

بازسازی محیط رسوبی نهشته‌های آواری میوسن حوضه رسوبی زاگرس در برش‌های کوه آسکی و هورگان، گستره نیریز، حوضه زاگرس

پریسا غلامی‌زاده^{۱*}، محمدحسین آدابی^۲، محبوبه حسینی برزی^۳، عباس صادقی^۳ و محمدرضا قاسمی^۴

^۱دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۲استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۳دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۴دانشیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۸/۰۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۱۰/۲۸

چکیده

رسوبات میوسن در گستره نیریز در پهنه برخوردی زاگرس، میان گسل اصلی زاگرس و پهنه آفیولیتی زاگرس رخمون دارند. به منظور مطالعه محیط رسوبی دیرینه این رسوبات، دو برش کوه آسکی و هورگان اندازه‌گیری و نمونه‌برداری شده است. سبترای این دو برش به ترتیب ۴۲۴ و ۴۴۰ متر است و از ماسه‌سنگ، کنگلومرا و مارن سرخ و سبز رنگ تشکیل شده و به صورت ناپیوسته میان سازند جهرم و کنگلومرای بختیاری قرار گرفته‌اند. بر پایه مطالعات صحرایی و سنگ‌نگاری، ۱۴ رخساره مربوط به کمریندهای رخساره‌ای بخش نزدیک به منشأ دلتای بادبزی، بخش میانی دلتای بادبزی، رخساره‌های حدواسط، رخساره‌های شیب دلتا و انتهای دلتا برای توالی میوسن از حاشیه به سوی مرکز حوضه تشخیص داده شده است. با توجه به رخساره‌های شیب که در اثر جریان‌های توریدایی، جریان‌های ریزی دانه‌ای و جریان‌های خرده‌دار تشکیل شده‌اند و دانه‌درشت بودن و جورشدگی بد رسوبات، مدل رسوبی دیرینه برای توالی میوسن گستره نیریز، یک دلتای بادبزی پیشنهاد می‌شود. همچنین گسترش رخساره‌های شیب نشان‌دهنده وجود شیب دیرینه و دلتای بادبزی ژرف نوع شیپی است. وجود ناپیوستگی‌های درون‌سازندی فراوان، تغییرات نامنظم اندازه دانه‌ها و جریان‌های ثقلی نشان‌دهنده زمین‌ساخت فعال حوضه رسوبی و ورود ناگهانی رسوبات درشت‌دانه (رویدادهای شدید ناگهانی کوتاه‌مدت (Catastrophic events)) به بخش نزدیک به منشأ حوضه زاگرس در زمان میوسن است.

کلیدواژه‌ها: محیط رسوبی دیرینه، برش کوه آسکی، برش هورگان، رسوبات میوسن، نیریز، زاگرس.

*نویسنده مسئول: پریسا غلامی‌زاده

E-mail: Prsgholami@gmail.com

۱- پیش‌نوشتار

رسوبات میوسن گستره نیریز جزئی از کمریند فلیش‌های میوسن هستند که در پهنه زاگرس خرد شده (Crushed zone) قرار دارند. این رسوبات را می‌توان در پشت برجستگی فارس از باختر مکران تا خلیج الکساندر در ترکیه به صورت منقطع دنبال کرد زیرا تنها در بخش‌هایی در جلوی گسل اصلی زاگرس رخمون دارد (Ricou, 1971). رسوبات میوسن از تناوبی از ماسه‌سنگ، شیل، کنگلومرا و مارن سرخ و سبز رنگ تشکیل شده است که با ناپیوستگی فرسایشی روی آهک‌های سازند جهرم و با مرز ناپیوسته در زیر کنگلومرای بختیاری قرار دارند؛ بنابراین معادل سنی گروه فارس (سازندهای رازک، میشان و آقاجاری) در زاگرس هستند (شکل ۱).

حوضه پیش‌بوم زاگرس با ایجاد کمریند چین‌خورده- رورانده هنگام برخورد صفحه عربی- اوراسیا تشکیل شده است (Koop and Stoneley, 1982; Alavi, 2004; Beydoun et al., 1992). پرکننده‌های درشت‌دانه حوضه زاگرس را می‌توان به عنوان شواهدی از بالاآمدگی (Uplift) زاگرس در نظر گرفت که حاصل برخورد صفحه عربی- اوراسیا است (James & Wynd, 1965; Stocklin, 1968; Falcon, 1974; Berberian and King, 1981). باور بر این است که بسته شدن اقیانوس نوتیس از کرتاسه بالایی شروع شده (Alavi, 2004) و بقایای اقیانوس تیس در زمان الیگو-میوسن کاملاً بسته شده است؛ زیرا تغییر ناگهانی در رسوب‌گذاری از دریای کم‌ژرفا (سازند جهرم) به رخساره‌های آواری (سازندهای رازک و آقاجاری) نشان‌دهنده تبدیل حاشیه غیرفعال به حوضه پیش‌بوم در حاشیه صفحه عربی و آغاز برخورد صفحات عربی و اوراسیا است (Hessami et al., 2001; Sherhati & Letouzey, 2004) ولی هنوز اختلاف نظرهایی در مورد زمان بسته شدن اقیانوس نوتیس وجود دارد. مطالعات بسیاری ساختار و چگونگی تکامل حوضه زاگرس در گستره نیریز را بررسی کرده‌اند (e.g. Ricou, 1971; Nadimi, 2002; Babaei et al., 2005).

۲- روش مطالعه

مطالعات صحرایی رسوبات میوسن در برش‌های کوه آسکی با سبترای ۴۲۴ متر و هورگان با سبترای ۴۴۰ متر با بررسی سنگ‌نگاری و ساختارهای رسوبی، تغییرات جانبی و عمودی رخساره‌ها و استفاده از کدهای رخساره‌ای (Postma (1990) و Miall (1996) انجام گرفته است (جدول ۱). به منظور مطالعات میکروسکوپی ۹۵ مقطع نازک از برش کوه آسکی و ۴۱ مقطع نازک از برش هورگان تهیه و ویژگی‌های بافتی و ترکیبی این نمونه‌ها توسط میکروسکوپ پلاریزان مطالعه شد. مقاطع نازک با آلزارین سرخ و فری‌سیانید پتاسیم برای تشخیص سیمان‌های کلسیتی و دولومیتی و تعیین مقدار آهن آنها به روش Dickson (1966) رنگ آمیزی شد. برای نام‌گذاری ماسه‌سنگ‌ها از روش Folk (1980) و برای کنگلومراها از روش Prothero and Schwab (1996) استفاده شده است.

۳- رخساره های رسوبی

محیط رسوبی میان بخش دریایی (سازند جهرم) و بخش قاره‌ای (سازند بختیاری) احتمالاً یک محیط حدواسط، ساحلی و دلتایی است که از یک سو به سامانه تغذیه کننده آبرفتی و از سوی دیگر به بخش ساحلی و حوضه دریافت کننده رسوب می‌رسد. به دلیل گوناگونی فرایندهای مؤثر از سوی خشکی و دریا بر شکل هندسی و چینه‌نگاری دلتا، رخساره‌های بسیار گوناگونی تشکیل می‌شود. حال به ترتیب از خشکی به سوی دریا رخساره‌های شناسایی شده در توالی میوسن گستره نیریز شرح داده می‌شود.

۳-۱. رخساره‌های دلتایی بادزنی نزدیک به منشأ (Proximal fan delta facies)

اولین رخساره‌های سمت خشکی در دلتای بادزنی شامل رسوبات گراولی و ماسه‌ای هستند که رسوبات آنها به علت دانه‌درشت بودن (گراولی) و نبود فسیل در مقایسه با رخساره‌های بالا و پایین خود، ویژگی‌های مخروط‌افکنه را نشان می‌دهند و شامل رخساره‌های Gt و Gmm، Gh، Gm و Gt به شرح زیر هستند: **کنگلومرای زمینه‌پشتیبان (Gmm):** این کنگلومراها زمینه‌پشتیبان هستند و در بخش بالای توالی میوسن دیده می‌شوند، جورشدگی بسیار بدی دارند و قطعات در قاعده کمی موازی با جریان جهت‌یافتگی نشان می‌دهند، ولی به‌طور کلی جهت‌یابی خاصی نشان نمی‌دهند (شکل ۶- الف). اندازه قطعات از ۰/۵ تا ۵ سانتی‌متر متفاوت است و بدون فسیل و آثار فسیلی هستند. قطعات با فراوانی حدود ۲۰ درصد بیشتر نیمه‌زاویه‌دار دیده می‌شوند و شامل قطعات آهکی، چرت و آتشفشانی هستند (پلی‌مکتیک). ستبرای لایه‌ها از ده‌ها سانتی‌متر تا چند متر متغیر است و قاعده فرسایشی نشان می‌دهند.

تفسیر: جورشدگی بسیار بد، نبود فسیل و درشت‌دانه بودن و قاعده فرسایشی بدنه‌های کنگلومرای نشان می‌دهد که از یک جریان خرده‌دار در منطقه نزدیک به منشأ و در خشکی رسوب‌گذاری کرده‌اند (Nichols, 2009). جریان‌های خرده‌دار مخلوطی از حجم زیادی مواد تخریبی و مقدار کمی جریان آب هستند و زمانی جریان متوقف می‌شود که شیب سطح زمین و یا مقدار آب کم شود، بنابراین این رخساره‌ها می‌توانند نشان‌دهنده شیب دیرینه باشند (Nemec and Steel, 1984; Nichols, 2009).

اورتوکنگلومرا با لایه‌بندی موازی (Gh): این واحدهای کنگلومرای با لایه‌بندی موازی دیده می‌شوند که به‌طور متناوب با ماسه‌سنگ‌های با لایه‌بندی موازی قرار دارند و بیشتر در بخش‌های بالای توالی دیده می‌شوند. این زوج‌ها به‌طور معمول ۵ تا ۲۰ سانتی‌متر ستبرای دارند؛ واحدهای چند ده سانتی‌متری تا چند متری با قاعده مشخص را تشکیل می‌دهند (شکل ۶- ب)؛ بدون فسیل هستند و جورشدگی بدی دارند ولی سیلت و رس وجود ندارد. قطعات بیشتر نیمه‌زاویه‌دار با ابعاد میان ۰/۵ تا ۳ سانتی‌متر هستند. جنس بیشتر قطعات از سنگ‌های آهکی است و به مقدار کمتری قطعات چرت و آتشفشانی دیده می‌شود. این رسوبات لایه‌ها دانه‌بندی عادی نشان می‌دهند و گاه لایه‌های نازکی از مادستون سرخ رنگ دیده می‌شود.

تفسیر: لامینه‌بندی افقی نشان‌دهنده رشد عمودی لایه در شرایط سیلابی و رژیم بالای جریان است (e.g. McKee et al., 1967). رنگ سرخ لایه‌های مادستونی نشان می‌دهد که بیرون از آب تشکیل شده‌اند. دانه درشت بودن آنها و همراهی آنها با رخساره‌های Gt و Gmm و لایه‌های خیلی خوب لایه‌بندی شده با زوج‌های گراول درشت‌تر (به‌طور متوسط ۱ سانتی‌متر) و ماسه و گراول ریزتر (کمتر از ۳ میلی‌متر) نشان‌دهنده جریان‌های ورقه‌ای در یک مخروط‌افکنه است. کنگلومراهای ورقه‌ای شکل دانه‌پشتیبان یا زمینه‌پشتیبان معمولاً حاصل جریان‌های شدید و ناگهانی کوتاه مدت هستند (Reading, 1996; Liu et al., 2014).

اورتوکنگلومرا با لایه‌بندی مورب (Gt): این رخساره بیشتر در بخش میانی توالی میوسن دیده می‌شود و شامل لایه‌های کنگلومرای با لایه‌بندی مورب و ستبرای به‌طور متوسط ۳۰ سانتی‌متر است. این لایه‌ها بدون فسیل و دارای قاعده مشخص و فرسایشی هستند که به سوی بالا کنگلومرای قطعه‌پشتیبان به ماسه سنگ تبدیل

می‌شود (شکل‌های ۶- ج و د). این واحد کنگلومرای جورشدگی بدی نشان می‌دهد و قطعات نیمه‌گرد شده آن بیشتر شامل قطعات آهکی، قطعات سنگ‌های آتشفشانی و رادیولاریت هستند.

تفسیر: درشت‌دانه بودن رسوبات، نبود فسیل و جورشدگی بد نشان‌دهنده تشکیل آنها در محیط‌های رسوبی نزدیک به منشأ است. قاعده فرسایشی مشخص و لایه‌بندی مورب نشان می‌دهد که در کانال‌ها تشکیل شده‌اند (Nemec & Postma, 1993). نبود فسیل نشان می‌دهد که احتمالاً در کانال‌های آبرفتی شکل گرفته‌اند.

۳-۲. رخساره‌های بخش میانی دلتای بادزنی (Mid fan delta facies)

رخساره‌های بخش میانی دلتای بادزنی شامل کانال‌های اصلی بریده‌بریده، لاگون و کروس‌های پهن (Crevasse-splay) هستند و به علت این که تا حدی تحت تأثیر آب دریا هستند، در رخساره‌های انتهایی آثار فسیلی (Pylonichnus) دیده می‌شود. رخساره‌هایی که در توالی میوسن گستره نیریز دیده شده‌اند عبارتند از: Gg, Sp, Sh, Gg, Sp, Sh, P, Fm, Sr.

کنگلومرا با دانه‌بندی عادی (Gg): این واحدها دانه‌بندی تدریجی از کنگلومرا تا ماسه درشت‌دانه نشان می‌دهند. ورقه‌ای شکل هستند و بیشتر در بالای توالی دیده می‌شوند. قاعده تخریبی دارند و با ماسه‌سنگ توده‌ای تا با لایه‌بندی موازی پایان می‌یابند (شکل‌های ۶- ث و ج). در آنها آثار فسیلی (Pylonichnus) دیده می‌شود (شکل ۶- ج) که گوناگونی و فراوانی کمی دارند. قطعات تشکیل‌دهنده بیشتر قطعات آهکی، سنگ‌های آتشفشانی و چرت نیمه‌گرد شده تا نیمه‌زاویه‌دار هستند و جورشدگی بدی نشان می‌دهند.

تفسیر: دانه‌بندی تدریجی و جورشدگی بد نشان‌دهنده تشکیل این رسوبات از جریان‌های توریدیتی ناگهانی با چگالی بالا (طبق تعریف (Lowe (1982) یا جریان‌های پرسرعت هایپرپیکنال (نوعی جریان‌های توریدیتی که در دهانه رودخانه‌هایی که به دریا می‌ریزند تشکیل می‌شوند و چگالی آنها به دلیل بار معلق نسبت به آب دریا بیشتر است: Hyperpycnal flows) هستند. آثار فسیلی Pylonichnus در پهنه‌های بالای کشتندی تشکیل می‌شود (Benton and Harper, 1997). از آنجا که این رسوبات دانه‌درشت و دارای آثار فسیلی هستند، در بخش‌های نزدیک به منشأ و دریایی (کانال‌های اصلی بخش میانی دلتای بادزنی) تشکیل شده‌اند.

ماسه‌سنگ با لایه‌بندی مورب (Sr و Sp, St): این رخساره بیشتر در بخش‌های زیرین توالی به‌صورت بدنه‌های عدسی شکل دیده می‌شود که دارای بستر تخریبی هستند و از چند ده سانتی‌متر تا ۲ متر ستبرای دارند. لایه‌بندی مورب مسطح بزرگ‌مقیاس (Sp) کمتر متداول است و معمولاً با ستبرای ۱ متر (شکل ۶- چ). همچنین لایه‌بندی مورب عدسی (St) و مورب مسطح کوچک‌مقیاس (St) نیز دیده می‌شود (شکل‌های ۶- ح و خ) که در یک توالی به سوی بالا ریزش‌شونده قرار دارند و به سیلت و شیل تبدیل می‌شوند. قطعات گلی در بخش زیرین دیده می‌شوند و بدون آثار فسیلی هستند. مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد این رخساره از لیتارنایت‌های متوسط‌دانه تشکیل شده است که نیمه‌گرد شده هستند و جورشدگی متوسط تا ضعیفی دارند و خرده‌سنگ‌ها شامل قطعات کربناته، خرده‌سنگ‌های آتشفشانی و چرت هستند.

تفسیر: ماسه‌سنگ با لایه‌بندی مورب معمولاً در اثر مهاجرت سه‌بعدی تپه‌های ماسه‌ای درون کانال‌های آبرفتی جریان داشته در بخش میانی دلتای بادزنی ایجاد شده است (Collinson, 1968; Conaghan & Jones, 1975; McCabe, 1977; Liu et al., 2014) مجموعه‌های مورب مسطح کوچک‌مقیاس در اثر حرکت تپه‌های ماسه‌ای با خط‌ألراس مستقیم ایجاد می‌شوند (سدهای کوچک: شکل ۶- خ)، مجموعه‌های مورب مسطح بزرگ‌مقیاس احتمالاً در اثر حرکت سدهای دهانه رودخانه‌های شاخه‌ای بزرگ تشکیل شده‌اند و یا کانال‌هایی تحت تأثیر دلتا هستند (McCabe, 1977). ترکیب کانی‌شناسی و رسیدگی ضعیف نشان می‌دهد که رسوبات فاصله کمی را نسبت

مورد پیشین است؛ ولی وجود آثار فسیلی نشان دهنده تأثیر آب دریاست و احتمالاً این رخساره در بخش‌های میانی دلتای بادزنی تشکیل شده است.

۳-۳. رخساره‌های گستره حدواسط (Transition zone facies)

این رخساره‌های حدواسط میان بخش‌های کم‌ژرفا و ژرف دلتای بادزنی قرار دارند و بیشتر ویژگی‌های رخساره‌های ساحلی و بخش‌های بالایی پیشانی ساحل را نشان می‌دهند.

• **مجموعه ماسه‌سنگ‌های با چینه‌بندی مورب (Sp):** این مجموعه به صوت عدسی‌های وسیع با مجموعه‌هایی از لایه‌بندی مورب مسطح بزرگ‌مقیاس با ستبرای بیشتر از ۱۰ متر در بخش‌های میانی توالی دیده می‌شود (شکل ۷-الف). در سطح فرسایشی زیرین گراول باقیمانده دیده می‌شود. همچنین ماسه‌سنگ‌های با لایه‌بندی مورب به صورت متناوب با کنگلومرا یا ماسه‌سنگ پبلی با لایه‌بندی مورب دیده می‌شود. این رخساره در بخش‌های بالای توالی به صورت واحدهای عدسی شکل کوچک دیده می‌شود که لایه‌بندی مورب نشان می‌دهند و معمولاً ستبرای آنها کم است و به صورت یک مجموعه دیده می‌شوند.

• **تفسیر:** ماسه‌سنگ‌های با چینه‌بندی مورب بزرگ‌مقیاس بدون هر گونه آثاری از محیط خشکی به عنوان رسوبات دریا‌های کم‌ژرفا (پیشانی ساحل: Shoreface) با کشند چیره تشخیص داده می‌شوند (Allen, 1982; Reading, 1996). تناوب این ماسه‌سنگ‌ها با کنگلومرا یا ماسه‌سنگ‌های پبلی با لایه‌بندی مورب نشان‌دهنده وجود رویدادهای کوتاه‌مدت شدید و ناگهانی (Catastrophic events) در بخش‌های کم‌ژرفای دریاست (Nichols, 2009)؛ زیرا نشان می‌دهد که شدت جریان آب به اندازه‌ای بوده است که ذرات درشت تا این بخش بالای پیشانی ساحل حمل شده‌اند. تفاوت این رخساره با رخساره ماسه‌سنگی با چینه‌بندی مورب در دشت دلتایی (شکل‌های ۶-چ و ۶-ح) این است که این رخساره بدون نشانه‌های رخساره‌های آبرفتی است؛ در حالی که در رخساره‌های آبرفتی به سوی بالا مادستون‌های سرخ رنگ و خاک دیرینه دیده می‌شود.

۳-۴. رخساره‌های شیب دلتا (Delta slope facies)

رخساره‌های شیب دلتا با شواهدی مانند وجود جریان‌های توربیدیته و ریزشی از دیگر رخساره‌ها تشکیل می‌شوند. در رخساره‌های توربیدیته ساخت‌های توالی بوما دیده می‌شود و جریان‌های ریزشی انتهای شیب دلتا را نشان می‌دهند. این رخساره‌ها عبارتند از: Sm, Se و Sg.

– ماسه‌سنگ توده‌ای با دانه‌بندی تدریجی عادی

(رسوبات جریان‌های توربیدیته: Turbidity current deposits) (Se, Sm): ماسه‌سنگ توده‌ای با دانه‌بندی تدریجی هم به صورت لایه‌های مسطح و هم به صورت عدسی‌شکل در چینه‌بندی ماسه‌سنگ‌ها دیده می‌شوند. دارای قاعده تخریبی و به سوی بالا ریزش‌نوده هستند. این ماسه‌سنگ‌ها ساخت‌های توالی بوما را نشان می‌دهند. ساختارهای وزنی در قاعده و قطعات گلی در قاعده و درون این ماسه‌سنگ‌های توده‌ای دیده می‌شوند (شکل‌های ۷-ب و ت). در سطح زیرین شواهد کشیدگی و اصطکاک واحدهای ماسه‌ای روی مادستون و سیلتستون‌ها دیده می‌شود. همچنین در بخش‌هایی مادستون‌های قرار گرفته در زیر قاعده بدنه‌های ماسه‌سنگی، حالت تخریبی دارند و دانه‌بندی تدریجی عادی نشان می‌دهند.

• **تفسیر:** ماسه‌سنگ‌های توده‌ای با شکل هندسی ورقه‌ای معمولاً در قاعده کانال‌ها متداول هستند (e.g. Collinson, 1969; McCabe, 1977) و در اثر رسوب‌گذاری سریع از بار معلق در طول فرایندهای سیلابی تشکیل می‌شوند، به همین علت ساخت‌های توالی بوما را نشان می‌دهند. در این نوع ماسه‌سنگ‌ها قطعات گلی بر اثر ریزش دوباره تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۷-ب و پ). همچنین مادستون‌هایی که دانه‌بندی تدریجی نشان می‌دهند احتمالاً در اثر جریان‌های توربیدیته گلی تشکیل شده‌اند.

به منطقه منشأ طی کرده‌اند و انرژی محیط پایین بوده است؛ همچنین، نبود فسیل نیز نشان‌دهنده تشکیل آنها در بخش بیرون از آب دلتاست، بنابراین این واحدهای ماسه‌سنگی با لایه‌بندی مورب احتمالاً در کانال‌های آبرفتی در بخش میانی دلتای بادزنی تشکیل شده‌اند.

– **ماسه‌سنگ با لامیناسیون موازی (Sh):** بدنه‌هایی از ماسه‌سنگ متوسط تا ریزدانه با لامیناسیون‌های موازی هستند که بیشتر در بالای توالی و روی ماسه‌سنگ‌های با لایه‌بندی مورب قرار دارند. همچنین برخی از بدنه‌ها قاعده تخریبی دارند و روی مادستون‌های سرخ‌رنگ قرار گرفته‌اند (شکل‌های ۶-خ و د). لامیناسیون در برخی از مواقع منقطع است. این واحد بدون فسیل و ستبرای آن کمتر از ۱ متر است. مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد که این رخساره از لیتارنایت‌های ریزدانه نیمه‌بالغ با سیمان آهکی تشکیل شده است.

• **تفسیر:** بستر تخریبی، وجود مادستون‌های سرخ رنگ و نبود آثار فسیلی نشان‌دهنده تشکیل در کانال‌های آبرفتی بخش بیرون از آب دلتاست (Mid fan delta).

– **ماسه‌سنگ با لایه‌بندی مورب بزرگ‌مقیاس کم‌زاویه (St):** این بدنه‌ها دارای بستر تخریبی و مقعر به سوی بالا هستند. لایه‌بندی بزرگ‌مقیاس کم‌زاویه در آنها دیده می‌شود (شکل ۶-ذ).

• **تفسیر:** لایه‌بندی مورب بزرگ‌مقیاس کم‌زاویه یا لایه‌بندی ایسیلون (Allen, 1963) حالت رشدی دارد و یکی از عناصر ساختاری شاخص کانال است (Allen, 1983; Miall, 1985 and 1988). این نوع لایه‌بندی در اثر مهاجرت جانبی کانال‌های ماندردی روی بخش میانی دلتای بادزنی رخ می‌دهد. از آنجا که محیط تشکیل توالی میوسن یک محیط حدواسط است، احتمالاً این کانال‌ها در بخش بیرون از آب یعنی بخش میانی دلتای بادزنی تشکیل شده بودند.

– **مادستون و سیلتستون (Fm):** این رخساره به دو صورت لامینه‌ای و یا توده‌ای سرخ رنگ دیده می‌شود (شکل ۶-ذ). همچنین حالت گرهکی و لکه‌ای نیز در آنها دیده می‌شود. این رخساره بدون فسیل است.

• **تفسیر:** چنین رخساره‌هایی معمولاً از بار معلق در یک دریاچه وسیع یا دشت سیلابی (توده‌ای) یا کانال‌های قطع شده (دارای لامیناسیون) تشکیل می‌شوند (Nichols, 2009). رنگ سرخ نشان‌دهنده اکسایش در مراحل اولیه دیاژنز است. بنابراین احتمالاً این رخساره در بخش‌های بیرون از آب بخش میانی دلتای بادزنی تشکیل شده است.

– **ماسه‌سنگ با لامیناسیون موازی (Sh):** معمولاً به صورت میان‌لایه‌ای با مادستون و سیلتستون‌ها قرار دارند. آنها معمولاً نازک لایه هستند و پستی و بلندی فرسایشی ناچیزی در قاعده دارند (شکل ۶-ر). این رخساره‌ها دارای بستر زیرین تخریبی به نسبت هموار هستند و قطعات گلی در قاعده آنها دیده می‌شود؛ لامیناسیون موازی و دانه‌بندی تدریجی دارند و به سوی بخش‌های دور از منشأ ریزدانه‌تر و مسطح‌تر می‌شوند. گاه لامیناسیون مورب ریبلی (Sr) نیز دیده می‌شود. این واحدها در بالای توالی دیده می‌شوند؛ به صورت ورقه‌ای گسترش دارند و به‌طور جانبی به سیلتستون‌های دارای لایه‌بندی تبدیل می‌شوند. آثار فسیلی لوله‌ای شکل پراکنده در جهات مختلف دیده می‌شود. مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد که این رخساره از ماسه‌سنگ لیتارنایتی ریزدانه نیمه‌بالغ تشکیل شده است.

• **تفسیر:** لایه‌های ماسه‌ای با قاعده مشخص و فرسایشی معمولاً در اثر پخش شدگی در کانال‌های بزرگ شکل می‌گیرند. انتهای که ورقه‌ای‌تر هستند، هنگامی که کانال اصلی وجود ندارد در اثر سیلاب‌های ورقه‌ای تشکیل شده‌اند و روی بخش‌های دور از منشأ مخروط‌افکنه‌ها (e.g. Steel & Aasheim, 1978; Tunbridge, 1981 & 1984; Hubert & Hyde, 1983) و یادش‌های آبرفتی (McKee et al., 1967; Stear, 1985) دیده می‌شوند. شکل هندسی این بدنه‌ها (شاخه‌ای)، بستر تخریبی زیرین، لایه‌بندی موازی و همراه بودن آنها با مادستون‌ها و بخش‌های دانه‌ریز توالی می‌تواند نشان‌دهنده کروس‌های پهن باشد. این رخساره شبیه رخساره ماسه‌سنگی با لامیناسیون موازی در

دیده می‌شود. درشت دانه بودن کلی رسوبات نشان‌دهنده نزدیک به منشأ بودن و زمین‌ساخت فعال حوضه رسوبی است. همچنین زمین‌ساخت فعال سبب ورود ناگهانی مواد درشت‌دانه به بخش‌های دریایی شده است (Catastrophic events)؛ به طوری که در رخساره‌های کشتندی پیل‌ها دیده می‌شوند (شکل ۷-الف). وجود رخساره‌های توریدیتی و جریان‌های ریزشی (Debris fall) نشان‌دهنده وجود شیب دیرینه (شیب ساختاری) در محیط رسوبی است (Gobo et al., 2014; Feng et al., 2015)؛ بنابراین مدل رسوبی پیشنهادی یک دلتای بادزنی است (شکل ۸) که از ۵ کمربند رخساره‌ای تشکیل شده است: ۱) رخساره‌های نزدیک به منشأ دلتای بادزنی (Proximal fan delta facies)؛ ۲) رخساره‌های بخش میانی دلتای بادزنی (Mid fan delta facies)؛ ۳) رخساره‌های بخش حدواسط دلتا (Mid or transition facies)؛ ۴) رخساره‌های شیب دلتا (Delta slope facies)؛ ۵) رخساره‌های انتهایی دلتا (Distal fan facies). رخساره‌های نزدیک به منشأ دلتای بادزنی شامل رسوبات آبرفتی دانه‌درشت است. بخش میانی دلتای بادزنی شامل رخساره‌های کانال‌های آبرفتی، رخساره‌های بیرون از کانال و کروس‌های پهن هستند. رخساره‌های حدواسط شامل رسوبات ساحلی تحت‌تأثیر کشتند است. رخساره‌های شیب دلتا، رسوبات حاصل از جریان‌های گراویتی را دربر می‌گیرد و رخساره‌های انتهایی دلتا شامل رسوبات پلاژیک است.

به دلیل وجود رخساره‌های شیب (متناقض با دلتای بادزنی کم‌شیب کم‌ژرفا) و گسترش ناچیز رخساره‌های جلوی دلتا (بر خلاف دلتای بادزنی نوع گیلبرت)، احتمالاً مدل دلتای بادزنی از نوع ژرف شیب‌دار طبق تعریف Reading است (Wescott and Ethridge, 1990; Reading, 1996). این نوع دلتاها از یک شیب مشخص تشکیل شده‌اند (Prior and Bornhold, 1990)؛ بنابراین رخساره‌های جلوی دلتا (رخساره‌های ساحلی و سدهای جلو دهانه رودخانه‌های شاخه‌ای) گسترش کمی دارند. بخش میانی دلتای بادزنی یا بخش بیرون از آب دلتای بادزنی (Delta plain or subaerial fan delta) از رسوبات آبرفتی تشکیل شده است (Liu et al., 2014). رخساره‌های حدواسط (Delta front or transition zone) تحت تأثیر امواج و کشتند و دارای رسوبات بار بستری دانه‌درشت هستند. رخساره‌های شیب دربرگیرنده رسوبات حاصل از جریان‌های گراویتی و بخش انتهایی دلتا (Prodelta) که زیر سطح اثر امواج است، دارای رخساره‌های ژرف‌تر شلف داخلی هستند.

۵- تکامل حوضه رسوبی با گذشت زمان

- پس از تأثیر آب‌های جوی بر رخنمون سنگ‌آهک‌های سازند جهرم و ناپوستگی فرسایشی، خاک دیرینه، مادستون و گالسنک‌های سرخ رنگ آبرفتی تشکیل شده است (شکل ۹-الف).

- با پیشروی سطح آب دریا (فرونشست یا ریزش بستر حوضه؟)، مارن‌های سبز رنگ و سنگ‌آهک‌های دریای باز با روزن‌بران دریایی (Ammonia beccarii) تشکیل شده‌اند. با پایین آمدن نسبی سطح آب دریا، رخساره‌های جلوی دلتا تشکیل شده‌اند و بر اثر ناپایداری شیب دلتا به علت افزایش بار رسوبی یا فعالیت گسل‌های ناحیه (شاخه‌های راندگی اصلی زاگرس در شمال خاور ناحیه)، جریان‌های توریدیتی به وجود آمده‌اند (شکل ۹-ب). شدت این رخداد به حدی بوده است که دیواره گلی کانال‌ها نیز تخریب و جریان‌های توریدیتی گلی نیز افزون بر جریان‌های توریدیتی ماسه‌ای تشکیل شده‌اند. همچنین در ماسه‌سنگ‌ها قطعات گلی دیده می‌شود. اصطکاک میان سطح زیرین رسوبات توریدیتی نشان می‌دهد که فضای عمودی برای رسوب‌گذاری کافی نبوده است.

- ته‌نشینی دوباره رسوبات دشت دلتایی به سوی حوضه سبب پر شدن حوضه و تبدیل جریان‌های توریدیتی ماسه‌ای به جریان‌های ریزشی دانه‌ای شده که در اثر ناپایداری شیب جلوی سدهای دهانه‌ای رخ داده است (شکل ۹-پ).

تفاوت این رخساره با ماسه‌سنگ‌های توده‌ای که در کانال‌های آبرفتی دیده می‌شوند این است که در این رخساره ساخت‌های توالی بوما دیده می‌شود، ولی در توالی کانال‌های آبرفتی آثاری از خاک‌های دیرینه و مادستون‌های سرخ دیده می‌شود.

- **ماسه‌سنگ توده‌ای با دانه‌بندی تدریجی وارون (رسوبات جریان‌های ریزشی: Debris fall deposits) (Sg):** واحدهای ماسه‌سنگی درشت‌دانه، عدسی‌شکل و دارای قاعده فرسایشی هستند که کنگلومرای قاعده‌ای دانه‌تدریجی نشان می‌دهد (شکل ۷-ث). دانه‌بندی تدریجی وارون (شکل ۷-ج) در برخی موارد در قاعده دیده می‌شود. این رخساره در بخش‌های میانی توالی جای دارد.

• **تفسیر:** دانه‌بندی تدریجی نشان‌دهنده تشکیل در اثر جریان‌های توریدیتی روی سطح شیب‌دار هستند. واحدهای ماسه‌ای که در بخش پایین شیب ته‌نشست می‌یابند، به سوی پایین شیب افزایش اندازه دانه نشان می‌دهند (شکل ۷-ج) که سبب تشکیل دانه‌بندی تدریجی وارون می‌شود زیرا با کاهش سرعت جریان‌های ریزشی، انرژی جریان کم می‌شود و اندازه دانه‌ها به سوی بالا کاهش می‌یابد (Colella et al., 1987; Liu et al., 2014).

۳-۵. رخساره‌های انتهایی دلتا (Prodelta facies)

این رخساره‌ها در آب‌های ژرف‌تر و کم‌انرژی‌تر شلف داخلی در انتهایی دلتا تشکیل می‌شوند، سری‌های انتهایی توالی بوما را نشان می‌دهند و فسیل‌های پلانکتون دارند. این رخساره‌ها عبارتند از: Fsc و L.

- **ماسه‌سنگ ریزدانه و سیلتستون با لامیناسیون موازی (Fsc):** این رخساره شامل ماسه‌سنگ دانه‌ریز و سیلت با لامیناسیون موازی است که به صورت متناوب قرار دارند. ساخت‌های فرار آب و دانه‌بندی تدریجی عادی نیز دیده می‌شود (شکل‌های ۷-ج و ح).

• **تفسیر:** ساخت‌های فرار آب و دانه‌بندی تدریجی نشان می‌دهد که بر اثر فعالیت‌های توریدیتی تشکیل شده‌اند و در بخش‌های ژرف‌تر جای گرفته‌اند.

- **سنگ‌آهک و مارن پلاژیک (L, Fsc):** این رخساره شامل مارن‌های سبز رنگ و سنگ‌آهک نازک‌لایه کرم رنگ است (شکل‌های ۷-ح و خ). مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد که سنگ‌آهک‌ها شامل استراکدا و کستون دارای ذرات تخریبی سیلت هستند. از بیو کلاست‌ها می‌توان به استراکدا و روزن‌بر با پوسته ظریف (Ammonia beccarii) اشاره کرد که حدود ۱۰ درصد نمونه را تشکیل می‌دهند.

• **تفسیر:** با توجه به استراکدا و روزن‌بران پلانکتون، محیط تشکیل این رخساره بخش‌های ژرف‌تر حوضه (Deeper parts) و دور از منشأ مواد تخریبی است و در بخش‌های پایانی دلتا تشکیل شده‌اند.

۴- محیط و مدل رسوبی

توالی میوسن در گستره نیریز میان سنگ‌آهک‌های کم‌ژرفای سازند جهرم و کنگلومرای بختیاری قرار دارد. بنابراین یک توالی کم‌ژرفاشونده و حدواسط میان محیط دریایی (سازند جهرم) و محیط قاره‌ای (سازند بختیاری) است. در طول بازه زمانی میوسن (تقریباً ۱۸ میلیون سال) که نسبت به دیگر دوره‌های زمین‌شناسی کوتاه‌مدت است، تغییرات زیادی از یک محیط دریایی به قاره‌ای دیده می‌شود که نشان‌دهنده سرعت بالای تغییرات است؛ به طوری که تغییر از یک محیط دریایی به قاره‌ای با یک مدل واحد قابل تفسیر نیست و با گذشت زمان از قاعده به سوی بالای توالی عناصر سازنده محیط رسوبی و شکل هندسی آنها تغییر کرده است. در بخش‌های پایین توالی کانال‌ها بیشتر متاندیری است که به سوی بالا به کانال‌های بریده‌بریده تبدیل می‌شود که نشان‌دهنده افزایش شیب ساختاری در منطقه به دلیل فعالیت شاخه‌های راندگی اصلی زاگرس در شمال خاور است. این افزایش شیب سبب مهاجرت جانبی کانال‌ها و حفر عمودی بستر کانال‌های پیشین شده است. بنابراین تغییرات شدید در اندازه دانه‌ها، تغییرات رخساره‌ای شدید و ناپوستگی‌های درون سازندی فراوان

- پر شدن فضای رسوب گذاری در اثر پیشروی رخساره ها سبب رسوب گذاری مواد درشت دانه و جایگزینی جریان های خورده دار به جای جریان های ریزشی دانه ای شده است (شکل ۹-ت).

۶- نتیجه گیری

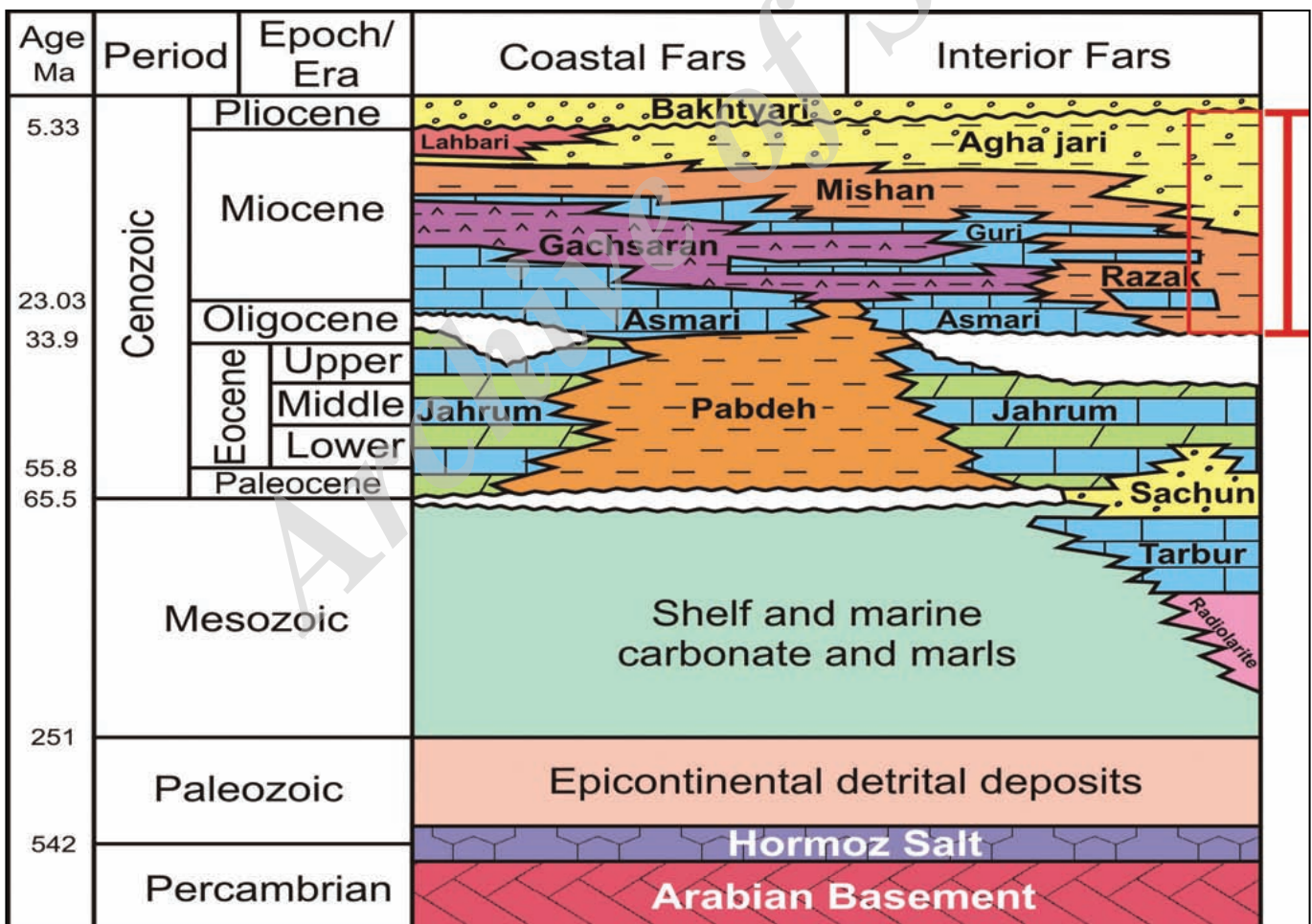
- مطالعات صحرایی و سنگ نگاری سنگ های رسوبی میوسن گستره نیز نشان می دهد که این توالی به طور چیره از مارن، ماسه سنگ و کنگلومرای مربوط به محیط های رسوبی کم ژرفا و حدواسط تشکیل شده است.

- بر پایه ساخت های رسوبی، تغییرات اندازه دانه ها، محیط های رسوبی کنار هم، شکل هندسی واحدهای رسوبی و مطالعات سنگ نگاری شامل بافت و ترکیب ماسه سنگ ها، ۱۴ رخساره رسوبی مربوط به ۵ کمربند رخساره ای شناسایی شد که شامل: (۱) رخساره های نزدیک به منشأ دلتای بادبزنی (Proximal)، (۲) رخساره های بخش میانی دلتای بادزنی

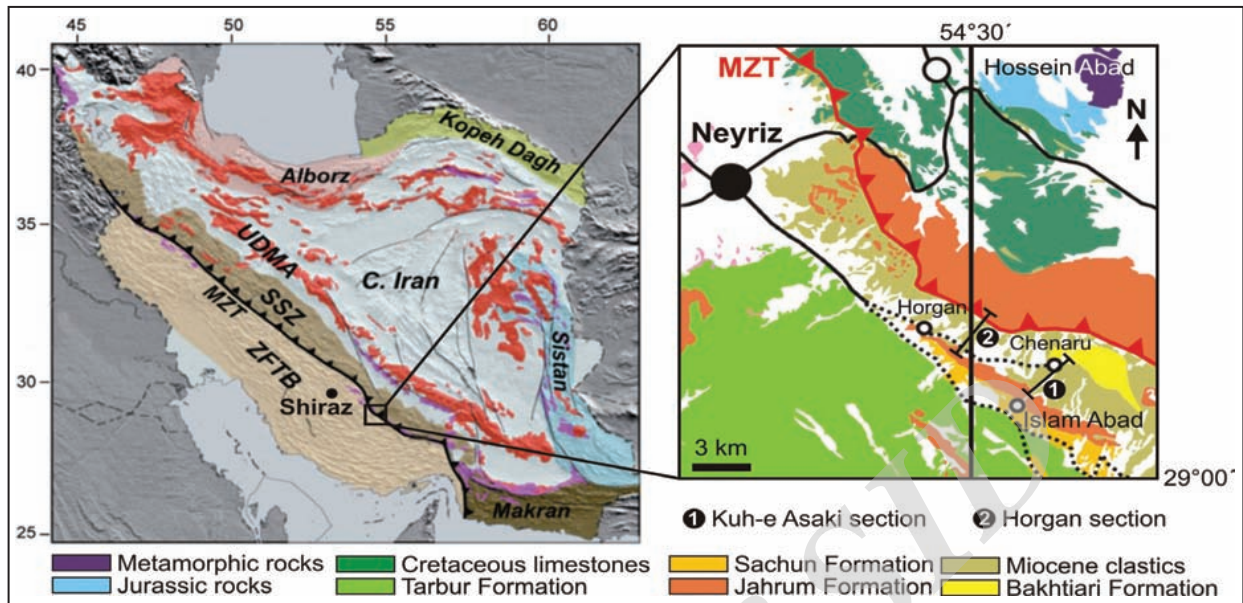
(Mid fan delta)، (۳) رخساره های حدواسط (Transition zone facies)، (۴) رخساره های شیب دلتا و (۵) رخساره های انتهایی دلتا (Distal fan) هستند.

- وجود رخساره های شیب دیرینه که در اثر جریان های توربیدیتی و جریان های ریزشی دانه ای تشکیل شده اند، دانه درشت بودن رسوبات و همچنین محیط رسوبی سازندهای زیرین و بالایی این توالی، مدل رسوبی دلتای بادبزنی ژرف شیب دار را برای توالی میوسن گستره نیز پیشنهاد می کند.

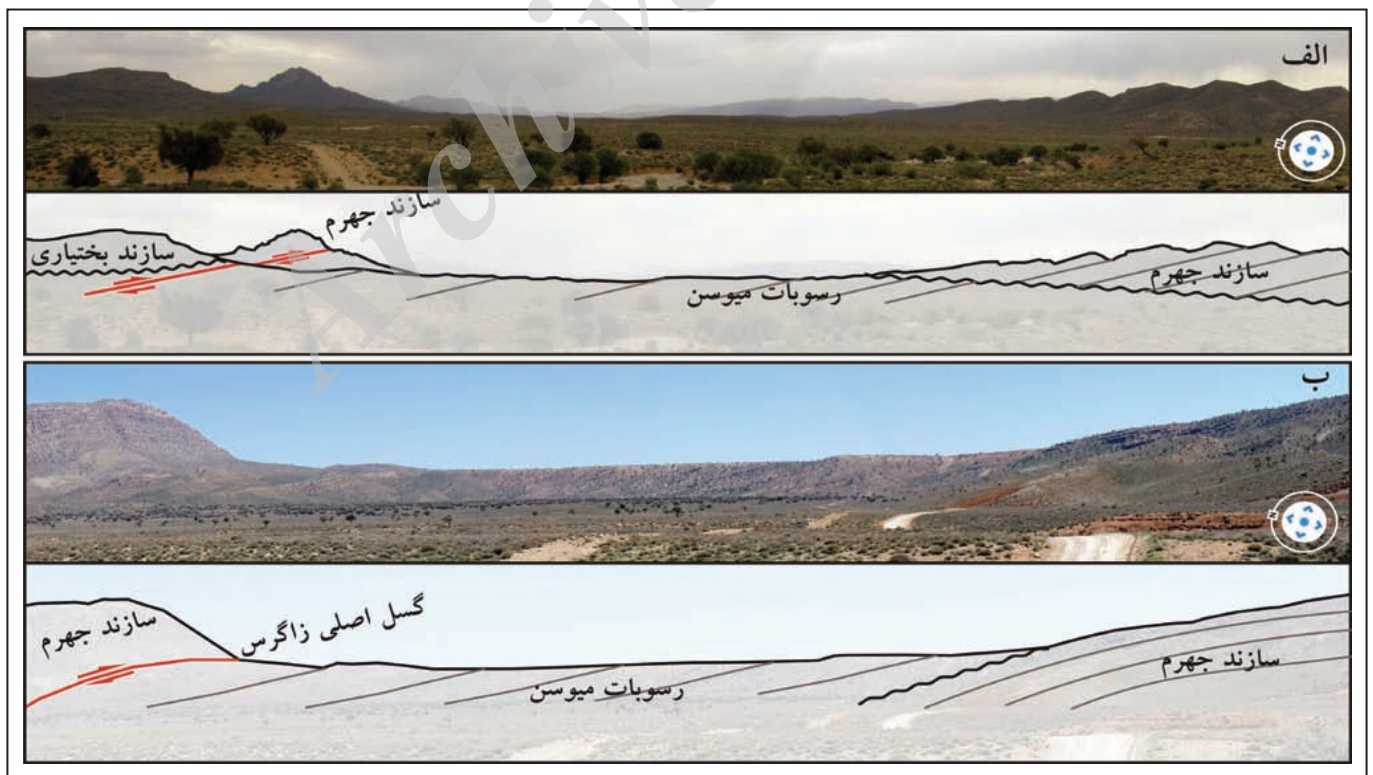
- ناپیوستگی های درون سازندی فراوان (در اثر مهاجرت کانال ها و تغییر شیب ساختاری ناشی از فعالیت شاخه های راندگی اصلی زاگرس)، تغییرات نامنظم اندازه دانه ها و جریان های ثقلی، نشان دهنده زمین ساخت فعال حوضه رسوبی و رویدادهای شدید و ناگهانی کوتاه مدت (Catastrophic events) در بخش نزدیک به منشأ حوضه زاگرس در زمان میوسن است.



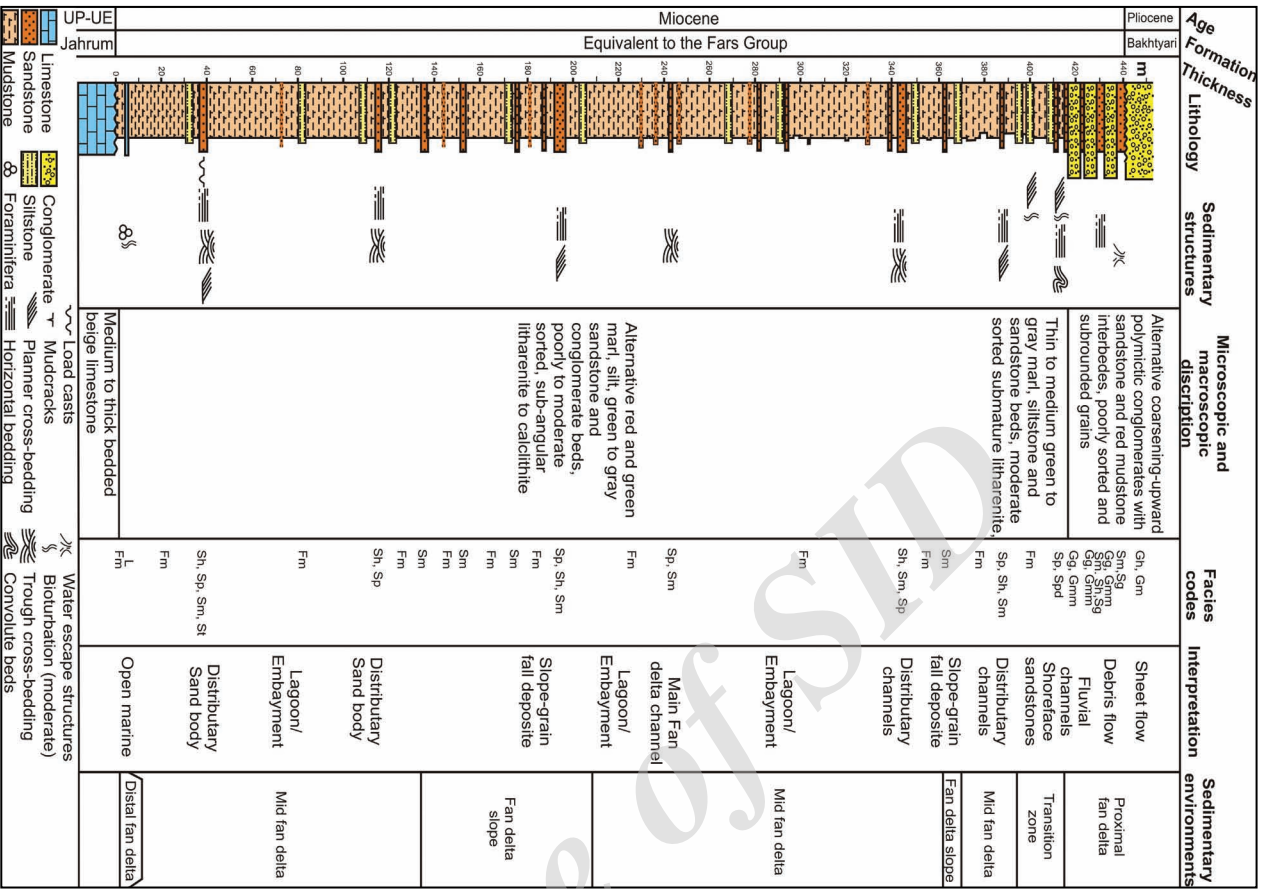
شکل ۱- ارتباط زمانی و مکانی واحدهای سنگ چینه ای زاگرس مرتفع و زاگرس ساده چین خورده در گستره فارس. توالی میوسن گستره نیز از دید سنی معادل با سازندهای گروه فارس یعنی رازک، میشان و آغاچاری (کادر سرخ) است؛ برگرفته از Beydoun et al. (1992) و Petrolink (1998) با تغییرات.



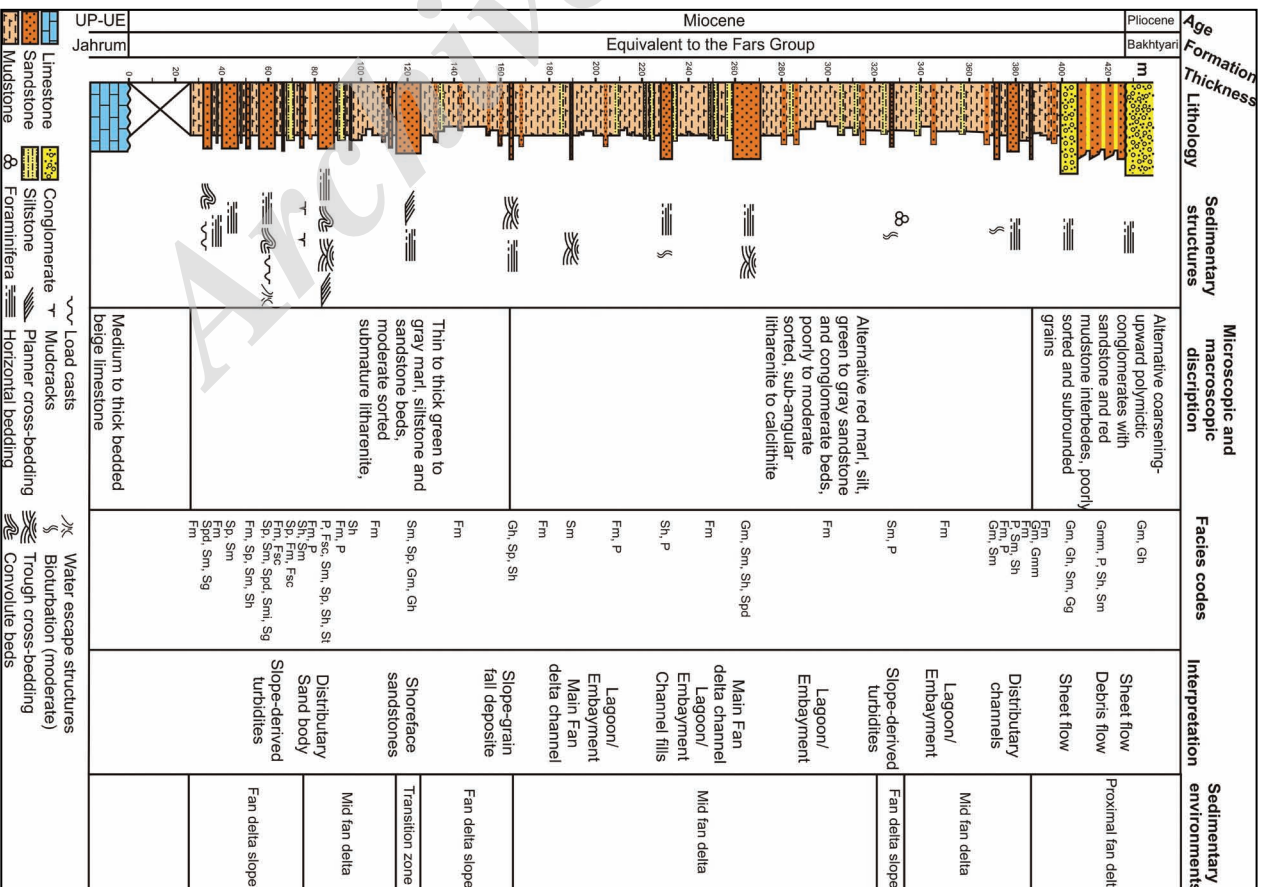
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی و موقعیت گستره نیریز. (۱) برش کوه آسکی، (۲) برش هورگان ()؛ برگرفته از اشراقی و همکاران (۱۳۷۵ و ۱۳۷۸) با تغییرات.
 MZA - Main Zagros Thrust; SSZ - Sanandaj-Sirjan Zone; UDMA - Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc; ZFTB - Zagros fold-and-thrust belt



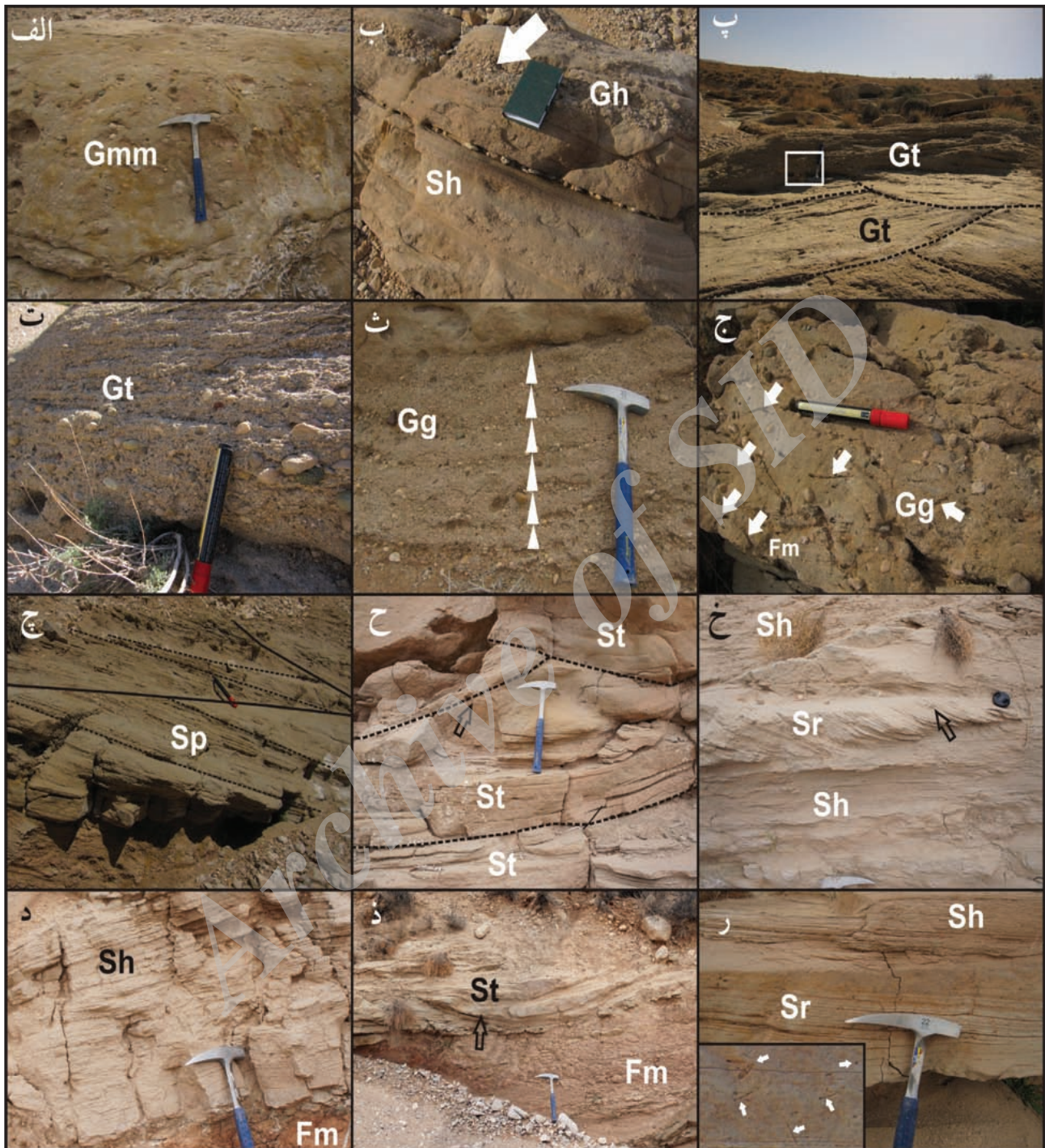
شکل ۳- توالی میوسن در گستره نیریز در: (الف) برش کوه آسکی؛ (ب) برش هورگان. مرز زیرین به صورت ناپیوسته با سازند جهرم و مرز بالا به صورت ناپیوسته با کنگلومرای بختیاری است.



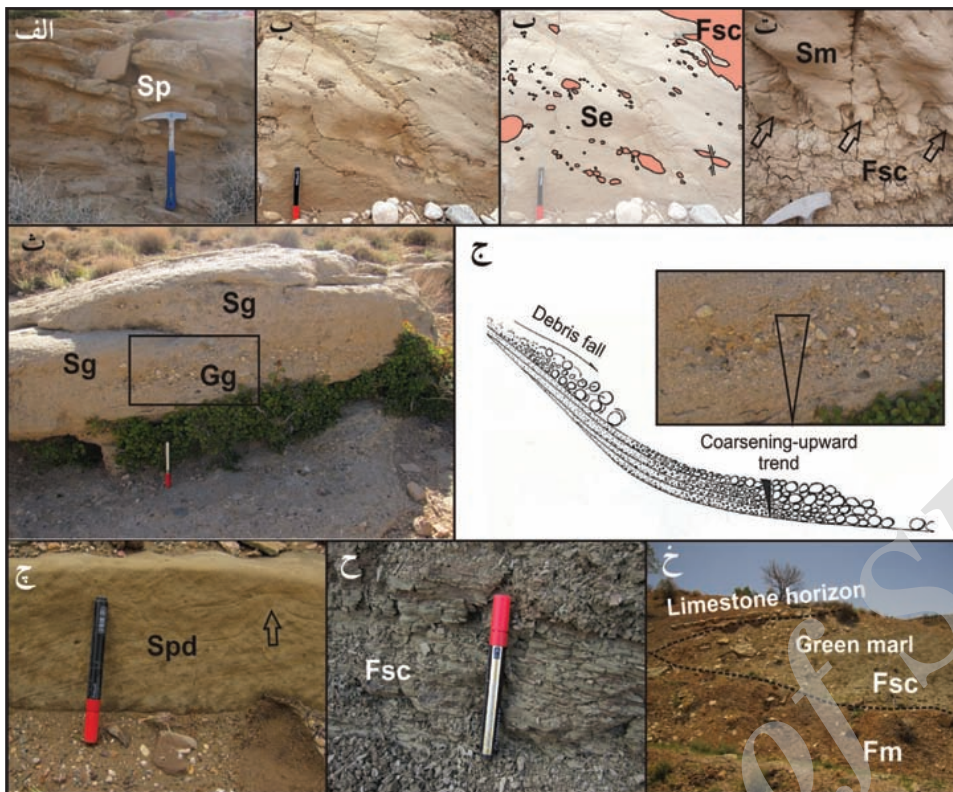
شکل ۵- ستون چینه‌نگاری توالی میوسن در برش مورگان.



شکل ۴- ستون چینه‌نگاری توالی میوسن در برش کوه آسکی.

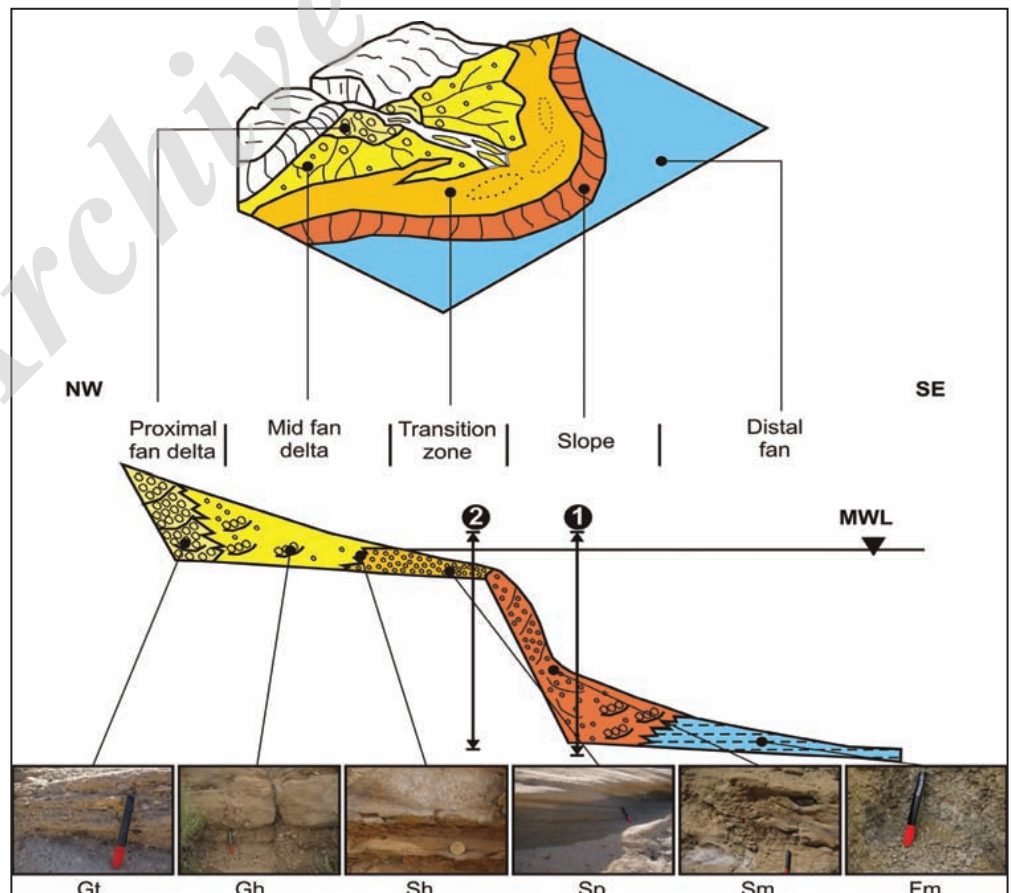


شکل ۶- رخساره‌های نزدیک به منشأ (Proximal) دلتای بادزنی؛ الف) کنگلومرای ماتریکس پشتیبان توده‌ای؛ ب) اورتوکنگلومرا با لایه‌بندی موازی؛ پ) اورتوکنگلومرا با لایه‌بندی مورب؛ ت) نمای نزدیک محل علامت گذاری شده در عکس پ؛ رخساره‌های بخش میانی دلتای بادزنی عبارتند از: ث) کنگلومرای ماتریکس پشتیبان با دانه‌بندی عادی؛ ج) آثار فسیلی (Psilonichnus) روی سطح لایه که با فلش نشان داده شده است؛ رخساره‌های آپرفتی بخش میانی دلتای بادزنی عبارتند از: چ) ماسه‌سنگ با چینه‌بندی مورب مسطح؛ ح) ماسه‌سنگ با چینه‌بندی مورب عدسی (Trough cross-bedding)؛ خ) ماسه‌سنگ با لامیناسیون موازی و یک مجموعه ماسه‌سنگ با لامیناسیون مورب کوچک مقیاس (Cross-Ripple lamination)؛ د) ماسه‌سنگ با لامیناسیون موازی؛ ذ) ماسه‌سنگ با بستر تخریبی (فلش) و لایه‌بندی اپسیلون (Epsilon cross-bedding) که بر اثر مهاجرت کانال‌های مآندری تشکیل می‌شوند؛ رخساره‌های خارج از کانال عبارتند از: ز) مادستون‌های توده‌ای مربوط به دشت سیلابی (Fm)؛ ر) ماسه‌سنگ با لامیناسیون موازی و لامیناسیون مورب ریپلی.

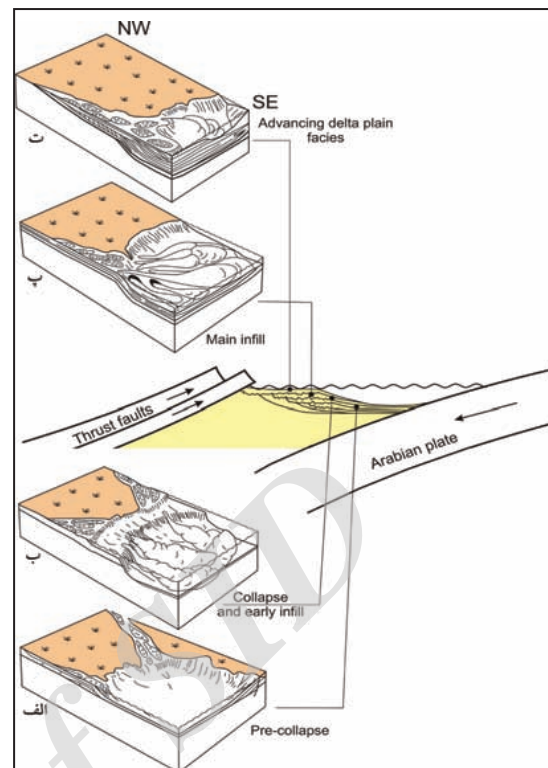


شکل ۷- رخساره‌های بخش ساحلی در گستره حدوداً عبارتند از: الف) ماسه‌سنگ با لایه‌بندی مورب بزرگ مقیاس که در اثر حرکت امواج ماسه‌ای در سرعت پایین تا متوسط کشند نزدیک به ساحل تشکیل شده‌اند؛ رخساره‌های شیب دلتا عبارتند از: ب و پ) ماسه‌سنگ توده‌ای با قطعات گلی درون توده که در اثر جریان‌های توریدایتی تشکیل شده‌اند؛ ت) ماسه‌سنگ توده‌ای با سطح فرسایشی زیرین مربوط به جریان‌های توده‌ای ماسه‌ای و مادستون‌های توده‌ای ناشی از جریان‌های توریدایتی گلی، فلش‌ها ساخت وزنی را نشان می‌دهد؛ ث) کنگلومرا و ماسه‌سنگ پیلی با دانه‌بندی تدریجی وارون مربوط به جریان‌های ریزشی دانه‌ای (Debris falls)؛ ج) چگونگی تشکیل جریان‌های ریزشی دانه‌ای و نمای نزدیک کادر تصویر ث. همان‌گونه که دیده می‌شود این رخساره در پایین شیب تشکیل می‌شود؛ رخساره‌های بخش انتهایی دلتا (Distal fan delta) عبارتند از: چ) ماسه‌سنگ با ساخت فرار آب؛ ح) سیلتستون و شیل؛ خ) مارن‌های سبز رنگ بخش انتهایی دلتا که دارای میکروفسیل‌های دریایی هستند و یک افق کربناته.

شکل ۸- مدل رسوبی توالی میوسن گستره نیریز. شماره ۱ محل برش کوه آسکی و شماره ۲ محل برش هورگان است. شیب دلتای بادزنی ساختاری و احتمالاً ناشی از فعالیت شاخه‌های راندگی اصلی زاگرس در شمال خاور منطقه (شکل ۲) است.



شکل ۹- تکامل ساختاری حوضه رسوبی رسوبات میوسن گستره نیریز؛ برگرفته از Nemecc et al. (1988) با تغییرات.



جدول ۱ - کدهای رخساره‌ای استفاده شده در این مطالعه و تفسیر آنها؛ برگرفته از Postma (1990) و Miall (1996).

Facies code	Lithofacies (texture)	Sedimentary structure	Depositional process/facies
Gm	massive to crudely bedded conglomerate	horizontal bedding	Longitudinal bars, lag deposits, sieve deposits
Gg	conglomerate	graded and massive cross-strata	Slipface processes (including grain flow)
Gmm	conglomerate	massive matrix-supported	Cohesive debris flow
Gms	conglomerate	massive clast-supported	Cohesionless debris flow
Gh	conglomerate	horizontally stratified	Tranction carpets driven by stream flow (comparable to sheet flow) or high density turbulent flow
Gt	conglomerate	trough cross-bedding	Traction
Sp	fine to v.coarse, may be pebbly sandstones	solitary (alpha) or grouped (omikron) planar cross-stratification	Lingoid, transverse bars, sand waves (lower flow regime)
St	fine to v.coarse, may be pebbly sandstones	solitary (alpha) or grouped (omikron) trough cross-stratification	Traction, channel fill deposits, lateral migration of channels
Spd	medium to v.coarse, may be pebbly sandstones	horizontal stratification with deformational structures	Turbidity current
Sg	medium to v.coarse, may be pebbly sandstones	graded and massive cross-strata	Slipface processes
Sm	medium to coarse-grained sandstones	massive (structureless) with water-escape structures	Rapid suspension fall-out
Sr	fine to medium-grained sandstones	ripples of all types	Ripples (lower flow regime)
Sh	fine to medium-grained sandstones	horizontal bedding with parting or streaming lineation	Planer bed flow (lower and upper flow regime)
Se	sandstones with erosional scours and intraclasts	crude cross-bedding	Scour fills
Fsc	siltstone, mudstone	laminated to massive	1- Overbank or waning flood 2-Density current
Fm	siltstone, mudstone	massive, dessication cracks	Overbank or drape deposits
P	carbonate	pedogenic features	Soil
L	carbonate	Massive	Carbonate facies

کتابنگاری

اشرافی، ص.ع، روشن روان ج. و سبزه‌ای، م، ۱۳۷۸- نقشه یکصد هزارم قطروئیه، تهران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
اشرافی، ص.ع، روشن روان، ج، علایی مهابادی، س. و سبزه‌ای، م، ۱۳۷۵- نقشه یکصد هزارم نیریز، تهران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Alavi, M., 2004- Regional stratigraphy of the Zagros Fold-Thrust Belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science* 304: 1-20.
- Allen, J., 1963- The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology* 2: 93-114.
- Allen, J., 1982- Mud drapes in sand-wave deposits: a physical model with application to the Folkescone Beds (early Cretaceous, southeast England). *Proceedings of the Royal Society of London A* 306: 291-345.
- Allen, J., 1983- Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology* 33: 237-293.
- Babaei, A., Babaei, H. A. and Arvin, M., 2005- Tectonic evolution of the Neyriz ophiolite, Iran; An accretionary prism model. *Ophioliti* 30: 65-74.
- Benton, M. and Harper, D., 1997- *Basic Palaeontology*, Longman. Harlow 342 pp.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18: 210-265.
- Beydoun, Z. R., Hughes Clarke, M. W. and Stoneley, R., 1992- Petroleum in the Zagros basin: a late Tertiary foreland basin overprinted onto the outer edge of a vast hydrocarbon-rich Paleozoic-Mesozoic passive margin shelf. In: Macqueen, R.W. & Leckie, D.A. (Eds.), *Foreland Basins and Foldbelts*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 55: 309-339.
- Colella, A., DeBoer, P. L. and Nio, S. D., 1987- Sedimentology of a marine intermontane Pleistocene Gilbert-type fan-delta complex in the Crati Basin, southern Italy. *Sedimentology* 34: 731-736.
- Collinson, J., 1968- Deltaic sedimentation units in the Upper Carboniferous of northern England. *Sedimentology* 10: 233-254.
- Collinson, J., 1969- The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England. *Journal of Sedimentary Petrology* 39: 194-221.
- Conaghan, P. J. and Jones, J. G., 1975- The Hawkesbury Sandstone and the Brahmaputra: A depositional model for continental sandstones. *Journal of Geological Society of Australia* 22: 275-283.
- Dickson, J., 1966- Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrology* 36: 491-505.
- Fakhari, M. D., Axen, G. J., Horton, B. K., Hassanzadeh, J. and Amini, A., 2008- Revised age of proximal deposits in the Zagros foreland basin and implications for Cenozoic evolution of the High Zagros. *Tectonophysics* 451: 170-185.
- Falcon, N., 1974- *Southern Iran: Zagros mountains*, Geological Society of London, Special Publication, 4: 199-211.
- Feng, D., Deng, H., Zhou, Z., Gao, X. and Cui, L., 2015- Paleotopographic controls on facies development in various types of braid-delta depositional systems in lacustrine basins in China. *Geoscience Frontiers* 6: 579-591.
- Folk, R. L., 1980- *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Texas: Hemphill Press 182 pp.
- Gobo, K., Ghinassi, M. and Nemeč, W., 2014- Reciprocal changes in foreset to bottomset facies in A Gilbert-Type Delta: response to short-term changes in base level. *Journal of Sedimentary Research* 84: 1079-1095.
- Hessami, K., Koyi, H. A., Talbot, C. J., Tabasi, H. and Shabanian, E., 2001- Progressive unconformities within an evolving foreland fold-thrust belt, Zagros Mountains. *Journal of Geological Society, London* 158: 969-981.
- Hubert, J. F. and Hyde, M. G., 1983- Sheet flow deposits of graded beds and mudstones on an alluvial sandflat-playa system: Upper Triassic Blomidon redbeds, St Mary's Bay, Nova Scotia. *Sedimentology* 29: 457-474.
- James, G. A. and Wynd, J. C., 1965- Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 49: 94-156.
- Koop, W. J. and Stoneley, R., 1982- Subsidence history of the Middle East Zagros basin, Permian to Recent. In: Kent, M.B.P. (Eds.), *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Part A* 305: 149-168.
- Liu, T., Zhang, J. and Li, C. L., 2014- Sedimentary facies of prograded-type fan delta Hungjue area, Gaoyou Sag, China. *Petroleum Science and Technology* 32: 217-224.
- Lowe, D., 1982- Sediment gravity flows; II, Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* 52: 279-297.
- McCabe, P., 1977- Deep distributary channels and giant bedforms in the Upper Carboniferous of the Central Pennines, northern England. *Sedimentology* 24: 271-290.
- McKee, E. D., Crosby, E. J. and Berryhill, H. L. Jr., 1967- Flood deposits, Gijou Creek, Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology* 37: 829-851.

- Miall, A., 1985- Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Review* 22: 261-308.
- Miall, A., 1988- Reservoir heterogeneities in fluvial sandstones: Lessons from outcrop studies, *Bulletin. American Association of Petroleum Geologists* 72: 682-697.
- Miall, A., 1996- *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*, Berlin: Springer-Verlag 582 pp.
- Nadimi, A., 2002- Mantle flow patterns and the Neyriz paleo-spreading center, Iran. *Earth and Planetary Science Letters* 200: 93-104.
- Navabpour, P., Angelier, J. and Barrier, E., 2007- Cenozoic post-collisional brittle tectonic history and stress reorientation in the High Zagros Belt (Iran, Fars Province). *Tectonophysics* 432: 101-131.
- Nemec, W. and Postma, G., 1993- Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution. In: Marzo, M. and Puigdefabregas, C. (Eds.), *Alluvial Sedimentation International Association of Sedimentology. Special Publication* 17: 235-276.
- Nemec, W. and Steel, R. J., 1984- Alluvial and coastal conglomerates: Their significant features and some comments on gravelly massflow deposits. In: Koster, E. H. and Steel, R. J. (Eds.), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Memorial Canadian Society of Petroleum Geology* 1-31.
- Nemec, W., Steel, R. J., Gjelberg, J., Collinson, J. D., Prestholm, E. and Oxnevad, I. E., 1988- Anatomy of collapsed and re-established delta front in Lower Cretaceous of eastern Spitsbergen: gravitational sliding and sedimentation processes. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 72: 545-476.
- Nichols, G., 2009- *Sedimentology and Stratigraphy*. Wiley-Blackwell 432 pp.
- Petrolink, G., 1998- Exploration and production features United Arab Emirates and Iran. *Geo Arabia* 3: 427-455.
- Pirouz, M., Simpson, G. and Chiaradia, M., 2015- Constraint on foreland basin migration in the Zagros mountain belt using Sr isotope stratigraphy. *Basin Research* 27: 714-728.
- Postma, G., 1990- Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. *International Association of Sedimentologists, Special publication* 10: 13-27.
- Prior, D. B. and Bornhold, B. D., 1990- The underwater development of Holocene fan deltas. In: Colella, A. (Eds.), *Coarse-grained Deltas. International Association of Sedimentologists, Special Publication* 75-90.
- Prothero, D. R. and Schwab, F., 1996- *Sedimentary Geology*, Freeman and Company, First edition 575 pp.
- Reading, H., 1996- *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Oxford: Wiley-Blackwell 704 pp.
- Ricou, L. E., 1971- Le croissant ophiolitique pétri-arabe une ceinture de nappes mise en place au cre'tace'supe'rieur. *Revue de géographie physique et géologie dynamique* 13: 327-350.
- Sarkarinejad, K., 2005- Structures and microstructures related to steady-state mantle flow in the Neyriz ophiolite, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 25: 859-881.
- Sherkati, S. and Letouzey, J., 2004- Variation of structural style and basin evolution in the Izeh Zone and Dezful Embayment, Central Zagros, Iran. *GeoArabia* 9: 131.
- Stear, W., 1985- Comparison of the bedform distribution and dynamics of modern and ancient sandy ephemeral flood deposits in the southwestern Karoo region, South Africa. *Sedimentary Geology* 45: 209-230.
- Steel, R. J. and Aasheim, S. M., 1978- Alluvial sand deposition in a rapidly subsiding basin (Devonian, Norway). In: Miall, A.D. (Eds.), *Fluvial Sedimentology. Memorial Canadian Society of Petroleum Geologists* 5: 385-412.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran. A review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52: 1229-1258.
- Tunbridge, I., 1981- Sandy high-energy flood sediments- some criteria for their recognition, with an example from the Devonian of S.W England. *Sedimentary Geology* 28: 79-95.
- Tunbridge, I., 1984- Facies model for a sandy ephemeral stream and clay playa complex; the Middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, U. K. *Sedimentology* 31: 697-715.
- Wescott, W. A. and Ethridge, E. G., 1990- Fan deltas; alluvial fans in coastal settings. In: Rachocki, A.H. & Church, M. (Eds.), *Alluvial Fans: a Field Approach*. London: Blackie 195-211.

Paleoenvironmental reconstruction of Miocene clastic sedimentary rocks at Kuh-e Asaki and Horgan sections, Neyriz region, Zagros basin

P. Gholami Zadeh^{1*}, M. H. Adabi², M. Hosseini-Barzi³, A. Sadeghi³ and M. R. Ghassemi⁴

¹Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

²Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

³Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

⁴Associate Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Received: 2015 December 13

Accepted: 2016 February 29

Abstract

The Miocene sediments in Neyriz region crop out in Zagros Crushed Zone, between Zagros Main Fault and Zagros Ophiolite Zone. For paleoenvironmental studies of these sediments, two stratigraphic sections (Kuh-e Asaki and Horgan sections) have been measured and sampled. The thicknesses of these two sections are 424 and 440 m respectively and contain red and green sandstone, conglomerate and marl which are bounded unconformably between the Jahrum Formation and Bakhtiari conglomerate. Based on the field and petrographic studies, 14 sedimentary facies related to proximal, mid fan-delta; transition zone, delta slope and prodelta have been recognized for the Miocene succession. Due to the slope facies formed by the turbidity currents, grain fall and debris flows, the coarse grained clasts and poorly sorted texture, a fan-delta model is suggested for the succession. Also, the development of the slope facies indicates a paleo-slope and slope-type, deep-water fan-delta. The frequent intra-formational disconformities, irregular changes in grain size and present of gravity flows indicate an active tectonic sedimentary basin and reflux of coarse grained sediments (catastrophic events) to the proximal parts of Zagros Basin.

Keywords: Paleoenvironment, Kuh-e Asaki section, Horgan section, Miocene sediments, Neyriz, Zagros.

For Persian Version see pages 23 to 34

*Corresponding author: P. Gholami Zadeh; E-mail: prsgholami@gmail.com

Archive of SID