سازند کلات روی سازند آب‌دراز قرار گرفته است. سنگ‌شناسی سازند آب‌دراز عمدتاً شامل سنگ‌آهک‌های چاکی متوسط تا ضخیم لایه و اندکی سنگ‌آهک‌های رسی نازک لایه است. این سازند در برخی افق‌ها حاوی فسیل‌های اینوسراموس فراوان است. سازند کلات در این برش ۵ متر ضخامت دارد و از سنگ‌آهک ماسه‌ای متوسط لایه‌ی زرد رنگ تشکیل شده است. در قاعده‌ی سازند کلات یک لایه‌ی ماسه‌سنگی به ضخامت ۱۰ سانتی‌متر وجود دارد که بیانگر مرز فرسایشی سازندهای آب‌دراز و کلات است. مرز بالایی سازند کلات با ناپیوستگی فرسایشی در زیر رسوبات قرمز رنگ قاره‌ای سازند پسته‌لیق قرار گرفته است. بر اساس مطالعات زیست‌چینه‌نگاری انجام شده روی سازندهای آب‌دراز و کلات در برش زیارت [۴] سن سازند آب‌دراز بر اساس فرامینفرهای پلانکتونی، تورونین پیشین-کامپاین پسین و سن سازند کلات مائستریشتین تعیین شده است. در شکل ۲- تصاویر صحرایی از برش زیارت در غرب حوضه‌ی کپه‌داغ ارائه شده است.

۳- تفسیر رخساره‌ها

مطالعات پتروگرافی منجر به شناسایی هشت رخساره‌ی کربناته در سازند آب‌دراز و یک رخساره‌ی سیلیسی آواری و سه رخساره‌ی کربناته در سازند کلات شد. رخساره‌های کربناته‌ی شناسایی شده با رخساره‌های استاندارد فولگل [۱۶] و کمر بندهای رخساره‌ی ایویلسون [۱۵] مقایسه شده است. همچنین جهت تفسیر مدل‌های رسوب گذاری از مدل رسوبی [۱۸] استفاده شده است.

۳-۱-۲- رخساره‌های سازند آب‌دراز

۳-۱-۱-۱- رخساره‌ی بایو کلاست و کستون کوارتزدار (A₁)

اجزای اصلی سازنده‌ی این رخساره که به‌طور جزئی تنها در قاعده‌ی سازند آب‌دراز شناسایی شدند بایو کلاست‌ها و دانه‌های کوارتز دانه‌ریز در

۳-۱-۴- رخساره‌ی بایو کلاست اینتراکلاست پکستون (A_۳)

اجزای اصلی این رخساره که عمدتاً در بخش‌های زیرین سازند آب‌دراز شناسایی شده نتراکلاست و بایو کلاست است (شکل ۳-ت). اینتراکلاست‌ها قطعات کنده‌شده‌ی درون حوضه‌ای در بخش‌های کم‌عمق بوده که در اثر جریان‌ها از بخش‌های پرشیب حوضه کنده‌شده و در بخش‌های عمیق تر ته‌نشست شده‌اند. در این رخساره اکتینوئید، فرامینفرهای پلانکتونی و اسپیکول اسفنج نیز مشاهده می‌شوند. مهم‌ترین ویژگی دیاژنتیکی این رخساره نومورفیسیم زمینه‌ی میکرایتی و میکرایتی شدن بایو کلاست‌هاست. **تفسیر:** خردشدگی اجزای سازنده‌ی این رخساره بیانگر آنست که این رخساره تحت تأثیر مواد حمل‌شده از مناطق کم‌عمق تر قرار گرفته است [۲۰]. قطعات اینتراکلاست به‌همراه فونای دریای باز مانند فرامینفرهای پلانکتونی و اکتینوئید نشان می‌دهد که این رخساره در محیط دریای باز با شرایط کم تا متوسط انرژی تشکیل شده است [۱۶]. این رخساره معادل با رخساره استاندارد ۴-SMF4) و کمربند رخساره‌ای ۴-FZ4) ویلسون است.

۳-۱-۵- رخساره بایو کلاست پلوئید پکستون (A_۳)

اجزای اصلی سازنده‌ی این رخساره که به‌طور پراکنده در بخش‌های میانی سازند آب‌دراز شناسایی شد پلوئیدها و بایو کلاست هستند (شکل ۴-الف). اکتینوئید، دو کفه‌ای، کرینوئید، بریوزوئر، اسپیکول اسفنج و فرامینفرهای پلانکتونی سازندگان اصلی بایو کلاست‌ها هستند. اینتراکلاست‌ها و همچنین قطعات جابجا شده از مناطق کم‌عمق به‌صورت جزئی در این رخساره مشاهده می‌شوند. مهم‌ترین ویژگی‌های دیاژنتیکی این رخساره میکرایتی شدن بایو کلاست‌هاست.

تفسیر: حضور فونای دریای باز مانند اکتینوئید، کرینوئید و بریوزوئر نشان می‌دهد این رخساره در ناحیه‌ی الیگوفوتیک در محیط دریای باز تشکیل شده است [۲۱]. همچنین اجزای سازنده‌ی این رخساره نشان می‌دهد که در زیر سطح اساس امواج عادی (FWWB) و بالای سطح اساس امواج طوفانی (SWB) تشکیل شده است [۱۶]. این رخساره معادل با رخساره استاندارد ۲-SMF2) و کمربند رخساره‌ای ۴-FZ4) ویلسون است.

۳-۱-۶- رخساره‌ی بایو کلاست اسپیکول اسفنج پکستون (A_۳)

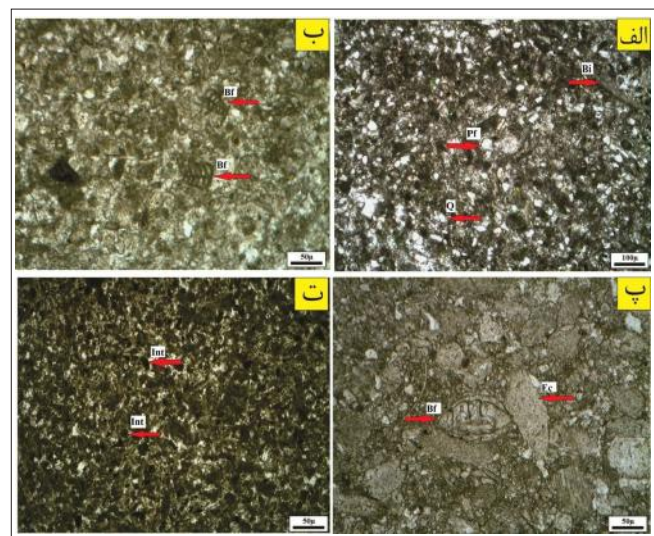
اجزای اصلی این رخساره که به‌طور پراکنده در بخش‌های زیرین و بالایی سازند آب‌دراز شناسایی شد اسپیکول اسفنج و بایو کلاست در یک زمینه‌ی میکرایتی دانه‌ریز است (شکل ۴-ب). الیگوسترینید، رادیولر، فرامینفرهای پلانکتونی، قطعات کوچک اکتینوئید و اینوسراموس نیز در این رخساره مشاهده شدند. مهم‌ترین ویژگی‌های دیاژنتیکی این رخساره نومورفیسیم زمینه‌ی میکرایتی، سیلیسی شدن و میکرایتی شدن جزئی بایو کلاست‌هاست. **تفسیر:** حضور فراوان اسپیکول اسفنج، رادیولر، فرامینفر پلانکتونی و سایر فونای دریای باز مانند اکتینوئید به‌همراه ارتباط چینه‌شناسی این رخساره با رخساره‌های A_۷ و A_۸ نشان می‌دهد که این رخساره در محیط عمیق دریای باز

آزاد آب به‌همراه شوری نرمال دریایی داشته است [۱۷]. این رخساره معادل با رخساره‌ی استاندارد ۱۰-SMF10) و کمربند رخساره‌ای ۴-FZ4) ویلسون است.

۳-۱-۳- رخساره‌ی بایو کلاست اکتینوئید پکستون (A_۳)

اجزای اصلی این رخساره که عمدتاً در بخش میانی سازند آب‌دراز شناسایی شد قطعات اکتینوئید و بایو کلاست‌ها هستند که در یک زمینه‌ی میکرایتی دانه‌ریز واقع شده‌اند (شکل ۳-پ). اثر فسیل تالاسینوئیدس (Thalassinoides) به فراوانی در این رخساره یافت می‌شود. دو کفه‌ای، اینوسراموس، کرینوئید، الیگوسترینید و فرامینفرهای پلانکتونی نیز در این رخساره مشاهده می‌شوند. مهم‌ترین ویژگی دیاژنتیکی این رخساره ته‌نشست سیمان سین تکسیال (Syntexial cement) در اطراف قطعات کرینوئید است.

تفسیر: حضور فراوان اکتینوئیدها نشان می‌دهد که این رخساره در محیط دریای باز تشکیل شده است [۱۶]. حضور قطعات دو کفه‌ای، اینتراکلاست و اکتینوئید در بافت پکستونی نشان‌دهنده‌ی اینست که این رخساره در محیط دریای باز با انرژی کم تا متوسط ته‌نشست شده است [۱۸]. اثر فسیل تالاسینوئیدس به فراوانی بین سطح اساس امواج عادی (FWWB) و سطح اساس امواج طوفانی (SWB) در محیط دریای باز یافت می‌شود [۱۹]. این رخساره معادل با رخساره‌ی استاندارد ۸-SMF8) و کمربند رخساره‌ای ۴-FZ4) ویلسون است.



شکل ۳ | الف) رخساره‌ی کوارتز بایو کلاست و کستون (ب) رخساره‌ی بایو کلاست پکستون (پ) رخساره‌ی بایو کلاست اکتینوئید پکستون (ت) رخساره‌ی بایو کلاست اینتراکلاست پکستون (علائم اختصاری: Q: کوارتز، Bi: بایو کلاست، Pf: فرامینفر پلانکتونی، Bf: فرامینفر پلانکتونی، Int: اکتینوئید، Ec: اکتینوئید، اینتراکلاست)

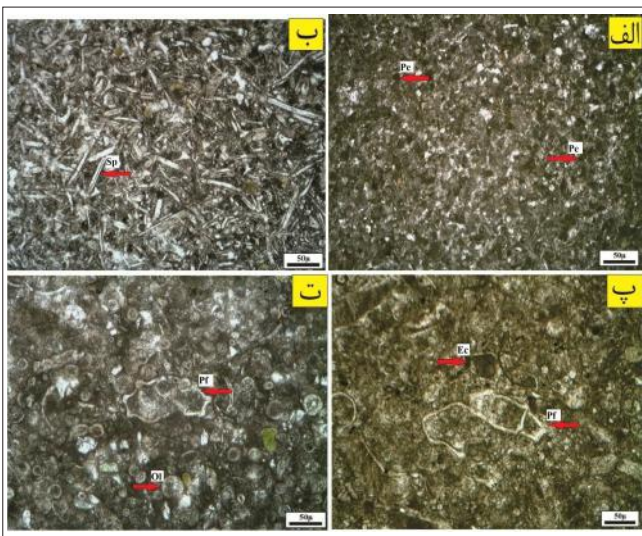
متوسط تا درشت و گرد شده، بلوغ بافتی بالغ و عدم وجود هر گونه محتوای فسیلی، محیط جزر و مدی کم عمق تحت تأثیر ورود مواد تخریبی است [۲۶-۲۳].

۳-۲-۲- رخساره‌ی بایو کلاست فرامینیفر بنتیک و کستون (B₂)

اجزای سازنده‌ی این رخساره که در بخش زیرین سازند کلات شناسایی شد فرامینیفرهای بنتیک و بایو کلاست‌هاست (شکل-۵-ب). از جمله فرامینیفرهای بنتیک شناسایی شده در این رخساره می‌توان به میلیولید (Miliolid)، تکستولارید (Textulariid)، گاولینوپسیس (Gavelinopsis)، گاولینلا (Gavelinella) و روتالیا (Rotalia) اشاره کرد. ذرات گلو کونیت، دو کفه‌ای و رودیست نیز در این رخساره مشاهده شدند. مهم‌ترین ویژگی‌های دیاژنتیکی این رخساره نئومورفیسم زمینه‌ی میکرایتی و میکرایتی شدن بایو کلاست‌هاست. **تفسیر:** حضور زمینه‌ی میکرایتی حاوی فرامینیفرهای بنتیک با تنوع کم بیانگر محیط‌های آرام و کم انرژی زیر سطح اساس امواج عادی با انرژی کم است [۲۹-۲۷]. تنوع کم فرامینیفرها به دلیل نوسانات شوری و دما در محیط لاگون محصور است [۱۶]. این رخساره معادل با رخساره‌ی استاندارد-۱۷ (RMF17) و کمربند رخساره‌ای-۸ (FZ8) ویلسون است.

۳-۲-۳- رخساره‌ی بایو کلاست اینترا کلاست گریستون (B₃)

اجزای اصلی سازنده این رخساره که در بخش میانی سازند کلات تشخیص داده شد اینترا کلاست‌ها و بایو کلاست‌ها در زمینه‌ی اسپاریتی هستند (شکل-۵-پ). این رخساره سازنده اصلی سدهای بایو کلاستی است. اکتیوئید،



۴ | الف) رخساره‌ی بایو کلاست پلوئید پکستون (ب) رخساره‌ی بایو کلاست اسپیکول اسفنج پکستون (پ) رخساره‌ی اکتیوئید فرامینیفر پلانکتون و کستون (ت) رخساره‌ی فرامینیفر پلانکتون الیگوستژینید پکستون (علائم اختصاری: Pf: فرامینیفر پلانکتونی Sp: اسپیکول اسفنج Ec: اکتیوئید Ol: الیگوستژینید)

با شرایط کم انرژی در زیر سطح اساس امواج طوفانی تشکیل شده است. این رخساره معادل با رخساره‌ی استاندارد-۱ (SMF1) و کمربند رخساره‌ای-۳ (FZ3) ویلسون است.

۳-۲-۷- رخساره‌ی اکتیوئید فرامینیفر پلانکتون و کستون (A₇)

اجزای اصلی این رخساره که عمدتاً در بخش‌های زیرین و بالایی سازند آب‌دراز شناسایی شد قطعات اکتیوئید و فرامینیفرهای پلانکتونی در زمینه‌ی میکرایتی دانه‌ریز است (شکل-۴-پ). اسپیکول اسفنج، رادیولر، اینوسراموس، پرپوزوئر و الیگوستژینید نیز در این رخساره مشاهده شدند. مهم‌ترین ویژگی دیاژنتیکی این رخساره‌ی نئومورفیسم زمینه‌ی میکرایتی است.

تفسیر: حضور فراوان فرامینیفر پلانکتونی و اکتیوئید و سایر فونای دریای باز مانند الیگوستژینید، سوزن اسفنج و رادیولر نشان می‌دهد که این رخساره در محیط دریای باز با شرایط کم انرژی در زیر سطح اساس امواج طوفانی (SWB) ته‌نشست شده است. این رخساره معادل با رخساره‌ی استاندارد-۳ (SMF3) و کمربند رخساره‌ای-۳ (FZ3) ویلسون است.

۳-۱-۸- رخساره‌ی فرامینیفر پلانکتون الیگوستژینید پکستون (A₈)

اجزای اصلی سازنده‌ی این رخساره که فراوان‌ترین رخساره‌ی شناسایی شده در بخش‌های بالایی سازند آب‌دراز است الیگوستژینیدها و فرامینیفرهای پلانکتونی مانند گلوبوترونکانا (Globotruncana)، موریکوهدبرگلا (Muricohedbergella)، گلوبوترونکانلا (Globotruncanella)، روگو گلوبیژرینا (Rugoglobigerina) و هتروهلیکس (Heterohelix) در زمینه‌ی میکرایتی دانه‌ریز است (شکل-۴-ت). رادیولر و اکتیوئید و اندکی اسپیکول اسفنج نیز در این رخساره حضور دارند. نئومورفیسم زمینه‌ی میکرایتی، پر شدن حجرات فرامینیفرهای پلانکتونی توسط اسپاریت و سیلیسی شدن مهم‌ترین ویژگی‌های دیاژنتیکی این رخساره است.

تفسیر: حضور فراوان فرامینیفرهای پلانکتونی و الیگوستژینید و فونای دریای باز مثل اکتیوئید، اسپیکول اسفنج و رادیولر در بافت پکستونی نشان می‌دهد که این رخساره در محیط دریای باز با انرژی کم در زیر سطح اساس امواج طوفانی ته‌نشست شده است [۲۲ و ۱۶]. این رخساره معادل با رخساره‌ی استاندارد-۳ (SMF3) و کمربند رخساره‌ای-۳ (FZ3) ویلسون است.

۳-۲-۲- رخساره‌های سازند کلات

۳-۲-۱- ماسه سنگ (B₁)

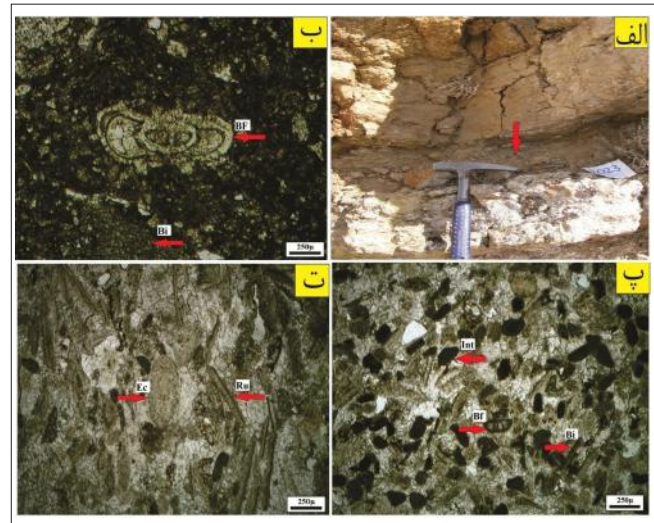
این رخساره تنها در بخش قاعده‌ای سازند کلات به ضخامت ۱۰ سانتی متر شناسایی شد و متشکل از ماسه سنگ‌های خاکستری، دانه متوسط تا درشت، گرد شده و بلوغ بافتی بالغ است (شکل-۵-الف). فشردگی مهم‌ترین ویژگی دیاژنتیکی این رخساره است.

تفسیر: محیط رسوب گذاری این رخساره با توجه به ذرات دانه



شکل ۴

جلبک‌های قرمز مانند (Lithophyllum) و لیتو تامينيوم (Lithotaminium)، فرامینیفراهای بنتیک کوچک با پوسته‌ی هیالین، رودیست و دوکفه‌ای از مهم‌ترین بایوکلاست‌ها هستند. اجزای اصلی این رخساره گردشگی و جورشدگی نسبتاً خوبی دارند. مهم‌ترین ویژگی‌های دیاژنتیکی این رخساره



شکل ۵ الف) رخساره‌ی ماسه‌سنگی (ب) رخساره‌ی بایوکلاست فرامینیفرا بنتیک (و کستون پ) رخساره‌ی بایوکلاست اینتر اکلاست گرینستون (ت) رخساره رودیست گرینستون (علائم اختصاری: Bf: فرامینیفرا بنتیک، Int: اینتر اکلاست، Ec: اکیونید، Ru: رودیست)

ته‌نشین شدن سیمان اسپاریت و میکرایتی شدن بایوکلاست‌هاست.

تفسیر: بافت‌های گرینستونی مشخصه‌ی محیط‌های سدی با انرژی بالاست [۲۹]. حضور سیمان اسپاریت و اجزای سازنده با گردشگی و جورشدگی نسبتاً خوب نشان می‌دهد که این رخساره در یک محیط سدی با انرژی بالا در بالای سطح اساس امواج تشکیل شده است [۳۲]. این رخساره معادل با رخساره‌ی استاندارد-۲۷ (RMF27) و کمر بند رخساره‌ی ۶- (FZ6) و یلسون است.

۳-۲-۴- رخساره‌ی رودیست گرینستون (B_۱)

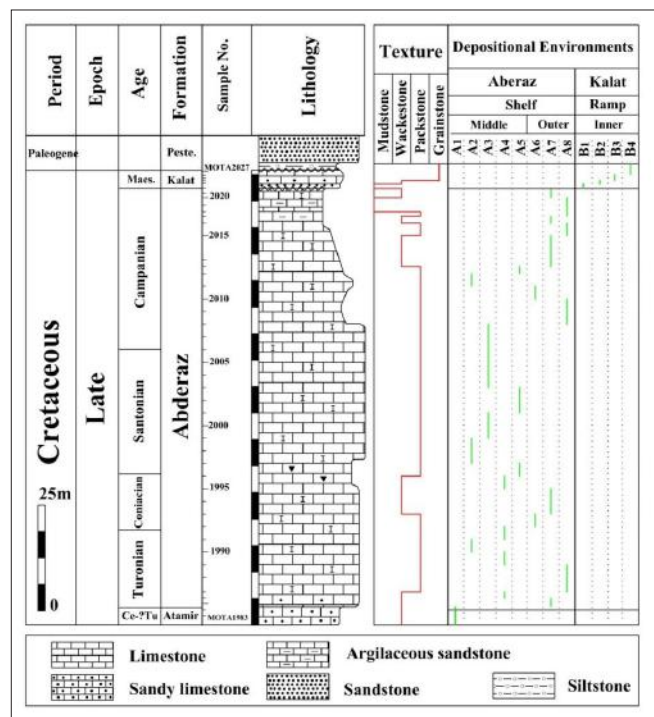
اجزای اصلی سازنده‌ی این رخساره که در بخش بالایی سازند کلات شناسایی شد قطعات فراوان رودیست و بایوکلاست است (شکل ۵-ت). اکیونید، جلبک قرمز، کریونید، دوکفه‌ای، و فرامینیفرا بنتیک از مهم‌ترین بایوکلاست‌ها هستند. کوارتز، گلو کونیت و اینتر اکلاست نیز به صورت جزئی وجود دارند. مهم‌ترین ویژگی‌های دیاژنتیکی این رخساره ته‌نشین شدن سیمان اسپاریت در فضا‌های خالی و شکستگی‌ها، میکرایتی شدن بایوکلاست‌ها و تشکیل سیمان سین تکسیال یا حاشیه‌ای در اطراف قطعات کریونید است.

تفسیر: حضور قطعات رودیست با جورشدگی نسبتاً خوب و بافت گرینستونی نشان می‌دهد که این رخساره در بخش‌های پراانرژی محیط سدی به سمت دریای باز نهشته شده است [۱۶]. این رخساره که بخش اصلی سدهای بایوکلاستی را تشکیل داده و در محیطی با انرژی بالا ته‌نشست شده است [۳۰] معادل با رخساره‌ی استاندارد-۳۰ (RMF30) و کمر بند رخساره‌ی ۶- (FZ6) و یلسون است.

گسترش و پراکندگی رخساره‌های شناسایی شده در سازندهای آبدراز و کلات در برش زیارت در غرب حوضه‌ی کپه‌داغ در شکل ۶- نشان داده شده است.

۴- محیط رسوبی سازند آبدراز

تمامی رخساره‌های شناسایی شده در سازند آبدراز متعلق به محیط دریای باز هستند. رخساره‌ی A_۱ تنها در بخش قاعده‌ای سازند آبدراز شناسایی شد که با توجه به فونای دریای باز موجود، محل ته‌نشست آن ابتدای دریای باز است. حضور فرامینیفراهای بنتیک و فونای دریای باز مانند اکیونید در رخساره‌ی A_۲ نشان‌دهنده‌ی تشکیل این رخساره در محیط دریای باز با شوری نرمال دریایی است. رخساره‌ی A_۳ از اکیونیدهای فراوان تشکیل شده و بیانگر ته‌نشست این رخساره در محیط دریای باز و شرایط انرژی کم تا متوسط است. رخساره‌ی بایوکلاست اینتر اکلاستیکستون (A_۴) متشکل از ذرات کم عمق جایجا شده و همچنین قطعات کنده شده از کف حوضه است که به محیط‌های عمیق تر منتقل شده و در آنجا به همراه فونای دریای باز نهشته شده‌اند. حضور فونای دریای باز در رخساره‌ی A_۳ نشان می‌دهد که این رخساره در ناحیه‌ی الیگوفوتیک در محیط دریای باز ته‌نشست شده است. رخساره‌ی A_۶ با توجه به حضور سوزن‌های اسفنج و سایر فونای دریای باز مانند الیگوسترژینید و رادیولر محیط دریای باز با شرایط کم انرژی و عمق زیاد است. با توجه به حضور فرامینیفراهای

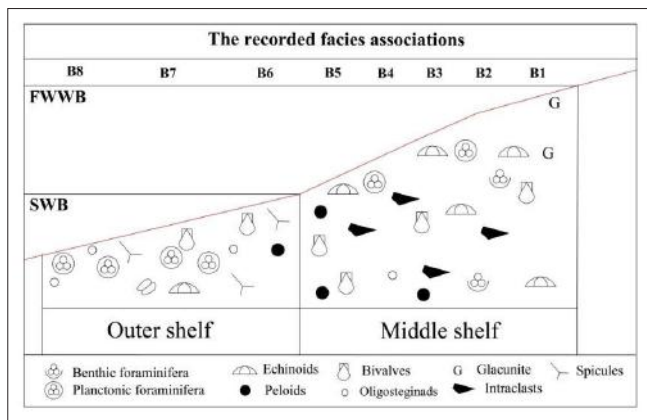


شکل ۶ گسترش و توزیع پراکندگی رخساره‌های سازند آبدراز و کلات در برش مورد مطالعه

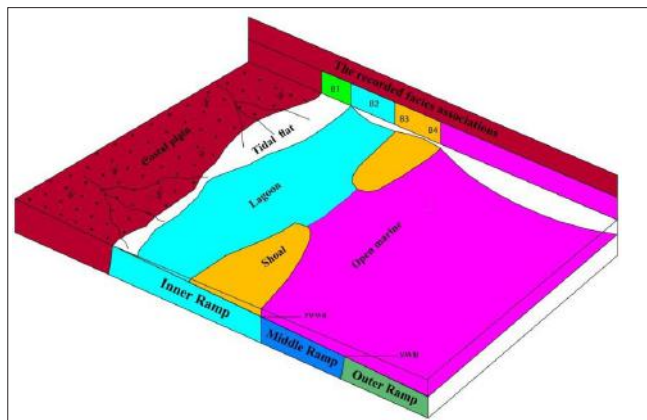
سازند آیتامیر و بخش قاعده‌ای سازند آب‌دراز بوده و ۲۰ متر ضخامت دارد. شروع این سکانس با رخساره‌ی A_1 است. بسته‌ی رسوبی پیش‌رونده (TST) با رخساره‌های A_4 و A_7 مشخص می‌گردد. رخساره‌ی فرامینفر پلانکتون الیگوسترینید پکستون (A_8) سطح حداکثر پیشروی سطح آب دریا (MFS) را مشخص می‌کند. بسته‌ی رسوبی وابسته به سکون و آغاز پسروی دریا (HST) توسط رخساره‌ی بایو کلاست اینترا کلاست پکستون مشخص می‌شود. مرز بالایی این سکانس توسط رخساره‌ی بایو کلاست پکستون (A_2) مشخص می‌شود و مرز سکانسی نوع دوم است. این سکانس می‌تواند معادل سکانس K140 در صفحه‌ی عربی باشد [۱۲ و ۱۳].

۲-۶- سکانس رسوبی-۲

این سکانس به سن تورونین پسین-سانتونین پیشین شامل بخش زیرین تا میانی سازند آب‌دراز بوده و ۲۹ متر ضخامت دارد. بسته‌ی رسوبی HST توسط رخساره‌های A_4 و A_6 مشخص می‌گردد. رخساره‌ی اکتونید فرامینفر پلانکتون و کستون (A_7) سطح MFS را نشان می‌دهد. رخساره‌های



شکل ۷ | مدل رسوبی سازند آب‌دراز در برش زیارت در شرقی‌ترین بخش از ناودیس شیخ، غرب حوضه‌ی کپه‌داغ



شکل ۸ | مدل رسوبی سازند کلات در برش زیارت در شرقی‌ترین بخش از ناودیس شیخ، غرب حوضه‌ی کپه‌داغ

پلانکتونی و سایر فونای دریای باز مانند الیگوسترینید، سوزن اسفنج و رادیولر، محل ته‌نشست رخساره‌های A_7 و A_8 محیط دریای باز و عمیق است. با توجه به حجم گسترده‌ی رخساره‌های پلاژیک، روند تغییرات ناگهانی رخساره‌ها در ستون چینه‌شناسی و حضور رسوبات ریزشی (رخساره‌ی A_4) می‌توان گفت که محیط تشکیل رسوبات سازند آب‌دراز یک مدل شلف است و احتمالاً به دلیل عدم شناسایی رخساره‌های ریفی، شلف بدون لبه (Non-rimmed shelf) است [۳۱ و ۳۲]. تمامی رخساره‌ها متعلق به شلف میانی و خارجی هستند و رخساره‌های شلف داخلی شناسایی نشدند (شکل-۷).

۵- محیط رسوبی سازند کلات

رخساره‌های شناسایی شده در سازند کلات متعلق به محیط‌های جزر و مدی، لاگون و سدی است. رخساره‌ی سیلیسی آواری ماسه‌سنگی (B_1) در محیط جزر و مدی بسیار کم عمق تشکیل شده است. با توجه به اجزای سازنده‌ی رخساره‌ی بایو کلاست فرامینفر بنتیک و کستون (B_2) محل تشکیل آن محیط لاگون است. رخساره‌های B_3 و B_4 بافت گرینستونی دارد و اجزای اصلی سازنده‌ی آنها شامل بایو کلاست، اینترا کلاست، فرامینفر بنتیک، اکتونید، رودیست، دو کفه‌ای، جلبک قرمز و بریوزوئر است. اکثر اجزای اسکلتی این رخساره‌ها از ارگانسیم‌های دریای باز در مجاورت حاشیه پلاتفرم نشأت گرفته‌اند. وجود سیمان اسپاریتی به همراه قطعات گردشده و جورشده بیانگر آنست که این رخساره‌ها در محیط پرانرژی سدی بالای سطح اساس امواج عادی تشکیل شده‌اند. بر اساس انواع رخساره‌های شناسایی، روند تغییرات تدریجی آنها از بخش‌های عمیق تا کم عمق، حضور سدهای بایو کلاستی، فقدان رسوبات ریزشی و لغزشی، فقدان سدهای ریفی، عدم حضور آنکوئیدها، پیزوئیدها و دانه‌های تجمع‌ی که خاص شلف‌های کربناته هستند. محیط تشکیل سازند کلات محیطی کربناته رمپ با شیب کم (Homoclinal ramp) پیش‌بینی شده است [۳۱ و ۳۲]. تمامی رخساره مربوط به رمپ داخلی و میانی بوده و رخساره‌های رمپ خارجی تشخیص داده نشدند (شکل-۸).

۶- چینه‌نگاری سکانسی

با بررسی تغییرات عمودی رخساره‌ها و شناسایی محیط‌های رسوبی می‌توان نهشته‌های موجود در یک حوضه‌ی رسوبی را به سکانس‌های رسوبی تفکیک کرد [۳۳]. سکانس رسوبی یک واحد چینه‌شناسی است که توسط ناپوستگی‌ها یا پیوستگی‌های هم‌ارز از طبقات بالا و پایین تفکیک می‌شود و دوره‌ای از رسوب گذاری را نشان می‌دهد که بین دو برهه‌ی زمانی افت سطح آب دریا اتفاق افتاده است [۳۴ و ۳۵]. چینه‌نگاری سکانسی سازندهای آب‌دراز و کلات منجر به شناسایی پنج سکانس رسوبی رده سوم شده که قابل تطابق با سکانس‌های ارائه شده برای صفحه‌ی عربی هستند (شکل-۹).

۱-۶- سکانس رسوبی-۱

این سکانس به سن سنومانین پسین-تورونین پسین شامل بخش رأسی

بایو کلاست اینترا کلاستیکستون (A₄) و بایو کلاست پلوئید پکستون (A₅) بسته‌ی رسوبی HST را تشکیل می‌دهند. مرز بالایی این سکانس توسط رخساره‌ی A₂ مشخص می‌شود و از نوع دوم است. این سکانس می‌تواند معادل با سکانس K150 در صفحه‌ی عربی باشد [۱۳ و ۱۲].

۳-۶- سکانس رسوبی-۳

این سکانس به سنّ سانتونین میانی تا کامپانین میانی شامل بخش میانی تا بالایی سازند آب‌دراز است و ۳۸ متر ضخامت دارد. رخساره‌های بایو کلاست اکتیوئید پکستون (A₃) و بایو کلاست پلوئید پکستون (A₅) بسته‌ی رسوبی HST را تشکیل می‌دهند. سطح MFS توسط رخساره‌ی غنی از فرامینفر پلانکتون (A₆) مشخص می‌شود. بسته‌ی رسوبی HST توسط رخساره‌ی دارای سوزن اسفنج (A₈) مشخص شده است. رخساره‌ی A₂ مرز بالایی این سکانس را نشان می‌دهد و از نوع دوم است. این سکانس معادل با سکانس K160 در صفحه‌ی عربی است [۱۳ و ۱۲].

۴-۶- سکانس رسوبی-۴

این سکانس به سنّ کامپانین پسین شامل بخش بالایی سازند آب‌دراز است و سنّ آن کامپانین پسین است. رخساره‌ی اکتیوئید فرامینفر پلانکتون

و کستون (A₇) سازنده‌ی اصلی بسته‌ی رسوبی HST است. سطح MFS توسط رخساره‌ی A₈ مشخص می‌شود. بسته‌ی رسوبی HST توسط رخساره‌ی A₇ مشخص می‌شود. مرز بالایی این سکانس به دلیل شواهد خروج از آب و فرسایش رسوبات به‌عنوان مرز سکانشی نوع اول در نظر گرفته شد [۳۴]. این سکانس می‌تواند معادل با سکانس K170 در صفحه‌ی عربی باشد [۱۳ و ۱۲].

۵-۶- سکانس رسوبی-۵

این سکانس شامل تمامی سازند کلات بوده و ۵ متر ضخامت دارد. شروع این سکانس با رخساره‌ی ماسه‌سنگی B₁ است. رخساره‌ی بایو کلاست فرامینفر بنتیک و کستون (B₂) سازنده‌ی اصلی بسته‌ی رسوبی HST است. رخساره‌ی رودیست گرینستون مربوط به محیط سدی به‌عنوان سطح MFS در نظر گرفته شده است. رخساره‌ی بایو کلاست اینترا کلاست گرینستون (B₃) به‌عنوان بسته‌ی رسوبی HST در نظر گرفته شده است. سازند کلات با ناپیوستگی فرسایشی توسط رسوبات قاره‌ای سازند پستلیق پوشیده می‌شود. بنابراین مرز بالایی این سکانس، مرز سکانشی نوع اول است [۳۴]. این سکانس معادل با سکانس K180 در صفحه‌ی عربی است [۱۳ و ۱۲].

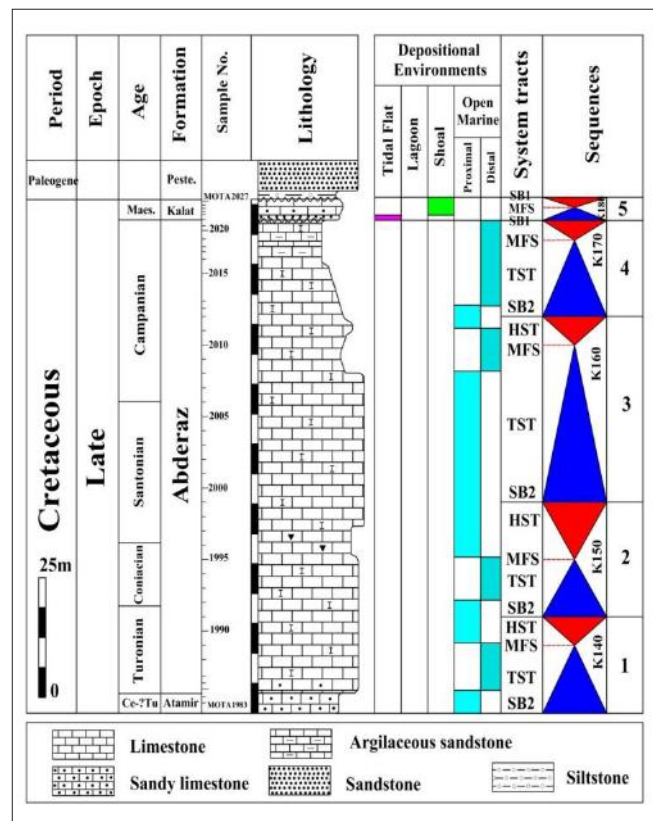
نتیجه‌گیری

■ مطالعات پتروگرافی سازندهای آب‌دراز و کلات در برش چینه‌شناسی زیارت در شرقی‌ترین بخش از یال جنوبی ناودیس شیخ در غرب حوضه‌ی کپه‌داغ منجر به شناسایی هشت رخساره‌ی کربناته شد که تمامی آنها مربوط به زیر محیط دریای باز هستند. با توجه به رخساره‌های شناسایی شده، گسترده‌ی رسوبات پلاژیک و حضور رسوبات ریزشی می‌توان گفت رسوب‌گذاری سازند آب‌دراز روی یک مدل رسوب‌گذاری شلف بدون لبه رخ داده است. تمامی رخساره‌ها مربوط به رمپ داخلی و میانی بوده و رخساره‌های رمپ خارجی تشخیص داده نشد.

■ مطالعات پتروگرافی سازند کلات منجر به شناسایی یک رخساره‌ی سیلیسی آواری و سه رخساره‌ی کربناته شد که مربوط به محیط‌های جزر و مدی، لاگون و سدی هستند. با توجه به روند تدریجی رخساره‌ها، حضور رسوبات سدی و همچنین عدم وجود رسوبات ریزشی می‌توان گفت رسوب‌گذاری سازند کلات روی یک مدل رسوب‌گذاری رمپ کربناته انجام شده است.

■ مطالعات چینه‌نگاری سکانشی سازند آب‌دراز منجر به شناسایی چهار سکانس رسوبی رده سوم شد که معادل با سکانس‌های K140، K150، K160 و K170 در صفحه‌ی عربی است.

■ مطالعات چینه‌نگاری سکانشی در سازند کلات منجر به شناسایی یک سکانس رسوبی رده سوم معادل با سکانس K180 در صفحه‌ی عربی شد.



شکل ۹ | سکانس‌های رسوبی و بسته‌های رسوبی شناسایی شده در

سازند آب‌دراز و کلات در برش مورد مطالعه

1. A-sadeghi@sbu.ac.ir

2. M-adabi@sbu.ac.ir

3. Ghalavand.h.nioc@gmail.com

منابع

- Ichnofabric analysis of the shallow marine Nukhul Formation (Miocene), Suez Rift, Egypt: implications for depositional processes and sequence stratigraphic evolution. *PalaeogeographyPalaeoclimatologyPalaeoecology*, 215: 239264-.
- [20] Scholle, P.A., Arthur, M.A., 1980. Carbon isotope fluctuation in Cretaceous pelagic limestone: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *AAPG Bulletin*, 64: 6787-.
- [21] Pomar, L., 2001. Types of carbonate platforms: a genetic approach. *Basin Research*, 13: 313334-.
- [22] Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of paleogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 155: 211-238.
- [23] Amorosi, A., 1997. Detecting compositional, spatial and temporal attributes of glaucony: a tool for provenance research. *Sedimentary Geology*, 109: 135153-.
- [24] Amorosi, A., Centinio, M.C., 1997. Glaucony from the Eocene of the Isle of Wight (southern UK): implications for basin analysis and sequence-stratigraphic interpretation, *Journal of the Geological Society, London*, 154, 887896-.
- [25] Chafetz, H.S., Reid, A., 2000. Syndepositional shallow water precipitation of glauconitic minerals. *Sedimentary Geology*, 136: 2942-.
- [26] Diaz, E., Prasad, M., Gutierrez, M.A., Dvorkin, J., Mavko, G., 2002. Effect of Glauconite on the Elastic Properties, Porosity and Permeability of Reservoirs Rocks, *AAPG Annual Meeting*, 17-.
- [27] Reiss, Z., Hottinger, L., 1984. The Gulf of Aqaba; *Ecological Micropaleontology.Ecology Stud.* Springer, Berlin, 354p.
- [28] Hottinger, L., 1997. Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations. *Society Geological France Bulletin*, 168: 491505-.
- [29] Adabi, M.H., Sadeghi, A., Kazemzadeh, M.H., 2016. Biostratigraphy, paleoecology and paleoenvironmental reconstruction of the Asmari Formation in Zagros basin, southwest Iran, *Arabian Journal of Geosciences*, 9: 115-.
- [30] Burchette, T.P., Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79, 357-.
- [31] Read, J., 1985. Carbonate platform facies models. *AAPG Bulletin*, 69: 121-.
- Reineck, H., Singh, I., 1975. *Depositional Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, Berlin, Heildberg, New York, 32 p.
- [32] Tucker, M.E., Wright, P., 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publication, Oxford, 482p.
- [33] Emery, D., Myers, K.J., 1996. *Sequence Stratigraphy*. Oxford, U.K., Blackwell, 297p.
- [34] Vail, P.R., Mitchum, R.M., Thompson, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: Global cycles of relative changes of sea level. *American Association Petroleum Geologist Bulletin*, 26: 8397-.
- [35] Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M., Rahmani, V.D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well log, cores, and outcrops: Concepts of high-resolution correlation of time and facies. *American Association Petroleum Geologist Bulletin*, 7: 155-.
- [۱] افشارحرب، ع. ۱۳۷۳. زمین‌شناسی کپه‌داغ، انتشارات زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، صفحه‌ی ۶۰۶.
- [۲] وحیدی‌نیا، م. ۱۳۷۳. مطالعات بایواستراتیگرافی و محیط رسوبی سازند آب‌دراز در مناطق شرقی حوضه‌ی کپه‌داغ، پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، صفحه‌ی ۲۶۷-۳۰۰.
- [۳] صادقی، ع. فروغی، ف. ۱۳۸۴. تأثیر حرکات سبب هرستینین در شرق حوضه‌ی کپه‌داغ (شمال و شمال‌شرق مشهد)، نشریه‌ی دانشکده‌ی علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تهران، شماره‌ی ۱۰، صفحات ۶۸-۵۳.
- [۴] کاظم‌زاده، م. ح. ۱۳۹۶. چینه‌شناسی نهشته‌های کرتاسه‌ی بالایی در منطقه‌ی بجنورد (بخش شرقی کپه‌داغ غربی)، پایان‌نامه‌ی دکتری چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تهران، صفحه‌ی ۳۸۵.
- [5] Lyberis, N., Manby, G., Poli, J.T., Kalugin, V., Yousouphocae, H., Ashirov, T., 1998. Post Triassic evolution of the southern margin of the Turan plate. *Academic Science Paris* 326:137-143.
- [6] Berberian, M., King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210-265.
- [7] Afshar-Harb, A., 1979. *The Stratigraphy, Tectonics and Petroleum Geology of the Kopet-Dagh Region, Northern Iran.* PhD Thesis, Imperial College of Sciences and Technology, University of London, London, 316 p.
- [8] Kalantari, A., 1969. Foraminifera from the Middle Jurassic-Cretaceous successions of Kopet-Dagh region (NE Iran): *NIOC Geological Laboratories Publication*, No.3, 298p.
- [9] Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in: Ham, W.E. (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks*. *AAPG Memoir*, 1: 108121-.
- [10] Embry, A.F.I., Klovan, J.E., 1972. Absolute water depth limits of Late Devonian paleoecological zones. *Geology Rundsch*, 61: 672686-.
- [11] Folk, R.L., 1980. *Petrology of Sedimentary Rocks*. *Hamphill, Austin, Texas*, 182p.
- [12] Sharland, P.R., Archer, R., Casey, D.M., Davis, R.B., Hall, S.H., Heward, A.P., Horbury, A.D., Simmons, M.D., 2001. *Arabian Plate sequence stratigraphy*, *GeoArabia Special Publication 2*, *Gulf PetroLink, Bahrain*, 371p.
- [13] Simmons, M.D., Sharland, P.R., Casey, D.M., Davies, R.B., Sutcliffe, O. E., 2007. *Arabian Plate sequence Stratigraphy: Potential implication for global chronostratigraphy*. *GeoArabia*, 12 (4): 101130-.
- [14] Afshar-Harb, A., Bolourchi, M.H., Mehr-Parto, M., 1978. *Bojnurd Geological Map 1250000/*, *Geological Survey of Iran*, No. 13-.
- [15] Wilson, J.L., 1975. *Carbonate Facies in Geologic History*. *Springer-Verlag, Berlin*, 471p.
- [16] Flugel, E., 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*. *Springer, Berlin*, 976 p.
- [17] Zhicheng, Z., Willems, H., Binggao, Z., 1997. Marine Cretaceous-Paleogene biofacies and ichnofacies in southern Tibet, China, and their sedimentary significance. *Marine Micropaleontology*, 32: 329-.
- [18] Harris, M.K., Thayer, A.A., Amidon, M.A., 1997. Sedimentology and depositional environments of Middle Eocene terrigenous-carbonate strata, southeastern Atlantic coastal plain. *Sedimentary Geology*, 108: 141161-.
- [19] Malpas, J.A., Gawthorpe, R.L., Pollard, J.E., Sharp, I.R., 2005.