Archive of SID



۵۲–۲۲ سال ششم، شماره ۱۱، بهار و تابستان ۱۳۹۵ ص۲۲–۶۲ No. 11, Spring & Summer 2016, pp. 22-42 نشریه علمی-پژوهشی زمین شناسی نفت ایران Iranian Joural of Petrolum Geology

زیست چینه نگاری و چینه نگاری سکانسی سازند سروک در تاقدیس فهلیان (جنوب یاسوج) امیر احمدی حیدری^{*}، حسین وزیری مقدم^۲، علی صیرفیان^۳،عزیزالله طاهری^۴ ^۱کارشناس ارشد چنه شناسی و فسیل شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان ^۲استاد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان ^۳استاد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

*Ahmadiamir67@gmail.com

دریافت تیر ۱۳۹۵، پذیرش آذر ۱۳۹۵

چکیدہ

در این پژوهش زیست چینه نگاری محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند سروک در برش تاقدیس فهلیان (جنوب یاسوج) مورد بررسی قرار گرفته است. بر اساس مطالعات انجام شده ۱۱ جنس و ۸ گونه از فرامینیفر های پلانکتون و ٤ جنس و گونه از فرامینیفر های بنتیک شناسائی شده است. ٦ بیوزون براساس پخش و پراکندگی فرامینیفر ها نیز به شرح زیر معرفی گردید: *Favusella washitensis* Zone, *Orbitolina-Alveolonids* Assemblage Zone, Rudist debris Zone, *Oligostegina* flood Zone, *Whiteinella archaeocretacea* Zone, *Helvetoglobotruncana Helvetica* Zone بر این اساس سن آلبین – تورونین برای سازند سروک در نظر گرفته شد. بر اساس مطالعات پتروگرافی و آنالیز رخساره ای، ۳ ریز رخساره شناسائی شد که می تواند در ۳ گروه دریای باز، سد و تالاب تقسیم شوند. محیط رسوبی سازند سروک در برش مورد مطالعه رمپ هموکلینال است و تجزیه و تحلیل چینه نگاری سکانسی منجر به شناسائی چهار سکانس رسوبی درجه سوم گردید.

کلمات کلیدی: زاگرس، سازند سروک، زیست چینه نگاری، رمپ، چینه نگاری سکانسی.

۱- مقدمه

سازند سروک یکی از واحدهای سنگی گروه بنگستان با سن آلبین – تورونین میباشد. این سازند به علت داشتن پتانسیل مخزنی هیدروکربوری، یکی از واحدهای سنگ چینهای مهم در حوضه زاگرس میباشد. کم عمق شدن دریا در اواخر آلبین تا سنومانین باعث رسوب مقادیر زیادی از آهکهای کم عمق (سازند سروک) در پهنه وسیعی از حوضه زاگرس شده است [۱۵]. سازند سروک در نواحی مختلف زاگرس از دیدگاه زیست چینه نگاری، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی توسط جيمز و وايند [٤٤] ، خليلي [٤٧] (گروه بنگستان)، بولز [٢٣] ، آدامز و همكاران [١٧] ، خسروتهراني و فنوني [٣] (نواحي فارس و خوزستان)، لاسمي و جليليان [١٢] (خوزستان و لرستان)، وزيري مقدم و صفري [١٦] (منطقه سيميرم)، تيموريان و وزیری مقدم [۲] (خوزستان)، رحیمی نژاد و همکاران [۵] (میدان نفتی گچساران)، غبیشاوی [۱۰] (میدان پارسی و کوه بنگستان)، دانشیان و همکاران [٤] (برش چنار باشی)، کاظمزاده و قاسمی نژاد [۱۱] (میدان نفتی اهواز)، محمودی و طاهري [١٤] (شمال شرق گچساران)، صفدري [٧] (تاقديس أغار)، عباساقي و همكاران [٩] (ميدان نفتي كويال)، غبيشاوي و همکاران [۳۷] (تاقدیس بنگستان)، رحیم پور بناب و همکاران [٥٦] (فروافتادگی دزفول)، مهرابی و همکاران [٥١] ، مهماندوستي و همكاران [٢١] (زون ايذه)، اميدوار و همكاران [٥٢] (فروافتادگي دزفول)، افقه و فدايي [١٨] (برش خرامه)، یانگ و همکاران [۷۲] (فروافتادگی دزفول)، اسرافیلی و همکاران [۳۲] (خلیجفارس)، وینسنت و همکاران [۱۷] (فارس) و اسدی و همکاران [۲۲] (دشت آبادان) مطالعه شده است. سازند سروک دارای دو رخساره متفاوت است. در محل برش الگو و فارس ساحلی، رخسارههای کم عمق این سازند گسترش دارند درحالی که در ناحیه لرستان رخسارهها عمیقتر هستند [۱۵]. مطالعه ریز رخسارهها، تعیین محیط رسوبی و چینهنگاری سکانسی در بررسیهای مخزنی و اکتشاف ذخایر هیدروکربوری اهمیت زیادی دارند. تعیین سن نسبی بر اساس مطالعات زیست چینهنگاری از مطالعات اساسی در مخازن کربناته محسوب میشود که جهت تعیین سن و تطابق واحدهای مخزنی اهمیت زیادی دارد. از آنجایی که سازند سروک به عنوان سنگ مخزن مواد هیدروکربوری در حوضه رسوبی زاگرس محسوب میگردد، لذا شناسایی و بررسی دقیقتر این سازند بر اساس ریز رخسارهها و چینه نگاری سکانسی اطلاعات مفید و ارزشمندی را جهت مطالعات و کارهای اکتشافی در این حوضه به دست خواهد داد. هدف از این مطالعه بررسی زیست چینه نگاری و چینه نگاری سکانسی سازند سروک در برش تاقدیس فهلیان میباشد.

۱-۱- موقعیت جغرافیایی

منطقه مورد مطالعه در روستای فهلیان واقع در هشتادوسه کیلومتری جنوب یاسوج با مختصات جغرافیایی طول "٤٥ '٢٥ ٥١٥ شرقی و عرض "٣٢ '١٠ °٣٠ شمالی مورد بررسی قرار گرفت. سازند سروک در یال جنوبی تاقدیس فهلیان و تاقدیس فهلیان واقع در پهنه زاگرس و زیر پهنه چین خورده زاگرس قرار دارد [۱] (شکل ۱). مرز زیرین سازند سروک با سازند کژدمی به صورت پیوسته بوده و با ناپیوستگی فرسایشی زیر سازند گورپی قرار می گیرد.



۲- روش مطالعه

در این پژوهش تعداد ۲۸۰ مقطع نازک از سازند سروک مطالعه گردید. جهت تشخیص فسیلها مقاطع نازک در آزمایشگاه فسیلشناسی مورد مطالعه قرار گرفت و از آنها عکسبرداری شد. جهت شناسایی میکروفسیل ها از منابع متعددی [۵۱،۵۹،۵۳،۲۸] استفاده شده است. ریز رخسارهها با توجه به بافت رسوبی و فونای موجود و بر اساس طبقهبندی دانهام [۲۹] و امبری و کلوان [۳۰] تعیین گشته و بر اساس فلوگل [۳۵] مورد توصیف و تفسیر قرارگرفتهاند. شناسایی سکانس-های رسوبی بر اساس اصول چینهنگاری سکانسی [۳۵،۱۳،۲۳] بررسی شده است.

۳- بحث

۱–۳ زیست چینه نگاری سازند سروک در برش مورد مطالعه

به منظور تعیین سن نهشتههای سازند سروک در برش تاقدیس فهلیان مقاطع نازک میکروسکوپی بهطور دقیق مورد بررسی قرار گرفت. بر اساس پخش و پراکندگی فرامینیفرهای بنتیک و پلانکتون شناسایی شده ٦ زون زیستی معرفی گردیده است (شکل ۲). این ٦ زون زیستی با بیوزون های ارائه شده توسط وایند [۷۱] و پرمولی سیلوا و ورگا [۵۵] مطابقت دارند، و از قاعده به سمت رأس عبارتاند از:

۳–۱–۱– زون زیستی شماره ۱

Favusella washitensis Zone [V1]

این مجموعه از قاعده تا ضخامت ۷٦ متری گسترش دارد. مجموعه فسیلی این زون عبارتاند از (شکل ۲): Favusella washitensis, Oligosteginids, Muricohedbergella rischi, Rudist debris

مجموعه فسیلی فوق مطابق با زون ۲۳ [۷۱] میباشد. وایند [۷۱] وخلیلی [٤٦] این زون را به سنومانین نسبت دادهاند. بولز [۲۳] سن این زون را از آلبین پیشین تا سنومانین میانی در نظر گرفته است. تجمع فوق در تاقدیس فهلیان معرف آلبین-سنومانین است.

۳–۱–۲ زون زیستی شماره ۲

Orbitolina-Alveolinids Assemblage Zone [V1]

این مجموعه از ضخامت ۷٦ متری تا ضخامت ۱۹۰ متری گسترش دارد و معادل زون زیستی ۲۱ و ۲۵ [۷۱] است. در این زون زیستی مجموعه فسیلی زیر وجود دارد (شکل ۲) :

Nezzazata sp., Praealveolina cretacea, Orbitolina sp., Trocholina arabica سن این زون تجمعی در برش تاقدیس فهلیان، سنومانین در نظر گرفته می شود.

۳–۱–۳– زون زیستی شماره ۳

Rudist debris Zone [V1]

این مجموعه از ضخامت ۱۹۰ متری تا ضخامت ۳۳۸ متری گسترش دارد (شکل ۲). تنوع فسیلی در این زون بسیار کم است. این زون مطابق با زون زیستی ۲٤ [۷۱] است. سن زون زیستی شماره ۳ در برش تاقدیس فهلیان با توجه به موقعیت چینه شناسی سنومانین در نظر گرفته می شود. ۳–۱–۲– زون زیستی شماره ٤

Oligostegina flood Zone [V1]

بیوزون زیستی شماره ٤ از ضخامت ۳۳۸ متری تا ضخامت ٤٠٠ متری گسترش دارد (شکل ۲). میکروفسیل های این زون زیستی به شرح زیر میباشد:

Oligosteginids, Nezzazatinella picardi, Choffatella sp., Cuneolina pavonia, Chrysalidina sp., Heterohelix moremani, Whitenella sp., Dicyclina schlumbergeri, Muricohedbergella delrioensis, Mangashtia viennoti Oligosteginids معمولاً بین سنین آلبین تا تورونین ظاهر می شود ولی باید به خاطر داشت که Oligosteginids ممکن است از سانتونین تا مائس تریشتین هم دیده شوند [۷۱]. سن زون زیستی شماره ۴ دربرش تاقدیس فهلیان با توجه به موقعیت چینه شناسی سنومانین در نظر گرفته میشود.

Whiteinella archaeocretacea (Bolli, 1966) این زون زیستی از ضخامت ۲۰۰ متری تا ضخامت ۲۳۵ متری گسترش دارد (شکل ۲). میکروفسیل شاخص این زون Whiteinella archaeocretacea میباشد (شکل ۳). فسیلهای همراه به شرح زیر میباشند:

Muricohedbergella derioensis, Muricohedbergella planispira, Muricohedbergella sp., Whiteinella baltica, Whiteinella praehelvetica, Whiteinella sp., Heterohelix moremani, Heterohelix sp. این بیوزون معرف سنومانین پسین – تورونین پیشین است [۵۵]. زون زیستی شماره ۵ قابل تطابق در کل حوضه تیس

۳–۱–۲– زون زیستی شماره ۲

Helvetoglobotruncana helvetica Zone (Sigal, 1955) این زون زیستی از ضخامت ۲۳۵ متری تا ضخامت ۲۵۵ متری گسترش دارد (شکل ۲). میکروفسیل اصلی آن Helvetoglobotruncana helvetica است (شکل ۳). این زون زیستی با توجه به حضور Helvetoglobotruncana helvetica معرف تورونین پیشین-میانی است. زون زیستی شماره ٦ قابل تطابق در کل حوضه تتیس میباشد [۷٤،٥٩،٤٣].

۲۵ نشریه علمی– پژوهشی زمین شناسی نفت ایران، سال ششم، شماره ۱۱، بهار و تابستان ۱۳۹۵



زیست چینه نگاری و چینه نگاری سکانسی سازند سروک در تاقدیس فهلیان (جنوب یاسوج)



A. Praealveolina cretacea. B. Muricohedbergella derioensis C. Favusella washitensis. D. -٣ شكل Praealveolina cretacea. E. Favusella washitensis. F. Ovalveolina sp. G. Whiteinella baltica. H. Trocholina arabica. I. Nezzazata sp. J. Whiteinella archaeocretacea. K. Orbitolina sp. L. Cuneolina pavonia. M. Helvetoglobotruncana helvetica. N. Whiteinella praehelvetica. O. Whiteinella cf. praehelvetica. P. Oligosteginids. Q. Rudist debris. R. Heterohelix moremani. c. شكل ٣ تصاوير برخى از ميكروفسيل هاى شناسايى شده در برش تاقديس فهليان نشان داده شده است.

٣-٢- مقایسه برش تاقدیس فهلیان با سایر برش های این سازند در نواحی مختلف زاگرس برش تاقدیس فهلیان با سه برش از سازند سروک در نواحی مختلف زاگرس مقایسه گردیده است. این برش ها شامل تاقدیس بنگستان [۱۰]، تاقدیس میش [۱۳] و تاقدیس آغار [۷] می باشند.

۳-۲-۱- تاقدیس میش (تنگ گرگدار)

تاقدیس میش در ۱۵ کیلومتری شمال گچساران به ضخامت ٤٦٠ متر توسط محمودی [۱۳] مطالعه شده است. مطالعات زیست چینه نگاری منجر به شناسایی ٤ زون زیستی گردیده است (جدول۱).

بيوزون ها	سن زون زیستی	جیمز و وایند (۱۹٦۵)	سن برش
Fuvusella washitensis rang	آلبين بالايي–سنومانين زيرين	۲۳	1-
zone			
Oligosteginids assemblage	سنومانين	۲٦	
zone			وأ
Rudist debris zone	سنومانين	٢٤	ا - آی. با
Nezazzata-alveolinids assemblage zone	سنومانين بالايي	70	لى مەرىپى كىرى

جدول ۱- بیوزون های شناسایی شده در برش تاقدیس میش، محمودی [۱۳].

۳–۲–۲– تاقدیس بنگستان (تنگ سروک)

برش تنگ سروک واقع در تاقدیس بنگستان در ٤٠ کیلومتری شهرستان بهبهان به ضخامت ۷۰۰ متر توسط غبیشاوی [۱۰] مطالعه شده است. بررسی های انجام شده منجر به شناسایی ۳ زون زیستی گردید (جدول ۲).

بيوزون ها	سن زون زيستي	جيمز و وايند (١٩٦٥)	سن برش
Fuvusella washitensis rang	آلبين-سنومانين زيرين	۲۳	<u> </u>
zone			آلمبير نوم
Oligosteginids flood zone	سنومانين	۲٦	ن زيري انين ب
Nezazzata-alveolinids assemblage zone	سنومانين بالايي	٢٥	ر. بر از

جدول۲. بیوزون های شناسایی شده در برش تنگ سروک، غبیشاوی [۱۰].

۳-۲-۳- تاقدیس آغار

سازند سروک واقع در تاقدیس آغار در جنوب غرب فیروزآباد به ضخامت ۲۰۰ متر توسط صفدری [۷] مطالعه شده است.

	طی مطالعات زیست چینه نگاری، تعداد ٦ زون زیستی شناسایی گردید (جدول ۳).				
بيوزون ها	سن زون زيستي	جیمز و وایند (۱۹٦۵)	وليک (۲۰۰۷)	سن برش	
Mesorbitolina suconcava taxon-rang zone	آلبين زيرين	_	\checkmark		
Canicorbitolina conic- Trocholina assemblage zone	ألبين بالايي	-	\checkmark	ŗ.	
Fuvusella washitensis rang zone	آلبين بالايي-سنومانين زيرين	۲۳	-	ا بین بالا یو ین .	
Rudist debris zone	سنومانين زيرين- سنومانين مياني	٢٤	-	لم مان سنبومان	
Nezazzata-alveolinids assemblage zone	سنومانین میانی-سنومانین بالایی	۲٥	-	بې	
Oligosteginids assemblage zone	سنومانين بالايي	77	-		

جدول ۳– بیوزون های شناسایی شده در برش تاقدیس آغار، صفدری [۷].

از بین این برش ها فقط برش تاقدیس آغار در زون فارس واقع است. برش های تاقدیس میش، تاقدیس فهلیان و تاقدیس بنگستان در زون ایذه قرار دارند.

۳–۲–٤– تطابق بیوزون ها

رسوبات قاعده هر ٤ برش دارای سن آلبین میباشد یعنی شروع رسوبگذاری سازند سروک در هرچهار برش در زمان آلبین بوده است. فرآیند رسوبگذاری تا انتهای سنومانین در تمامی برشها بدون نبود رسوبگذاری انجام شده است و رسوبات آلبین تا انتهای سنومانین در همه برش قابل تطابق هستند. رسوبگذاری در برش تاقدیس فهلیان طی تورونین پیشین–میانی ادامه یافته است، درصورتی که در سه برش دیگر، رسوبات تورونین زیرین–میانی فرسایش یافته و یا در طی این زمان رسوبگذاری صورت نگرفته است. نبود رسوبات تورونین در برشهای تاقدیس میش، آغار و بنگستان بیانگر ناپیوستگی از نوع فرسایشی است. تأثیر این ناپیوستگی فرسایشی در اواخر سنومانین تا تورونین بوده است. در اثر شروع بالاآمدگی تاقدیس بنگستان در اواخر سنومانین (حدود ۹٤/٥ میلیون سال پیش)، رسوبات از آب خارج شده و فرآیند رسوبگذاری متوقف شده است [۱۰]. بورژوا [۲۵] کوه بنگستان را به عنوان مدلی برای بلندیهای قدیمی در کرتاسه زاگرس مورد مطالعه قرار داده و سن سازند سروک را در برش نمونه، سنومانین در نظر میگیرد. وی تنها ناپیوستگی با اهمیت و بزرگ را در منطقه بین سنومانین و تورونین (بین زونهای زیستی ۲۵ و ۲۹) در نظر گرفته است. در کوه بنگستان ضخامت زون زیستی ۲۹ در فواصل مختلف از بالاآمدگی تغییر میکند، به شکلی که با فاصله گرفتن از مرکز این بالاآمدگی، ضخامت آن زیاد میشود. همچنین با فاصله گرفتن از مناطق خروج از آب، این زون زیستی از یک رخساره كمعمق به رخساره عميق تبديل مىشود (زون زيستى ٢٦). بورژا [٢٥] معتقد است كه زون زيستى ٢٩ بهصورت يك حلقه در اطراف مناطق بالاآمده قرار داشته و در مکان هایی که بهصورت جانبی به زون رودیستی تبدیل میشود، از کیفیت مخزنی بسیار بالایی برخوردار است. خسروی سعید [٤٨] با استفاده از نقشههای هم ضخامت و هم سنگی که از گروه بنگستان تهیه کرد، به یک سری نتایج در مورد پالنوژنوگرافی گروه بنگستان رسید. او در این گزارش به وجود بالاآمدگیهای قدیمی تنگ نمک و بوشهر برای اولین بار اشاره کرد. هارت و ستوده نیا [٤٢] جغرافیای دیرینه کوه میش را مورد بررسی قرار دادند. آنها به این نتیجه رسیدند که در کوه میش بالاآمدگی در زمان رسوبگذاری سازند سروک زیرین اتفاق افتاده است و بعدها تحت تأثير فاز کوهزایی بعد از تورونین مجدداً بالا آمده است. هارت [٤٠] به مطالعه کوه بنگستان و کوه سفید پرداخت و نتیجه گرفت که بالاآمدگی قبل از رسوبگذاری سازند سروک زیرین و یا در زمان آن به وجود نیامده است و رسوبات سازند سروک زیرین تحت تأثیر فاز کوهزایی کرتاسه میانی بالا آمدند و سیس تحت تأثیر پیشروی رسوبات تورونین – مائس تریشتین پوشیده شده است. هارت [٤١] مجدداً به بررسی بالاآمدگی کوه بنگستان پرداخت و زمان تشکیل بالاآمدگی کوه بنگستان را بعد از سنومانین در نظر گرفت. مطیعی [۱۵] معتقد است بالاآمدگیها طی سنومانین – تورونین عوامل به وجود آمدن ساختارهایی با امتداد شمال – جنوبی در زاگرس هستند.

۳–۳– تجزیه و تحلیل میکروفاسیس ها

بر اساس تجزیه و تحلیل پتروگرافی در برش مورد نظر ۹ ریز رخساره تشخیص داده شده است (شکل ٤). ۳–۳–۱– پلانکتونیک فرامینیفرا کلسی اسفر میکروبایوکلاستیک وکستون / پکستون

Planktonic foraminifera calcsipheres microbioclastic wackestone/packstone (O1) حضور فرامینیفرهای پلانکتون به همراه کلسی اسفرها در ماتریکس ریز دانه معرف شرایط رسوبی آرام و عمیق در شرایط شوری نرمال دریا و زیر سطح اساس امواج طوفانی است [۳۵،۳۹،۳۷،۰۰]. عدم حضور فونای وابسته به نور رسوبگذاری پایین تر از زون نوری را پیشنهاد میدهد [۱۱]. میزان تراکم دانهها متغیر و گاهاً تراکم آنقدر زیاد میشود که بافت از وکستون به پکستون تبدیل میشود. رخساره 10 عمیق ترین رخساره موجود سازند سروک در برش تاقدیس فهلیان میباشد (شکل ۵۹). این ریز رخساره معادل 3 SMF و SMF فلوگل و کمربند ۱ و ۲ ویلسون [۷۰] است. مشابه این ریز رخساره

توسط غبیشاوی و همکاران [۳۷] در تاقدیس بنگستان، رحیمپور بناب و همکاران [۵٦] در فروافتادگی دزفول، ویلمسن و نجم [٦٩] در مصر، مهماندوستی و همکاران [٢١] در زون ایذه، مهرابی و رحیمپور بناب [٥٠] درفرو افتادگی دزفول، محمودی و طاهری [١٤] در تاقدیس میش، کاظمزاده و همکاران [١١] در میدان نفتی اهواز شناسایی و گزارش گردید. ۳–۳–۲– کلسی اسفر میکروبایو کلاستیک یلوئیدال وکستون / یکستون

Calcispheres microbioclastic peloidal wackestone/packstone (O2) اجزای تشکیل دهنده این ریز رخساره شامل کلسی اسفرها، میکروبایوکلاست ها و پلوئید ها هستند (شکل B۵). منشأ میکروبایوکلاست ها نامشخص است زیرا توسط جریانات از کمربندهای مجاور حمل و خرد شدهاند و تشخیص منشأ آنها مشکل است و گاهاً قابل تشخیص و شامل خردههای اکینوئید، رودیست و سوزن اسفنج می باشد. حضور کلسی اسفرها در یک زمینه میکرایتی منعکس کننده محیط دریای عمیق تا نیمه عمیق با انرژی هیدرودینامیکی کم و زیر امواج عادی می باشد

ریز رخساره O2 معادل SMF 3 و SMF 5 فلوگل و کمربند ۱ و ۲ ویلسون [۷۰] میباشد. مشابه این ریز رخساره توسط تیموریان و همکاران [۲] در ناحیه خوزستان، سلیمانی و همکاران [٦] در میدان نفتی آب تیمور، عباساقی و همکاران [۹] دریکی از میادین نفتی جنوب غرب ایران، غبیشاوی و همکاران [۳۷] در تاقدیس بنگستان ، جز و همکاران [۵۵] در جنوب غرب اسلونیا، رحیمپور و همکاران [۵٦] در فروافتادگی دزفول، مهماندوستی و همکاران [۲۱] در زون ایذه، مهرابی و همکاران [۵۱] در فروافتادگی دزفول و سولاک و همکاران [۶۲] در غرب ترکیه شناسایی و معرفی گردیده است.

۳–۳–۳ کلسی اسفر بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون

Calcispheres bioclastic rudist peloidal packstone (O3) اجزای تشکیل دهنده این ریز رخساره شامل خردههای رودیست، کلسی اسفر، پلوئید، خردههای جلبک قرمز و خردههای خارپوستان در زمینهای از میکرایت است. خردههای رودیست و جلبک قرمز از بخشهای کمعمق تر حمل شده است (شکل ۵۵). خردشدگی قطعات در حدی نمی باشد که از اصطلاح میکروبایوکلاستیک در نامگذاری این ریز رخساره استفاده کنیم. در بیشتر مواقع خردههای رودیست قابل تشخیص هستند. اندازه آلوکم های ریز رخساره O3 نسبت به ریز رخساره 20 بزرگ تر می باشند. این ریز رخساره نسبت به ریز رخساره قبلی در بخشهای کم عمق تری از دریای باز نهشته شده است. ریز رخساره O3 معادل کمربند ۳ و ٤ ویلسون [۷۰] می باشد. مشابه ریز رخساره O3 توسط رحیمی نژاد و همکاران [٥] در میدان نفتی گچساران شناسایی و گزارش گردیده است.

۳–۳–٤– بايوكلاستيک روديست پلوئيدال پکستون

Bioclastic rudist peloidal packstone (O4)

اجزای تشکیل دهنده این ریز رخساره شامل خردههای رودیست، خردههای خارپوستان و پلوئید در زمینهای از میکرایت میباشد. خردههای رودیست از بخشهای کم عمقتر محیط (بهخصوص سد)، در اثر امواج خرد و به این محیط حمل شدهاند (شکل ۵D). این ریز رخساره متعلق به بخشهای کمعمق دریای باز با انرژی هیدرودینامیکی متوسط میباشد [۰۷،۳۵،۷۰]. اندازه آلوکم ها در این ریز رخساره نسبت به رخساره قبلی بزرگتراست. بنابراین ریز رخساره O4 نسبت به ریز رخساره O3 در محیط کمعمقتری از دریای باز تشکیل شده است. ریز رخساره O4 معادل O1 SMF و RMF فلوگل و کمربند ٤ ویلسون [۷۰] میباشد.

مشابه این ریز رخساره توسط تیموریان و همکاران [۲] در خوزستان، رحیم نژاد و همکاران [۵] در میدان نفتی گچساران، سرادقی و طاهری [۸] در جنوب غرب بروجن، عباساقی و همکاران [۹] دریکی از میادین نفتی جنوب غرب ایران، غبیشاوی و همکاران [۳۷] در تاقدیس بنگستان، جز و همکاران [20] در جنوب غرب اسلونیا، رحیمپور بناب و همکاران

[٥٦] در فروافتادگی دزفول، مهماندوستی و همکاران [٢١] در زون ایذه، مهرابی و همکاران [٥١] در فروافتادگی دزفول، سولاک و همکاران [٦٤] در غرب ترکیه (مانیسا)، اسرافیلی و همکاران [٣٣] در جنوب غرب ایران و یانگ و همکاران [٢٢] در جنوب غرب ایران شناسایی و گزارش شده است.

۳–۳–۵– بايوكلاستيک روديست پلوئيدال رودستون

Bioclastic rudist peloidal rudstone (O5)

این ریز رخساره متشکل از خردههای رودیست همراه با خردههای خارپوستان و پلوئید است. خردههای رودیست در این ریز زخساره بزرگتر از ۲ میلیمتر هستند بنابراین از اصطلاح رودستون در نامگذاری این ریز رخساره استفاده شده است (شکل ۵E). سیمان ریزرخساره اسپارایت میباشد. انرژی هیدرودینامیکی در این محیط بهقدری بوده که سبب شسته شدن گل گل بین دانهها شده ولی در جور شدگی و گرد شدگی آلوکم های این ریز رخساره تأثیری نداشته است. حضور خردههای رودیست به همراه خردههای خارپوستان در کنار نشانگر نهشته شدن این ریز رخساره در بخشهای جلوی سد به سمت دریای باز با انرژی هیدرودینامیکی متوسط تا زیاد میباشد [70،۳۷،۵۳].

مشابه این ریز رخساره توسط محمودی [۱۳] در تاقدیس میش، عباساقی و همکاران [۹] دریکی از میدانها نفتی جنوب غرب ایران، غبیشاوی و همکاران [۳۷] در تاقدیس بنگستان، جز و همکاران [٤٥] در جنوب اسلونیا، رحیمپور و همکاران [٥٦] در فروافتادگی دزفول، اسرافیلی و همکاران [۳۲] در جنوب غرب ایران و اندریو و همکاران [۲۰] در شمال فرانسه شناسایی و گزارش شده است.

۳–۳–٦– کلسی اسفر بایوکلاستیک کورال رودستون

Calcispheres boiclastic coral rudstone (O6)

اجزای تشکیل دهنده این ریز رخساره کلسی اسفرها، مرجانها و خردههای جلبک سبز داسی کلاسه آ میباشند. قطعات مرجان بزرگتر از ۲ میلیمتر هستند (شکل ۵۴). خردههای جلبک سبز داسی کلادسه آ احتمالاً توسط جریان ها به این محیط حمل شدهاند. کلسی اسفرها توسط از محیط عمیق دریایی به این محیط حمل شدهاند. حضور کلسی اسفرها به همراه جلبک سبز داسی کلاسه آ نشان دهنده ارتباط زیر محیط لاگون با دریای باز و پیوسته نبودن سد در محیط رسوبی سازند سروک در برش تاقدیس فهلیان میباشد. محیط تهنشست این ریز رخساره با توجه موقعیت چینهشناسی آن در توالی، بخشهای کم عمق دریای باز با انرژی متوسط است. مشابه این ریز رخساره توسط محمودی [۱۳] در تاقدیس میش شناسایی و گزارش شده است.

٣–٣–٧– بايوكلاست روديست پلوئيدال گرينستون

Bioclast rudist peloidal grainstone (B1)

اجزای تشکیل دهنده این ریز رخساره شامل خردههای رودیست، خردههای خارپوستان، کورتوئید، جلبک قرمز و تکستولاریا است (شکل ۵۵). آلوکم ها به دلیل انرژی بالای محیط در سیمان اسپاریتی قرارگرفته اند. انرژی هیدرودینامیکی بالا سبب شسته شدن گل، خرد شدن، از بین رفتن زاویه و جور شدگی آلوکم ها شده است. با توجه به بافت دانه پشتیبان، جور شدگی نسبتاً خوب دانهها، نبود زمینه میکرایتی و موقعیت چینهشناسی محل تشکیل این رخساره زیر محیط سد با انرژی هیدرودینامیکی زیاد و بالای امواج عادی در نظر گرفته می شود [۲۱٬۳۷٬۵۲٬۷۲].

ریز رخساره B1 معادل SMF 12 فلوگل [۳۵] و کمربند ۲ ویلسون [۷۰] میباشد. مشابه این ریز رخساره توسط سرداقی و طاهری [۸] در جنوب غرب بروجن، محمودی [۱۳] در تاقدیس میش، غبیشاوی و همکاران [۳۷] در تاقدیس بنگستان، جز و همکاران [٤٥] در جنوب غرب اسلونیا، رحیمپور و همکاران [٥٦] در فروافتادگی دزفول، مهماندوستی و همکاران [۲۱]

در زون ایذه، مهرابی و همکاران [۵۰] در فروافتادگی دزفول، مهرابی و همکاران [۵۱] در فروافتادگی دزفول، اسرافیلی و همکاران [۳۲] جنوب غرب ایران و یانگ و همکاران [۷۲] در جنوب غرب ایران شناسایی و گزارش شده است.

۳–۳–۸– بنتیک فرامینیفرا بایوکلاستیک رودیست گرینستون

Benthic foraminifera bioclastic rudist grainstone (B2)

اجزای تشکیل دهنده این ریز رخساره عبارتاند از خردههای رودیست، فرامینیفرهای بنتیک سالم و خرد شده با دیواره پرسلانوز و آگلوتینه، اینتراکلاست، کورتوئید، پلوئید و خردههای جبلک قرمز (شکل ۵H). فرامینیفرهای بنتیک شاخص لاگون توسط امواج حمل شده و به زیر محیط سد منتقل شده اند. در اثر فرآیند حمل شدگی از دورهای آخر فرامینیفرهای بنتیک کم شده و همین طور ساختار داخلی آنها هم از بین رفته است. با توجه به حضور فرامینیفرهای بنتیک با دیواره پرسلانوز و آگلوتینه و بافت دانه پشتیبان با سیمان اسپاریتی می توان نتیجه گرفت که محیط تهنشست این ریز رخساره بخشهای کم عمق سد به طرف لاگون با انرژی هیدرودینامیکی زیاد می باشد.

ریز رخساره B2 معادل 26 RMF و 12 SMF فلوگل [۳۵] و کمربند ۷ ویلسون [۷۰] می باشد. مشابه این ریز رخساره توسط سلیمانی و همکاران [٦] در میدان نفتی آب تیمور، چن و همکاران [۲۸] در شمال تبت، کارویک و همکاران [۲۷] در زون کپه داغ، مهرابی و همکاران [۰۰] در فروافتادگی دزفول، فاروک [۳٤] در خلیج سوئز، زورام و همکاران [۷۳] در جنوب غرب ایران و سولاک و همکاران [٦٤] در غرب ترکیه (مانیسا) شناسایی و گزارش گردیده است.

۳–۳–۹– اوربیتولینا بایوکلاستیک رودیست گرینستون

Orbitolina bioclastic rudist grainstone (L1)

اجزای تشکیل دهنده این ریز رخساره شامل فرامینیفرهای بنتیک به نام اوربیتولینا، خردههای رودیست، کورتوئید و اینتراکلاست میباشد (شکل ۵۱). انرژی هیدرودینامیکی در این محیط بالا بوده بهطوری که گل را از محیط شسته و فضای بین دانهها بعداً توسط سیمان اسپارایتی پر شده است. اوربیتولینا موجود در این ریز رخساره کوچک و گاهاً با مخروط بلند هستند. بافت دانه پشتیبان و فونای موجود در این ریز رخساره مخصوص و مربوط به زیر محیط لاگون با ارتباط محدود با دریای باز است. با توجه به ویژگیها و موقعیت چینهشناسی آن در توالی، محیط تشکیل این ریز رخساره میتوان بخشهای کمعمق لاگون به سمت سد نسبت داده می شود. ریز رخساره ۱۱ معادل 26 RMF و 12 SMF فلوگل [۳۵] و کمربند ۷ و ۸ ویلسون [۷۰] میباشد. مشابه این ریز رخساره توسط فکور و همکاران [۳۳] در زون ایذه، افقه و همکاران و معرفی گردیده است. Archive of SID





شکل ۴– ستون ریز رخساره و چینه نگاری سکانسی سازند سروک در برش تاقدیس فهلیان.



شکل ۵– ریز رخساره های سازند سروک در برش تاقدیس فهلیان.

۳-٤- مدل رسوبی

با توجه به ریزرخساره های شناسایی شده، تغییرات عمودی آن ها، مقایسه با محیط های امروزی و قدیمی [۲۹،۳۵،۵۷،۵۸،۵۷،۲۰] تغییرات تدریجی بین انواع ریزرخساره ها و فقدان ریف حاکی از آن است که رخساره های سازند سروک در منطقه مورد مطالعه در یک پلاتفرم کربناته نوع رمپ نهشته شده اند (شکل٦). فقدان یک دامنه پرشیب با شکستگی ناگهانی در شلف نیز با فقدان رسوبات ناشی از جریان آشفته تأیید می گردد. رخساره های رمپ داخلی با حضور اربیتولینا با صدف کشیده و مخروطی، رخساره های رمپ میانی با فراوانی و تنوع خرده های رودیستی، اکینید و فرامینیفرهای بنتیک خرد شده مشخص می شود. وجود روزنداران پلانکتون و کلسی سفرها نشان دهنده بخش رمپ بیرونی هستند. سد رودیستی –پلوئیدی معرف رخساره سد و جدا کننده رمپ میانی از داخلی است.

بررسی رخساره ها حاکی از آن است که در رخساره های مناطق عمیق به مقدار زیادی بیوکلاست های خرد شده رمپ داخلی مشاهده می شود. این امر نشانگر ناپایداری رسوبات ناشی از شیب کف حوضه بوده که سبب جابجایی و ریزش بیوکلاستها در بخش عمیق دریا شده است.

در سازند سروک تاقدیس فهلیان احتمالاً تکتونیک محلی نقش بسزایی در ایجاد ریزش ها ایفا می کرده است. با توجه به حضور گسل قطر – کازرون در نزدیکی این برش، احتمالاً این گسل در زمان رسوبگذاری سازند سروک در برش تاقدیس فهلیان فعالیت داشته و رمپ داخلی را تحت تأثیر خود قرار داده است. به نحوی که قسمتی از رمپ داخلی در اثر فعالیت گسل قطر کازرون بالا آمده و منجر به پایین آمدن سطح آب دریا شده و یک فاز پیش نشینی را ایجاد کرده است (شکل7). با توجه به اثرات برجا گذاشته در رسوبات سازند سروک در این برش، درنتیجه فعالیت این گسل تنها شیب پلتفرم کمی زیادتر شده به طوری که این افزایش اندک شیب سبب جا به جا شدن آلوکم ها و دانه ها بوده است. اکثر آلوکم ها دارای حاشیه فرسایش یافته و خرد شده می باشند. تغییر بافت و افزایش اندازه دانه ها به سمت بالا در یک لایه از شواهد ریزش است (شکل 2V). ریزش ها در آلوکم هایی مانند جنس های خانواده آلوئولینیده (شکل BAV) و ملیولیدا قابل مشاهده می باشد. تست آنها ساییده شده و دور آخر پیچش این فرامینیفرها از بین رفته است (شکل VC,D)، می توان این فرآیند تغییر شکل را حاصل از بالا آمدگی قسمتی از رمپ داخلی و ریزش فونای لاگونی به بخش های عمیق تر محیط رسو گذاری دانست.



شکل ۶- تکامل محیط رسوبی سازند سروک در برش مورد مطالعه



شکل ۷–۱– شواهد ریزش آلوکم ها در سازند سروک برش تاقدیس فهلیان.



شکل ۷–۲– شواهد ریزش آلوکم ها در سازند سروک برش تاقدیس فهلیان.

۳-۵- چینه نگاری سکانسی

سکانس های رسوبی سازند سروک در منطقه مورد مطالعه بر اساس ویژگی های رخساره ای، چرخه های رسوبی و الگوی انباشتگی رخساره ها، به ٤ سکانس رسوبی تقسیم شده است.

Fahliyan-1 سکانس Fahliyan-1

دسته رسوبی پیشرونده این سکانس را بخش انتهایی سازند کژدمی تشکیل می دهد. توالی قاعده سازند سروک تشکیل دهنده رسوبات تراز بالا (Highstand Systems Tract) این سکانس بوده و با ریز رخساره های 2 O (کلسی اسفر میکروبایوکلاستیک پلوئیدال پکستون) و 3 O (کلسی اسفر بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون) مشخص می شود. به سمت بالا بهتدریج به ریزرخساره های 4 O (بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون)، 5 O (بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال رودستون)، 6 O (کلسی اسفر بایوکلاستیک کورال رودستون)، 1 B (بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال گرینستون)، 8 2 (بنتیک فرامینیفرا بایوکلاستیک رودیست گرینستون) و 1 L (اوربیتولینا بایوکلاستیک رودیست گرینستون) تغییر میکند.

مرز بین این سکانس و سکانس Fahliyan-2 در ضخامت ۱۲۶ متری از قاعده برش مورد مطالعه قرار دارد (شکل ۴). ریز رخسارههای دریای باز، سد و لاگون تشکیل دهنده این بخش هستند.

Fahliyan-2 سکانس Fahliyan-2

مرز بین سکانس I-Fahliyan و این سکانس بر اساس تغییر ریز رخساره و قرار گیری ریز رخساره 2 B (بنتیک بایوکلاست رودیست گرینستون) بر روی رخساره L 1 (اوبیتولینا بایوکلاستیک رودیست گرینستون)صورت گرفته است. دسته رخساره ای پیشرونده (TST) متشکل از ریز رخساره های 2 B (بنتیک فرامینیفرا بایوکلاستیک رودیست گرینستون)، 6 O (کلسی اسفر بایوکلاستیک کورال رودستون)، 5 O (بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال رودستون)، 4 O (بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون)، 3 O (کلسی اسفر بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال رودستون)، 4 O (بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون)، 3 O (کلسی اسفر بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون) و 2 O (کلسی اسفر میکروبایوکلاستیک پلوئیدال پکستون) می باشد (شکل ۶–۱). رخساره 2 O (کلسی اسفر میکروبایوکلاستیک پلوئیدال پکستون) نشان دهنده مداکثر پیشروی سطح آب دریا (mfs) است. دسته رسوبی تراز بالای این سکانس HST با ریز رخساره های 3 O (کلسی اسفر بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون) و 4 O (بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون) مشخص می شود. ریز رخسارههای 3 O (کلسی اسفر بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون) مو C (کلسی اسفر میکروبایوکلاستیک رخسارههای 3 O (کلسی اسفر بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون) مشخص می شود. ریز رخسارههای 4 O (کلسی اسفر بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون) و 4 O (بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون) در این سکانس بیشترین فراوانی را دارند. مرز بین این سکانس 5 Fahliyan در ضخامت ۵۲۵ متری برش با ریز رخساره 4 O (بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون) مشخص می شود (شکل ۴).

Fahliyan-3 سکانس -۳-۵-۳

با افزایش فضای رسوبگذاری و پیشروی مجدد آب دریا ریز رخساره 3 O (کلسی اسفر بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون) بر روی ریز رخساره 4 O (بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون) متعلق به سکانس 2-Fahiyan قرار می گیرد. عمیق ترین ریز رخساره در این سکانس ریز رخساره 2 O (کلسی اسفر میکروبایوکلاستیک پلوئیدال پکستون) است (TST). همراه با کم شدن فضای رسوبگذاری و پایین آمدن تدریجی سطح آب دریا ریز رخساره 2 O (کلسی اسفر میکروبایوکلاستیک پلوئیدال پکستون) به ریز رخساره 3 O (کلسی اسفر بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون)تبدیل می شود (HST). ریز رخساره 3 O (کلسی اسفر بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون)تبدیل می شود (HST). ریز رخساره 3 O (کلسی اسفر بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون) تا مرز فوقانی این سکانس ادامه دارد. (شکل ۴). مرز فوقانی این سکانس با پیشروی ناگهانی سکانس 4-Fahiyan و با گسترش ریز رخساره 2 O (کلسی اسفر میکروبایوکلاستیک پلوئیدال پکستون) معلق به سکانس 4-Fahiyan و با گسترش ریز رخساره 2 O (کلسی دارد. (شکل ۴). مرز فوقانی این سکانس با پیشروی ناگهانی سکانس 4-Fahiyan و با گسترش ریز رخساره 2 O (کلسی اسفر میکروبایوکلاستیک پلوئیدال پکستون) متعلق به سکانس 4-Fahiyan و با گسترش ریز رخساره 2 O (کلسی دارد. (شکل ۴). مرز فوقانی این سکانس با پیشروی ناگهانی سکانس 4-Fahiyan و با گسترش ریز رخساره 2 O (کلسی دارد. (شکل ۲). میز ولولیدال پکستون) و O (بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون) در این سکانس بیشترین فراوانی را در د.

Fahliyan-4 سکانس ۴-۵-۳

با افزایش فضای رسوبگذاری و پیشروی مجدد آب دریا رسوبات سکانس Fahliyan-4 (ریز رخساره 2 O، کلسی اسفر میکروبایوکلاستیک پلوئیدال پکستون) بر روی مرز فوقانی سکانس Fahliyan-3 (ریز رخساره 3 O، کلسی اسفر بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون) قرار میگیرند (TST). عمیقترین ریز رخساره در این سکانس ریز رخساره 1 O (پلانکتونیک فرامینیفرا کلسی اسفر میکروبایوکلاستیک وکستون- پکستون) میباشد (شکل ٤). فراوانترین رخساره این سکانس رخساره شماره 1 O (پلانکتونیک فرامینیفرا کلسی اسفر بایوکلاستیک پلوئیدال وکستون- پکستون) و پس از آن ریز رخساره شماره 2 O (کلسی اسفر میکروبایوکلاستیک پلوئیدال پکستون) است (شکل ۲). رخسارههای 4 O (بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال پکستون)، 5 O (بایوکلاستیک پلوئیدال رودستون) و 1 L (بایوکلاستیک رودیست پلوئیدال گرینستون) معرف دسته رسوبی تراز بالا هستند. مرز فوقانی این سکانس یک ناپیوستگی مهم میباشد به

نحوی که رسوبات سازند گورپی باسن سانتونین پیشین بر روی رسوبات این سکانس باسن تورونین قرار گرفتهاند. بر اساس حضور Helvetoglobotruncana helvetica سن این سکانس تورونین است.

نتيجه گيري:

بر اساس مطالعه انجام شده ۱۱ جنس و ۸ گونه از فرامینیفرهای پلانکتون و ٤ جنس و ۸ گونه از فرامینیفرهای بنتیک از روزنداران در سازند سروک شناسایی شد. بر اساس پخش و پراکندگی آنها در تاقدیس فهلیان ۲ بایوزون تجمعی و برای اولین بار زون زیستی Whitenella archaeocretacea برای سازند سروک در برش تاقدیس فهلیان تعیین گردید. با توجه به شواهد زیست چینه نگاری سن سازند سروک در برش مورد مطالعه آلبین – تورونین در نظر گرفته شد. با توجه به پخش و پراکندگی روزنداران، تغییرات تدریجی ریزرخساره ها و عدم حضور سد محصور کننده محیط رسوبی این سازند به رمپ هموکلینال نسبت داده شد. ریزرخساره های O1 و O2 با حضور روزنداران پلانکتون و کلسی اسفرها به قسمت میانی رمپ بودی است، ریز رخساره های O3 و O2 با توجه به بافت، فونا و موقعیت چینه شناسی مربوط به قسمت میانی رمپ بوده و ریزرخساره های O3، O4 و O2 در رمپ درونی تشگیل شده اند.

سکانس های تشخیص داده شده از نوع ۲ است.

سپاس و قدردانی

از سرکار خانم دکتر لیلا فضلی و آقایان دکترعلی غبیشاوی و دکتر محمود برگریزان بخاطر داوری مقاله سپاسگزاری می گردد.

منابع

[۱] آقانباتی، ع.، ۱۳۸۹، زمین شناسی ایران: سازمان زمین شناسی ایران و اکتشافات معدنی کشور, ۵۸۶ صفحه.

[۲] تیموریان، ا.، وزیری مقدم، ح.. و امیری بختیار، ح.، ۱۳۸۳، بررسی میکروفاسیس ها و محیط رسوب سازند سروک در منطقه خوزستان، چاه آغاجاری ۱۴۰: مجموعه مقالات هشتمین انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود، صفحه ۴۵–۴۴۳.

[۳] خسرو تهرانی، خ.، و فنونی، ب.، ۱۳۷۳، یافته های نوین در میکروبیواستراتیگرافی سازند سروک در ناحیه فارس و خوزستان :مجله -علوم زمین، ش ۱۵، صفحه ۱۱–۲۰.

[۴] دانشیان، ج.، یونسی، ک.، و معلمی، ع.، ۱۳۹۰، مطالعه محیط دیرینه الیگوستژینیدهای سازند سروک در برش تنگ چنارباشی، جنوب شرق ایلام: نشریه علمی پژوهشی رخسارههای رسوبی، شماره چهارم، صفحه ۱۷۲–۱۶۲.

[۵] رحیمینژاد، ا.، وزیری مقدم، ح.، صیرفیان، ع.، صفری، ا.، و امیری بختیاری، ح.، ۱۳۸۵، بیواستراتیگرافی و میکروفاسیس سازند سروک در میدان نفتی گچساران (چاه شماره ۵۵): مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان.

[۶] سلیمانی، ب.، خسروتهرانی، خ.، و افقه، م.، ۱۳۸۹، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند ایلام در میدان نفتی آب تیمور: فصلنامه زمین شناسی کاربردی، سال ششم، شماره. ۴، صفحه ۲۹۳–۲۸۷.

[۷] صفدری، ح.، ۱۳۸۹، زیست چینه نگاری و ریز رخسارههای سازند سروک در جنوب غرب فیروزآباد: رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۲۴صفحه.

[۸] طاهری، ع.، و سرادقی، ح.، ۱۳۹۰، میکروفاسیس و چینه نگاری سکانسی سازند سروک در جنوب غرب بروجن: پژوهش های چینه نگاری و رسوب شناسی، شماره ۴۲، صفحه ۴۰-۲۷.

[۹] عباساقی، ف.، حرمی، م.، محبوبی، ا.، محمودی قرائی، م. ح.، و آورجانی، ش.، ۱۳۹۱، میکروفاسیس، محیط رسوبی و دیاژنز سازند سروک در یکی از میادین نفتی جنوب غرب ایران: اولین کنفرانس بین المللی نفت، گاز و پتروشیمی، مرکز همایشهای بین المللی هتل المپیک تهران، ۱۰ صفحه.

[۱۰] غبیشاوی، ع.، ۱۳۸۷، چینه شناسی سازند سروک و ایلام در تاقدیس بنگستان و میدان پارسی: رساله دکتری، دانشگاه اصفهان، ۱۹۵ صفحه.

[۱۱] کاظم زاده، م.، قاسمی نژاد. ا.، و وزیری مقدم، ح.، ۱۳۹۰، مطالعه زیست چینه نگاری و محیط رسوبی سازند سروک در میدان نفتی اهواز. چاه AZ 354 : پانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران. دانشگاه تربیت معلم, صفحه ۸–۱.

[۱۲] لاسمی، ی.، و جلیلیان، ع.، ۱۳۷۶، بررسی میکرو فاسیس ها و محیط رسوبی سازند سروک مناطق خوزستان و لرستان: مجله علوم زمین، ش. ۲۵–۲۶. صفحه ۴۸–۵۹.

[۱۳] محمودی، ا.، ۱۳۹۰، زیست چینه نگاری و ریز رخسارههای سازند سروک در شمال گچساران (تنگ گرگدار): رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۲۷ صفحه.

[۱۴] محمودی، ا.، و طاهری، ع.، ۱۳۹۰، ریز رخسارهها و چینه نگاری سکانسی سازند سروک در شمال شرق گچساران (تنگ گرگدار): نشریه علمی-بژوهشی رخسارههای رسویی دانشگاه فردوسی مشهد، صفحه ۱۹۸–۱۸۸.

[10] مطیعی، ه.، ۱۳۷۴، زمین شناسی ایران، چینه شناسی زاگرس: انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، ۵۳۶ صفحه.

[۱۶] وزیری مقدم، ح.، و صفری، ا.، ۱۳۸۲، بررسی رخساره های آهکی و تفسیر محیط رسوب گذاری سازند سروک در ناحیه سمیرم، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، صفحه ۵۹–۷۴.

[17] ADAMS, T. D., KHALILI, M., and KHOSRAVI-SAID, A., 1967, Stratigraphy siginificance of some Oligosteginid assemblages from Lurestan province: *Micropalaeontology*, **13**, 55-66.

[18] AFGHAH, M., and FADAEI, H. R., 2014, Biostratigraphy of Cenomanian succession in Zagros area (south west of Iran): *Geosciences Journal*, DOI. 10.1007/s12303-014-0045-3.

[19] AISNER. R. E., and KERANS, C., 2015, The Mural Limestone of Arizona: An outcrop analog for the Aptian-Albian patch-reef reservoirs of the Maverick Basin, Texas: DOI. http://www.researchgate.net/publication/267711232.

[20] ANDRIEU, S., BRIGAND, B, RABOURG, T., and NORET, A., 2015, The Mid-Cenomanian event in shallow marine environments: Influence on carbonate producers and depositional sequences (northern Aquitaine Basin, France): *Cretaceous Research*, **56**, 587-607.

[21] ASADI MEHMANDOSTI, E., ADABI, M. H., and WOODS, A. D., 2013, Microfacies and geochemistry of the Middle Cretaceous Sarvak Formation in Zagros Basin, Izeh Zone, SW Iran: *Sedimentary Geology*, **293**, 9-20.

[22] ASSADI, A., HONARMAND, J., MOALLEMI, S.A., and ABDOLLAHIE-FARD, I., 2016, Depositional environments and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation in an oil field in the Abadan Plain, SW Iran: *Facies*, DOI: 10.1007/s10347-016-0477-5.

[23] BOLZ, H., 1977, Reappraisal of the biozonation of the Bangestan Group (Late Aptian-Early Campanian) of southwest Iran, Report 1252, Tehran, Iranian Offahore Oil Company.

[24] BOUDAGHER-FEDAL, M. K., 2008, Evolution and geological significance of larger benthic foraminifera: *Palaeontology*, **21**, 571.

[25] BOURGEOIS, F., 1969, Kuh-e Bangestan: a model for Cretaceous structures in Iran, Techincal Memoir 89, Iranian Offshore Oil Company Technical.

[26] BURCHETTE. T. P., and, WRIGHT, V. P., 1992, Carbonate ramp depositional system: Sedimentary Geology, 79, 3-57.

[27] CAREVIC, I., TAHERPOUR KHALIL ABAD, M., LJUBOVIC-OBRADOVIC, D., VAZIRI, H., MIRKOVIC, M., ARYAEI, A. A., STEJIC, P., and ASHOURI, A. R., 2013, Comparisons between the Urgonian platform carbonates from eastern Serbia (Carpatho-Balkanides) and northeast Iran (Kopet-Dagh Basin): Depositional facies, microfacies, biostratigraphy, palaeoenvironments and palaeoecology: *Cretaceous Research*, **40**, 110-130.

[28] CHEN, Z., WANG, C., KUHNT, W., HOLBOURN, A., HUANG, Y., and MA, C., 2011, Lithofacies, microfacies and depositional environments of Upper Cretaceous oceanic red beds (Chuangde Formation) in southern Tibet : *Sedimentary Geology*, **235**, 100-110.

[29] DUNHAM, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in: W. E. Ham, (ed.) Classification of carbonate rocks, A symposium, *American Association of Peroleum Geologists Memoir*, **1**, 108-121.

[30] EMBRY A.F., and KLOVAN, J.E., 1971, A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest territories: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **19**, 730 – 781.

[31] EMERY, D., MYERS, K.J., 1996, SequenceStratigraphy, *Blackwell Science*, Oxford, 297.

[32] ESRAFILI-DIZAJI, B., RAHIMPOUR-BONAB, H., MEHRABI, H., AFSHIN, S., KIANI HARCHEGANI, F., and SHAHVERDI, N., 2015, Characterization of rudist-dominated units as potential reservoirs in the Middle Cretaceous Sarvak formation, SW Iran: *Facies*, **61**, 25.

[33] Fakour, I., Jahani, D., and Asilian Mahabadi., 2010, Facies, Depositional environment and sequence stratigraphy of the Gadvan and Dariyan formations in North of Dezful Embayement (Mangasht Anticline) in Izeh Zone. Zagros Basin: *International Applied Geological Congress, Islamic Azad University - Mashhad Branch*, 5.

[34] FAROUK, F., 2015, Upper Cretaceous sequence stratigraphy of the Galala Plateaux, western side of the Gulf of Suez, Egypt: *Marine and Petroleum Geology*, **60**, 136-158.

[35] FLUGEL, E., 2010, Microfacies of carbonate rocks: Springer, Berlin, 984.

[36] GEEL, T, 2000, Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **155**, 211-238.

[37] GHABEISHAVI, A., VAZIRI-MOGHADDAM, H., TAHERI, A., and TAATI, F., 2010, Microfacies and depositional environment of the Cenomanian of the Bangestan Anticlaine, *Journal of Asian Earth Sciences*, **37**, 275-285.

[38] GHABEISHVI, A., VAZIRI-MOGHADDAM, H., TAHERI, A., and TAATI, F., 2009, Microfacies and depositional environment of the Cenomanian of the Bangestan anticline, SW Iran. *Journalof Asian Earth Sciences*, **11**, 212-223.

[39] HAQ, B.U., HARDENBOL, J., and VAIL, P.R., 1987, Chronology of fluctuating sea level since the Triassic: *Science*, **235**, 1156-1167.

[40] HART, B. B., 1970a, The Kuh-e Bangestan stratigraphical survey, Report 1162, Tehran Iranian Oil Operating Companies.

[41] HART, B. B., 1970b, The Tectonic framework and paleogegraphy of the agreement area, Report 11789, *Tehran Iranian Oil Operating Companies*.

[42] HART, B. B., and SETUDEHNIA, A., 1969, The Kuh-e Mish. Geogical Survey, Report 1143, *Tehran Iranian Oil Operating Companies*.

[43] IFRIM, C., and STINNESBECK, W., 2008, Cenomanian-Turonian high-resolution biostratigraphy of north-eastern Mexico and its correlation with the GSSP and Europe: *Cretaceous Research*, **29**, 943-956.

[44] JAMES, G. A., and WYND, J. G., 1965, Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium, agreement area: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **49**, 2118-2245.

[45] JEZ, J., OTONIBAR, B., FUBEK, L., and OGORELEC, B., 2011, Late Cretaceous sedimentary evolution of a northern sector of the Adriatic Carbonate Platform (Matarsko Podolje,SW Slovenia): *Facies*, **57**, 447-467.

[46] KALANAT, B., VAHIDINIA, M., VAZIRI-MOGHADDAM, H., and MAHMUDY-GHARAIE, M., 2015, A Cenomanian-Turonian drowning unconformity on the eastern part of Kopet-Dagh basin, NE Iran: *Arab J Geosci*, DOI 10.1007/s12517-015-1779-6.

[47] KHALILI, M.,1974, The biostratigraphic synthesis of the Bangestan Group in southwest Iran: Report 1219, *Tehran, offshore Oil Campany of Iran*, 70.

[48] KHOSRAVI-SAID, A., 1973, Time rock relationship and Cretaceous biostratigraphy in Dezful Technical Memoir 122, *Tehran, Iranian Oil Operating Companies*.

[49] LEBEDEL, V., LEZIN, C., ANDREU, B., ETTACHFINI, EL. M., and, GROSHENY, D., 2015, The upper Cenomanian–lower Turonian of the Preafrican Trough (Morocco): Platform configuration and palaeoenvironmental conditions: *Journal of African Earth Sciences*, **106**, 1-16.

[50] MEHRABI, H., RAHIMPOUR-BONAB, H., ENAYATI-BIDGOLI, A. H., and Navidtalab, A., 2014, Depositional environment and sequence stratigraphy of the Upper Cretaceous Ilam Formation in central and southern parts of the Dezful Embayment, SW Iran: *Carbonates and Evaporites*, **29**, 263-278.

[51] MEHRABI, H., RAHIMPOUR-BONAB, H., ENAYATI-BIDGOLI, A. H., and ESRAFILI-DIZAJI, B., 2015, Impact of contrasting paleoclimate on carbonate reservoir architecture: Cases from arid Permo-Triassic and humid Cretaceous platforms in the south and southwestern Iran: *Journal of Petroleum Science and Engineering*, DOI. <u>http://dx.doi.org/10.1016/j.petrol.2014.12.020i</u>.

[52] OMIDVAR, M., MEHRABI, H., SAJJADI, F., BAHRAMIZADEH-SAJJADI, H., RAHIMPOUR-BONAB, H., ASHRAFZADEH, A., 2014, Revision of the foraminiferal biozonation scheme in Upper Cretaceous carbonates of the Dezful Embayment, Zagros, Iran: Integrated palaeontological, sedimentological and geochemical investigation: *Revue de micropaléontologie*, DOI: 10.1016/j.revmic.2014.04.002.

[53] PIUZ, A., MESTER, C., and VICEDO, V., 2014, New Alveolinoidea (Foraminifera) from the Cenomanian of Oman: *Cretaceous Research*, **50**, 344-360.

[54] PREMOLI-SILVA, I., and VERGA, D., 2004, partical Manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera. International School on Planktonic Foraminifera, 3 Course: Cretaceous: *Milan, Universities of Perugia and Milan*, 238.

[55] QUILLAN, H., 1974, Geological map of Fahliyan: *Oil Service Company of Iran*, scale 1:100,000, sheet no 20842.

[56] RAHIMPOUR-BONAB, H., MEHRABI, H., ENAYATI-BIDGOLI, A.H., and OMIDVAR, M., 2012, Coupled imprints of tropical climate and recurring emergence on reservoir evolution of a Mid Cretaceous carbonate ramp, Zagros Basin, southwest Iran: *Cretaceous Research*, **37**, 15-34.

[57] READ, J. F., 1985, Carbonate platform facies models: Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 69(1), 1-21.

[58] READING, H. G., 1996, Sedimentary Environment and Facies: *Blackwell Science Publication*, 1, 615.

[59] ROBASZYNSKI, F., FAOUZI ZAGRARNI, M., CARON, M., and AMEDRO, F., 2010, The global bio-events at the Cenomanian-Turonian transition in the reduced Bahloul Formation of Bou Ghanem (central Tunisia): *Cretaceous Research*, **31**, 1-15.

[60] ROSALES, I., and SCHLAGINTWEIT, F., 2015, The uppermost Albian–lower Cenomanian Bielba Formation of the type area (Cantabria, northern Spain): facies, biostratigraphy, and benthic Foraminifera: *Facies*, **61**, 30.

[61] SEPEHR, M., COSGROVE, J., and MOIENI, M., 2006, The impact of cover rock rheology on the style of folding in the Zagros fold-thrust belt: *Tectonophysics*, **427**, 265-281.

[62] SHAABANPOUR HAGHIGHI, A., and SAHRAEYAN, M., 2014, Facies analysis and diagenetic features of the Aptian Dariyan Formation in Zagros Fold–Thrust Belt, SW Iran: *Journal of African Earth Sciences*, **100**, 598-613.

[63] SIMMONS, M.D., SHARLAND, P.R., CASEY, D.M., DAVIES, R.B., and SUTCLIFFE, O.E., 2007, Arabian Plate sequence stratigraphy: Potential implications for global chronostratigraphy: *GeoArabia*, **12(4)** 101-130.

[64] SOLAK, C., TASLI, K., and SARI, B., 2015, Stratigraphy and depositional history of the Cretaceous carbonate successions in the Spil Mountain (Manisa, W Turkey): *Cretaceous Research*, **53**, 1-18.

[65] TUCKER, M. E., and WRIGHT, V. P., 1990, Carbonate sedimentology: *Blackwell Science Publication*, Oxford, 425.

[66] VAN WAGONER, J. C., POSAMENTIER, H. W., MITCHUM, R. M. JR., VAIL, P. R., SARG, J. F., LOUTIT, T.S., and HARDENBOL, J., 1988, Anoverview of sequence stratigraphy and key definitions. In Sea Level Changes–An Integrated Approach C. K. Wilgus, B. S. Hastings,-C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross and J. C. VanWagoner, Eds.), *SEPM Special Publication*, **42**, 39-45

[67] VINCENT, B., VAN BUCHEM, F., BULOT, L.G., JALALI, M., SWENNEN, R., HOSSEINI, A.S., BAGHBANI, D., 2015, Depositional sequences, diagenesis and structural control of the Albian to Turonian carbonate platform systems in coastal Fars (SW Iran): *Marine and Petroleum Geology*, **63**, 46-67.

[68] WENDLER, I., WENDLER, J. E., and CLARK, L. J., 2015, Sea-level reconstruction for Turonian sediments fromTanzania based on integration of sedimentology, microfacies, geochemistry and micropaleontology: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* DOI. <u>http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.08.013</u>.

[69] WILMSEN, M., and NAGM, E., 2012, Depositional environments and facies development of the Cenomanian–Turonian Galala and Maghra el Hadida formations of the Southern Galala Plateau (Upper Cretaceous, Eastern Desert, Egypt): *Springer*, **58**, 229-247.

[70] WILSON, J. L., 1975, Carbonate facies in geologic history: Springer-Verlag, New York, 471 p.

[71] WYND, J.G., 1965, Biofacies of Iranian consortium- agreement area, Report 1082, Tehran, Iranian Offshore Oil Company.

[72] YANG, D., JIN-LIANG, Z., SHU-FEN, Z., JUN, X., JIE, C., and YI-ZHEN, L., 2015, The rudist buildup depositional model, reservoir architecture and development strategy of the Cretaceous Sarvak Formation of southwest Iran: *Petroleum*, DOI. 10.1016/j.petlm.2015.04.001.

[73] ZABIHI ZOERAM, F., VAHIDINIA, M., SADEGHI, A., MAHBOUBI, A., and AMIRI BAKHTIAR, H., 2015, Larger benthic foraminifera: a tool for biostratigraphy, facies analysis and paleoenvironmental interpretations of the Oligo-Miocene carbonates, NW Central Zagros Basin, Iran: *Arab Geosci*, **8**, 931-949.

[74] ZAGHBIB-TURKI, D., and, SOUA, M., 2013, High resolution biostratigraphy of the Cenomanian– Turonian interval (OAE2) based on planktonic foraminiferal bioevents in North-Central Tunisia: *Journal of African Earth Sciences*, **78**, 97-108.



٤٢-٢٢ سال ششم، شماره ١١، بهار و تابستان ١٣٩٥ ص No. 11, Spring & Summer 2016, pp. 22-42

Biostratigraphy and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation at Fahliyan Anticline (South of Yasuj)

A. Ahmadi^{*}, H. Vaziri-Moghaddam, A. Seyrafian, A. Taheri

*Ahmadiamir67@gmail.com

Received: July 2016, Accepted: December 2017

Abstract

In this study, biostratigraphy, depositional environment and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation at Fahliyan Anticline was studied. 8 species of benthic foraminifera (4 genera) and 8 species of planktonic foraminifera (11 genera) in the study area were recognized. 6 biozones have been recognized by distribution of the foraminifera, which in stratigraphic order are: *Favusella washitensis* Zone, *Orbitolina*-Alveolinids Assemblage Zone, Rudist debris Zone, Oligostegina flood Zone, *Whiteinella archaeocretacea* Zone and *Helvetoglobotruncana helvetica* Zone. On the basis of these, the age of Albian–Turonian was considered for the Sarvak Formation. Based on petrography and analysis of microfacies features 9 different microfacies types have been recognized, which can be grouped into 3 depositional environments: lagoon, shoal and open marine. The Sarvak Formation represents sedimentation on a carbonate ramp. Sequence stratigraphy analysis led to identification of 4 third-order sequences.

Keywords: Zagros, Sarvak Formation, Biostratigraphy, Ramp, Sequence stratigraphy.