

رخساره‌ها و محیطهای رسوبی نهشته‌های آواری سازند آسماری در چاه شماره ۶۱ آجاجاری

هادی امین‌رسولی^{1*}، یعقوب لاسمی²، شرمین ظاهری³

1- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران

2- دانشیار، سازمان زمین‌شناسی ایالت ایلوی نو و دانشگاه ایلوی نو، امریکا

3- مدرس گروه زمین‌شناسی، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه کردستان و دبیر دبیرستانهای سنندج، ایران

*پست الکترونیک: h.aminrasouli@uok.ac.ir

تاریخ پذیرش: 89/12/17

تاریخ دریافت: 89/9/11

چکیده

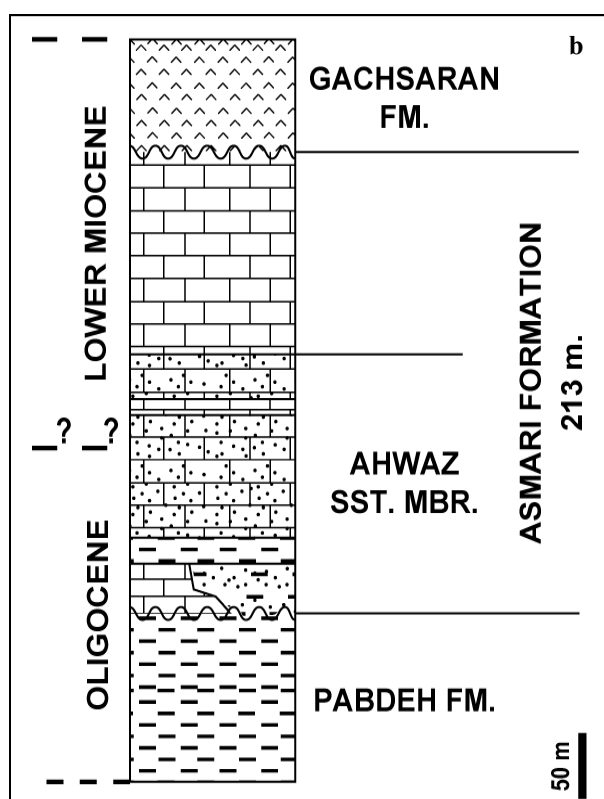
سازند آسماری، الیگومیوسن، در میدان نفتی آجاجاری دربردارنده نهشته‌های کربناته و آواری (بخش ماسه‌سنگی اهواز) است. در چاه شماره 61 این میدان، نهشته‌های آواری بخش ماسه‌سنگی اهواز با ناپوستگی در بین سازند پابده (در پایین) و نهشته‌های سنگ آهکی بخش بالایی سازند آسماری (در بالا) جای دارد. بررسی نهشته‌های واحدهای پایینی و بالایی بخش ماسه‌سنگی اهواز در این چاه به شناسایی رخساره‌های وابسته به بخشهای دریای باز، دره‌های کنده شده و پر شده، سد، تالاب، پهنه جزر و مدی، دلتاهای پهن و کشیده و رودخانه‌ای انجامیده است. این رخساره‌ها پس از پویایی تکتونیکی سرانجام روپلین ساخته شده‌اند. همچنین این بررسی نشان می‌دهد که واحد پایینی بخش ماسه‌سنگی اهواز در یک رمپ با انتهای پر شیب و واحد بالایی آن در رمپ هموکلینال آمیخته کربناته - آواری نهشته شده‌اند. این تغییرها ناشی از ساز و کارهای تکتونیکی، نوسانهای سطح دریا و فرآیندهای رسوب‌گذاری است.

واژه‌های کلیدی: رخساره‌ها، محیط رسوبی، سازند آسماری، میدان آجاجاری، الیگومیوسن.

مقدمه

نهشته‌های تبخیری (بخش کلهر) و در جنوب فروافتادگی دزفول دارای نهشته‌های ماسه‌سنگ (بخش اهواز) است. ولز (1967) محیط رسوبی نهشته‌های بخش ماسه‌سنگ اهواز را دلتایی بیان نمود. مک کورد (1974) ماسه‌سنگهای بخش آسماری پایینی و سازند پابده را واحد پایینی ماسه‌سنگ اهواز و ماسه‌سنگهای بخش آسماری میانی و بالایی را واحد بالایی ماسه‌سنگ اهواز نامید. وی آنها را نهشته‌های دلتایی

ریچاردسون (1924) برش الگوی سازند آسماری (الیگو-میوسن) (جیمز و وایند، 1965) را در تنگ گل ترش کوه آسماری اندازه‌گیری کرده است. این سازند به طور عمده دربرگیرنده سنگهای آهکی و دولومیت است و نهشته‌های مارن، شیل، ماسه‌سنگ و تبخیری نیز در بخشهایی از آن دیده می‌شوند. سازند آسماری در جنوب باختری لرستان و میدانهای نفتی شمال فروافتادگی دزفول دربردارنده

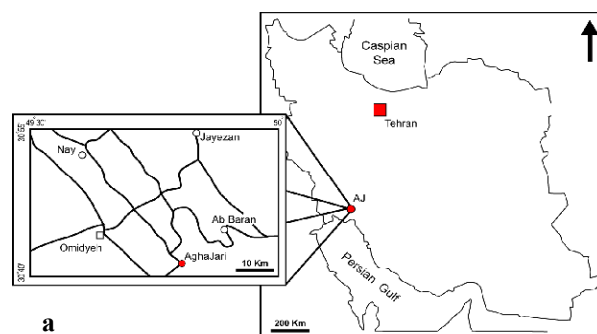


شکل 2: ستون چینه نگاری برش نمونه بخش ماسه سنگ اهواز در ناحیه اهواز (جیمز و وایند، 1965؛ با اندکی تغییرات).

روش مطالعه

شناسایی رخساره‌ها و تفسیر محیطهای رسوبی نهشته‌های آواری سازند آسماری در چاه شماره 61 آغاچاری بر پایه بررسی 20 نمونه به وسیله میکروسکپ الکترونی مدل JOEL JSM6610-Lv مجهز به دستگاه (Backscatter) BS در گروه زمین شناسی دانشگاه ترونتو، مغزه‌ها، داده‌های چاه (لاگهای اشعه گاما، نوترون و نرخ حفاری) و مطالعه 1700 مقطع نازک انجام گرفته است. نام گذاری سنگهای آواری به روش پتی جان و همکاران (1987) و فولک (1980) و سنگهای کربناته به روش دانهام (1962) است. در این مطالعه مرز دانه و ماتریکس 0/06 میلی متر در نظر گرفته شده است. تفسیر محیط رسوبی و ارایه مدل‌های رسوبی نیز بر پایه بررسی تغییرات عمودی رخساره‌ها، قانون والتر (میدلتون، 1973) و مقایسه با محیطهای امروزی و قدیمی انجام شده است (برای نمونه: کلمن، 1976).

پنداشته که با جریانهای دریایی دوباره جابه جا و گسترش یافته‌اند. آدامز (1969) بر پایه کار آدامز و بورژوا (1967) ماسه سنگهای اهواز را در خوزستان و لرستان بررسی و با توجه به ویژگیهای سنگ شناسی، منشأ بادی برای آنها در نظر گرفت. زاهدی نژاد (1366) محیط رسوبی واحد پایینی ماسه سنگ اهواز را سدهای دور از ساحل، ماسه کانالهای جزرومدی و مجموعه جزایر سدی ساحلی و واحد بالایی آن را نهشته‌های بادی تا ماسه دریایی پیشنهاد کرد. آدابی و همکاران (1387) محیط رسوبی ساحلی (Beach) تا بخش کم عمق دریا (Shallow marine) را برای نهشته‌های آواری سازند آسماری در نظر گرفته‌اند. جعفرزاده و حسینی برزی (2008) ماسه سنگهای اهواز را نهشته‌های ساحلی حاشیه غیرفعال قاره‌ها بیان داشته‌اند. فون بوخم و همکاران (2010) بیان داشته‌اند که نوسانهای سطح دریا ناشی از ائوستازی - یخچالی کنترل کننده اولیه در نهشته شدن و الگوی پراکندگی نهشته‌های کربناته، ماسه سنگ و انیدریت سازند آسماری بوده است و سازوکارهای تکتونیکی، فقط در کج شدن ناحیه‌ای به سوی شمال خاور در بوردیگالین مهم بوده است. هدف عمده این مقاله شناسایی رخساره‌ها، تفسیر محیطهای رسوبی و فرآیندهای مؤثر بر الگوی تغییرات رخساره‌های نهشته‌های ماسه سنگ اهواز در چاه آغاچاری 61 است (شکل 1). در این چاه، این نهشته‌ها با مرزهای ناپیوسته در بین سازند پابده در پایین و سنگ آهکهای بخش بالایی سازند آسماری در بالا جای دارد (شکل 2).



شکل 1: جایگاه جغرافیایی و راههای دسترسی به چاه آغاچاری 61 (برگرفته از بختیاری، 1384؛ اطلس راههای ایران).

رخساره یاد شده کلک‌لیتایت و نهشته‌های پرکننده کانال فتهای زیردریایی هستند که پس از بالا آمدن آرام سطح دریا به گونه سیلندری (برای نمونه: سرا، 1985) ساخته شده‌اند. کانالها در هنگام افت سطح دریا (برای نمونه: بردا و همکاران، 2009) بالا آمدن بستر حوضه (یانگ، 2011) پدید آمده‌اند و محل عبور ماسه‌ها به بخشهای ژرف حوضه بوده‌اند. بنابراین، نهشته‌های واحد پنجم ماسه سنگ اهواز در هنگام افت سطح دریا، زیر واحد پایینی، و بالا آمدن آن، زیر واحد بالایی، ساخته شده‌اند. شیلها نیز پس از پر شدن کانال و بالا آمدن به نسبت تند سطح دریا ساخته شده‌اند.

رخساره ماسه‌سنگ آرنایتی دریای باز (B)

در بین رخساره‌های پکستون بیوکستی زیر پایه موج شرایط غیر طوفانی نهشته‌های ماسه‌سنگی با مرزهای پایینی و بالایی فرسایشی و ناگهانی جای دارند. این ماسه‌سنگها دربردارنده آمیخته‌ای از دانه‌های سیلیسی آواری (به طور عمده) و کربناته آواری و غیر آواری هستند. دانه‌های سیلیسی آواری ریز، گرد تا خیلی زاویه دارند و از کوارتز (80%)، فلدسپار (8 تا 12%) و کانیهای سنگین ساخته شده‌اند. اندازه و فراوانی دانه‌های سیلیسی آواری و جورشدگی آنها در نهشته‌های بالایی افزایش می‌یابد (شکل 4a-e).

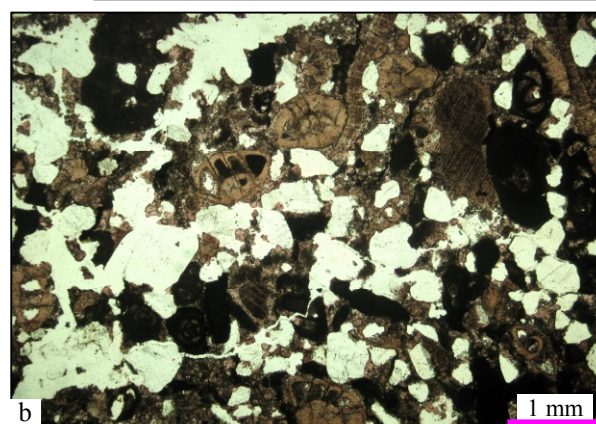
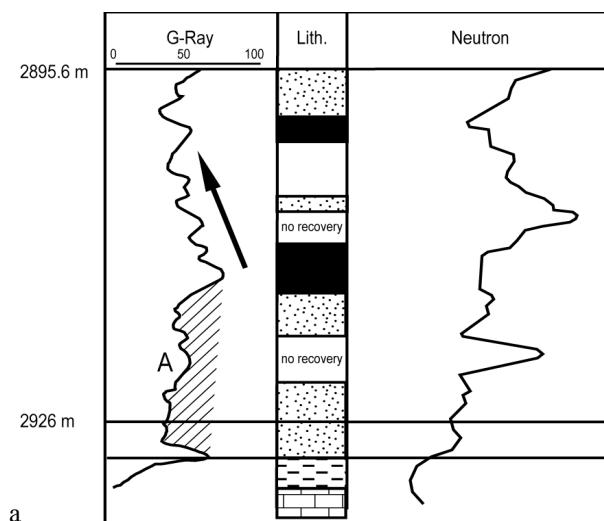
ماسه‌سنگهای یاد شده ساب آركوز بیوکست دار هستند که با توجه به جایگاه آنها، نهشته‌های هنگام افت ناگهانی سطح دریا (برای نمونه: پلینت، 1988) در زیر پایه موج شرایط غیر طوفانی دریای باز می‌باشند. افزایش اندازه و جورشدگی دانه‌ها به سوی بالا بیانگر افزایش انرژی و کاهش ژرفای جایگاه ساخته شدن آنها است. مرز فرسایشی و ناگهانی آنها نشان دهنده دوباره ساخته شدن نیمرخ کف دریا در تعادل با ساحل و شلف داخلی پیش از رسوب گذاری و پیش‌روی دوباره خط ساحلی است (امری و مه‌یرز، 1996).

رخساره‌های آواری و محیط‌های رسوبی

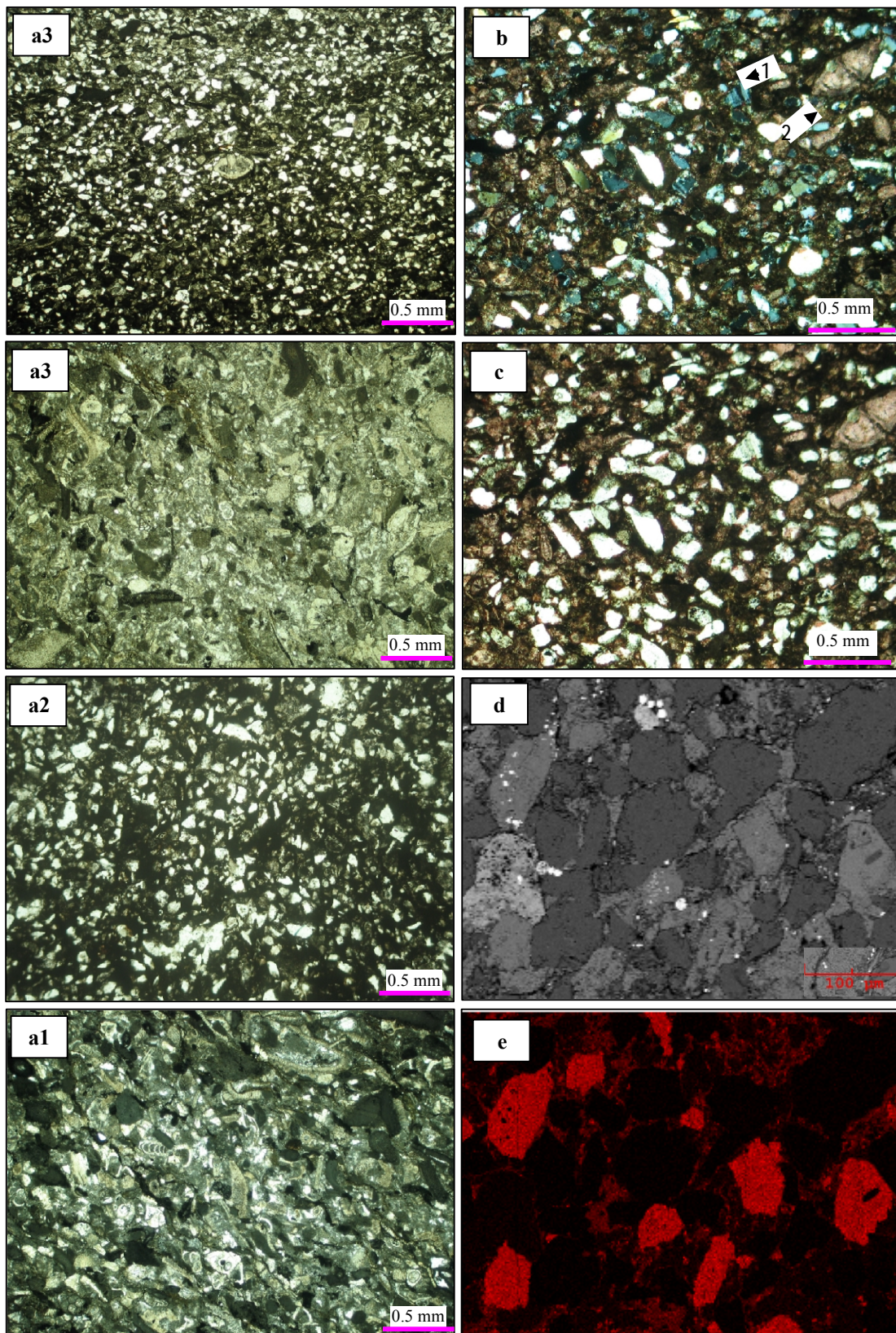
نهشته‌های آواری سازند آسماری در چاه آجاجاری 61 دربردارنده رخساره‌های زیراست:

رخساره دره‌های بریده شده و پر شده (A)

در سرآغاز نهشته‌های بخش ماسه‌سنگی اهواز توالی ماسه‌سنگ سیلندری شکل (شکل 3a) با مرز فرسایشی بر روی شیل‌های سازند پابده جای دارد. ماسه‌سنگها دانه درشت و دانه‌ها به طور عمده از کوارتز (>75%) و خرده‌های کربناته (<25%) (شکل 3b) هستند. برپایه لاگ اشعه گاما نهشته‌های بالایی آنها رخساره شیل است (شکل 2a).



شکل 3: ستون سنگ شناسی و لاگهای اشعه گاما و نوترون لایه‌های واحد پنجم ماسه‌سنگ اهواز در چاه آجاجاری 61، عددها ژرفا و بر پایه متر هستند. الگوی انباشت ماسه‌سنگها در آغاز سیلندری (دره‌های کنده شده و پر شده) (A) و پس از آن رو به بالا درشت شونده (نهشته‌های دلتا) (پیکان) است. (b) رخساره کالک‌لیتایت دربردارنده دانه‌های کوارتز و بیوکستهای آواری پرکننده کانال (نور PPL).



شکل 4: a1-a4) تناوب رخساره پکستون بیوکستی وابسته به بخش جلوی سد و لایه‌های ساب آرکوز بیوکستی دریای باز؛ (b و c) رخساره ساب آرکوز بیوکست‌دار، نمونه دربردارنده دانه‌های کوارتز، فلدسپار (1) و خرده‌های بیوکست (2) است. دانه‌ها زاویه‌دار و دارای جورشدهگی بد هستند، (b) نور XPL و (c) نور PPL؛ (d) تصویر Backscatter از رخساره ساب آرکوز. دانه‌های روشن فلدسپار هستند؛ (e) نقشه عنصر پتاسیم. دانه‌های روشن از کانیهای دربردارنده پتاسیم (فلدسپار پتاسیم) ساخته شده‌اند.

مجموعه رخساره‌های دلتا (C)

برپایه ستبر، دو مجموعه رخساره‌ای دلتای بزرگ مقیاس و کوچک مقیاس شناسایی شده‌اند. دلتاهای بزرگ مقیاس ناشی از تغییر جا (Switching) و پیش نشینی زبانه‌های دلتا و نمونه‌های کوچک ناشی از نهشته‌گذاری دلتاهای کרוسی در خلیج‌های بین کانالی هستند (برای نمونه: ریدینگ و کالینسون، 1996).

دلتاهای بزرگ مقیاس

دلتاهای بزرگ مقیاس از سه کمر بند رخساره‌ای پرو دلتا، جلوی دلتا و دشت دلتایی ساخته شده‌اند:

کمر بند رخساره‌ای پرو دلتا (C1)

این کمر بند رخساره‌ای در بخش پایین توالی رو به بالا درشت‌شونده جای دارد و از شیل و سیلت‌سنگ ساخته شده و به رنگ خاکستری سبز تیره، مسطح و لامینه‌دار است. در بخشهایی از چاه که نمونه مغزه سالم بالا نیامده است، شیلها به وسیله لاگ اشعه گاما و افزایش رادیواکتیویته شناسایی شده‌اند. بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهد که ذرات سیلت‌سنگ به طور عمده از کوارتز هستند.

ویژگی‌های یاد شده و نبود ساختهای جریان‌ی بیانگر سرعت پایین رسوب‌گذاری و ته‌نشینی ذرات از حالت معلق (هلند - هسن، 2010) در شرایط با اکسیژن کم است. توالی رو به بالا درشت‌شونده، فراوانی شیل و پوشاندن نهشته‌های آهکی دریای باز نشان دهنده ساخته شدن این نهشته‌ها در کمر بند رخساره‌ای پرو دلتا است (برای نمونه: تا و همکاران، 2002).

کمر بند رخساره‌ای جلوی دلتا (C2)

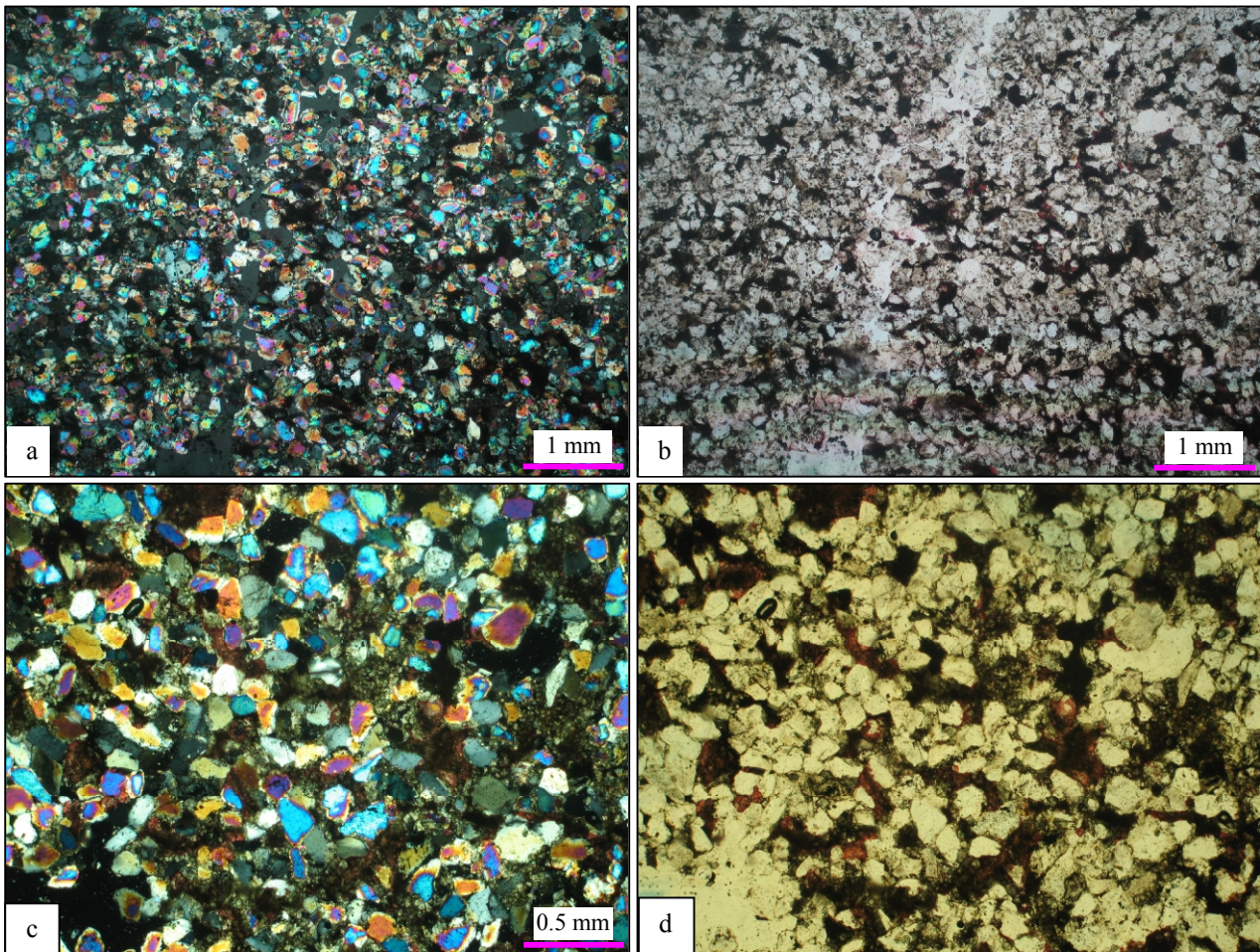
این کمر بند در بردارنده چندین چرخه تکراری از نهشته‌های رو به بالا درشت‌شونده (شکل 3a) است. نهشته‌ها ماسه‌سنگ گل‌دار، ماسه‌سنگ آرنایتی و ماسه‌سنگ آرنایت بیوکلستی هستند. ماسه سنگ‌های گل‌دار از گل (20 تا 45%)، کوارتز

(50 تا 70%)، فلدسپار (6 تا 10%) و بیوکلست (>5%) ساخته شده‌اند. ماسه سنگ‌های آرنایتی از کوارتز (80 تا 94%)، فلدسپار (6 تا 10%) و نوع ماسه سنگ آرنایت بیوکلستی از کوارتز (50 تا 85%)، فلدسپار (5 تا 7%) و بیوکلست (10 تا 40%) هستند. بیوکلست‌ها روتالیا، اکینودرم و دیتروپا می‌باشند. فراوانی رخساره‌های ماسه‌سنگ آرنایتی، اندازه دانه‌ها و ستبرای آنها رو به بالا افزایش می‌یابد و در آنها ساخت لایه‌بندی مورب دیده می‌شود. ماتریکس آمیخته‌ای از ذرات سیلیسی و کربناته است (شکل 5a-d). این نهشته‌ها در نقشه پراکندگی واحد نخست ماسه‌سنگی اهواز به گونه عدسی هستند.

نهشته‌های یاد شده در بردارنده رخساره‌های کوارتزوک تا فلدسپاتیک وک، ساب آركوز و ساب آركوز بیوکلستی است. توالی‌های رو به بالا درشت‌شونده و افزایش رو به بالا ستبرای رخساره‌های ماسه‌سنگ آرنایتی نشان دهنده افزایش انرژی محیط و ساخته شدن نهشته‌های جلوی دلتا ناشی از پیش‌نشینی کانال رودخانه است. متروک شدن کانال اصلی رودخانه و جابه‌جایی آن به ساخته شدن دلتای نو در نزدیک دلتای پیشین و پدید آمدن نهشته‌های عدسی شکل واحد پنجم ماسه‌سنگ اهواز انجامیده است (برای نمونه: تاکر، 2001). این نشان می‌دهد که عدسی‌های یاد شده به طور همزمان ساخته نشده‌اند. ستبرای به نسبت زیاد، عدسی بودن و نبود نهشته‌های خلیج در بین این نهشته‌ها نشان دهنده الگوی دلتای پهن (Lobate) است (برای نمونه: تاکر، 2001). دلتاهای پهن در نواحی که سطح دریا به آرامی در حال بالا آمدن - پیش‌روی (هلند - هسن، 2010) هستند، ساخته می‌شوند (ریدینگ و کالینسون، 1996).

کمر بند رخساره‌ای دشت دلتایی (C3)

کمر بند رخساره‌ای دشت دلتایی در بردارنده نهشته‌های کانال، خلیج‌های بین کانال، کروسی پهن و بخش خارج از آب است.



شکل 5: بخش پایین توالی رو به بالا درشت شونده رخساره جلوی دلتا، دانه‌ها کوارتز و فلدسپار هستند؛ (a) نور XPL و (b) نور PPL، (d) رخساره‌های جلوی دلتا در 5 فوت بالاتر. دانه‌ها بزرگتر و در میان آنها کمی گل دولومیتی و خرده‌های بیوکستی دیده می‌شوند، (c) نور XPL و (d) نور PPL.

(80-60%)، فلدسپار (8 تا 20%)، خرده‌های کربناته آواری (30-5%) و به ندرت کانیه‌های سنگین زیرکن، رتیل و تورمالین هستند (شکل 6a-d). ماسه سنگهای یاد شده آرکوز، ساب آرکوز و کلک‌لیتایت هستند. توالی رو به بالا ریز شونده، ساخت لایه‌بندی مورب نهشته‌ها و جایگاه آنها نشان دهنده ساخته شدن این توالیها ناشی از مهاجرت کانالهای فعال دشت دلتایی تیپ کشیده است (برای نمونه: سلی، 1994).

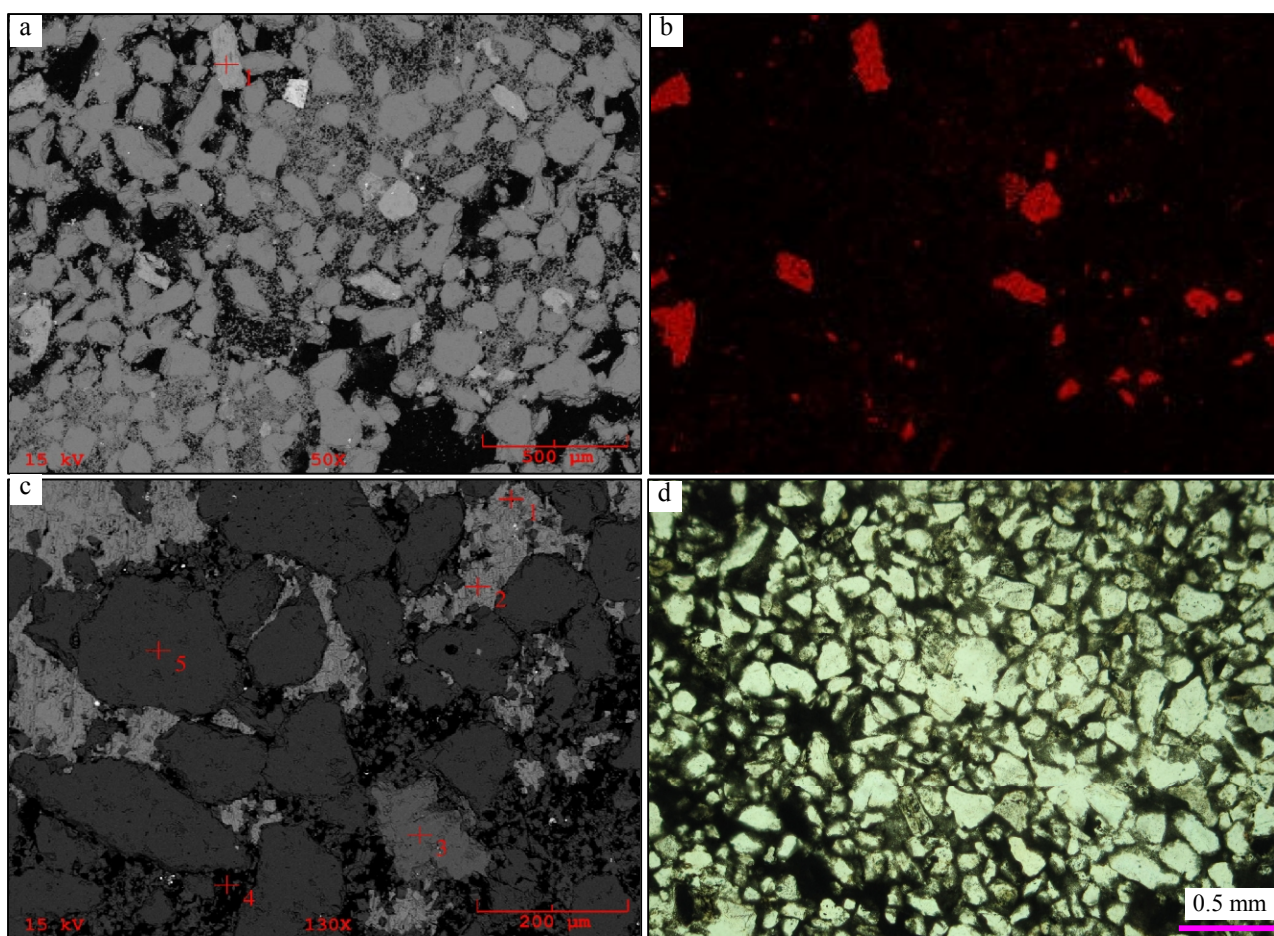
رخساره خلیجهای بین کانال (C3-b)

این رخساره از سنگ نهشته‌های دربردارنده دانه‌های ماسه (25 تا 75%)، بیوکست (30-5%) و ماتریکس (<15%)

نهشته‌های خلیج در بخش بالایی ماسه‌سنگ اهواز گسترش فراوان دارند. این نشان می‌دهد که دلتا تیپ کشیده زیر نفوذ رودخانه همانند دلتای امروزی می‌سی‌سی‌پی هستی داشته است (برای نمونه: ریدینگ و کالینسون، 1996). دلتاهای تیپ کشیده در نواحی با دامنه جزرومد کم (Microtide) ساخته می‌شوند.

رخساره نهشته‌های کانال (C3-a)

این رخساره دربردارنده نهشته‌های رو به بالا ریزشونده، با لایه بندی مورب و سطح زیرین فرسایشی از ماسه‌سنگهای آرنایتی است. دانه‌ها دارای جورشدگی بد، گرد تا زاویه‌دار و در اندازه ماسه متوسط تا ریز هستند. آنها کوارتز

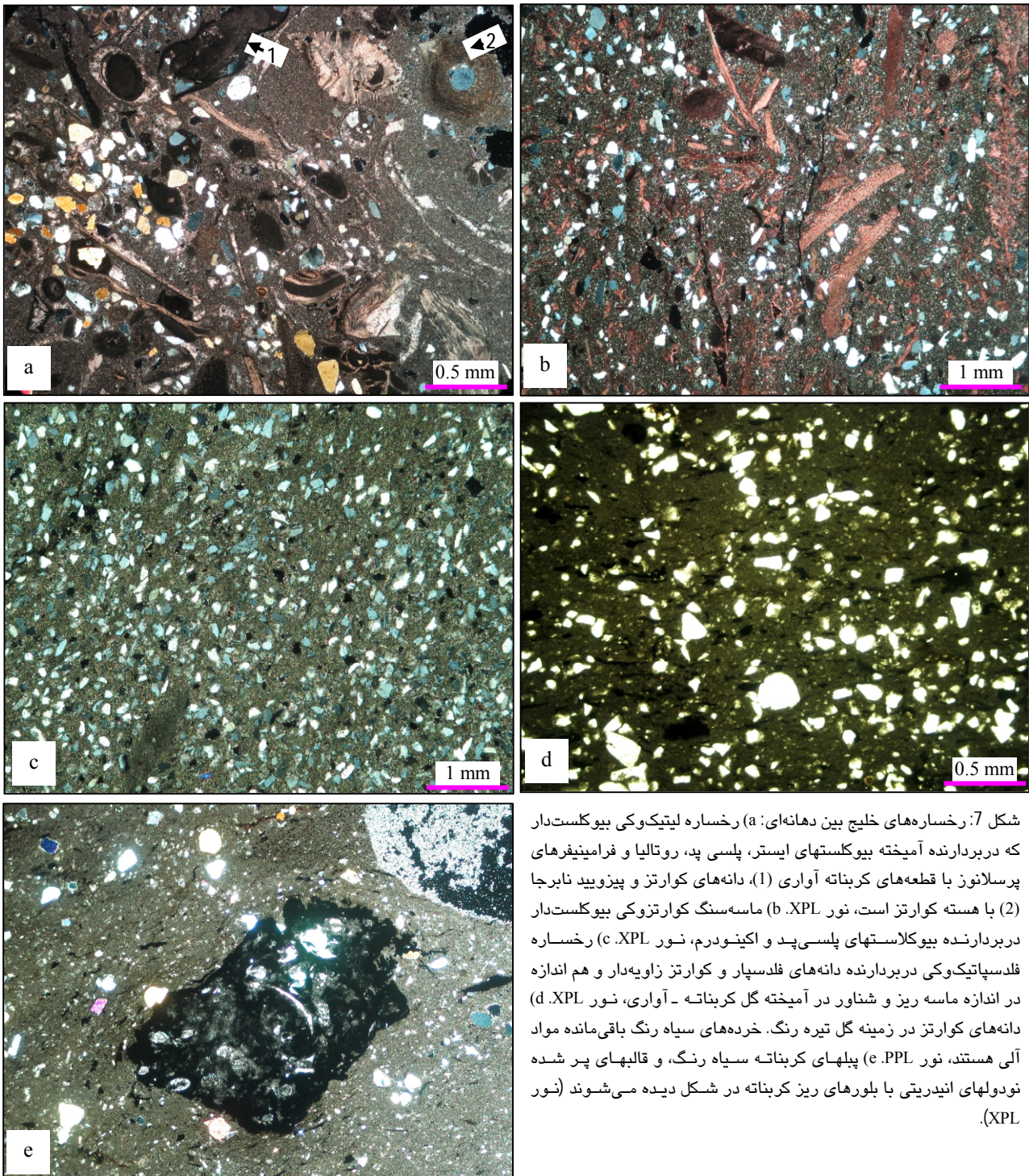


شکل 6: (a) تصویر Backscatter از رخساره نهشته‌های کانال. (b) نقشه عنصر پتاسیم / فلدسپار پتاسیم، رنگهای قرمز روشن فلدسپار پتاسیم هستند. فراوانی آنها بیشتر از 5% است. (c) تصویر Backscatter از رخساره کانالی. در آن فلدسپار (1 و 3)، انیدریت (2)، مواد آلی/چسب (4) و کوارتز (5) دیده می‌شوند. (d) تصویر میکروسکوپی از نهشته‌های کانال که در آن دانه‌های کوارتز، فلدسپار و خرده‌های کربناته/گل کربناته دیده می‌شوند. جورشدگی این ماسه سنگها به نسبت متوسط، دانه‌ها زاویه‌دار و بدون ماتریکس نخستین هستند. فشردگی به تغییر شکل دانه‌های گل کربناته انجامیده است (نور PPL).

با پیل‌های کربناته سیاه رنگ، نودول‌های انیدریتی و قالب‌های پرشده آنها با بلورهای ریز کربناته پوشیده شده‌اند (شکل 7a-d).

این رخساره در بردارنده گونه‌های کوارتز و کی، فلدسپاتیک و کی و لیتیک و کی هستند که ویژگی‌های آنها بیانگر ساخته شدن در محیط رسوبی کم انرژی (شین، 1983) خلیج‌های بین کانالی هستند. تغییر فراوانی دانه‌ها و بیوکلست‌ها نشان دهنده اثر طغیان‌های رودخانه‌ای (فراوان شدن دانه‌های آواری ناشی از بارش‌های شدید (برای نمونه: الیویر و همکاران، 2004)، تغییر شرایط آب و هوایی (برای نمونه: رایت و همکاران، 2005) و سرعت باد، سطح نسبی دریا (تغییر در

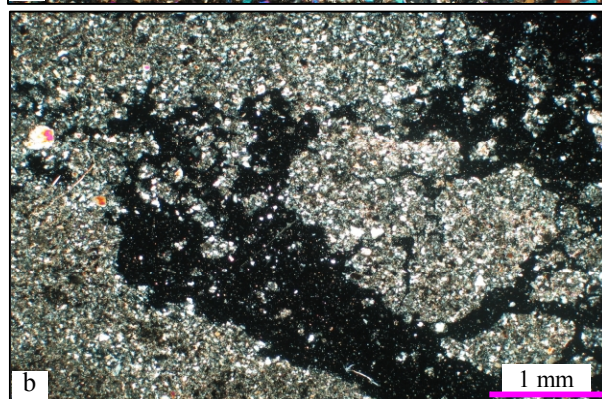
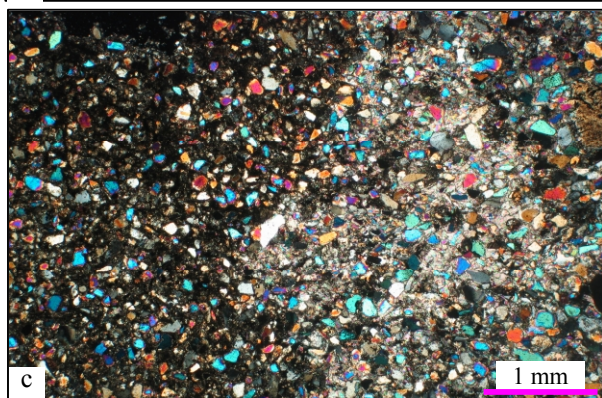
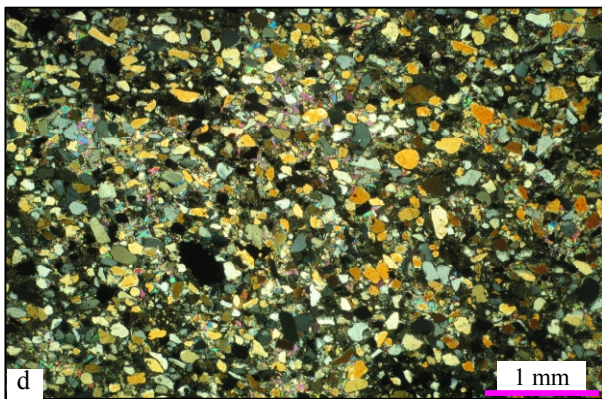
ساخته شده است. ماتریکس آنها از گل‌های کربناته و آواری ساخته شده‌اند. دانه‌ها سیلیسی آواری، کربناته آواری و غیر آواری‌اند. دانه‌های کربناته غیر آواری بیوکلست‌های ایستر، بریوزوئن، گاستروپد، پلسی‌پد، سرپولید، میوزیپسینا، اکینودرم و پلتهای مدفوعی هستند. در برخی از نمونه‌ها فراوانی بیوکلست‌ها 30% و فراوانی دانه‌های آواری ماسه بین 10 تا 25% است. دانه‌های سیلیسی آواری در شماری از نمونه‌ها کوارتز (80 تا 97%) و فلدسپار (4-8%)، زاویه‌دار تا نیمه زاویه‌دار، با جورشدگی خوب و در اندازه ماسه ریز هستند. دانه‌های کربناته آواری (20 تا 45%) از پیرویدهای نابرجا و فسیل‌های با شواهد هوازدگی می‌باشند. این نهشته‌ها



شکل 7: رخساره‌های خلیج بین دهانه‌ای: (a) رخساره لیتیک‌وکی بیوکست‌دار که دربردارنده آمیخته بیوکست‌های ایستر، پلسی پد، روتالیا و فرامینیفرهای پرسلانوز با قطعه‌های کربناته آواری (1)، دانه‌های کوارتز و پیزویید نابرجا (2) با هسته کوارتز است، نور XPL. (b) ماسه‌سنگ کوارتزوکی بیوکست‌دار دربردارنده بیوکلاست‌های پلسی‌پد و اکینودرم، نور XPL. (c) رخساره فلدسپاتیک‌وکی دربردارنده دانه‌های فلدسپار و کوارتز زاویه‌دار و هم اندازه در اندازه ماسه ریز و شناور در آمیخته گل کربناته - آواری، نور XPL. (d) دانه‌های کوارتز در زمینه گل تیره رنگ، خرده‌های سیاه رنگ باقی‌مانده مواد آلی هستند، نور PPL. (e) پبله‌های کربناته سیاه رنگ، و قالب‌های پر شده نودول‌های انیدریتی با بلورهای ریز کربناته در شکل دیده می‌شوند (نور XPL).

پشته‌های بادی در نزدیک ساحل‌اند. پیزوییدها و دانه‌های کربناته آغشته به آهن نشان دهنده ساخته شدن خاک در بخش‌های خارج از آب است که در هنگام پیش‌روی دریا جابه‌جا شده‌اند (برای نمونه: تروپینو و ساباتو، 2000). پبله‌های کربناته سیاه رنگ، نودول‌های انیدریتی و قالب‌های پر شده آنها

نوع و فراوانی آلوکمها و میزان محدودیت ناشی از تأمین رسوب و نوسانهای سطح دریا، ژرفای خلیج و جایگاه نهشته‌گذاری نسبت به کانال است. منشأ دانه‌های فلدسپار و کوارتز هم اندازه و زاویه‌دار در رخساره‌های فلدسپاتیک‌وکی و کوارتزوکی، به گمان زیاد، از نهشته‌های



شکل 8: (a) نهشته‌های جامانده در پایین توالی رو به بالا درشت شونده ویژه نهشته‌های دلتای کروسسی پهن. این لایه در هنگام پیش‌روی سطح دریا ساخته شده است، نور XPL. (b-d) دلتا کروسسی پهن در بین نهشته‌های خلیج‌های بین دهانه‌ای. نمونه (b) نهشته پرودلتا و نمونه‌های (c) و (d) بخش جلوی دلتا هستند. افزایش جورشدگی و اندازه دانه‌ها و کاهش میزان ماتریکس از (b) تا (d) دیده می‌شود (نور XPL).

با بلورهای ریز کربناته از ویژگی‌های خاکهای قدیمی (برای نمونه: مک و همکاران، 2003؛ یوبا و همکاران، 2005) هستند که در بخش خارج از آب ساخته شده‌اند. بودن پیروئیدها (رینیک و سینگ، 1986) و کانیه‌های تبخیری گویای پدید آمدن این نهشته‌ها در شرایط گرم و خشک است.

رخساره‌های دلتای کروسسی پهن (C3-c)

در بین نهشته‌های خلیج‌های بین دهانه‌ای توالی رو به بالا درشت شونده از نهشته‌های سیلت سنگ تا ماسه سنگ دیده می‌شود. در پایین این توالی نهشته‌های جامانده جای دارد و از پایین به بالا جورشدگی و گردشدگی دانه‌ها در آنها افزایش می‌یابد. دانه‌های ماسه کوارتز (80 تا 90%)، فلدسپار (6 تا 12%) و خرده‌های سنگی (4 تا 7%) هستند (شکل 8a-d).

رخساره ماسه سنگ توالی یاد شده ساب آرکوز است. ساخته شدن این نهشته‌ها را در جایگاه‌های همسان نهشته‌های دلتای کروسسی پهن (برای نمونه: کلن، 1976؛ هلند-هنسن، 2010) تفسیر کرده‌اند. نهشته‌های جامانده در هنگام پیش‌روی سطح دریا پدید آمده‌اند و توالی رو به بالا درشت شونده نشان دهنده پر شدن خلیج است.

رخساره سد (D)

رخساره D دربردارنده ماسه سنگ آرنایتی تا ماسه سنگ آرنایت بیوکستی است. دانه‌ها سیلیسی آواری و بیوکست هستند. بیوکستها آمونیا - روتالیا (به طور عمده)، اکینودرم و دیتروپا هستند و فراوانی آنها از پایین به سوی بالا افزایش می‌یابند. دانه‌های آواری ماسه از کوارتز (90 تا 97%) و فلدسپار (3 تا 10%)، دارای اندازه متوسط، نیمه زاویه دار تا گرد شده و جورشدگی متوسط تا خوب هستند. در این نهشته‌ها نسبت فراوانی دانه‌های کوارتز به فلدسپار،

رخساره تالاب (E)

در نهشته‌های مورد بررسی رخساره‌های ماسه‌سنگ بیوکستی تا گل‌سنگ بیوکستی ماسه‌دار تیره رنگ وجود دارند. بیوکست‌ها خرده‌های هتروسیتیزینا، دیتروپا، ایستر، فرامینفرهای پرسلانوز، گاستروپد و مقداری اکیئودرم هستند. دانه‌های ماسه کوارتز و فلدسپار هستند. این دانه‌ها گرد تا زاویه‌دار و در اندازه سیلت تا ماسه خیلی درشت‌اند (شکل 10a-b). در بین این نهشته‌ها توالی‌های رو به بالا ریزشونده با مرز پایینی ناگهانی جای دارند (شکل 10c).

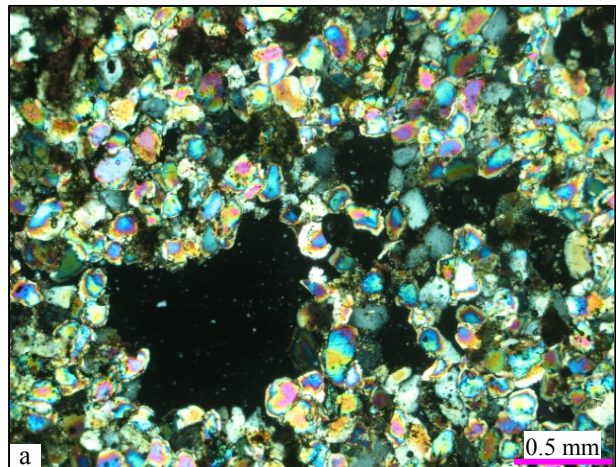
این رخساره نهشته‌های بخش تالاب ژرف است. دیتروپا در نهشته‌های ماسه‌ای و ماسه گلی خلیج Banyuls-Surmer، در ساحلهای کاتالان اسپانیا و فرانسه، در ژرفای 20 تا 30 متر (گرماری و همکاران، 1998) فراوان است. توالی‌های رو به بالا ریزشونده با مرز پایینی ناگهانی در بین آنها نیز نهشته‌های طوفانی‌اند. بودن بیوکست‌های دریای باز ناشی از همین رخساره‌های طوفانی است.

رخساره کلک‌لیتایت ساحلی (F)

این رخساره دربردارنده ماسه‌های دانه درشت سیلیسی آواری و کربناته آواری و غیرآواری در زمینه سیمان با فابریک بلوکی است. دانه‌های سیلیسی آواری به طور عمده کوارتز (>75%) می‌باشند. این دانه‌ها گرد تا نیمه گرد هستند. دانه‌های کربناته آواری (<25%) دارای گل قدیمی و گواهان هوازدگی‌اند (شکل 11a).

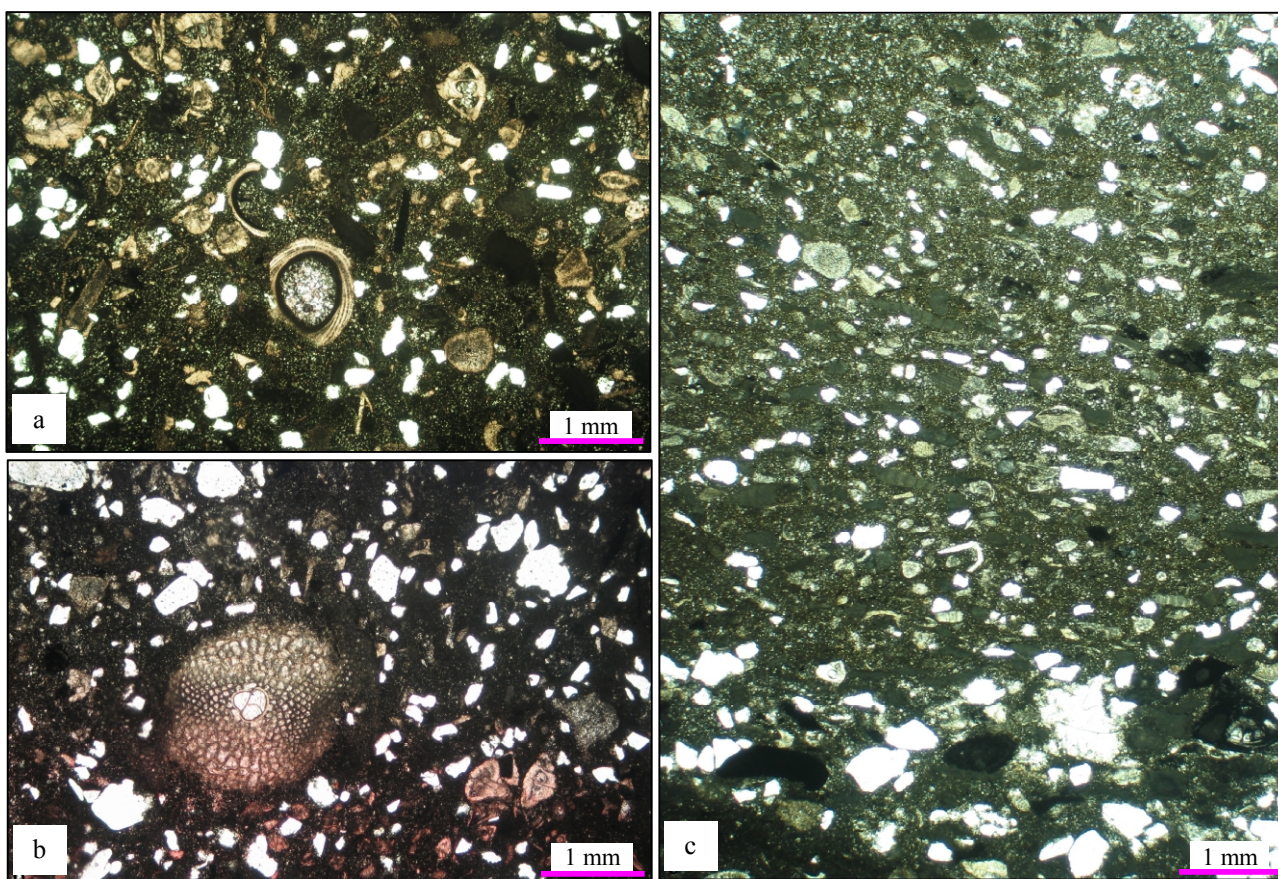
رخساره F کلک‌لیتایت و نهشته‌های ساحلی هستند که امواج دریا (برای نمونه: کلمن، 1976) آنها را پس از متروک شدن دلتا ساخته است. مچوریتی بد این رخساره نشان دهنده پایین بودن انرژی جریانهای دریایی و زمان کم اثر این جریانها بر نهشته‌ها است. این از ویژگی دلتاهای زیر نفوذ رودخانه است (رایت و کلمن، 1973).

جورشدگی و گردشگی رو به بالا افزایش می‌یابد. میان دانه‌ها را سیمان پر کرده‌اند (شکل 9a,b).



شکل 9: a,b) رخساره کوارتز آرنایت. a) دانه‌ها کوارتز و دارای جورشدگی خوب، گرد تا نیمه زاویه‌دار و دارای تماس خطی هستند. گلهای کربناته در بین دانه‌ها ناشی از تراوش هستند (نور XPL؛ b) رخساره کوارتز آرنایت دربردارنده خرده‌های بیوکستی. دانه‌های کوارتز تک بلوری و با خاموشی مستقیم، ه بطور عمده زاویه‌دار تا نیمه زاویه‌دار و دارای جورشدگی خوب هستند (نور XPL).

رخساره‌های بالا ساب آرکوز- کوارتز آرنایت تا کوارتز آرنایت بیوکستی هستند. مچوریتی بالا و نبود گل در رخساره‌های یاد شده ناشی از نهشته گذاری در محیط پر انرژی ساحل، پس از متروک شدن دلتا است (برای نمونه امین‌رسولی، 1386). تغییر از رخساره ساب آرکوز تا کوارتز آرنایت بیوکستی نشان دهنده بالا آمدن و پیشروی بیشتر سطح دریا و پس‌نشینی رودخانه‌ها است.



شکل 10: رخساره‌های تالاب، (a) خرده‌های دیتروپا، روتالیا، جلبک قرمز و دانه‌های کوارتز شناور در آمیخته گل کربناته و آواری تیره رنگ (نور PPL); (b) دانه‌های کوارتز، لپیدوسیکلینا، روتالیا در آمیخته گل کربناته و آواری تیره رنگ (نور PPL); (c) توالی رو به بالا ریزشونده از نهشته‌های طوفانی در رخساره‌های تالاب. بافت آن، از پایین به بالا، از دانه فراوان تا گل فراوان تغییر می‌کند. دانه‌ها به طور عمده کوارتز و جلبک قرمز هستند (نور PPL).

گل سنگهای کربناته می‌باشند. دانه‌های سیلت نهشته‌های بادی در سبنا هستند که با جریانهای دریایی جابه‌جا شده‌اند.

رخساره رودخانه‌ای (H)

در نهشته‌های سیلیسی آواری توالیهای رو به بالا ریزشونده از ماسه سنگهای با لایه بندی مورب دیده می‌شوند. دانه‌های ماسه درشت تا متوسط، به طور عمده از جنس کوارتز (85 تا 92%)، فلدسپار (>5%) و پبلهای شیلی با جورشدگی و گردشدگی متوسط هستند. میان دانه‌ها را بیشتر ماتریکس پر کرده است (شکل 12).

این رخساره، ساب آرکوز، نهشته‌های بخش کانال رودخانه تفسیر شده است. توالیهای رو به بالا ریزشونده ویژه محیط یاد شده است که از حرکت جانبی پوینت بار ساخته

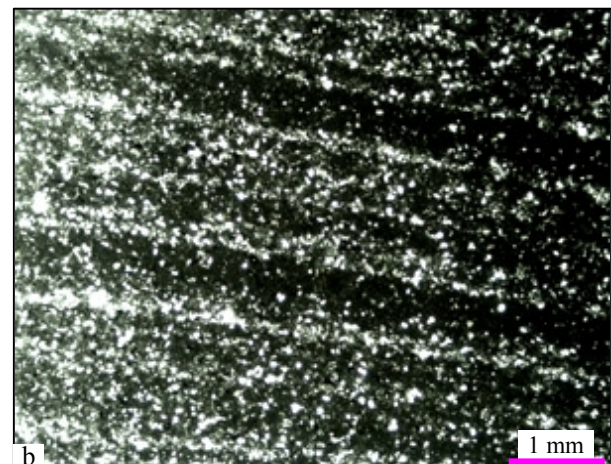
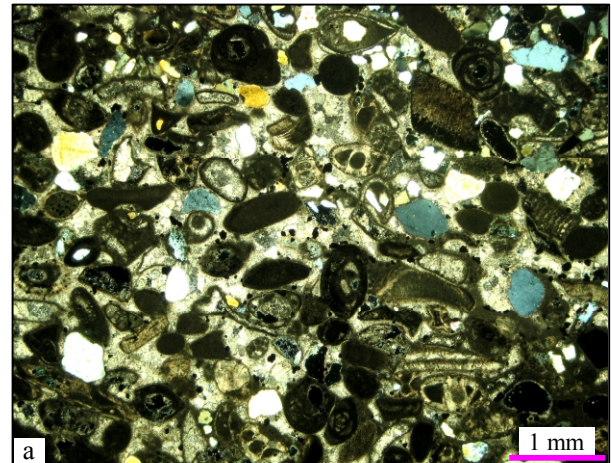
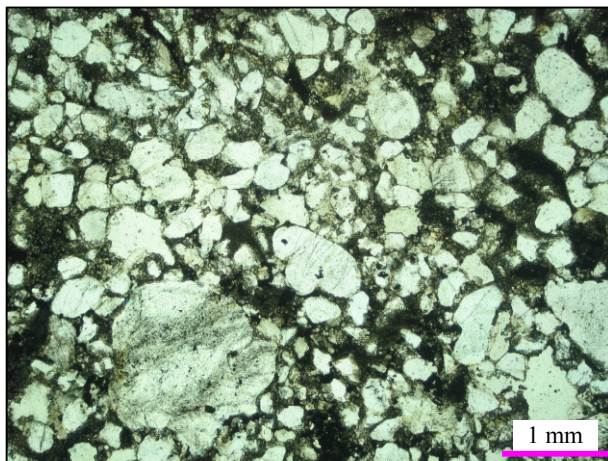
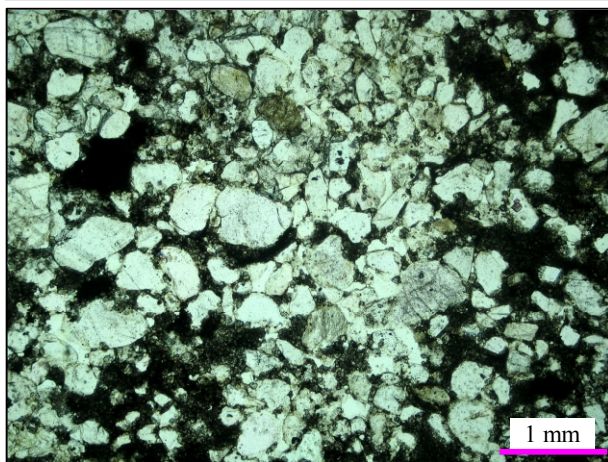
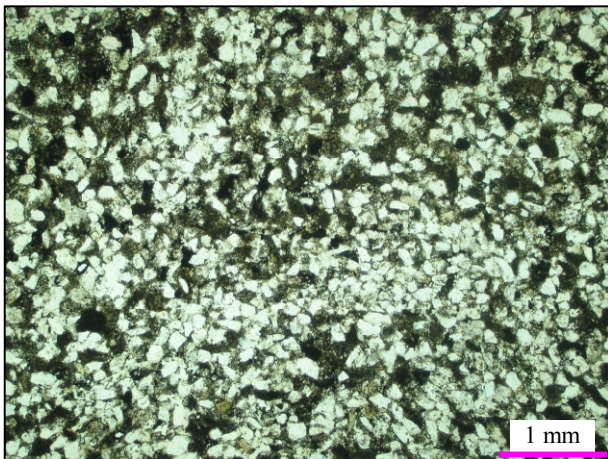
رخساره سیلت سنگ با لامیناسیون مورب پهنه جزر

و مدی (G)

رخساره یاد شده از پلت و کوارتز در اندازه سیلت درشت ساخته شده است و دارای مرز پایینی فرسایشی، لامینه‌های مورب، توالی رو به بالا ریزشونده و بدون آشفستگی زیستی است. این رخساره به سوی بالا با مادستون آهکی سیلت‌دار و مادستون آهکی دارای نودول آهکی وابسته به کمر بند پهنه جزر و مدی پوشیده شده است (شکل 11b).

مرز پایینی فرسایشی، توالی رو به بالا ریزشونده، نبود فسیل و آشفستگی زیستی و جاگیری در بین رخساره‌های کمر بند پهنه جزر و مدی نشان می‌دهد که این رخساره در کانالهای جزر و مدی (هیپس، 1998) با جریانهای طوفانی (فورزیش و همکاران، 1995) مدی پدید آمده است. پلت‌ها از خرده‌های

می‌شوند (سلی، 1994). این حرکت به فرسوده شدن دشت سیلابی و ساختن پیل‌های شیلی انجامیده است. بخشی از ماتریکس، نیز با فشردگی و له شدن پیلها پدید آمده است.



شکل 11: (a) رخساره کلک لیتایت ساحل که در بردارنده خرده‌های آواری بیولکستی - خرده سنگ گوناگون (1) و دانه‌های کوارتز و فلدسپار در سیمان بلوکی کلسیت است (نور XPL: b) رخساره سیلتستون با لامیناسیون مورب پهنه جزر و مدی که لامینه‌های مورب از دانه‌های پلت و کوارتز در اندازه سیلت درشت هستند. حفظ شدن خوب لامینه‌ها گویای نبود فعالیت زیستی است (نور PPL).

شکل 12: توالی رو به بالا ریزشونده ویژه نهشته‌های رودخانه‌ای. دانه‌های سیلیسی آواری کوارتز و فلدسپار با جورشدگی بد تا متوسط هستند (نور PPL).

پویایی تکتونیکی سرانجام روپلین به فعال شدن گسل‌های پیشین، ساختن کوهها، حرکت بخش Forebulge به سوی پهنه تراستی (برای نمونه: یانگ و میال، 2010)، باریک شدن حوضه فورلند و پاره شدن آن به چندین حوضه کوچکترو

تکتونیک و محیط رسوبی

الگوی تغییرات رخساره‌ها (شکل 13) و پراکنندگی بخش‌های 1 تا 5 ماسه سنگهای اهواز (شکل 14a-e) گویای تغییرات بارز در زمان ساخته شدن نهشته‌های سازند آسماری است. امین‌رسولی (1386) و امین‌رسولی و لاسمی (1387) این تغییرات را ناشی از سازوکارهای تکتونیکی، نوسانهای دریا و فرآیندهای رسوب گذاری پیشنهاد کرده‌اند.

ماسه سنگی انجامیده است (شکل 14e). این پویایی سبب ساخته شدن نهشته‌های ژرف آسماری بالایی در برشهای دهدز (مطیعی، 1372) و تنگ پابده (طهماسبی و همکاران، 1385) شده است. بنابراین سازوکارهای تکتونیکی، نوسانهای سطح دریا و فرآیندهای رسوب گذاری به پدید آمدن نهشته‌های آواری واحدهای 1 تا 5 ماسه‌سنگی اهواز در چاه آغاچاری 61 وابسته به محیطهای دره‌های کنده شده و پر شده، دریای باز، سد، تالاب، پهنه جزر و مدی، دلتاهای پهن و کشیده و رودخانه‌ای انجامیده است (شکل 15).

ستبرای به نسبت زیاد نهشته‌های دلتایی در بخش پایین واحد پایینی ماسه‌سنگ اهواز و نبود نهشته‌های خلیج بین کانالی در آنها نشان می‌دهند که تیپ دلتای یاد شده پهن بوده است. دلتاهای پهن در نواحی که سطح دریا به آرامی در حال بالا آمدن هستند (ریدینگ و کالینسون، 1996) و در رمپهای با انتهای پر شیب ساخته می‌شوند. جابجایی نهشته‌های دلتای یاد شده به ساخته شدن سد و نهشته‌های دور از ساحل (Offshore) انجامیده است (برای نمونه: تاکر، 2001). پر شدن تدریجی حوضه در آسماری میانی به کاهش شیب انتهای پلاتفرم و ساخته شدن دلتای کشیده و رخساره‌های کربناته همسان نواحی دیگر زاگرس چین خورده (امین‌رسولی، 1386) بر روی رمپ هموکلینال در این زمان شده است. در بخشهای پایانی جریان رودخانه‌ها قطع شده و نهشته‌های سبخایی با تپه‌های ماسه آواری بر روی سبخاهای کربناته همسان بخش جنوبی خلیج فارس ساخته شده‌اند. این نهشته‌ها در زمانهای پیش‌روی و پس‌روی سطح دریا با هم آمیخته شده‌اند. کاهش ستبرای نهشته‌های سیلیسی آواری رو به بالا در این برش، به گمان قوی، ناشی از افزایش شرایط خشکی محیط (برای نمونه: کینگلیو و دیکس، 1992) و کاهش شیب است.

پدید آمدن رخساره‌های گوناگون بخش پایینی آسماری در برشهای گوناگون انجامیده است (امین‌رسولی و لاسمی، 1387؛ امین‌رسولی و همکاران، 1389). این زیرحوضه‌ها با برآمدگیهای داخل حوضه از هم جدا شده‌اند. در زیرحوضه‌های جنوب فروافتادگی دزفول، فرسایش کوهها و بالا آمدگیهای درون حوضه‌ای به همراه اُفت جهانی سطح دریاها در روپلین پسین (گولنکا و کیسلینگ، 2002) به پیش‌نشینی رودخانه‌ها و پدید آمدن دره‌های بریده شده در بخش نزدیک و نهشته‌های آواری پایینی واحد پنجم ماسه‌سنگ اهواز در بخش دور این دره‌ها، بر روی نهشته‌های سازند پابده انجامیده است. زیرحوضه‌های یاد شده مرکز انباشت نهشته‌های آواری بوده‌اند و از پیش‌روی آواریها به سوی جلو و پهلوها جلوگیری کرده‌اند. با ادامه برخورد و حرکت گوه تراستی به سوی کریتون، پوسته ضخیم‌تر و سخت‌تر شده است. این فرآیند به کاهش فرونشینی و پر شدن فرورفتگیها انجامیده است.

همزمان با این، با بالا آمدن سطح جهانی دریاها در چاتین (مولینز و همکاران، 1988) نهشته‌های آواری - کربناته سازند آسماری بر روی دره‌های بریده شده، در چاه شماره 61، ساخته شده‌اند (امین‌رسولی و لاسمی، 1387). فرسایش برآمدگیها و حرکت بخش Forebulge در هنگام سکون نسبی تکتونیک (میل، 2000) به سوی کریتون به کاهش شیب، کاهش مرکزهای انباشت - حرکت جانبی کانال اصلی رودخانه سازنده دلتا، کاهش ورودی رسوبات آواری (برای نمونه: فلمینگز و جردن، 1990)، پس‌نشینی مرکزهای انباشت واحدهای 2 تا 4 ماسه‌سنگی به سوی کریتون، پیوستن تدریجی زیر حوضه‌ها و پدید آمدن رخساره‌های همسان در آسماری میانی در بخش وسیعی از حوضه انجامیده است (شکل 14a-d).

پس از آن پویایی تکتونیکی در سرانجام اکتانین (امین‌رسولی و لاسمی، 1387) به تغییر الگوی پراکندگی واحد نخست

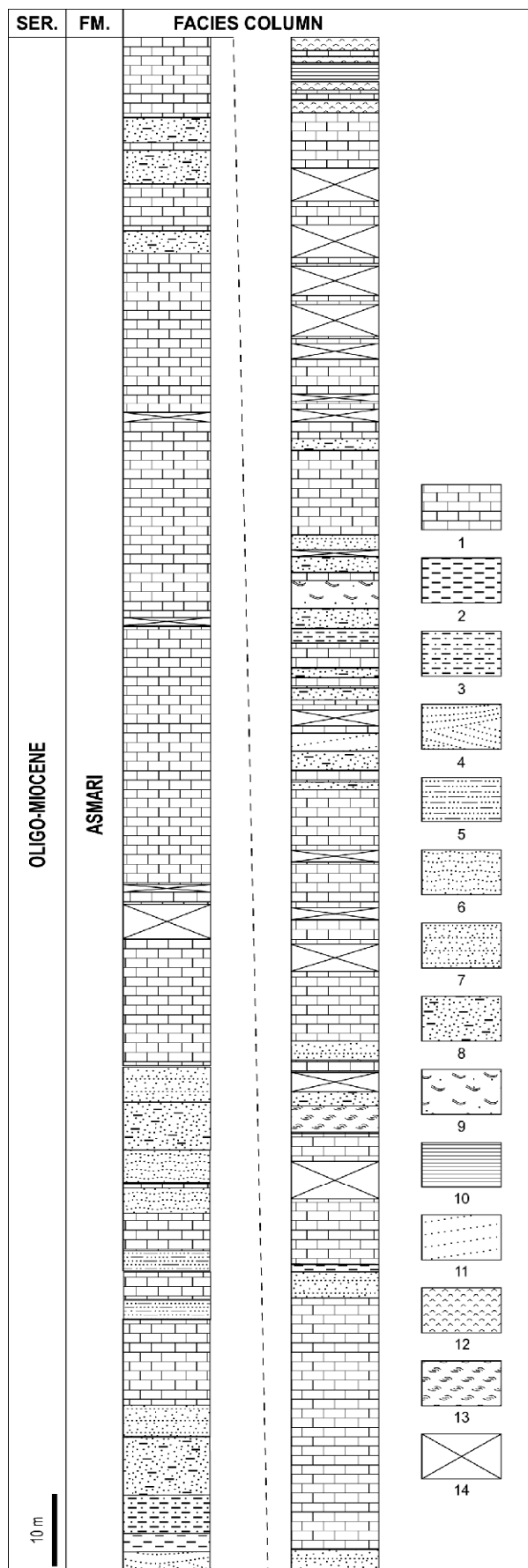
شکل 13: ستون رخساره‌های سازند آسماری در چاه آغاچاری 61. در این چاه از بخشهای مغزه‌گیری شده از هر 30 سانتی‌متر یک نمونه تهیه شده است (راهنمای ستون رخساره‌ای: 1) نهشته‌های کربناته، 2) شیل، 3) سیلت‌سنگ، 4) ماسه سنگ کانال، 5) ماسه سنگ دریای باز، 6) ماسه سنگ سدی، 7) ماسه سنگ بخش جلوی دلتا، 8) ماسه سنگ وکی تالاب - خلیج، 9) ماسه سنگ ساحلی، 10) سیلت‌سنگ پهنه جزرومدی، 11) ماسه سنگ رودخانه‌ای، 12) نهشته‌های تبحیری، 13) نهشته‌های طوفانی، 14) بخشهای پوشیده شده/نیود مغزه.

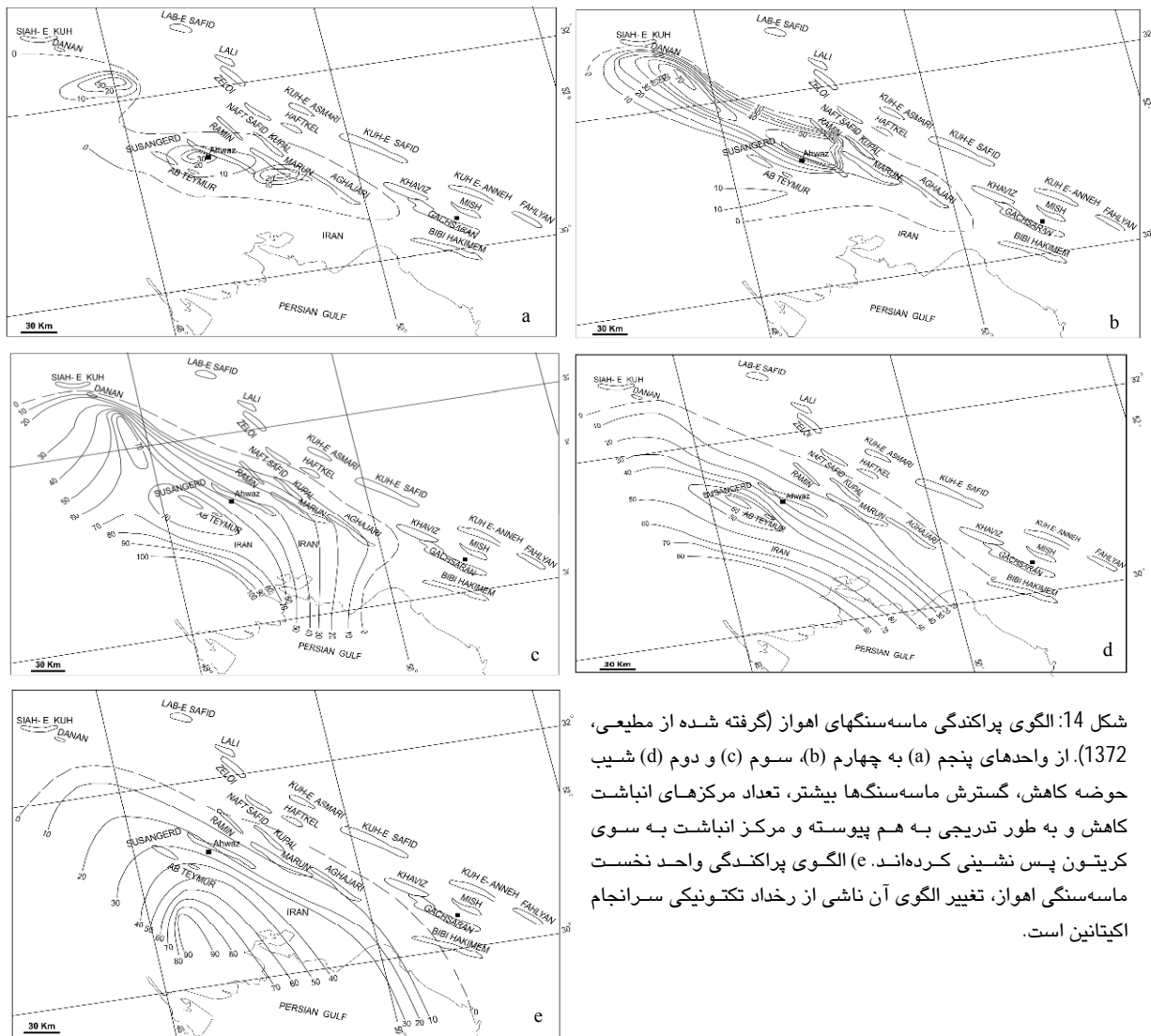
نتیجه‌گیری

بارگذاری تراستی در سرانجام روپلین، به ژرف شدن و پایین آمدن نرخ رسوب‌گذاری در نزدیک گوه تراستی و بالا آمدگی و پس‌روی در بخشهای دور از آن انجامیده است. این رخداد سبب پدیدار شدن نهشته‌های ماسه‌سنگی بخش اهواز در آغاچاری 61 شده است. محیط رسوبی این نهشته‌ها بخشهای دریای باز، دره‌های کنده شده و پر شده، سد، تالاب، پهنه جزرومدی، دلتاهای پهن و کشیده و رودخانه است. تغییر محیطهای رسوبی یاد شده ناشی از سازوکارهای تکتونیکی، فرآیندهای رسوبی و تغییرات سطح جهانی دریاها است. پویایی تکتونیکی سرانجام روپلین به پدید آمدن پلاتفرم رمپ با انتهای پرشیب و ساخته شدن نهشته‌های دلتایی پهن شده است. تغییر پلاتفرم یاد شده به رمپ هموکلینال در آسماری میانی ناشی از پر شدن تدریجی حوضه در زمان سکون تکتونیکی است. این پلاتفرمها در شرایط آب و هوایی گرم و خشک جای داشته‌اند. بارگذاری تراستی در سرانجام روپلین به همراه افت جهانی سطح دریاها در روپلین پسین به پدید آمدن دره‌های بریده شده و با بالا آمدن سطح دریا در چاتین به ساخته شدن نهشته‌های آواری - کربناته سازند آسماری بر روی آن در چاه شماره 61 انجامیده است. بنابراین، به گمان قوی، واحد پنجم ماسه‌سنگ اهواز در بردارنده دو زیرواحد پایینی و بالایی است که مرز آنها ناپیوستگی یا پیوستگی هم‌ارز است.

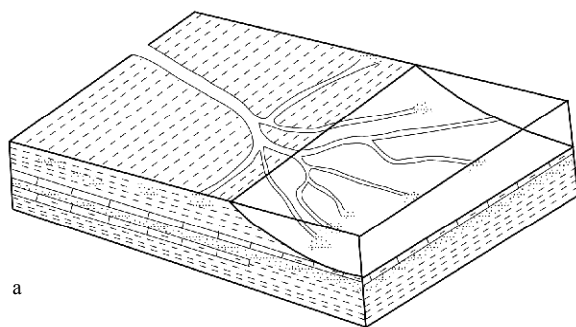
سپاس‌گزاری

از داوران محترم که در بهبود مقاله نقش مهمی داشته‌اند و هیأت تحریریه فصلنامه نهایت سپاس‌گزاری را داریم.

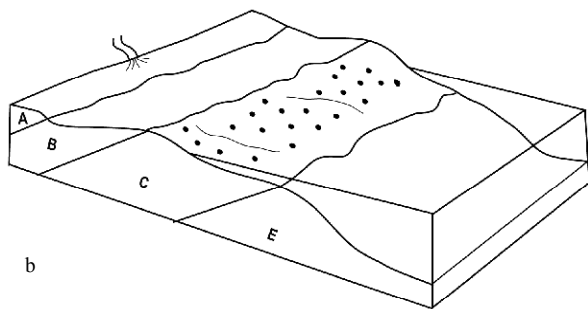




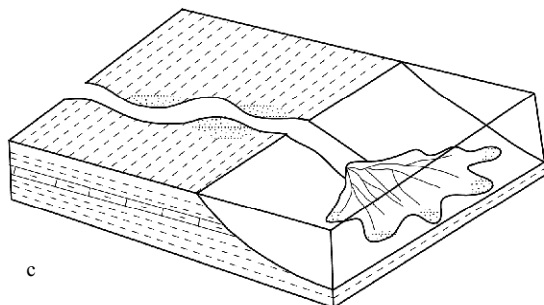
شکل 14: الگوی پراکندگی ماسه‌سنگهای اهواز (گرفته شده از مطیعی، 1372). از واحدهای پنجم (a) به چهارم (b)، سوم (c) و دوم (d) شیب حوضه کاهش، گسترش ماسه‌سنگها بیشتر، تعداد مرکزهای انباشت کاهش و به طور تدریجی به هم پیوسته و مرکز انباشت به سوی کریتون پس نشینی کرده‌اند. (e) الگوی پراکندگی واحد نخست ماسه‌سنگی اهواز، تغییر الگوی آن ناشی از رخداد تکتونیکی سرانجام اکتانین است.



a



b



c

شکل 15: رخداد تکتونیکی سرانجام روپلین و آفت جهانی سطح دریاها (کمی پس از آن) به پیش‌نشینی رودخانه‌ها و پدید آمدن دره‌های بریده شده انجامیده است. تغییرات سطح نسبی دریا به ساخته شدن دلتای تیپ قدیمی می‌سی‌سی‌پی (Lobate) (a)، سد (b) و دلتای تیپ امروزی می‌سی‌سی‌پی (Elongate) (c) انجامیده است. جهت‌های جغرافیایی برپایه گسترش ماسه سنگهای اهواز در شکل 13 است. بر پایه الگوی پراکندگی ماسه سنگهای واحدهای 5 تا 1، جهت جریان رودخانه‌ها در a و b از شمال باختر به سوی جنوب خاور و در مدل c از جنوب باختر به سوی شمال خاور است.

منابع

- آدابی، م.ح.، صادقی، ع.، حسینی برزی، م.، لطف پور، م.، معلمی، ع.، طهماسبی، ع.ر.، حسینی، ا.، هنرمند، ج.، زهدی، ا.، صالحی، م.ع.، جعفرزاده، م.، خطیبی مهر، م.، 1387. بررسی گسترش و منشأ افقهای ماسه سنگی سازند آسماری در زون ایزه. گزارش نهایی پروژه پژوهشی و تحقیقاتی، مناطق نفت خیز جنوب، 283 ص.
- بختیاری، س.، 1384. اطلس راههای ایران با مقیاس 1:1000000. مؤسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، 288 ص.
- امین‌رسولی، ه.، 1386. چینه نگاری سکانسی سازند آسماری و نهشته‌های هم ارز آن (بخش بالایی سازند پابده) در زاگرس چین خورده، جنوب باختر ایران. رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران، 199 ص.
- امین‌رسولی، ه.، لاسمی، ی.، 1387. رخدادهای تکتونیکی الیگو-میوسن در زاگرس چین خورده. دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، اهواز.
- امین‌رسولی، ه.، لاسمی، ی.، قماش، ق.، ظاهری، ش.، 1389. چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در چاه 61 میدان آغاچاری. چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمایی علوم زمین، ارومیه.
- زاهدی نژاد، ج.، 1366. مطالعه زمین‌شناسی بخش ماسه‌سنگی اهواز در حاشیه جنوب غربی حوضه رسوبی آسماری. گزارش شماره 4028، مناطق نفت خیز جنوب، 125 ص.
- طهماسبی سروستانی، ع.ر.، آدابی، م.ح.، قویدل سیوکی، م.، صادقی، ع.، 1385. میکروفاسیسها، محیطهای رسوبی و چینه‌شناسی توالیهای سازند آسماری در برش تنگ پابده (بال جنوبی تاقدیس گورپی). بیست و پنجمین گردهمایی علوم زمین، تهران.
- مطیعی، ه.، 1372. زمین‌شناسی ایران: چینه‌شناسی زاگرس. طرح تدوین کتاب، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شماره 1، 536 ص.
- Adams, T.D., 1969. The Asmari Formation of Lurestan and Khuzestan Province. *Iranian Oil Operating Companies, Geological and Exploration Division*, Unpublished Report No. 1074
- Adams, T.D., & Bourgeois, F., 1967. Asmari biostratigraphy. *Iranian Oil Operating Companies, Geological and Exploration Division*, Unpublished Report No. 1074: 6-11.
- Breda, A., Mellere, D., Massari, F., & Asioli, A., 2009. Vertically stacked Gilbert-type deltas of Ventimiglia (NW Italy): the Pliocene record of an overfilled Messinian incised valley. *Sediment. Geol.*, 219: 58-76.
- Coleman, J.M., 1976. Deltas, Processes of Deposition, Models for Exploration. *Continuing Education Publishing Co., Champaign, Ill.* 102 p.
- Coniglio, M., & Dix, G.R., 1992. Carbonates slopes. In: Walker, R.G., & James, N.P., (Eds.), Facies models-response to sea-level changes. *Geol. Assoc. of Canada, Memorial Univ. St. John's*, 349-373 pp.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E., (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks. AAPG Mem.*, 1: 108-121.
- Emery, D., & Meyers, K., 1996. Sequence stratigraphy. *Blackwell, Science*, 279 p.
- Flemings, P.B., & Jordan, T.E., 1990. Stratigraphic modeling of foreland basins: Interpreting thrust deformation and lithosphere rheology. *Geology*, 18: 430-434.
- Folk, R.L., 1980. Petrology of Sedimentary Rocks. *Hemphill, Austin, Texas*, 182p.
- Fursich, F.T., Freytag, S., Rohl, J., & Schmid, A., 1995. Palaeoecology of benthic associations in salinity-controlled marginal marine environments: examples from the Lower Bathonian (Jurassic) of the Causses (southern France). *Palaeo*, 113: 135-172.
- Golonka, J., & Kiessling, W., 2002. Phanerozoic Time Scale and Definition of Time Slices. In: Kiessling, W., Flügel, E., & Golonka, J., (Eds.), *Phanerozoic Reef Patterns. SEPM Spec. Publ.*, 72: 11-20.
- Gremarea, A., Sarda, R., Medernachb, L., Jordanab, E., Pinedoc, S., Amourouxb, J.M., Martinc, D., Nozaisb, C., & Charlesb, F., 1998. On the dramatic increase of ditrupa arietina O.F. Muller (Annelida:

- Polychaeta) along both the French and the Spanish Catalan Coasts. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 47: 447-457.
- Helland-Hansen, W., 2010. Facies and stacking patterns of shelf-deltas within the Palaeogene Battfjellet Formation, Nordenskiöld Land, Svalbard: implications for subsurface reservoir prediction. *Sedimentology*, 57: 190-208.
- Hips, K., 1998. Lower Triassic storm-dominated ramp sequence in northern Hungary: an example of evolution from homoclinal ramp distally steepened ramp to Middle Triassic flat-topped platform. In: Wright, V.F., & Burchette, T.P., (Eds.), Carbonate ramps. *Geol. Soc. [London] Spec. Publ.*, 149: 315-338.
- Jafarzadeh, M., & Hosseini-Barzi, M., 2008. Petrography and geochemistry of Ahwaz Sandstone Member of Asmari Formation, Zagros, Iran: implications on provenance and tectonic setting. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25: 247-260.
- James, G.A., & Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area. *AAPG Bull.*, 49: 2182-2245.
- Mack, G.H., Leeder, M., Perez-Arlucea, M., Brendon, D.J., & Bailey, B.D.J., 2003. Sedimentology, paleontology and sequence stratigraphy of Early Permian estuarine deposits, south-central New Mexico, USA. *Palaios*, 18 (4-5): 403-420.
- McCoard, D.R., 1974. Regional geology of the Asmari of Ahwaz and Marun areas. *IOOC*, Report (Unpublished).
- Miall, A.D., 2000. Principles of sedimentary basin analysis. *Springer*, Berlin, 3rd ed., 616 p.
- Middleton, G.V., 1973. Johannes Walther's law of the correlation of facies. *GSA Bull.*, 84: 979-988.
- Mullins, H.T., Gardulski, A.F., Hinchey, E.J., & Hine, A.C., 1988. The modern carbonate ramp slope of central west Florida. *J. Sediment. Petrology*, 50: 905-916.
- Olivier, N., Carpentier, C., Martin-Garin, B., Lathuilière, B., Gaillard, C., Ferry, S., Hantzpergue, P., & Geister, J., 2004. Coral-microbialite reefs in pure carbonate versus mixed carbonate-siliciclastic depositional environments: the example of the Pagny-sur-Meuse section (Upper Jurassic, northeastern France). *Facies*, 50 (2): 229-255.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., & Siever, R., 1987. Sand and Sandstone. *Springer-Verlag*, 2nd ed., 550 p.
- Plint, A.G., 1988. Sharp-based shoreface sequences and "offshore bars" in the Cardium Formation of Alberta: their relationship to relative changes in sea level. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., & Van Wagoner, J.C., (Eds.), Sea-Level Changes: An Integrated Approach. *SEPM Spec. Publ.*, 42: 357-370.
- Reading, H.G., & Collinson, J.D., 1996. Clastic coasts. In: Reading, H.G., (Ed.), Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. *Blackwell Science*, Oxford, U.K., 3rd ed., 154-231 pp.
- Reineck, H.G., & Singh, I.B., 1986. Depositional sedimentary environments. *Springer-Verlag*, Berlin, 2nd ed., 551p.
- Richardson, R.K., 1924. The geology and oil measures of southwest Persia. *J. Inst. Petr. Tech.*, 10 (43): 256-283.
- Selley, R.C., 1994. Ancient Sedimentary Environment. 4ed., *Chapman & Hall*, London, 300 P.
- Serra, O., 1985. Sedimentary environments from wireline logs. *Schlumberger Technical Services*, Paris, 211p.
- Shinn, E.A., 1983. Tidal flat environment. In: Scholle, P.A., Bebout, D.G., & Moore, C.H., (Eds.), Carbonate Depositional Environments. *AAPG Mem.*, 33: 173-210.
- Ta, T.K.O., Nguyen, V.L., Tateishi, M., Kobayashi, I., Saito, Y., & Nakamura, T., 2002. Sediment facies and Late Holocene progradation of the Mekong River Delta in Bentre Province, southern Vietnam: an example of evolution from a tide-dominated to a tide- and wave-dominated delta. *Sediment. Geol.*, 152: 313-325.
- Tropeano, M., & Sabato, L., 2000. Response to Plio-Pleistocene mixed bioclastic-lithoclastic temperate-water carbonate systems to forced regressions: the Calcarenite di Gravina Formation, Puglia, SE Italy. In: Hunt, D., Gawthorpe, R.L., (Eds.), Sedimentary Responses to Forced Regression. *Geol. Soc. [London] Spec. Publ.*, 172: 217-243.
- Tucker, M.E., 2001. Sedimentary petrology. *Oxford Blackwell*, 3rd ed., 262 pp.

- Uba, C.E., Heubeck, C., & Hulka, C., 2005. Facies analysis and basin architecture of the Neogene Subandean synorogenic wedge, southern Bolivia. *Sediment. Geol.*, 180: 91–123.
- Van Buchem, F.S.P., Allan, T.L., Laursen, G.V., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pickard, N.H.A., & Tahmasbi, A.R., Vedrenne, V., & Vincent, B., 2010. Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran. *Geol. Soc. [London] Spec. Publ.*, 329: 219-263.
- Wells, A.J., 1967. Lithofacies and geological history of lower Tertiary sediments in southwestern Iran (Asmari lithofacies study). *Iranian Oil Operating Companies, Geological and Exploration Division*, Report No. 1108, 48 p.
- Wright, L.D., & Coleman, J.M., 1973. Variations in morphology of major river deltas as functions of ocean wave and river discharge regimes. *AAPG Bull.*, 57: 177-205.
- Wright, E.E., Hine, A.C., Goodbred, S.L., & Locker, S.D., 2005. The effect of sea-level and climate change on the development of a mixed siliciclastic-carbonate, deltaic coastline: Suwannee River, Florida, *U.S.A J. Sediment. Res.*, 75: 621–635.
- Yang, Y., 2011. Tectonically-driven underfilled-overfilled cycles, the middle Cretaceous in the northern Cordilleran foreland basin. *Sediment. Geol.*, 233: 15-27.
- Yang, Y., Miall, A.D., 2010. Migration and stratigraphic fill of an underfilled foreland basin: Middle-Late Cenomanian Belle Fourche Formation in southern Alberta. *Sediment. Geol.*, 227: 51–64.