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

پریسا غلامی‌زاده[1]*، محمدحسین آدابی[2]، محبوبه حسینی برزی[3]، عباس صادقی[3] و محمدرضا قاسمی[4]

[1]دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

[2]استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

[3]دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

[4]دانشیار، 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 افیولیتی زاگرس رخنمون دارند. به منظور مطالعه محیط رسوبی دیرینه این رسوبات، دو برش کوه آسکی و هورگان اندازه‌گیری و نمونه‌برداری شده است. ستبرای این دو برش به ترتیب ۴۲۴ و ۴۴۰ متر است و از ماسه‌سنگ، کنگلومرا و مارن سرخ و سبز رنگ تشکیل شده و به‌صورت ناپیوسته میان سازند جهرم و کنگلومرای بختیاری قرار گرفته‌اند. بر پایه مطالعات صحرایی و سنگ‌نگاری، ۱۴ رخساره مربوط به کمربندهای رخساره‌ای بخش نزدیک به منشأ دلتای بادبزنی، بخش میانی دلتای بادبزنی، 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 توربیدایتی، جریان‌های ریزشی دانه‌ای و جریان‌های خرده‌دار تشکیل شده‌اند و دانه‌درشت بودن و جورشدگی بد رسوبات، مدل رسوبی دیرینه برای توالی میوسن گستره نیریز، یک دلتای بادبزنی پیشنهاد می‌شود. همچنین گسترش رخساره‌های شیب نشان‌دهنده وجود شیب دیرینه و دلتای بادبزنی ژرف نوع شیبی 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 جزیی از کمربند 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 به‌صورت منقطع دنبال کرد زیرا تنها در بخش‌هایی در جلوی گسل اصلی زاگرس رخنمون 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 آغاجاری) در زاگرس هستند (شکل ۱).

حوضه پیش‌بوم زاگرس با ایجاد کمربند 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 نوتتیس از کرتاسه بالایی شروع شده (Alavi, 2004) و بقایای اقیانوس تتیس 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 اوراسیاست (Hessami et al., 2001; Sherkati & Letouzey, 2004)؛ ولی هنوز اختلاف نظرهایی در مورد زمان بسته‌شدن اقیانوس نوتتیس 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; Sarkarinejad, 2005; Navabpour et al., 2007; Pirouz et al., 2015). در منطقه شهر کرد که در زاگرس مرتفع جای گرفته است، رسوبات میوسن رخساره کنگلومرایی دارند که از آن به عنوان سازند بختیاری یاد شده است (Fakhari et al., 2008)؛ ولی بررسی دقیق رخساره‌های رسوبی و محیط رسوبی دیرینه توالی میوسن ناحیه نیریز صورت نگرفته است. در این مطالعه سعی بر آن است تا محیط رسوبی دیرینه این توالی در این گستره به‌صورت دقیق بازسازی شود. به این منظور برش کوه آسکی در ۳۰ کیلومتری خاور نیریز در شمال ده اسلام‌آباد با و برش هورگان در ۲۰ کیلومتری خاور نیریز در خاور روستای هورگان اندازه‌گیری و نمونه‌برداری شده است (شکل‌های ۲ و ۳). این برش‌ها شامل تناوب مادستون‌های رنگارنگ، ماسه‌سنگ و کنگلومرا هستند (شکل ۴ و ۵).

۲- روش مطالعه

مطالعات صحرایی رسوبات میوسن در برش‌های کوه آسکی با ستبرای ۴۲۴ متر و هورگان با ستبرای ۴۴۰ متر با بررسی سنگ‌نگاری و ساختمارهای 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 آلیزارین سرخ و فری‌سیانید پتاسیم برای تشخیص سیمان‌های کلسیتی و دولومیتی و تعیین مقدار آهن آنها به روش Dickson (1966) رنگ‌آمیزی 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 Gmm, Gh, Gm و Gt به شرح زیر هستند:

– کنگلومرای زمینه‌پشتیبان (Gmm): این کنگلومراها زمینه پشتیبان 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 کنگلومرایی 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 کنگلومرایی 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 ستبرا 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 کنگلومرایی 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 ماسه‌سنگ تبدیل می‌شود (شکل‌های ۶- ج و د). این واحد کنگلومرایی 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 می دهد که احتمالاً در کانال های 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 (*Psilonichnus*) دیده می‌شود. رخساره‌هایی که در توالی میوسن گستره نیریز دیده شده‌اند عبارتند از: Gg, Sp, Sh, Fm, P و 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 (*Psilonichnus*) 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 توربیدیتی ناگهانی با چگالی بالا (طبق تعریف Lowe (1982)) یا جریان‌های پرسرعت هایپرپیکنال (نوعی جریان‌های توربیدیتی که در دهانه رودخانه‌هایی که به دریا می‌ریزند تشکیل می‌شوند و چگالی آنها به‌دلیل بار معلق نسبت به آب دریا بیشتر است: Hyperpycnal flows) هستند. آثار فسیلی *Psilonichnus* در پهنه‌های بالای کشندی 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 (Sp, St و Sr): 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 ستبرا 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 کوچک مقیاس (Sr) نیز دیده می‌شود (شکل‌های ۶- ح و خ) که در یک توالی به سوی بالا ریزشونده 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 نیمه گردشده 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 خط‌آلراس 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 تحت‌تأثیر دلتا هستند (McCabe, 1977). ترکیب کانی‌شناسی و رسیدگی ضعیف نشان می‌دهد که رسوبات فاصله کمی را نسبت

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 لامیناسیون های 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 بدنه ها دارای بستر تخریبی و مقعر به سوی بالا هستند. لایه‌بندی بزرگ‌مقیاس کم زاویه در آنها دیده می‌شود (شکل ۶- ذ).

• **تفسیر:** لایه‌بندی مورب بزرگ‌مقیاس کم‌زاویه یا لایه‌بندی اپسیلون (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 مئاندری 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 به‌صورت 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 ریپلی (Sr) نیز دیده می‌شود. این واحدها در بالای توالی دیده می‌شوند؛ به‌صورت 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 پخش‌شدگی در کانال‌های بزرگ شکل می‌گیرند. آنهایی 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 یادشت‌های 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 مورد پیشین است؛ ولی وجود آثار فسیلی نشان‌دهنده تأثیر آب دریاست و احتمالا 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 به‌صورت متناوب با کنگلومرا یا ماسه‌سنگ پبلی با لایه‌بندی مورب دیده می‌شود. این رخساره در بخش‌های بالای توالی به‌صورت واحدهای عدسی شکل کوچک دیده می‌شود که لایه‌بندی مورب نشان می‌دهند و معمولاً ستبرای آنها کم است و به‌صورت 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 جریان های توربیدیتی و ریزشی از دیگر رخساره‌ها تفکیک می‌شوند. در رخساره‌های توربیدیتی 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 توربیدیتی: Turbidity current deposits) (Se, Sm):** ماسه‌سنگ توده‌ای با دانه‌بندی تدریجی هم به‌صورت لایه‌های مسطح و هم به‌صورت عدسی‌شکل در چینه‌بندی ماسه‌سنگ‌ها دیده می‌شوند. دارای قاعده تخریبی و به سوی بالا ریزشونده 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 دیواره تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۷- ب و پ). همچنین مادستون‌هایی که دانه‌بندی تدریجی نشان می‌دهند احتمالاً در اثر جریان‌های توربیدیتی گلی تشکیل شده‌اند.

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 مادستون های 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). دانه‌ندی 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 توربیدیتی 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 دانه ها به سوی بالا کاهش می‌یابد (Colella et al., 1987; Liu et al., 2014).

۳– ۵. رخساره‌های انتهای دلتا (Prodelta facies)

این رخساره‌ها در آب‌های ژرف‌تر و کم‌انرژی‌تر شلف داخلی در انتهای 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 به‌صورت متناوب قرار دارند. ساخت‌های فرار آب و دانه‌بندی تدریجی عادی نیز دیده می‌شود (شکل‌های ۷- چ و ح).

• **تفسیر:** ساخت‌های فرار آب و دانه‌بندی تدریجی نشان می‌دهد که بر اثر فعالیت‌های توربیدیتی 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 بیوکلاست‌ها 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؛ به‌طوری 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 مئاندری 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 ناپیوستگی‌های درون سازندی فراوان دیده می‌شود. درشت‌دانه 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)؛ به‌طوری که در رخساره‌های کشندی پل‌ها دیده می‌شوند (شکل ۷- الف). وجود رخساره‌های توربیدیتی 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 بادبزنی است (شکل ۸) که از ۵ کمربند رخساره‌ای تشکیل شده است: ۱) رخساره‌های نزدیک به منشأ دلتای بادبزنی (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 انتهای دلتا (Distal fan facies). رخساره‌های نزدیک به منشأ دلتای بادبزنی 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 کشند است. رخساره‌های شیب دلتا، رسوبات حاصل از جریان‌های گراویتی را دربر می‌گیرد و رخساره‌های انتهای 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 بادبزنی (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 کشند و دارای رسوبات بار بستری دانه‌درشت هستند. رخساره‌های شیب دربرگیرنده رسوبات حاصل از جریان‌های گراویتی و بخش انتهای 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 ناپیوستگی فرسایشی، خاک دیرینه، مادستون و گلسنگ‌های 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 توربیدیتی به وجود آمده‌اند (شکل ۹- ب). شدت این رخداد به حدی بوده است که دیواره گلی کانال‌ها نیز تخریب و جریان‌های توربیدیتی گلی نیز افزون بر جریان‌های توربیدیتی ماسه‌ای تشکیل شده‌اند. همچنین در ماسه‌سنگ‌ها قطعات گلی دیده می‌شود. اصطکاک میان سطح زیرین رسوبات توربیدیتی 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 توربیدیتی ماسه‌ای به جریان‌های ریزشی دانه‌ای شده که در اثر ناپایداری شیب جلوی سدهای دهانه‌ای رخ داده است (شکل ۹- پ).

– پر شدن فضای رسوب‌گذاری در اثر پیشروی رخساره‌ها سبب رسوب‌گذاری مواد درشت‌دانه و جایگزینی جریان‌های خرده‌دار به جای جریان‌های ریزشی دانه‌ای شده است (شکل ۹– ت).

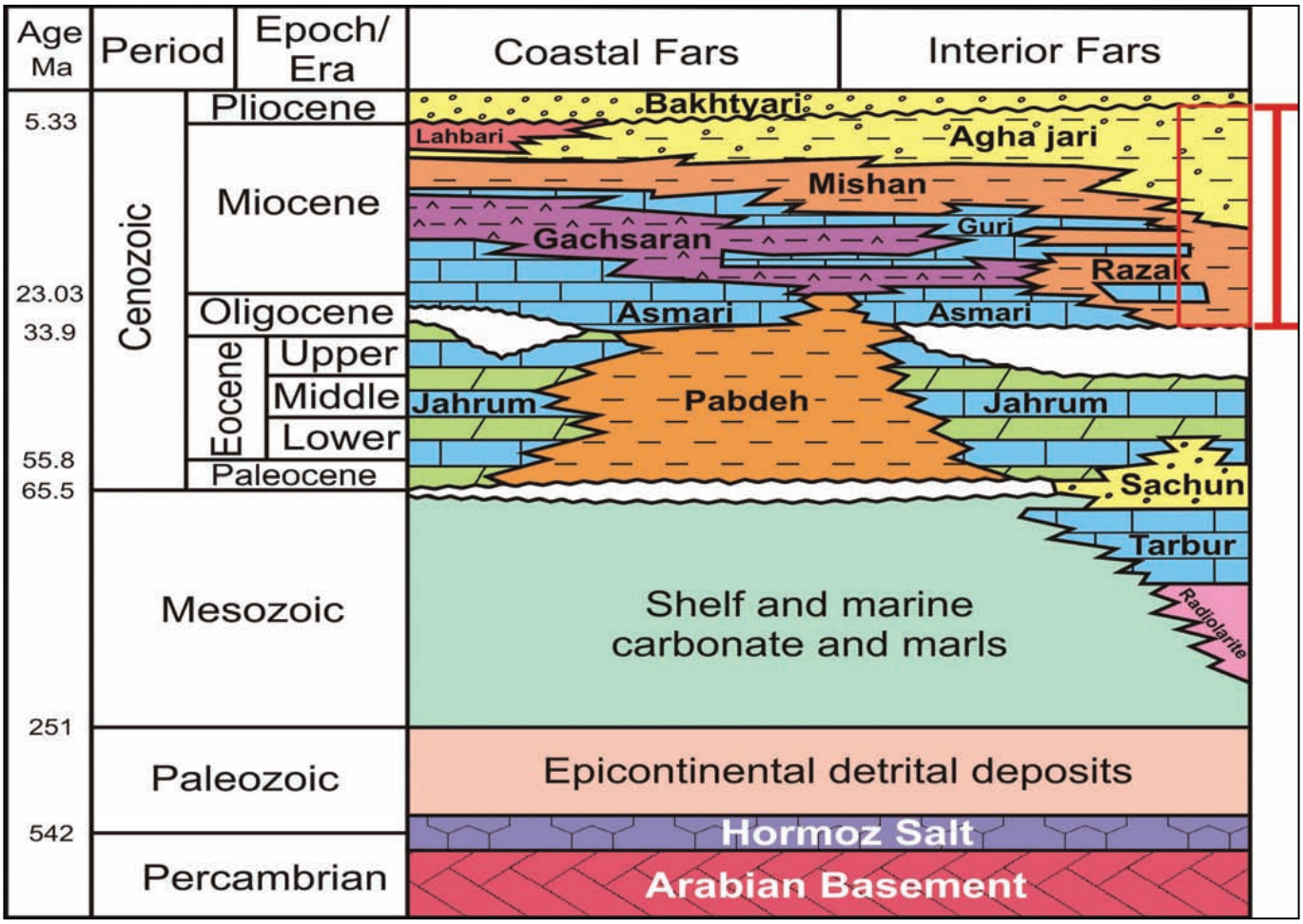
۶– نتیجه‌گیری

– مطالعات صحرایی و سنگ‌نگاری سنگ‌های رسوبی میوسن گستره نیریز نشان می‌دهد که این توالی به‌طور چیره از مارن، ماسه‌سنگ و کنگلومرای مربوط به محیط‌های رسوبی کم‌ژرفا و حدواسط تشکیل شده است.

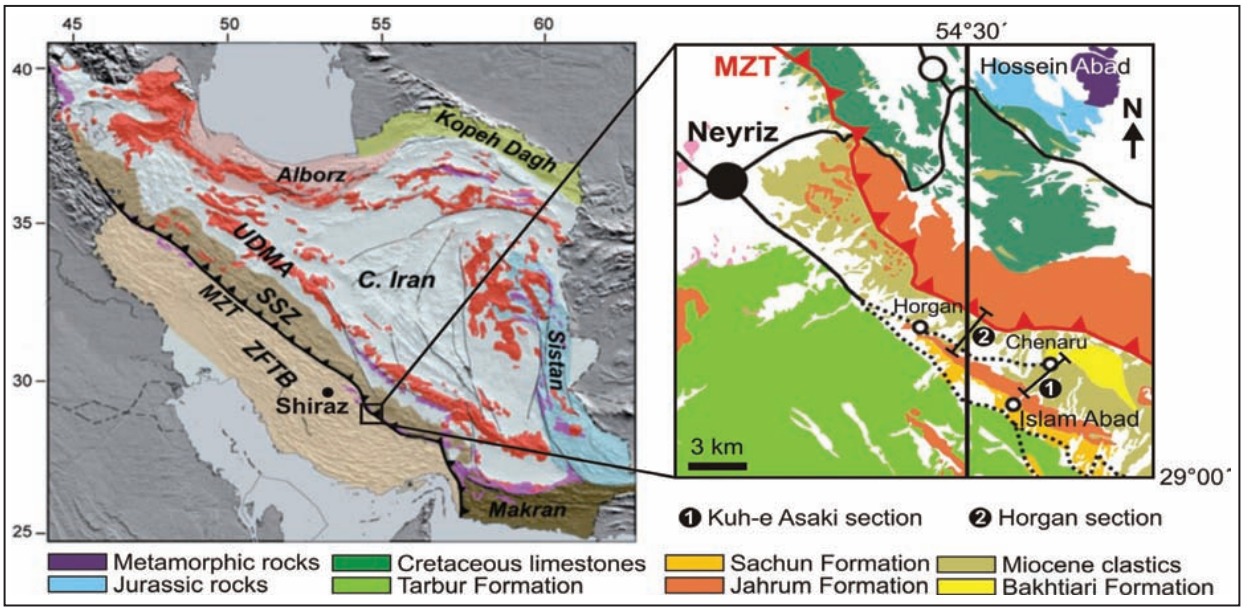
– بر پایه ساخت‌های رسوبی، تغییرات اندازه دانه‌ها، محیط‌های رسوبی کنار هم، شکل هندسی واحدهای رسوبی و مطالعات سنگ‌نگاری شامل بافت و ترکیب ماسه‌سنگ‌ها، ۱۴ رخساره رسوبی مربوط به ۵ کمربند رخساره‌ای شناسایی شد که شامل: ۱) رخساره‌های نزدیک به منشأ دلتای بادبزنی (Proximal)، ۲) رخساره‌های بخش میانی دلتای بادزنی (Mid fan delta)، ۳) رخساره‌های حدواسط (Transition zone facies)، ۴) رخساره‌های شیب دلتا و ۵) رخساره‌های انتهای دلتا (Distal fan) هستند.

– وجود رخساره‌های شیب دیرینه که در اثر جریان‌های توربیدیتی و جریان‌های ریزشی دانه‌ای تشکیل شده‌اند، دانه‌درشت بودن رسوبات و همچنین محیط رسوبی سازندهای زیرین و بالایی این توالی، مدل رسوبی دلتای بادبزنی ژرف شیب‌دار را برای توالی میوسن گستره نیریز پیشنهاد می‌کند.

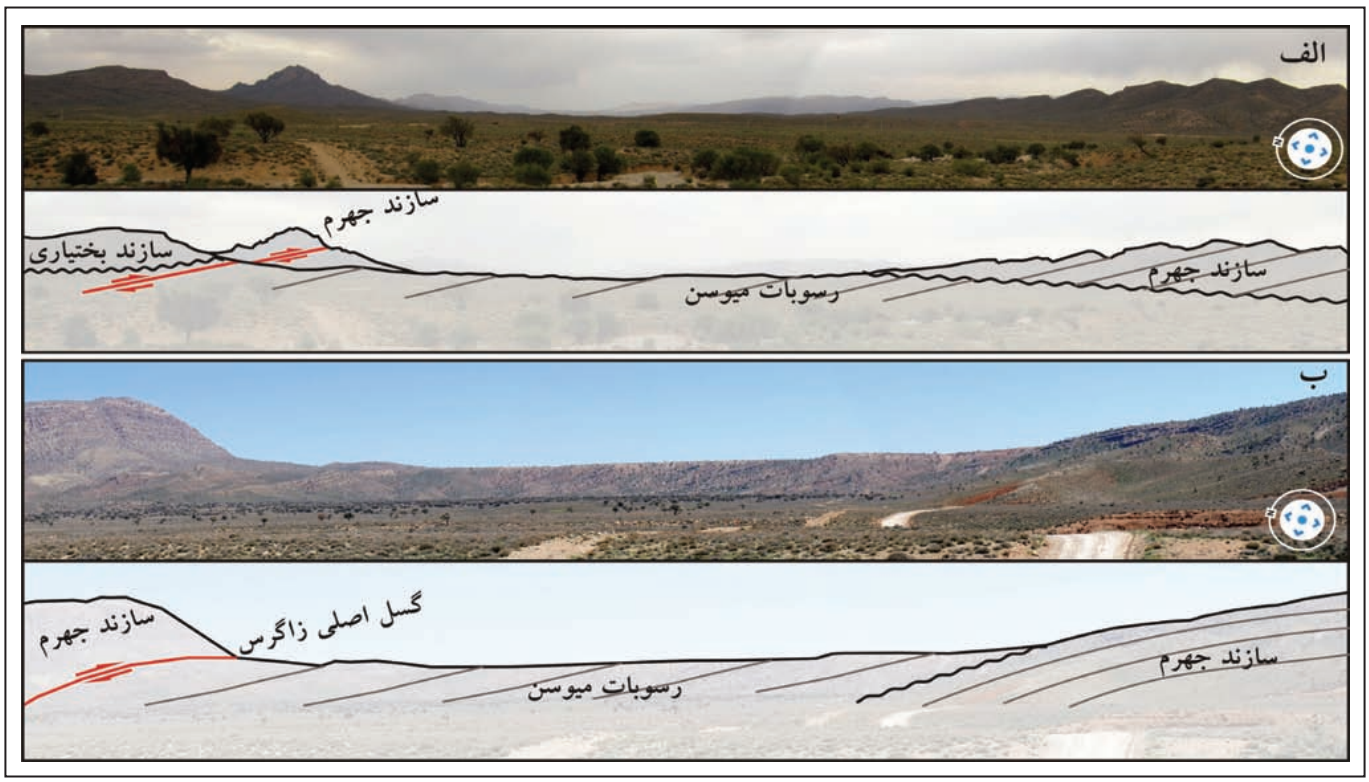
– ناپیوستگی‌های درون‌سازندی فراوان (در اثر مهاجرت کانال‌ها و تغییر شیب ساختاری ناشی از فعالیت شاخه‌های راندگی اصلی زاگرس)، تغییرات نامنظم اندازه دانه‌ها و جریان‌های ثقلی، نشان‌دهنده زمین‌ساخت فعال حوضه رسوبی و رویدادهای شدید و ناگهانی کوتاه‌مدت (Catastrophic events) در بخش نزدیک به منشأ حوضه زاگرس در زمان میوسن است.



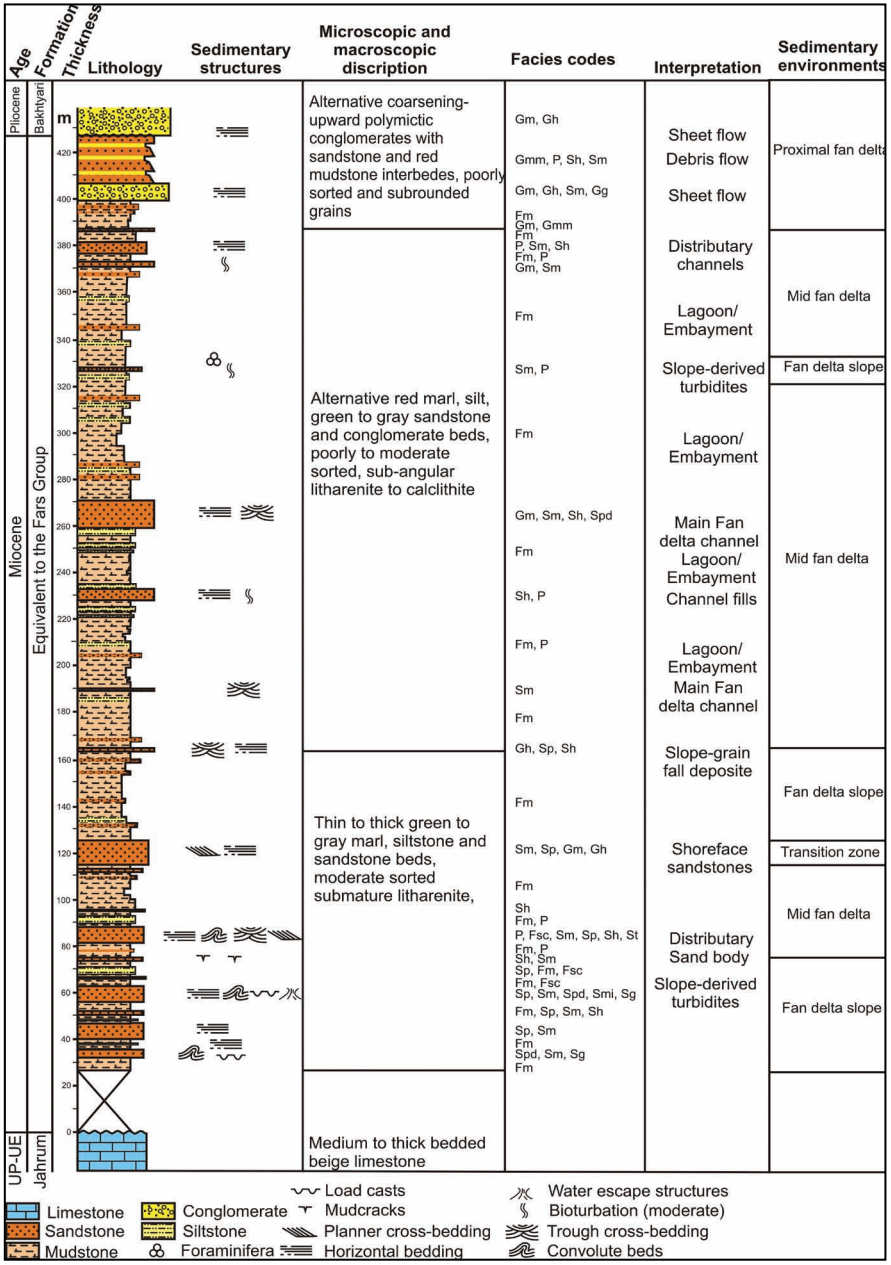
شکل ۱– ارتباط زمانی و مکانی واحدهای سنگ چینه‌ای زاگرس مرتفع و زاگرس ساده چین‌خورده در گستره فارس. توالی میوسن گستره نیرِیز از دید سنی معادل با سازندهای گروه فارس یعنی رازک، میشان و آغاجاری (کادر سرخ) است؛ برگرفته از Beydoun et al. (1992) و Petrolink (1998) با تغییرات.



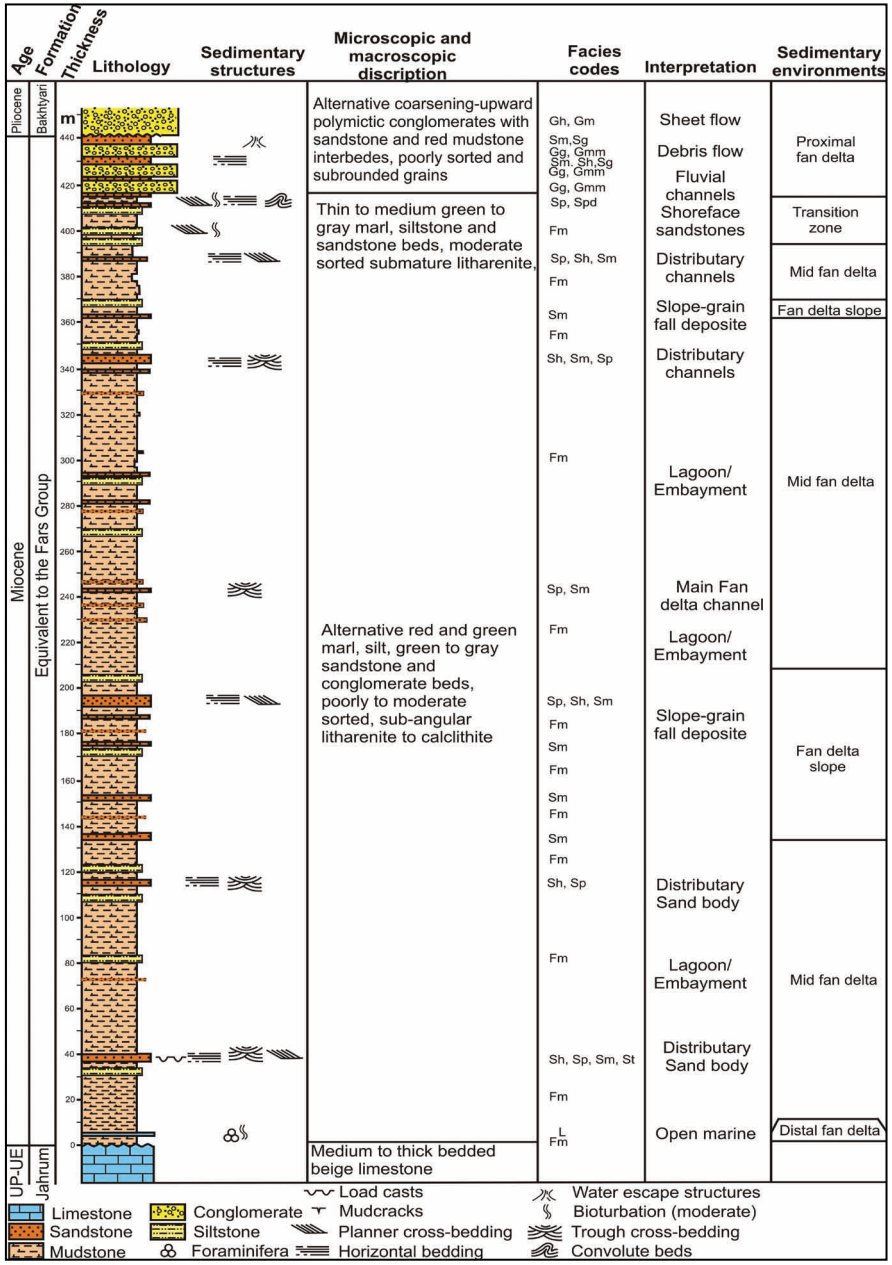
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی و موقعیـــت گستره نیریز. ۱) برش کوه آسکی، ۲) برش هورگان (MZT – Main Zagros Thrust; SSZ – Sanandaj–Sirjan Zone; UDMA – Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc; ZFTB – Zagros fold-and-thrust belt)؛ برگرفته از اشراقی و همکاران (۱۳۷۵ و ۱۳۷۸) با تغییرات.



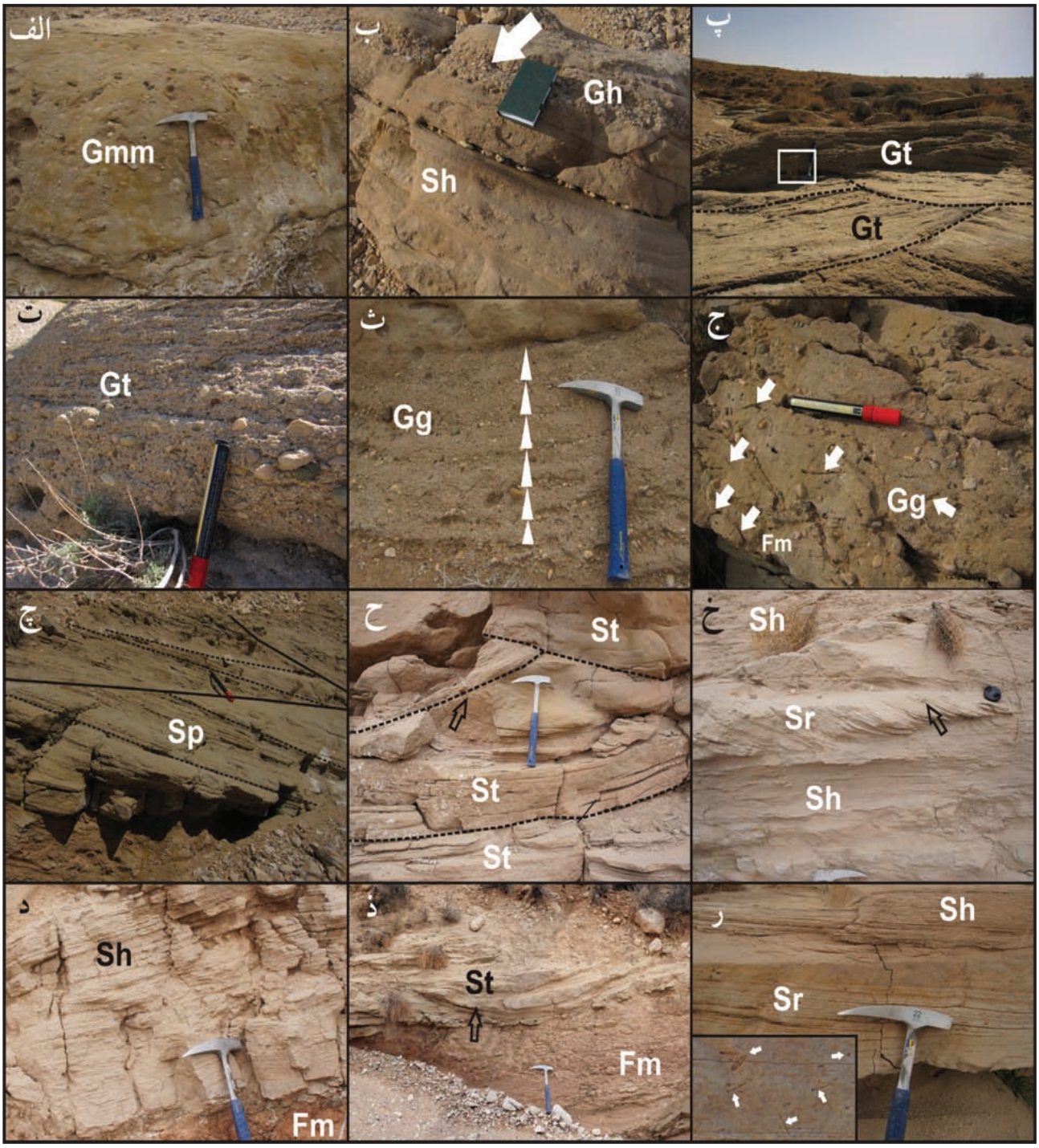
شکل ۳- توالی میوسن در گستره نیریز در: الف) برش کوه آسکی؛ ب) برش هورگان. مرز زیرین به‌صورت ناپیوسته با سازند جهرم و مرز بالا به‌صورت ناپیوسته با کنگلومرای بختیاری است.



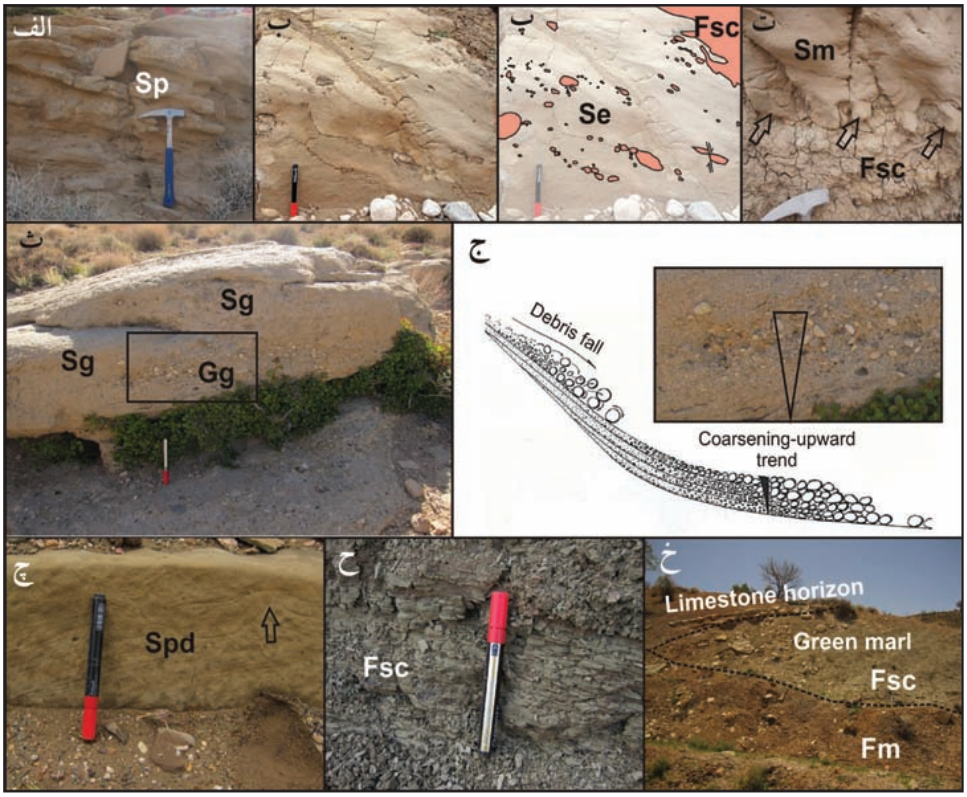
شکل ۴- ستون چینه‌نگاری توالی میوسن در برش کوه آسکی.



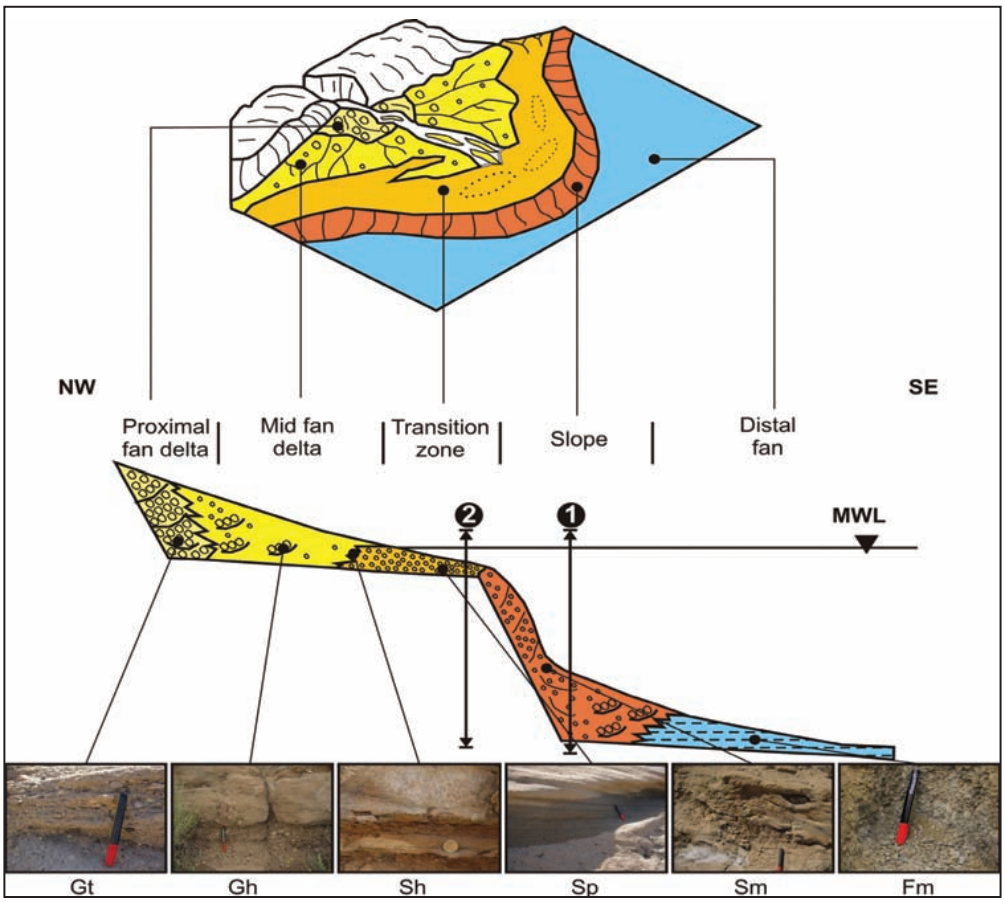
شکل ۵- ستون چینه‌نگاری توالی میوسن در برش هورگان.



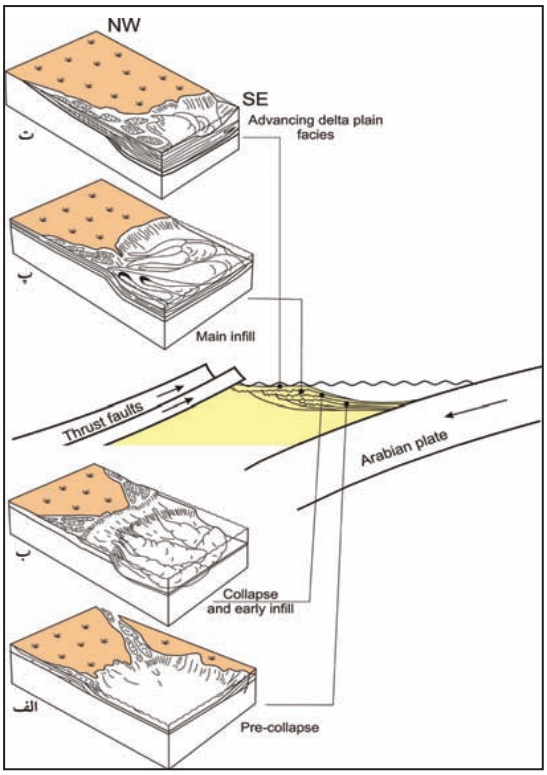
شکل ۶- رخساره‌های نزدیک به منشأ (Proximal) دلتای بادبزنی؛ الف) کنگلومرای ماتریکس پشتیبان توده‌ای؛ ب) اورتوکنگلومرا با لایه‌بندی موازی؛ پ) اورتوکنگلومرا با لایه‌بندی مورب؛ ت) نمای نزدیک محل علامت‌گذاری شده در عکس پ؛ رخساره‌های بخش میانی دلتای بادزنی عبارتند از: ث) کنگلومرای ماتریکس پشتیبان با دانه‌بندی عادی؛ ج) آثار فسیلی (Psilonichnus) روی سطح لایه که با فلش نشان داده شده است؛ رخساره‌های آبرفتی 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: ذ) مادستون‌های توده‌ای مربوط به دشت سیلابی (Fm)؛ ر) ماسه‌سنگ با لامیناسیون موازی و لامیناسیون مورب ریپلی.



شکل ۷- رخساره‌های بخش ساحلی در گستره حدواسط عبارتند از: الف) ماسه‌سنگ با لایه‌بندی مورب بزرگ‌مقیاس 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 توربیدایتی تشکیل شده‌اند؛ ت) ماسه‌سنگ توده‌ای با سطح فرسایشی زیرین مربوط به جریان‌های توده‌ای ماسه‌ای و مادستون‌های توده‌ای ناشی از جریان‌های توربیدایتی گلی، فلش‌ها ساخت وزنی را نشان می‌دهد؛ث) کنگلومرا و ماسه‌سنگ پبلی 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 انتهای دلتا (Distal fan delta) عبارتند از: چ) ماسه‌سنگ با ساخت فرار آب؛ ح) سیلتستون و شیل؛ خ) مارن‌های سبز رنگ بخش انتهای 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 منقطه (شکل ۲) است.



شکل ۹- تکامل ساختاری حوضه رسوبی رسوبات میوسن گستره نیریز؛ برگرفته از Nemec 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	Longitudianl bars, lag deposits, sieve deposits
Gg	conglomerate	graded and massive cross-strata	Slipface processes (including grain flow)
Gmm	conglomerate	massive matrix-supported	Cohensive 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	Lingouid, 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 suspention 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

اشراقی، ص.ع.، روشن‌روان ج. و سبزه‌ای، م.، ۱۳۷۸- نقشه یکصدهزارم قطروئیه، تهران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

اشراقی، ص.ع.، روشن‌روان، ج.، علایی مهابادی، س. و سبزه‌ای، م.، ۱۳۷۵- نقشه یکصدهزارم 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 fluviatile 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. Ofioliti 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. Geosience Frontiers 6: 579-591.

Folk, R. L., 1980- Petrology of Sedimentary Rocks. Austin, Texas: Hemphill Press 182 pp.

Gobo, K., Ghinassi, M. and Nemec, 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 ant 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 Petrolium 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 sedimention processes. American Assosiation 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 architeture 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, Spacial 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 pe´ri-arabe une ceinture de nappes mise en place au cre´tace´ supe´rieur. Revue de ge´ographie physique et ge´ologie 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 fot their tecognition, 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 Fotmation 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. Adabi[2], M. Hosseini-Barzi[3], A. Sadeghi[3] and M. R. Ghassemi[4]

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

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

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

[4]Associate 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