

محیط‌رسوبی و چینه‌نگاری سکانشی یک سیستم مخروط دریایی عمیق (پالئوسن)، البرز شمالی (ناحیه سوچلما)

محمود شرفی^{۱*}، مهران مرادپور^۲، بیژن بیرانوند^۳، پوریا کهنسال^۴، ابراهیم عبدالهی^۵، فرید طاعتی^۶ و حسین مهاجر^۷

۱، ۲، ۳، ۴ و ۵- گروه زمین‌شناسی، پژوهشگاه صنعت نفت

۶ و ۷- شرکت نفت خزر

نویسنده مسئول: sharafi2262@gmail.com

دریافت: ۹۸/۲/۱۲ پذیرش: ۹۸/۶/۱۶

چکیده

رسوبات سیلیسی- آواری پالئوسن با ضخامت ۳۱۸ متر در ناحیه جنوب نکا (برش سوچلما) در البرز شمالی از مارن ضخیم و ماسه‌سنگ‌های نازک تا ضخیم لایه تشکیل شده است. مطالعات پتروگرافی و صحرایی منجر به شناسایی سه مجموعه رخساره‌ای شامل کانال‌های متحرک کم‌عمق (FA, shallow mobile channels)، زون انتقالی کف حوضه- لبه مخروط (fan fringe-basin floor transition, FB) و کف حوضه (Basin floor, FC) از یک سیستم مخروط زیردریایی عمیق گردیده است. به طور کلی توالی رسوبات، توالی‌های درشت شونده و ضخیم شونده متشکل از مجموعه‌های رخساره‌ای FA - FB و FB - FC را نشان می‌دهند. اثر فسیل‌های *Palaeodictyon Zoophycus* و *Halopa* همراه با کوکولیت، فرامینیفرهای پلانکتون و مقادیر فراوان پیریت‌های خوشه‌ای و پرکننده حجرات، فسفات و مواد آلی در این رسوبات بیانگر محیط تن‌نشینی عمیق با نرخ رسوب‌گذاری پایین و شرایط احیایی بستر رسوبی است. توالی پالئوسن در برش مورد مطالعه از چهار سکانش رسوبی درجه سه شامل دسته رخساره‌های LST, TST و HST تشکیل شده است. فرآیند‌های تکتونیکی بالآمدگی در یک رژیم فشارشی در انتهای کرتاسه- شروع پالئوسن منجر به تشکیل رشته کوه‌های البرز گردیده است. این عامل به همراه تغییرات جهانی سطح آب دریا از عوامل اصلی کنترل‌کننده شرایط رسوب‌گذاری (از جمله مخروط دریایی عمیق در این حوضه) و تغییرات نسبی سطح آب دریا در حوضه کاسپین جنوبی بوده است.

واژه‌های کلیدی: البرز شمالی، پالئوسن، مخروط دریایی عمیق، حوضه خزر جنوبی

مقدمه

رسوبات پالئوسن در ناحیه مورد مطالعه (مطالعه) بوده که در یک ترف خطی عمیق در شمال این رشته کوه‌ها به نام حوضه کاسپین جنوبی (به طور دقیق‌تر pre-Alborz trough) نهشته شده است (برونت و همکاران، ۲۰۰۳؛ وینسنت و همکاران، ۲۰۰۵). معمولاً یک سیستم مخروط زیر دریایی با یک سیستم تغذیه کننده واحد و یک شکل هندسی مخروطی شکل مشخص شده که شامل نهشته‌های کانال بالای تخت گاه و ماسه‌سنگ‌های توربیدیتی ورقه‌ای شکل متناوب با مادستون‌های همی‌پلاژیک است (هرد و همکاران، ۲۰۱۴). در سیستم‌های توربیدیتی و مخروط‌های عمیق دریا تاثیر جریان‌ات ثقلی باعث اعمال تنش‌های محیطی گوناگون (مانند ایجاد آشفستگی در اثر ورود ذرات سیلیسی- آواری) بر روی مجموعه‌های زیستی موجود در آن می‌شود (کالوو و همکاران، ۲۰۱۴). استرس‌های فیزیکی و شیمیایی مانند تغییرات در شرایط

پوسته ایران مرکزی و البرز به عنوان بخشی از حاشیه غیر فعال گندوانا در زمان پالئوزوئیک در نظر گرفته می‌شوند که در طی اردوئوسین- سیلورین از این ابر قاره جدا شده و در زمان تریاس با اوراسیا برخورد کرده‌اند (سنگور، ۱۹۹۰؛ اشتامفلی و همکاران، ۱۹۹۱؛ سنگور و ناتالین، ۱۹۹۶). در زمان انتهای کرتاسه- شروع پالئوسن رخداد‌های تکتونیکی بالآمدگی و چین‌خوردگی در یک رژیم فشارشی که در امتداد حاشیه اقیانوس نئوتتیس رخ داده است منجر به چین‌خوردگی و گسلش توالی ضخیمی از نهشته‌های کربناته دریایی، سیلیسی- آواری و ولکانیکی به سن کرتاسه- پالئوسن گردیده است. این وقایع تکتونیکی منجر به تشکیل رشته کوه‌های البرز گردیده و در مرحله بعد فرسایش این کمربند کوهزایی منبع اصلی تامین رسوبات سیلیسی- آواری (شامل

توالی ضخیمی از سنگ‌های کربناته دریایی، آواری و ولکانیکی و شروع خروج از آب البرز گردیده است (سنگور، ۱۹۶۸؛ بربریان، ۱۹۸۳). این رخداد احتمالا مرتبط با بسته شدن حوضه‌های اقیانوسی کوچک در زون برخوردی جنوب ایران (بسته شدن قلمرو پشت قوسی زون فرورانش نئوتتیس) بوده است (برونت و همکاران، ۲۰۰۳). رخداد بالآمدگی کرتاسه بالایی- پالئوسن (برونت و همکاران، ۲۰۰۳) و فرسایش کمربند البرز منبأ اصلی رسوبات سیلیسی- آواری و کنترل کننده سیستم رسوبی توالی پالئوسن بوده است که در حاشیه حوضه کاسپین جنوبی^۲ (فرورفتگی حاشیه البرز، pre-Alborz trough، در بخش جنوب شرقی SCB) ته‌نشست یافته است (شکل ۲). بر طبق نظر برونت و همکاران (برونت و همکاران، ۲۰۰۳) در بازه زمانی کنیاسین تا پالئوسن رژیم تکتونیکی در کل ناحیه (از ترکیه تا قفقاز و شرق کراتون اروپا) از نوع فشارشی بوده بنابراین بازشدگی و گسترش حوضه کاسپین جنوبی قبل از این زمان رخ داده است (نیکیشین و همکاران، ۲۰۰۱).

مواد و روش‌ها

این مطالعه بر روی یک برش چینه‌شناسی به ضخامت ۳۱۸ متر از توالی پالئوسن در ناحیه سوچلما در جنوب نکا (36° 30' N و 53° 50' E) که دارای بهترین رخنمون این رسوبات در یال شمالی البرز می‌باشد، متمرکز شده است (شکل ۱). تعداد ۱۷۰ مقطع نازک به صورت سیستماتیک و بر مبنای تغییرات سنگ‌شناسی برداشت و جهت مطالعات پتروگرافی و تعیین ترکیب سنگ‌شناسی و اجزای تشکیل‌دهنده (کربناته، سیلیسی- آواری، درجا) رسوبات، مورد مطالعه قرار گرفته است. رخساره‌های کربناته به روش دانهام (۱۹۶۲) نام‌گذاری شده‌اند. تعداد ۱۵ نمونه از رسوبات دانه‌ریز مارنی جهت شناسایی مواد آلی و سایر اجزای تشکیل‌دهنده توسط میکروسکوپ الکترونی نوع Vega-Tescan در موسسه رازی تهران مورد تصویربرداری و آنالیز SEM-EDX قرار گرفته است. برداشت‌های صحرایی جامع شامل سنگ‌شناسی، ضخامت طبقات و مجموعه‌های رسوبی،

هیدرودینامیکی، سطح اکسیژن، محتوی مواد آلی و غذایی، جایابی بستر رسوبی و نرخ رسوب‌گذاری عمدتا نتیجه فرآیندهای گراویده‌ای رسوبات است (کالوو و همکاران، ۲۰۱۴؛ هرد و همکاران، ۲۰۱۴؛ موناکو و ترسی، ۲۰۱۴). به طور کلی در چنین سیستم‌هایی به دلیل ته‌نشینی رسوبات در عمق نسبتا بالا و عمدتا در زیر حد اثر امواج و نفوذ نور (عمدتا رسوبات پلاژیک و همی‌پلاژیک دانه‌ریز) شرایط احیایی حاکم بوده به نحوی که رسوبات دانه‌ریز که در بخش‌های حوضه‌ای ته‌نشست می‌یابند می‌توانند حاوی مقدار قابل‌توجهی از مواد آلی بوده و بنابراین به عنوان رسوبات مستعد منشا هیدروکربن مطرح باشند. در این مطالعه رسوبات پالئوسن در یال شمالی البرز مورد شناسایی و مطالعه قرار گرفته است و یافته‌های این مطالعه جهت بازسازی جغرافیای دیرینه حوضه البرز در این بازه زمانی و مطالعات تکمیلی از نقطه نظر استعداد منشا هیدروکربنی این رسوبات بسیار حائز اهمیت خواهد بود.

موقعیت زمین‌شناسی

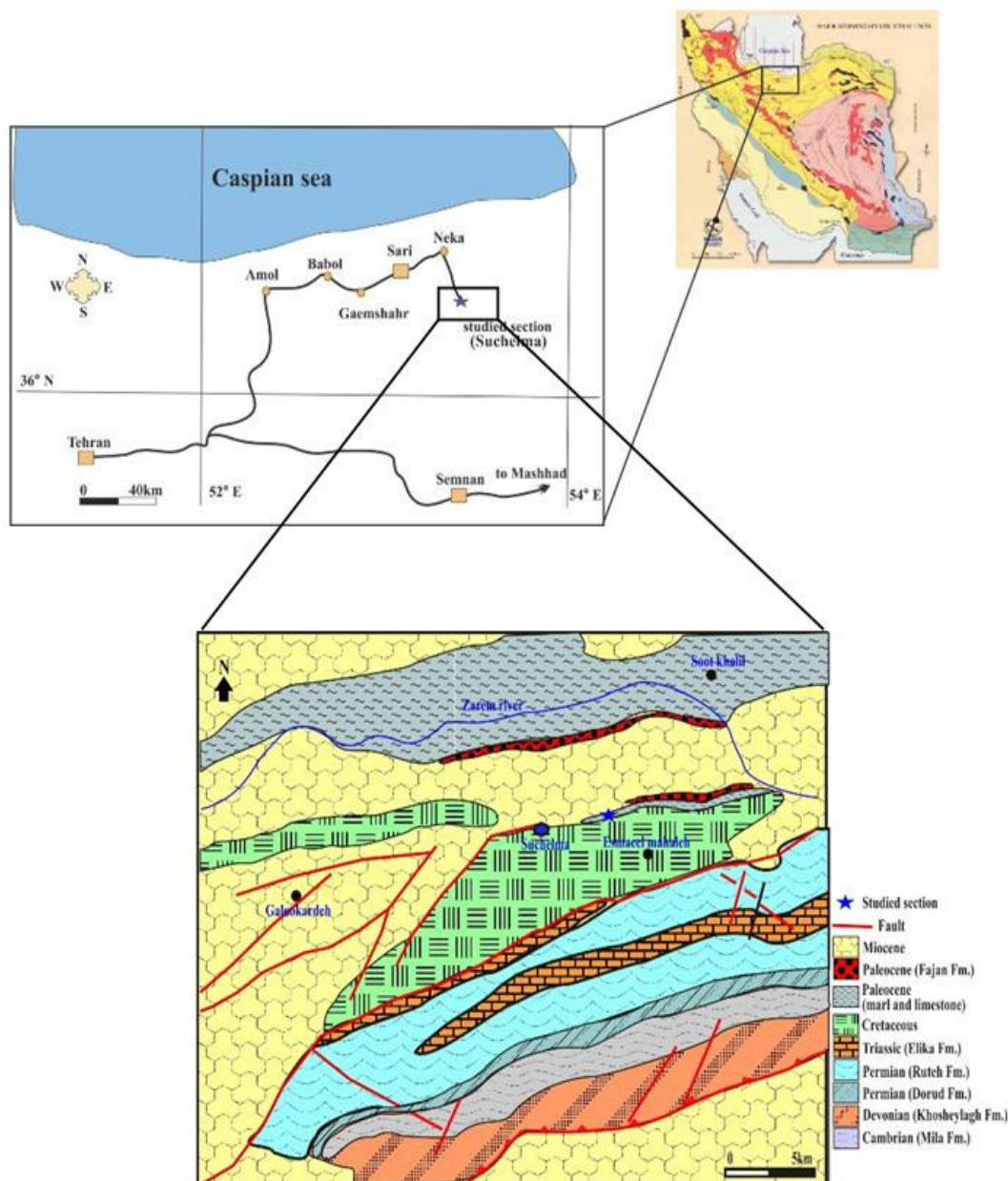
ناحیه سوچلما در جنوب نکا بخشی از زون ساختاری البرز بوده و در بخش شمالی آن قرار دارد (شکل ۱). البرز شامل بلندی‌های شمال صفحه ایران است که به شکل تاقدیسی مرکب^۱، در یک راستای عمومی شرقی- غربی به طول تقریبی ۲۰۰۰ کیلومتر از ارمنستان و آذربایجان در شمال غرب تا شمال افغانستان در شرق امتداد داشته (شکل ۱) و تحت تاثیر فازهای کوهزایی سیمری- آلی قرار گرفته است (علوی، ۱۹۹۶). صفحه البرز به عنوان بخشی از حاشیه غیر فعال گندوانا در زمان پالئوزوئیک در نظر گرفته می‌شود که در طی اردوئیسین- سیلورین از این ابر قاره جدا شده و در زمان تریاس با اوراسیا برخورد کرده است (Eo-Cimmerian Event) (سنگور، ۱۹۹۰؛ اشتامفلی و همکاران، ۱۹۹۱؛ سنگور و ناتالین، ۱۹۹۶). خط درز بین شمال ایران و اوراسیا که در نتیجه این برخورد ایجاد شده است در پهلوی شمالی البرز قرار دارد که توسط توالی ضخیمی از رسوبات سازند شمشک (ژوراسیک) پوشیده می‌شود. رخداد تکتونیکی فشارشی در امتداد حاشیه اقیانوس نئوتتیس در زمان انتهای کرتاسه- شروع پالئوسن منجر به چین‌خوردگی و گسلش

² South Caspian Basin

¹ Anticlinorium

مدل‌های کلاسیک ارائه شده در سیستم فن‌های زیر دریایی عمیق، مورد بررسی قرار گرفته است (وان واگنر و همکاران، ۱۹۹۰؛ موتی و همکاران، ۱۹۹۴؛ ناست، ۲۰۰۹؛ مکالی و هوبارد، ۲۰۱۳؛ جیانتی و موناکو، ۲۰۱۵؛ بایت‌گل و همکاران، ۲۰۱۴ و ۲۰۱۵). اثر فسیل‌ها در سطوح هوازده^۲ و تازه^۱ مورد بررسی و شناسایی قرار گرفته‌اند.

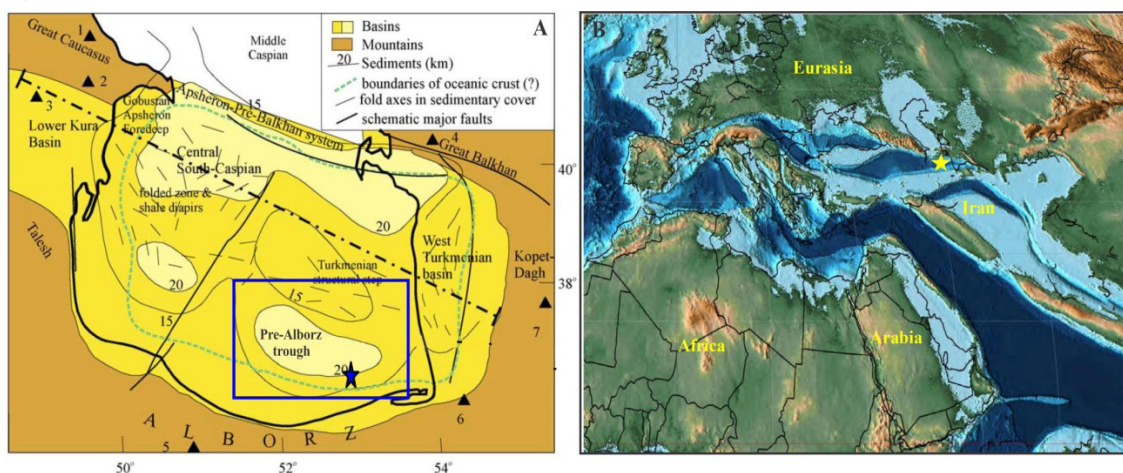
شکل هندسی، ساختارهای رسوبی به دقت ثبت گردیده است. علاوه بر این، اختصاصات فیزیکی رسوب‌شناسی شامل بافت، ترکیب، همبری بالایی و زیرین طبقات و بسته‌های رسوبی و هم‌چنین روندهای عمودی و الگوی انباشتگی^۱ مجموعه‌های رسوبی به منظور تعیین و تفسیر رخساره‌ها و مجموعه‌های رخساره‌ای و شناسایی دسته رخساره‌ها و سکانس‌های رسوبی و بر اساس انطباق با



شکل ۱. راه‌های دسترسی و نقشه زمین‌شناسی ناحیه مورد مطالعه در جنوب نکا (نقشه زمین‌شناسی از دانشمند و سعیدی، ۱۳۶۹).

¹ stacking pattern

² fresh



شکل ۲. A) نقشه زیرحوضه‌های حوضه خزر جنوبی (برونت و همکاران، ۲۰۰۳)، B) نقشه جغرافیای دیرینه حاشیه تیس در زمان پالئوسن (اسکاتس، ۲۰۱۴) (ناحیه مورد مطالعه با ستاره مشخص شده است).

داشته و به صورت انباشته شده^۶ با قاعده مشخص/فرسایشی مشخص هستند و تشکیل توالی‌های درشت‌شونده- ضخیم‌شونده به طرف بالا را می‌دهند (شکل C۳-A). طبقات ماسه‌سنگ معمولاً بدون ساختمان داخلی بوده و تنها در مواردی ساختمان دانه‌بندی تدریجی نرمال نشان می‌دهند. در بعضی موارد رخساره‌های Td و Te از توالی بوما در این مجموعه شناسایی شده است. ماسه‌سنگ‌ها جورشدگی خوب- متوسط داشته و حاوی خرده‌های کربناته مانند پلوئید (با منشا جلبک‌های آهکی و فرامینیفرهای بنتیک)، اکینودرم، استراکود، فرامینیفرهای بنتیک و پلانکتونیک و کورالیناسه^۷ است. رخساره مارن سیلتی- ماسه‌ای عموماً با ضخامت ۵ تا ۳۰ سانتی‌متر حاوی مقادیر فراوان فرامینیفرهای پلانکتونیک است (شکل E۳-F). این مجموعه رخساره‌ای معمولاً در بالای مجموعه رخساره‌ای زون انتقالی کف حوضه- لبه مخروط (FB) قرار گرفته است.

تفسیر: حالت ورقه‌ای شکل، گسترش جانبی نسبتاً قابل توجه و الگوی درشت‌شونده- ضخیم‌شونده به طرف بالا بیانگر ته‌نشینی این رسوبات از جریان‌ات توریدایتی ماسه‌ای نسبتاً محصور نشده^۷ در بخش لوب یک سیستم ته‌نشینی مخروط زیردریایی است (هوبارد و همکاران، ۲۰۰۹؛ بایت‌گل و همکاران، ۲۰۰۴). بطوریکه این مجموعه از جریان‌ات توریدایتی با تراکم بالا و به میزان

نتایج

مجموعه‌های رخساره‌ای (Lithofacies associations)

بر مبنای مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی، شناسایی رخساره‌های رسوبی، بررسی ارتباط عمودی و الگوی انباشتگی رسوبات پالئوسن در ناحیه سوچلما و مقایسه آن‌ها با مدل‌های رسوبی فن‌های زیردریایی عمیق (هوبارد و همکاران، ۲۰۰۹؛ پرلت و هادسون، ۲۰۱۳؛ هرد و همکاران، ۲۰۱۴؛ بایت- گل و همکاران، ۲۰۱۴) سه مجموعه رخساره‌ای شامل کانال‌های متحرک کم‌عمق^۱ از سیستم کانال- بالای تخت گاه^۲، زون انتقالی کف حوضه- لبه مخروط^۳ و کف حوضه^۴ شناسایی گردیده است.

مجموعه رخساره‌ای کانال‌های متحرک کم‌عمق (shallow mobile channels, FA)

این مجموعه رخساره‌ای از توسعه کمی در برش مورد مطالعه برخوردار بوده و متشکل از ماسه‌سنگ‌های دانه ریز- خیلی دانه‌ریز، نازک تا ضخیم لایه نخودی رنگ و ورقه‌ای شکل^۵ است که تا چند ده متر گسترش جانبی دارند. در مواردی طبقات ماسه‌سنگی دارای سطح قاعده‌ای مقعر رو به بالا بوده و به صورت جانبی از ضخامت آن کاسته می‌شود. مارن خاکستری تیره نازک لایه نیز به صورت میان لایه‌ای در این مجموعه وجود دارد. واحدهای این مجموعه بین ۲/۵ تا ۶ متر ضخامت

¹ shallow mobile channels

² Facies association A

³ fan fringe-basin floor transition, Facies association B

⁴ Facies association C

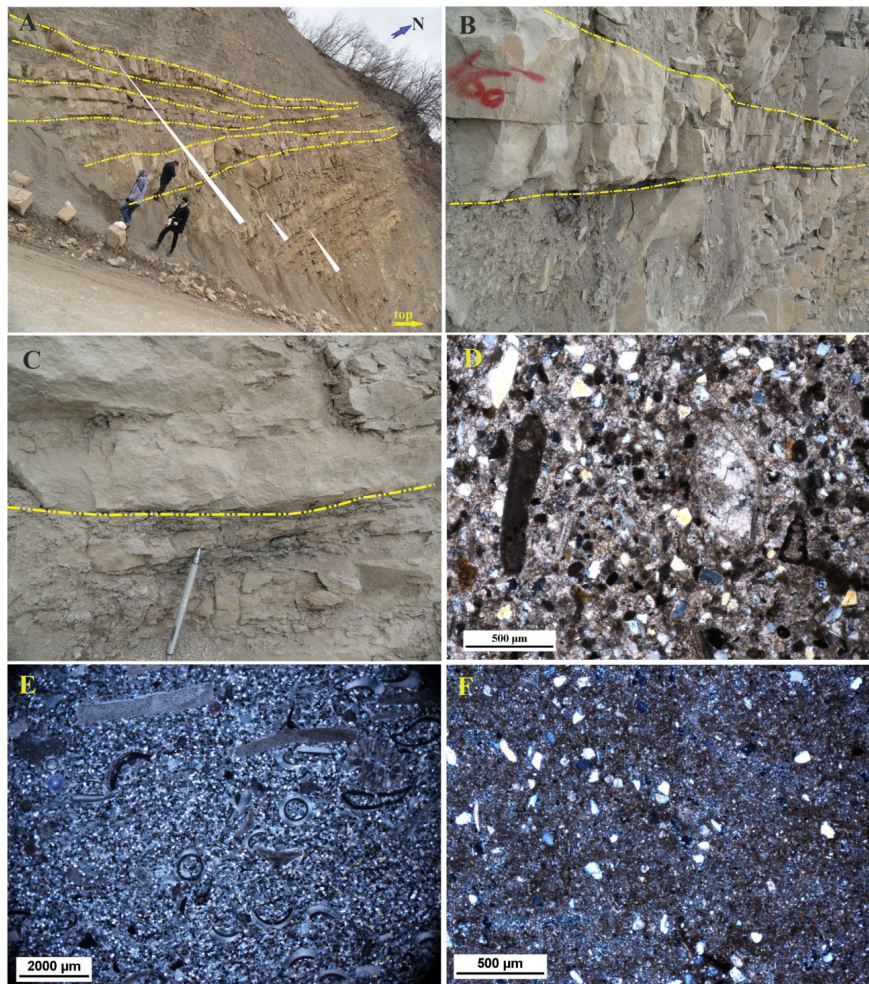
⁵ sheet like

⁶ stacked

⁷ unconfined

روی لوب‌ها توسعه یافته و آن‌ها را تغذیه می‌کنند. مخلوط خرده‌های اسکلتی استنوهالین و شیزوهالین (مرتبط با محیط‌های نریتیک و عمیق) مانند براکیوپود، فرامینیفرهای بنتیک و کورالیناسه‌آ، فرامینیفرهای پلانکتونیک و اکتینودرم بیانگر توسعه کانال‌های تغذیه کننده این سیستم توربیدایتی در بخش‌های کم عمق و بالای شلف است.

اندک رسوبات دانه‌ریز همی‌پلاژیک ایجاد شده است. الگوی ضخیم‌شونده به طرف بالا همراه با ضخامت بالای طبقات ماسه‌سنگی و حالت انباشته‌شدگی بیانگر ته‌نشینی این رسوبات نزدیک مرکز تخلیه (depocenter) لوب به عنوان رسوبات محور لوب است (پرلت و هادسون، ۲۰۱۳). علاوه بر این ماسه‌سنگ‌های ضخیم لایه با حالت انباشتگی و فرم هندسی کانالی شکل با قاعده مشخص بیانگر توسعه کانال‌های کوچک و کم عمق هستند که بر



شکل ۳. تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از مجموعه FA (A-C) تصاویر صحرایی حالت انباشته شده و کانالی شکل طبقات ماسه‌سنگی و توالی‌های ضخیم‌شونده به طرف بالا. (D) رخساره ماسه‌سنگ پلوئیددار، (E) رخساره سنگ‌آهک بایوکلاست‌دار ماسه‌ای، (F) رخساره مارن ماسه‌ای.

شکل و مارن خاکستری تیره است. این مجموعه رخساره‌ای به طور متوسط بین ۱/۵ تا ۶ متر (حداکثر تا ۹ متر) ضخامت داشته و طبقات ماسه‌سنگی معمولاً قاعده مشخص و امتداد جانبی قابل توجه نشان می‌دهند (تا ده‌ها متر) (شکل A۴). طبقات ماسه‌سنگی فاقد

مجموعه رخساره‌ای زون انتقالی کف حوضه- لبه مخروط (FB) (fan fringe-basin floor transition) این مجموعه رخساره‌ای از گسترش قابل توجهی در برش مورد مطالعه برخوردار بوده و متشکل از تناوب ماسه‌سنگ‌های نخودی رنگ نازک تا متوسط لایه ورقه‌ای

جریان‌ات توربیدیتی غیر محصور در سیستم کانال- بالای تختگاه و نزدیک به محیط کف حوضه است (کالوو و همکاران، ۲۰۱۴). رسوبات دانه‌ریز توربیدایت گلی و گل‌های همی‌پلاژیک در این مجموعه نهشته‌های دورترین بخش زون انتقالی لوب-کانال یا نهشته‌های لبه لوب را نشان می‌دهند. حضور اثر فسیل‌های عمدتاً مرتبط با فعالیت رسوب‌خواری^۳ و مرتبط با شرایط کم اکسیژن (مانند *Zoophycus*، *Palaeodictyon* و *Halopa*) و خرده‌های اسکلتی غیر وابسته به نور (مانند اکینودرم و بریوزوا) بیانگر ته‌نشینی رسوبات در زیر حد اثر امواج و نفوذ نور و غلبه شرایط کم اکسیژن و احیایی در بستر رسوبی است (بایت‌گل و همکاران، ۱۳۸۹). این تفسیر با وجود مقادیر فراوان پیریت‌های خوشه‌ای و پرکننده حجرات فرامینیفرها که در سطح بین آب- رسوب تشکیل می‌شوند و هم‌چنین مواد آلی در این رسوبات تایید می‌شود (شرفی و همکاران، ۲۰۱۴، ۲۰۱۶).

مجموعه رخساره‌ای کف حوضه (Basin floor) (FC)

این مجموعه فراوان‌ترین رسوبات در برش مورد مطالعه بوده و از مارن‌های تیره‌رنگ با میان لایه‌های اندک از ماسه‌سنگ‌های بسیار نازک‌لایه تشکیل شده است (شکل ۵). طبقات ماسه‌سنگی بدون ساختمان داخلی، ورقه‌ای شکل با قاعده شارپ و دارای امتداد جانبی هستند. اجزای کربناته شامل پلوئید (تا ۱۰ درصد و با منشا جلبک‌های آهکی و فرامینیفرهای پلانکتونیک)، اکینودرم و فرامینیفرهای بنتیک و پلانکتونیک در این ماسه‌سنگ‌ها شناسایی شده است. رخساره مارن که تشکیل واحدهای با ضخامت بین ۱۰ تا ۶۰ متر را می‌دهند دارای مقادیر فراوان فرامینیفرهای پلانکتونیک و کوکولیت و هم‌چنین پیریت‌های خوشه‌ای و پرکننده حجرات فرامینیفرها و مواد آلی است (شکل B-E۵). ذرات سیلیسی- آواری تا ۱۵ درصد در اندازه سیلت تا ماسه خیلی دانه‌ریز در این مارن‌ها وجود دارد. این مجموعه رخساره‌ای در پایین و انتهای برش مورد مطالعه و غالباً در زیر مجموعه FA یا FB توسعه یافته است.

تفسیر: این مجموعه رخساره‌ای حاصل رسوب‌گذاری همی‌پلاژیک آهسته و طولانی مدت بوده که به صورت جزئی توسط جریان‌ات توربیدیتی رقیق با انرژی متوسط-

ساختار درونی بوده و در موارد اندکی ساختمان دانه‌بندی تدریجی نرمال مشاهده شده است (شکل B-C۴). ماسه‌سنگ‌ها دانه‌ریز- خیلی دانه‌ریز، جورشدگی خوب- متوسط بوده و همراه با رخساره مارن تشکیل سیکل‌های کلاسیک درشت‌شونده و ضخیم شونده به طرف بالا را می‌دهند. اثر فسیل‌های *Zoophycus*، *Halopa*، *Ophiomorpha*، *Palaeodictyon* در این مجموعه شناسایی شده است (شکل D-F۴). اجزای کربناته در این ماسه‌سنگ‌ها شامل پلوئید با منشا جلبک‌های آهکی و فرامینیفرهای بنتیک (۲۰-۳۰ درصد)، اکینودرم، استراکود، بریوزوا، فرامینیفرهای بنتیک و پلانکتونیک است. در موارد اندک سنگ‌آهک‌های بایوکلاستیک ماسه‌ای (ریزرخساره گرینستون بایوکلاستیک ماسه‌ای) با خرده‌های اسکلتی مانند اکینودرم، براکیوپود، دایتروپا (*Ditrupea*) و بریوزوا و پلوئید نیز در این مجموعه وجود دارد. واحدهای مارن دارای کوکولیت و فرامینیفرهای پلانکتونیک فراوان (مانند *Globunomalina*، *Subbotina*)، *Praemurica* و هم‌چنین پیریت‌های خوشه‌ای و پرکننده حجرات فرامینیفرها و مواد آلی (که در مطالعات SEM شناسایی شده‌اند) هستند. این مجموعه رخساره‌ای در بخش میانی و بالایی برش سوچلما گسترش داشته و به طرف بالا توسط مجموعه FA جایگزین شده و خود بر روی مجموعه FC قرار می‌گیرند و بدین ترتیب تشکیل توالی‌های بزرگ مقیاس ضخیم شونده به طرف بالا را می‌دهند.

تفسیر: ماسه‌سنگ‌های دانه‌ریز- خیلی دانه‌ریز نازک تا متوسط لایه به جریان‌ات توربیدیتی با غلظت نسبتاً پایین جریان یافته از طریق کانال‌های کوچک و لبه کانال^۱ نسبت داده می‌شوند در حالی که مارن‌های متناوب با آن‌ها توسط ته‌نشست از حالت معلق تشکیل شده‌اند (کالوو و همکاران، ۲۰۱۴؛ هرد و همکاران، ۲۰۱۴؛ موناکو و ترسی، ۲۰۱۴). طبقات ماسه‌سنگی با قاعده فرسایشی و گسترش جانبی قابل‌توجه همراه با مارن‌های تیره به عنوان بسته‌های توربیدیتی ورقه‌ای شکل یا لوب‌های ته‌نشینی که به طور وسیعی در سیستم‌های کانال- بالای تخت گاه^۲ توسعه می‌یابند، تفسیر می‌شوند. فرم هندسی ورقه‌ای شکل این طبقات ماسه‌سنگی بیانگر توسعه

¹ channel fringe

² overbank channel

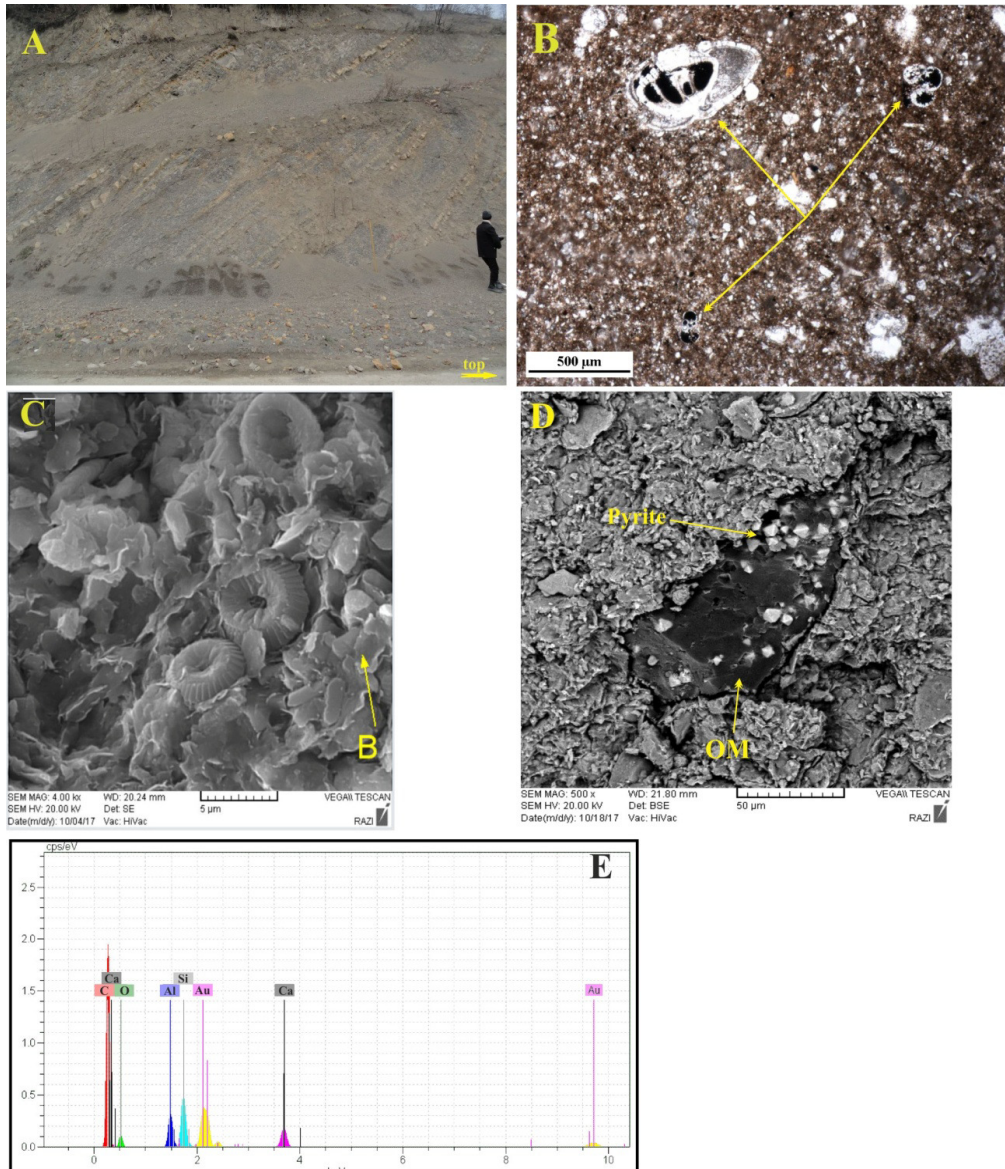
³ deposit feeding

بهیمنی و همکاران، ۱۳۹۷؛ شرفی و همکاران، ۲۰۱۴، ۲۰۱۶). جریان‌های آشفته گلی و ورود ذرات سیلیسی-آواری در اندازه رس تا ماسه خیلی دانه‌ریز نیز می‌تواند دلیل عدم حضور آشفتنگی زیستی در این رسوبات باشد (هرد و پیکرینگ، ۲۰۰۸ و ۲۰۱۴). رخساره ماسه‌سنگی حاصل فرآیندهای توربیدیتی دور از منشا است که با وجود مقادیر فراوان رسوبات دانه‌ریز گلی در این مجموعه و مخلوطی از تشکیل‌دهنده‌های بخش‌های کم‌عمق حوضه و اجزای پلاژیک مشخص می‌شود.

پایین (تشکیل لایه‌های نازک ماسه‌سنگ و ذرات سیلیسی-آواری در رخساره مارن سیلتی-ماسه‌ای) قطع شده است. عدم وجود اثر فسیل‌ها در این بخش ممکن است بدلیل شرایط غالب کم اکسیژن در ستون آب و آب‌های بین‌دانه‌ای در موقعیت دور از منشا کف حوضه باشد که با وجود تشکیل پیریت خوشه‌ای و پرکننده حجرات فرامیفرها و هم‌چنین مواد آلی که در تصاویر میکروسکوپ الکترونی و آنالیز SEM-EDX مشخص شده‌اند، تایید می‌شود (صادق‌زاده و همکاران، ۱۳۹۲؛



شکل ۴. تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از مجموعه رخساره‌های (A, FB). توالی‌های ضخیم شونده به طرف بالا، (B و C) تصویر صحرایی و میکروسکوپی از رخساره‌های Te و Td از سیکل بوما به صورت ضعیف حفظ شد، (D) اثر فسیل *Palaeodiction* (E) اثر فسیل *Halopa Zoophycus* (F) اثر فسیل



شکل ۵. تصاویر صحرایی و میکروسکوپی و آنالیز EDX از رسوبات مارنی مجموعه FC، A) مارن‌های تیره با میان لایه‌های ماسه‌سنگ نازک لایه، B) فرامینیفرهای پلانکتونیک با پیریت‌های حجره پرکن (فلش)، C) کوکولیت‌ها در رخساره مارن تیره، D و E) تصویر BSE و آنالیز EDX از مواد آلی موجود در مارن‌های تیره.

تعدادی از مطالعات (اشتوکلین، ۱۹۶۸؛ بربریان، ۱۹۸۳) شروع خروج از آب البرز در طی پالئوسن (60Ma) بوده و بعضی از رخداد‌های بالآمدگی ممکن است در زمان مزوزوئیک میانی در ناحیه شمالی البرز رخ داده باشد. بالآمدگی، چین‌خوردگی و راندگی کرتاسه بالایی-پالئوسن (برونت و همکاران، ۲۰۰۳) و فرسایش کمربند البرز منبع اصلی رسوبات سیلیسی-آواری و کنترل کننده سیستم رسوبی توالی پالئوسن در یک فرورفتگی خطی طولی در پهلوی شمالی کوه‌های البرز است که

بحث

مدل رسوب‌گذاری توالی پالئوسن (Depositional model of the Palaeocene succession)

پوسته البرز و ایران مرکزی به عنوان قطعاتی از حاشیه غیرفعال گندوانا در طی پالئوزوئیک در نظر گرفته می‌شوند که در طی اردویسین-سیلورین از این ابرقاره اشتقاق یافته و در زمان تریاس با اوراسیا برخورد کرده‌اند (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ سنگور، ۱۹۹۰؛ اشتامفلی و همکاران، ۱۹۹۱؛ سنگور و ناتالین، ۱۹۹۶). بر طبق

دهنده کاهش ظرفیت جریانات برای انتقال رسوبات به بخش‌های داخلی تر حوضه است. کانال‌ها غالباً فرسایشی، انباشته شده (FA) هستند که نشان‌دهنده جریانات توربیدایتی با غلظت بالا و پراثری است. مجموعه رخساره‌های FB که شامل تناوب ماسه‌سنگ‌های نازک تا متوسط لایه و مارن‌های تیره حاوی فرامینیفراهای پلانکتونیک است در بخش‌های دورتر از منشا یک سیستم مخروط زبرداری عمیق و در موقعیت حاشیه مخروط ته‌نشست یافته است. وجود تنوع و فراوانی بالاتر اثر فسیل‌ها در این مجموعه نشان‌دهنده شرایط نسبتاً پایدارتر و وجود مواد غذایی فراوان در بستر حوضه رسوبی است (شرفی و همکاران، ۱۳۸۸، ۱۳۹۰، ۱۳۹۱، ۱۳۹۳، ۲۰۱۱، ۲۰۱۲، ۲۰۱۶). مجموعه رخساره‌های FC که به طور یکنواخت از مارن‌های تیره با میان لایه‌های اندک از ماسه‌سنگ نازک‌لایه تشکیل شده است بیانگر کاهش قابل‌توجه نرخ رسوب‌گذاری، غلبه شرایط کم اکسیژن/احیایی در موقعیت‌های دور از منشا کف حوضه در این سیستم رسوبی است. رنگ تیره رسوبات، وجود مقادیر فراوان کوکولیت، فرامینیفراهای پلانکتونیک، مواد آلی، پیریت‌های خوشه‌ای و پرکننده حجرات در کنار اندازه دانه ریز این مجموعه این موضوع را تایید می‌نماید (صادق‌زاده و همکاران، ۱۳۹۲؛ شرفی و همکاران، ۱۳۸۸، ۱۳۹۳، ۲۰۱۴، ۲۰۱۶). به‌طور کلی توالی مورد مطالعه در یک فاز پسرورنده تشکیل شده است که به وسیله الگوی ضخیم‌شوندگی و درشت‌شوندگی رسوبات مشخص می‌شود.

نکته قابل‌توجه در مورد رسوبات پالتوسن در ناحیه سوچلما این است که با توجه به اختصاصات رسوبی ذکر شده که بیانگر تشکیل این مجموعه رسوبی در بخش‌های انتهایی یک سیستم مخروط زبرداری است و بنابراین حاکمیت شرایط احیایی را برای یک دوره طولانی نشان می‌دهد، این رسوبات می‌تواند به عنوان نهشته‌های مستعد منشا هیدروکربن مطرح باشند.

سکانس‌های رسوبی (Depositional sequence)

توالی پالتوسن در برش سوچلما از چهار سکانس رسوبی درجه سوم شامل دسته رخساره‌های LST، TST و HST تشکیل شده است (شکل‌های ۷ و ۸). مرز زیرین و بالایی سکانس‌ها (به استثنای مرز بالایی سکانس چهارم که به

تحت عنوان حوضه کاسپین جنوبی^۱ (فرورفتگی حاشیه البرز، pre-Alborz trough، در بخش جنوب‌شرقی (SCB) شناخته شده است. بر طبق نظر برون و همکاران (برونت و همکاران، ۲۰۰۳) در بازه زمانی کنیاسین تا پالتوسن سیستم تکتونیک در کل ناحیه (از ترکیه تا قفقاز و شرق کراتون اروپا) از نوع فشارشی بوده بنابراین بازشدگی و گسترش حوضه کاسپین جنوبی قبل از این زمان رخ داده است (نیکیشین و همکاران، ۱۹۹۹، ۲۰۰۱).

شواهد رسوب‌شناسی (مانند توالی‌های کلاسیک ضخیم شونده- درشت‌شونده، مارن‌های تیره با فرامینیفراهای پلانکتونیک، دانه‌بندی تدریجی از سکانس بوما) و ایکنولوژیکی (اثر فسیل‌های شاخص مناطق عمیق حوضه مانند *Palaeodictyon*، *Halopa* و *Zoophycus*) بیانگر تشکیل رسوبات توالی پالتوسن در ناحیه سوچلما در یک سیستم توربیدایتی و منطبق با مدل‌های رسوبی مخروط‌های زبرداری عمیق است (موتی و همکاران، ۱۹۹۴؛ جانسون و همکاران، ۲۰۰۱؛ هرد و پیکرینگ، ۲۰۰۸؛ پرلت و همکاران، ۲۰۰۹؛ شرفی و همکاران، ۲۰۱۱، ۲۰۱۲، ۲۰۱۳، ۲۰۱۴، ۲۰۱۶؛ بایت‌گل و همکاران، ۲۰۱۴، ۲۰۱۶) (شکل ۶). سیستم‌های توربیدایتی متشکل از مجموعه‌های غالباً ماسه‌سنگی با مقادیر اندک از مارن‌های سیلتی- ماسه‌ای که به صورت بسته‌های توربیدایتی (طبقات ماسه‌ای) ورقه‌ای شکل انباشته شده تا غیر انباشته (FA) مشخص می‌شوند مرتبط با بخش‌های بیرون تخت گاه تا کانال‌های توسعه یافته در بیرون تختگاه^۲ نزدیک‌تر به کانال اصلی قطع کننده شیب حوضه رسوبی هستند. این مجموعه رخساره‌ای که دارای آشفته‌گی‌های زیستی پراکنده هستند^۳ بیانگر محیط و شرایط اکولوژیکی نسبتاً ناپایدار (آشفته‌گی، بستر ماسه‌ای متحرک، انرژی بالا، مواد غذایی اندک) در بستر دریا هستند (شرفی و همکاران، ۲۰۱۱، ۲۰۱۲، ۲۰۱۳، ۲۰۱۴، ۲۰۱۶؛ بایت‌گل و همکاران، ۲۰۱۴، ۲۰۱۶). این مجموعه رخساره‌ای حاصل جریانات گراویته‌ای دربردارنده جریانات توربیدایتی با غلظت و حجم بالا است. روند ضخیم شونده رسوبات پرکننده کانال شامل ماسه‌سنگ‌های بدون ساختار ضخیم لایه (FA) در بالای نهشته‌های مجموعه FB احتمالاً نشان

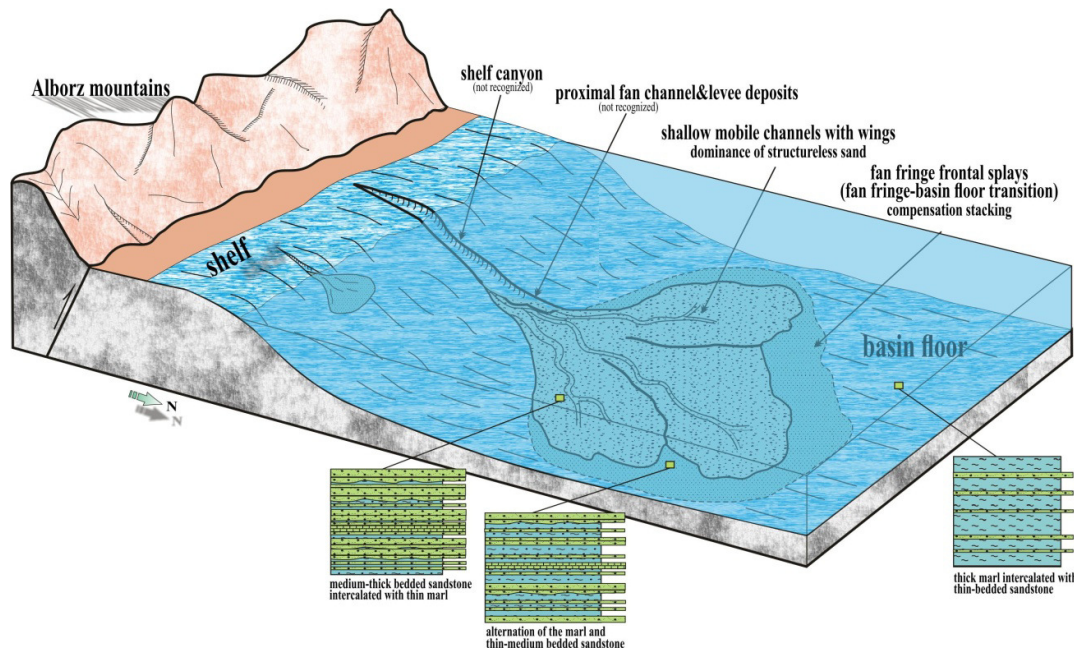
¹ South Caspian Basin

² overbank channel

³ Ophiomorpha

سکانسی و مقایسه با منابع منتشر شده در این زمینه بوده است (موتی و همکاران، ۱۹۹۴؛ وان واگنر و همکاران، ۱۹۹۰؛ ناست، ۲۰۰۹؛ شرفی و همکاران، ۱۳۸۸، ۱۳۹۰، ۱۳۹۱، ۱۳۹۳، ۲۰۱۲، ۲۰۱۴، ۲۰۱۶؛ کاتانیو و همکاران، ۲۰۰۹؛ مکالی و هوبارد، ۲۰۱۳؛ جیانتی و موناکو، ۲۰۱۵؛ بیت‌گل و همکاران، ۲۰۱۴، ۲۰۱۶).

صورت گسله در زیر توالی میوسن قرار دارد) از نوع پیوستگی قابل انطباق (correlative conformity=C.C.) است. شناسایی سکانس‌های رسوبی بر اساس تفکیک مجموعه‌های رخساره‌ای، بررسی روند ضخیم‌شوندگی و نازک‌شوندگی لایه‌ها و شناسایی تغییرات ناگهانی در رخساره‌های سنگی به عنوان سطوح کلیدی چینه‌نگاری



شکل ۶. مدل رسوب‌گذاری توالی پالئوسن در ناحیه سوچلما

شده است که با مرز مشخص از نوع پیوستگی قابل انطباق بر روی سکانس رسوبی ۱ قرار گرفته است. سیکل‌های متعدد ضخیم‌شونده-درشت‌شونده به طرف بالا در این بخش قابل مشاهده است. دسته رخساره‌های TST و HST تقریباً بطور یکنواخت از مارن‌های تیره با میان‌لایه‌های نازک از ماسه‌سنگ‌های دانه‌ریز از مجموعه رخساره‌ای کف حوضه تشکیل شده‌اند. در دسته رخساره HST به طور آشکاری بر میزان طبقات ماسه‌سنگی افزوده می‌شود. سطح حداکثر غوطه‌وری در میان این مارن‌ها قرار گرفته است (شکل‌های ۷ و ۸).

سکانس رسوبی ۳ (DS3): این سکانس رسوبی با ضخامت ۳۰ متر از دسته رخساره‌های LST، TST و HST تشکیل شده است. مرز زیرین این سکانس رسوبی از نوع پیوستگی قابل انطباق بوده و با قرارگیری ماسه سنگ‌های متوسط-ضخیم لایه مجموعه رخساره‌ای FA از دسته رخساره LST مشخص می‌شود. در این دسته

سکانس رسوبی ۱ (DS1): این سکانس رسوبی با ۱۴۷ متر ضخامت از دسته رخساره‌های TST و HST تشکیل شده که با یک نبود رسوبی کوتاه مدت بر روی رسوبات کرتاسه قرار گرفته است (شکل‌های ۷ و ۸). دسته رخساره‌های TST و HST تقریباً بطور یکنواخت از مارن‌های تیره ضخیم با میان‌لایه‌های نازک از ماسه سنگ‌های دانه ریز (که در بخش HST به طور مشخصی بر میزان آن افزوده می‌شود) از مجموعه رخساره‌ای کف حوضه تشکیل شده است. سطح حداکثر غوطه‌وری (MFS) در میان این مارن‌ها قرار گرفته است.

سکانس رسوبی ۲ (DS2): سکانس رسوبی ۲ با ضخامت ۳۹ متر از دسته رخساره‌های LST، TST و HST تشکیل شده است. دسته رخساره LST از ماسه سنگ‌های متوسط تا ضخیم لایه با میان‌لایه‌های نازک از مارن تیره از مجموعه رخساره‌ای کانال متحرک کم عمق (FA) و زون انتقالی کف حوضه-لبه مخلوط (FB) تشکیل

سکانس‌های رسوبی توالی مورد مطالعه بوده است. از طرف دیگر حوضه کاسپین جنوبی بخشی از حاشیه شمالی اقیانوس نئوتتیس بوده است بنابراین می‌تواند تحت تاثیر تغییرات جهانی سطح آب دریا و آب و هوای جهانی نیز بوده باشد. در این ارتباط مقایسه منحنی‌های تغییرات نسبی سطح آب دریا در توالی مورد مطالعه با منحنی‌های جهانی (حق و همکاران، ۱۹۸۷) انطباق مشخصی را آشکار می‌کنند (شکل ۷). بطوریکه منحنی جهانی تغییرات سطح آب دریا در ابتدای دانیل یک پیشروی قابل توجه در سطح آب دریا را نشان می‌دهد و بنابراین بیانگر تاثیر مشخص بر روی سطح آب دریا در حوضه کاسپین جنوبی و الگوی کلی توالی رسوبی پالتوسن در ناحیه مورد مطالعه است. در این ارتباط منحنی درجه دوم تغییرات جهانی سطح آب دریا در این زمان یک الگوی پسروری مشخص در زمان دانیل را نشان می‌دهد که دارای روند مشابه با توالی مورد مطالعه است و بنابراین کنترل تغییرات جهانی سطح آب دریا را بر تغییرات سطح آب دریا در حوضه کاسپین جنوبی تایید می‌نماید.

در یک نگاه کلی، توالی پالتوسن در ناحیه مورد مطالعه از توالی ضخیم مارنی در بخش پایینی و بالایی و بخش ماسه‌سنگی در میانه توالی تشکیل شده است (شکل ۷). رسوبات ضخیم مارن از مجموعه کف حوضه در بخش پایین توالی توسط طبقات ماسه‌سنگی متوسط- ضخیم لایه از مجموعه سیستم کانال بیرون تخت گاه در بخش میانی جایگزین می‌شود و این موضوع افزایش مشخص در نرخ تامین و تجمع رسوبات را نشان می‌دهد. در طی ته‌نشینی بخش ماسه‌سنگی میانی به دلیل دوره‌های فعال‌تر تکتونیک فشارشی نرخ رسوب‌گذاری بیش‌تر از نرخ فرونشینی بوده که منجر به ته‌نشینی این واحد ضخیم ماسه‌سنگی مربوط به دسته رخساره LST شده است. در مقابل، ته‌نشینی بخش مارن پایینی و بالایی در شرایط نرخ فرونشینی بالا و کاهش قابل توجه در نرخ تامین رسوب و به نوعی تشنگی رسوب^۱ صورت گرفته است.

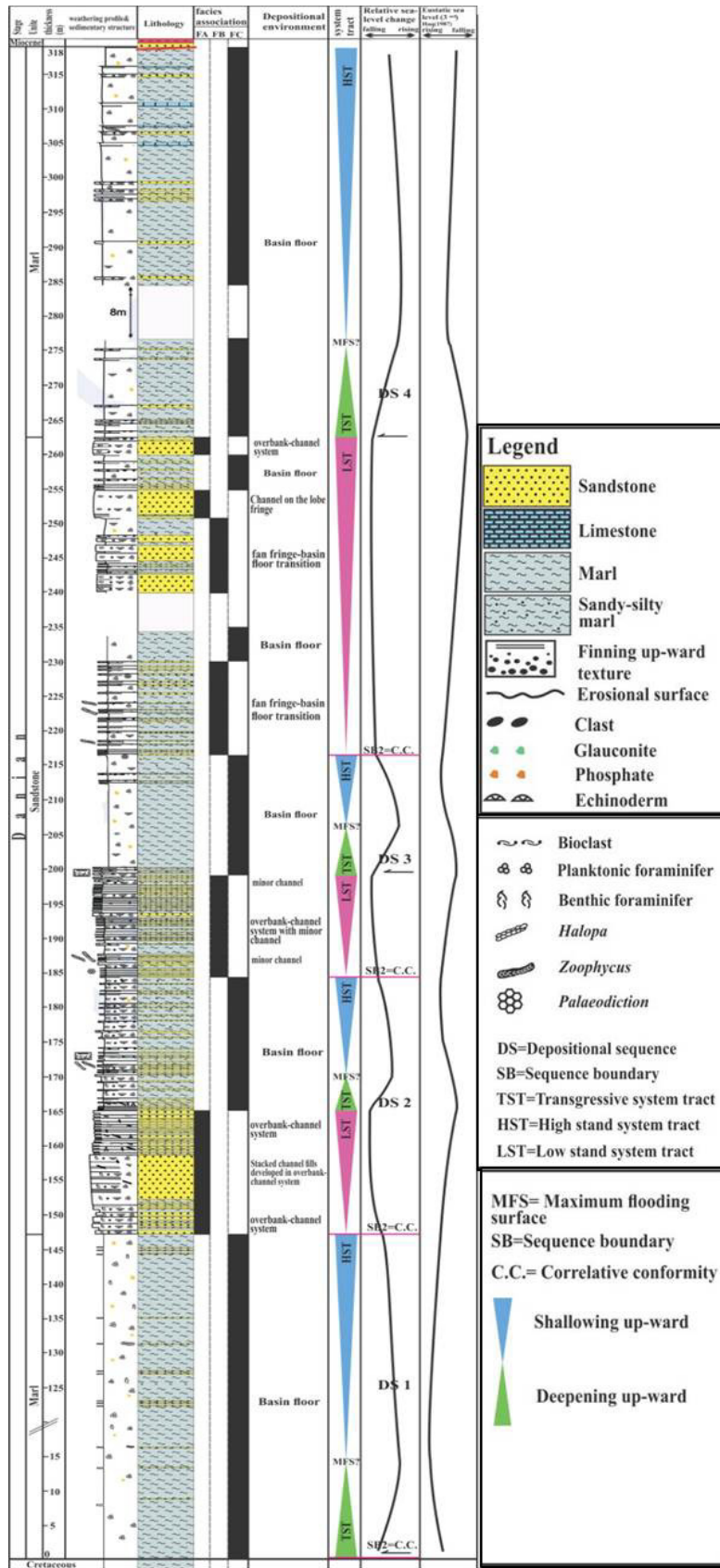
رخساره به طور مشخصی به طرف بالا بر میزان طبقات ماسه‌سنگی افزوده می‌شود. دسته رخساره‌های TST و HST از مارن‌های تیره با میان لایه‌های نازک از ماسه سنگ‌های دانه ریز (در بخش بالایی) از مجموعه رخساره‌ای کف حوضه تشکیل شده‌اند. سطح حداکثر غوطه‌وری در میان این مارن‌ها قرار گرفته است (شکل های ۷ و ۸).

سکانس رسوبی ۴ (DS4): سکانس رسوبی ۴ با ضخامت ۱۰۲ متر از دسته رخساره‌های LST، TST و HST تشکیل شده است. دسته رخساره LST در این سکانس رسوبی به ترتیب از پایین به بالا شامل تناوب مارن و ماسه‌سنگ نازک- متوسط لایه از مجموعه رخساره‌ای زون انتقالی کف کانال- لبه مخروط، مارن‌های کف حوضه و ماسه‌سنگ‌های متوسط تا ضخیم لایه از مجموعه رخساره‌ای کانال‌های کم‌عمق تشکیل شده است. مرز زیرین این دسته رخساره از نوع پیوستگی قابل انطباق است. دسته رخساره‌های TST و HST از مارن‌های تیره با میان لایه‌های نازک از ماسه‌سنگ‌های دانه‌ریز و سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای (که در بخش بالایی بر میزان آن‌ها افزوده می‌شود) از مجموعه رخساره‌ای کف حوضه تشکیل شده‌اند. سطح حداکثر غوطه‌وری در میان این مارن‌ها قرار گرفته است (شکل های ۷ و ۸).

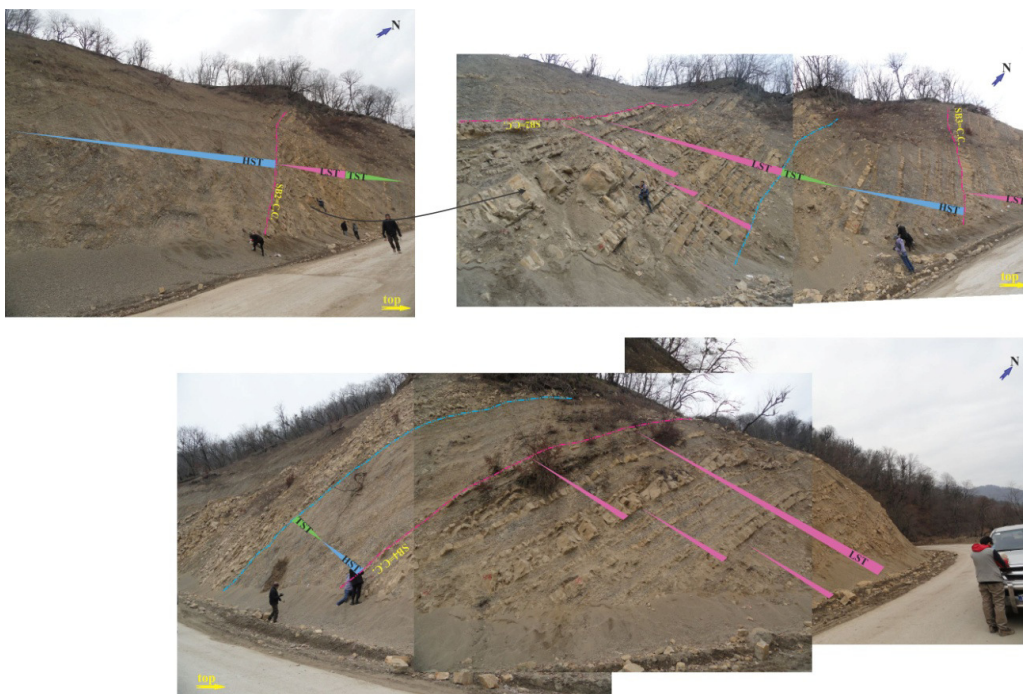
عوامل کنترل کننده سکانس‌های رسوبی

چنانکه ذکر گردید بازشدگی و گسترش حوضه کاسپین جنوبی قبل از شروع فاز فشارشی در زمان کنیاسین- پالتوسن که از ترکیه تا قفقاز و شرق کراتون اروپا را تحت تاثیر قرار داده است، به وقوع پیوسته است. بعد از این واقعه کششی که منجر به ایجاد یک فرورفتگی طولی گردیده است، رخدادهای تکتونیکی بالآآمدگی، چین‌خوردگی و راندگی در انتهای کرتاسه-شروع پالتوسن که منجر به خروج و تشکیل اولیه رشته کوه‌های البرز گردیده، فرسایش این کمربند یکی از منابع اصلی برای رسوبات سیلیسی- آواری توالی پالتوسن تا عهد حاضر در ناحیه مورد مطالعه بوده است. بنابراین رژیم تکتونیکی نوع فشارشی که در زمان پالتوسن بر کل این ناحیه حاکم بوده است عامل اصلی کنترل کننده نرخ تامین رسوبات، فرآیندهای رسوبی عمل کننده در حوضه رسوبی، نوع سیستم رسوبی و الگوی انباشتگی رسوبات و به تبع آن

¹ sediment starvation



شکل ۷. ستون چینه‌نگاری توالی پالتوسن در برش سوچلما که در آن دسته رخساره‌ها و ساکنس‌های رسوبی مشخص شده است.



شکل ۸. تصاویر صحرایی سکانس‌های رسوبی توالی پالئوسن در برش سوچلما (برای علائم اختصاری به شکل ۷ مراجعه شود)

شروع پالئوسن گردیده و تغییرات جهانی سطح آب دریا از عوامل اصلی کنترل کننده نرخ رسوب‌گذاری، نوع سیستم رسوبی و تشکیل سکانس‌های رسوبی در تراف حاشیه جنوبی حوضه کاسپین جنوبی به عنوان بخشی از اقیانوس نئوتتیس بوده است.

تشکر و قدردانی

نویسندگان بدین‌وسیله تشکر و قدردانی خود را از پژوهشگاه صنعت نفت برای تامین هزینه‌های مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی این پژوهش اعلام می‌دارند.

منابع

بایت‌گل، آ.، محبوبی، ا.، حسینی‌برزی، م.، و موسوی‌حرمی، ر (۱۳۸۹) مدل اکتونولوژیکی نهشته‌های آواری سازند شیرگشت در زیر پهنه کلمرد ایران مرکزی. مجله چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی. ص. ۴۳-۶۸.

بهبهانی، ر.، قویدل‌سیوکی، م.، برجی، س.، مجیدی فرد، م.، یوسفی، م (۱۳۹۷) محیط رسوبی سازند قلی در حوضه البرز (ناحیه رباط قریبل)، شمال خاور ایران. دوفصلنامه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۶، شماره ۱۲، ص. ۶۲-۸۶.

شرفی، م.، اکبری، س.، محمودی قرایی، م. ح (۱۳۹۳) بررسی مکانیسم تشکیل گلاکونی‌های قاعده سازند گورپی در

نتیجه‌گیری

رسوبات سیلیسی- آواری پالئوسن با ضخامت ۳۱۸ متر در ناحیه جنوب نکا در یال شمالی البرز برای اولین بار شناسایی و مطالعه شده است. تلفیق شواهد رسوب‌شناسی و اکتونولوژیکی نشان می‌دهد که این رسوبات در یک سیستم مخروط زبردریایی عمیق در حوضه خزر جنوبی تشکیل شده است. سه مجموعه رخساره‌ای شامل کانال‌های متحرک کم عمق از سیستم کانال- بالای تخت‌گاه (FA)، زون انتقالی کف حوضه- لبه مخروط (FB) و کف حوضه (FC) از یک سیستم مخروط زبردریایی عمیق در این رسوبات شناسایی شده که تشکیل سیکل‌های با الگوی ضخیم‌شونده و درشت‌شونده را می‌دهند. اثر فسیل‌های *Palaeodictyon Zoophycus* و *Halopa* در رسوبات ماسه‌سنگی همراه با کوکولیت، فرامینیفرهای پلانکتون، پیریت‌های خوشه‌ای و پرکننده حجرات، فسفات و مواد آلی فراوان در رسوبات مارن آهکی بیانگر محیط ته‌نشینی عمیق با نرخ رسوب‌گذاری پایین و شرایط احیایی طولانی مدت در بستر رسوبی است بطوری‌که این رسوبات برای اولین بار به عنوان نهشته‌های مستعد منشا هیدروکربن معرفی می‌شوند. رژیم تکتونیکی فشارشی که منجر به بالا آمدگی و شروع خروج از آب رشته کوه‌های البرز در انتهای کرتاسه-

- Canadian Journal of Earth Science, 18: 210-265.
- Brunet, M. F., Korotaev, M. V., Ershov, A. V., Nikishin, A. M (2003) The South Caspian basin: a review of its evolution from subsidence modelling. In: Brunet, M.-F., Cloetingh, S. (Eds.), Integrated Peri-Tethyan Basins Studies (Peri-Tethys Programme). Sedimentary Geology, 156: 119-148.
- Callow, R. H. T., Kneller, B., Dykstra, M., McIlroy, D (2014) Physical, biological, geochemical and sedimentological controls on the ichnology of submarine canyon and slope channel systems. Marine and Petroleum Geology, 54: 144-166.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J. P., Blum, M. D., Dalrymple, R. W., Eriksson, P. G., Fielding, C. R., Fisher, W. L., Galloway, W. E., Gibling, M. R., Giles, K. A., Holbrook, J. M., Jordan, R., Kendall, C. G. St. C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J. E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H. W., Pratt, B. R., Sarg, J. F., Shanley, K. W., Steel, R. J., Strasser, A., Tucker, M. E., and Winker, C (2009) Towards the standardization of sequence stratigraphy. Earth-Science Reviews, 92: 1-33.
- Giannetti, Monaco, P (2015) Definition of sequences through ichnocoenoses and taphofacies: An example from the Sacaras Formation (early Cretaceous, eastern Spain). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 438: 70-80.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., and Vail, P. R (1987) Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). Science, 235: 1156-1166.
- Heard, T. G., Pickering, K. T (2008) Trace fossils as diagnostic indicators of deep marine environments, Middle Eocene Ainsa-Jaca Basin, Spanish Pyrenees. Sedimentology, 55: 809-844.
- Heard, T. G., Pickering, K. T., Clark, J. K (2014) Ichnofabric characterization of a deep marine clastic system: a subsurface study of the Middle Eocene Ainsa System, Spanish Pyrenees. Sedimentology, 61: 1298-1331.
- Hubbard, S. M., de Ruig, M. J., Graham, S. A (2009) Confined channel-levee complex development in an elongate depo-center: deep-water Tertiary strata of the Austrian Molasse basin. Marine and Petroleum Geology, 26: 85-112.
- Johnson, S. D., Flint, S., Hinds, D., Wickens, H. De V (2001) Anatomy of basin floor to slope turbidite systems, Tanqua Karoo, South Africa: sedimentology, sequence stratigraphy and implications for subsurface prediction. Sedimentology, 48: 987-1023.
- شمال شرق گچساران (تاق‌دیس آنه). نشریه پژوهش‌های چین‌نگاری و رسوب‌شناسی، شماره ۵۵، ص. ۸۹-۱۰۳.
- شرفی، م، عاشوری، م، محبوبی، ا، موسوی‌حرمی، ر، نجفی، م (۱۳۸۸) چین‌نگاری سکانسی سازند آیتامیر (آلبین-سنومانین) در ناودیس‌های شیخ و بی‌بهره غرب حوضه رسوبی کپه‌داغ، مجله علوم دانشگاه تهران، شماره ۳۵، ص. ۲۰۱-۲۱۱.
- شرفی، م، محبوبی، ا، موسوی‌حرمی، ر (۱۳۹۱) ارتباط گلاکونیت‌زایی و کلسیتی شدن با تغییرات نسبی سطح آب دریا در رسوبات سیلیسی آواری-کربناته سازند آیتامیر (کرتاسه میانی)، حوضه کپه‌داغ. پژوهش‌های چین‌نگاری و رسوب‌شناسی، شماره ۴۸، ص. ۱۹-۳۶.
- شرفی، م، محبوبی، ا، موسوی‌حرمی، ر، نجفی، م (۱۳۹۰) کاربرد لایه‌های پرفسیل در تفسیر چین‌نگاری سکانسی سازند آیتامیر در ناودیس‌های شیخ و بی‌بهره-باختر کپه‌داغ. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، شماره ۱۷، ص. ۳۱-۴۷.
- صادق‌زاده، م، مصدق، ح، حسینی‌نژاد، م (۱۳۹۲). رخساره‌های رسوبی یک رمپ با انتهای پرشیب (Distally steepened ramp) با نگاهی ویژه به رسوبات توریدایتی در نهشته‌های کربونیفر زیرین ناحیه میغان، البرز شرقی. نشریه پژوهش‌های چین‌نگاری و رسوب‌شناسی، شماره ۵۰، ص. ۷۹-۱۰۲.
- دانشمند، و، سعیدی، ع (۱۳۶۹) نقشه زمین‌شناسی ایران، سری ۱:۲۵۰۰۰۰، شماره ورقه G4، ساری، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- Alavi, M (1996) Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. Journal of Geodynamics, 21: 1-33.
- Bayet-Goll, A., Neto de Carvalho, C., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., Nasiri, Y (2014) Depositional environments and ichnology of the deep-marine succession of the Amiran Formation (Upper Maastrichtian-Paleocene), Lorestan Province, Zagros Fold-Thrust Belt, Iran. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 401: 13-42.
- Bayet-Goll, A., Monaco, M., Mahmudy-Gharaei, M.H., and Nadaf, R (2016) Depositional environments and ichnology of Upper Cretaceous deep-marine deposits in the Sistan Suture Zone, Birjand, Eastern Iran. Cretaceous Research, 60: 28-51.
- Berberian, M (1983) The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. Canadian Journal of Earth Sciences, 20:163-183.
- Berberian, M. and King, G. C. P (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran.

- Şengor, A. M. C (1990) A new model for the late Paleozoic- Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. In: Searle, M. P. and Ries, A. C. (Eds.): The geology and tectonics of the Oman region. Geological Society of London, 797–831.
- Şengor, A. M. C. and Natalin, B. A (1996) Paleotectonics of Asia: Fragments of a synthesis. In: Yin, A. and Harrison, M. (Eds.): The tectonic evolution of Asia. Cambridge, Cambridge University Press, 486–640.
- Sharafi, M., Longhitano, S. G., Mahboubi, A., Mosaddegh, H (2016) Sedimentology of a transgressive mixed-energy (wave/tide-dominated) estuary, Upper Devonian, Geirud Formation (Alborz Basin, northern Iran), Sedimentology, IAS Special publication, Wiley Blackwell, 255-286.
- Sharafi, M., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Ashuri, M. and Rahimi, B (2013) Sequence stratigraphic significance of sedimentary cycles and shell concentrations in the Aitamir Formation (Albian–Cenomanian), Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran. *Jornal of Asian Earth Science*, 67–68: 171–186.
- Sharafi, M., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Mosaddegh, H., Gharaie, M.H.M (2014) Trace fossils analysis of fluvial to open marine transitional sediments: Example from the Upper Devonian (Geirud Formation), Central Alborz, Iran. *Palaeoworld*, 23: 50-68.
- Sharafi, M., Ashuri, M., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R (2012) Stratigraphic application of *Thalassinoides* ichnofabric in delineating sequence stratigraphic surfaces (Mid-Cretaceous), Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran. *Palaeoworld*, 21: 202-216.
- Stampfli, G. M., Marcoux, J. and Baud, A (1991) Tethyan margins in space and time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87: 373–409.
- Stocklin, J (1968) Structural history and tectonics of Iran: A review. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52: 1229-1258.
- Van Wagoner, J. C., Mitchum, R. M. Jr., Campion, K. M., and Rahmanian, V. D (1990) Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. *American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series 7*: 55p.
- Vincent, S., Allen, M., Ismail-Zadeh, A., Flecker, R., Foland K., and Simmons, M (2005) Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene Evolution of the South Caspian Region. *Geological Society of America Bulletin*, 117(11-12): 1513-1533.
- Knaust, D (2009) Characterization of a Campanian deep-sea fan system in the Norwegian Sea by means of ichnofabrics. *Marine and Petroleum Geology*, 26: 1199-1211.
- Macauley, R. V., Hubbard, S. M (2013) Slope channel sedimentary processes and stratigraphic stacking, Cretaceous Tres Pasos Formation slope system, Chilean Patagonia. *Marine and Petroleum Geology*, 41: 146-162.
- Monaco, P., Trecci, T (2014) Ichnocoenoses in the Macigno turbidite basin system, Lower Miocene, Trasimeno (Umbrian Apennines, Italy). *The Italian Journal of Geosciences (Bollettino della Societ_a Geologica Italiana e del Servizio Geologico d'Italia)*, 133: 116-130.
- Mutti, E., Davoli, G., Mora, S., Papani, L (1994) Internal stacking patterns of ancient turbidite systems from collisional basins. In: Weimer, P., Bouma, A.H., Perkins, B.F. (Eds.), *Submarine Fans and Turbidite Systems: Sequence Stratigraphy, Reservoir Architecture and Production Characteristics*, Proc. Gulf Coast Section SEPM 15th Annu. Res. Conf. 257-268.
- Nikishin, A. M., Cloetingh, S., Brunet, M.-F., Stephenson, R. A., Bolotov, S. N., Ershov, A. V (1998) Scythian Platform and Black Sea region: Mesozoic –Cenozoic tectonic and dynamics. In: Crasquin- Soleau, S., Barrie, E. (Eds.), *Peri-Tethys Memoir 3: Stratigraphy and Evolution of Peri-Tethyan Platforms*. *Me'moires du Muse'um national d'Histoire Naturelle*, 177: 163–176.
- Nikishin, A., Ziegler, P. A., Panov, D. I., Nazarevich, B. P., Brunet, M.-F., Stephenson, R. A., Bolotov, S. N., Korotaev, M. V., Tikhomirov, P. L (2001) Mesozoic and Cenozoic evolution of the Scythian Platform–Black-Sea–Caucasus domain. In: Ziegler, P. A., Cavazza, W., Robertson, A. H. F., Crasquin-Soleau, S. (Eds.), *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*. *Me'moires du Muse'um national d'Histoire Naturelle*, 186: 295–346.
- Prelat, A., Hodgson, D (2013) The full range of turbidite bed thickness patterns in submarine lobes: controls and implications. *Journal of the Geological Society, London* 170, 209-214.
- Prelat, A., Hodgson, D. M., Flint, S. S (2009) Evolution, architecture and hierarchy of distributary deep-water deposits: a high-resolution outcrop investigation from the Permian Karoo Basin, South Africa. *Sedimentology*, 56: 2132-2154.
- Scotese, C. R (2014) Atlas of Late Cretaceous Paleogeographic Maps, PALEOMAP Atlas for ArcGIS, vol.2. The Cretaceous, Maps 16-22, Mollweide Projection, PALEOMAP Project, Evanston, IL.