

محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های سازند جیروود در برش ده صوفیان

مجید خزائی^۱، محبوبه حسینی برزی^۲، عباس صادقی^۳ و حسین مصدق^۴

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

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

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

^۴دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۳/۰۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۱۰/۰۴

چکیده

سازند جیروود به سن دونین پسین در برش ده‌صوفیان در شمال خاور شهیرزاد (البرز مرکزی) از نهشته‌های تخریبی و کربناته تشکیل شده است. مرز زیرین آن با نهشته‌های تخریبی ریزدانه سازند میلا ناپوسته همشیب و فرسایشی و مرز بالایی آن با سازند مبارک همشیب و پیوسته است. رخساره‌های تخریبی سازند جیروود در این برش شامل رخساره‌های کنگلومرای، ماسه‌سنگی و گل‌سنگی است. نهشته‌های کنگلومرای دربردارنده ۳ رخساره A1، A2، A3 است که به ترتیب معادل رخساره‌های Gm، Gt و Gmm/Gmg میال هستند. نهشته‌های ماسه‌سنگی با ۵ رخساره B1، B2، B3، B4 و به ترتیب معادل رخساره‌های St، Sh، Sm و Sr میال و نیز رخساره B5 (Shc) با ساخت لامیناسیون پشته‌ای (HCS) دیده می‌شود. رخساره‌های ریزدانه گل‌سنگی شامل رخساره‌های C1 و C2 به ترتیب معادل رخساره‌های Fsm و Fl میال هستند و رخساره کربناته (D) که حجم کمی از بخش‌های بالای ستون چینه‌نگاری را به خود اختصاص می‌دهد، تقریباً به‌طور کامل دولومیتی شده است. مطالعات صحرایی و سنگ‌نگاری به شناسایی ۵ مجموعه رخساره‌ای تخریبی رودخانه‌ای، ساحلی-پشت ساحلی، حاشیه ساحلی، منطقه انتقالی دور از ساحل و دور از ساحل انجامید و رخساره‌های کربناته با توجه به شواهدی مانند سطح زیرین فرسایشی، دانه‌بندی تدریجی، حضور ساخت لامیناسیون پشته‌ای و نیز رخساره‌های تخریبی همراه به شرایط توفانی نزدیک به ساحل و توفانی دور از ساحل نسبت داده شدند. سازند جیروود در برش مورد مطالعه با نهشته‌های رودخانه‌ای آغاز می‌شود که با نهشته‌های دریایی تحت تسلط توفان به‌صورت نهشته‌های ساحلی-پشت ساحل و تناوب نهشته‌های حاشیه ساحل، منطقه انتقالی دور از ساحل و نهشته‌های دور از ساحل ادامه می‌یابد. بررسی سطوح سکانسی به ویژه ناپوستگی‌های مهم و همچنین بررسی الگوی برهم‌نهشت رسوبات سازند جیروود، به شناسایی ۳ سکانس رسوبی که در بالا و پایین توسط ناپوستگی‌های حاصل از فرو افتادن سطح اساس، محدود شده‌اند به همراه بخش پیشرونده از سکانس چهارم انجامیده است.

کلیدواژه‌ها: البرز، دونین، جیروود، محیط رسوبی، نهشته‌های توفانی، چینه‌نگاری سکانسی.

***نویسنده مسئول:** مجید خزائی

E-mail: mkh693@gmail.com

۱- پیش‌نوشتار

در ناحیه سیدآباد (شرق تهران) و رسوبی (۱۳۹۰) دسته رخساره‌های مربوط به محیط ساحلی/دریایی کم‌ژرفا را در برش آبنیک (البرز مرکزی) شناسایی کردند. شرفی (۱۳۹۳) و Sharafi et al. (2014 and 2016) مطالعات جامعی روی نهشته‌های سازند جیروود، در برش‌های مختلف از البرز مرکزی، انجام دادند. آخرین نتایج مطالعات نامبردگان، افزون بر شناسایی ایکونوفاسیس‌های گوناگون، به شناسایی نهشته‌های مربوط به سیستم‌های رسوبی رودخانه‌ای، خلیج دهانه‌ای تحت تسلط موج و کشند و دریای باز نزدیک ساحل شده است. نامبردگان نهشته‌های سازند جیروود را در البرز مرکزی به دو بخش تقسیم کردند. بخش زیرین را حاصل پر شدن چند مرحله‌ای دره غرق شده (Compound Incised valley fill) دانستند و بخش بالایی را یک توالی پیشرونده-پسرونده شامل نهشته‌های حاشیه ساحل و یک شلف باز روی نهشته‌های خلیج دهانه‌ای معرفی کردند. نهشته‌های سازند جیروود را نیز حاصل رسوب‌گذاری طی یک چرخه اصلی تغییر نسبی سطح دریا دانستند که دربردارنده نوسان‌های کم دامنه تر بوده است.

برش مورد مطالعه با عرض جغرافیایی "34.62' 49' N35° و طول جغرافیایی "4.33' 23' E53° در ۷/۵ کیلومتری شمال خاور شهیرزاد و در شمال ده‌صوفیان جای دارد (شکل ۱). این برش در پهنه ساختاری البرز مرکزی قرار می‌گیرد و سازند جیروود در این برش با سطح زیرین فرسایشی روی شیل‌ها و سیلتستون‌های سبز رنگ بخش پنج میلا قرار می‌گیرد (شکل ۲-A). سازند جیروود در این ناحیه با ستبرایی حدود ۱۸۵ متر از ماسه‌سنگ، گل‌سنگ، کربنات و کمی رخساره‌های کنگلومرای تشکیل شده است. سازند کربناته مبارک در برش مورد مطالعه به‌طور پیوسته روی رسوبات سازند جیروود را می‌پوشاند (شکل ۲-B).

در البرز مرکزی سنگ‌های دونین پایینی و میانی نهشته نشده‌اند و سنگ‌های کامبرین-اردوئین پس از یک فاز فرسایشی طولانی با ردیف‌های پیشرونده دونین بالایی به نام سازند جیروود پوشیده شده‌اند (آقائباتی، ۱۳۸۳). (Asserto 1963) سازند جیروود را در روستای جیروود (شمال خاوری تهران) با ستبرای ۷۶۰ متر معرفی کرد و آن را به ۴ عضو A، B، C، D بخش کرد. اما در مطالعات بعدی بنا بر پیشنهاد کمیته ملی چینه‌شناسی ایران نهشته‌های تخریبی عضو A با ستبرای ۳۵۵ متر و با سن دونین پسین به عنوان سازند جیروود در نظر گرفته شد. مرز سازند جیروود در برش الگو نسبت به سازند میلا با ناپوستگی همشیب و فرسایشی (Disconformity) مشخص می‌شود؛ اما در مورد مرز بالایی اتفاق نظر وجود ندارد (آقائباتی، ۱۳۸۳).

بر پایه مطالعاتی که در مناطق مختلف توسط پژوهشگرانی چون واعظ‌جوادی (۱۳۷۳)، دشتبان (۱۳۷۳ و ۱۳۷۵)، شوشتی‌زاده و همکاران (۱۳۸۴)، مسعودی (۱۳۸۴)، فهیمی (۱۳۸۵)، تابع (۱۳۸۶)، Ghavidel-Syooki (1995)، Dashtban and Racheboeuf (2001) و Wendt et al. (2005) انجام شده است، گروه‌های مختلف زیستی شامل بی‌مهرگان و مهره‌دارانی همچون کنودونت‌ها، براکیوپودها، ماهی‌های باله شعاعی و همچنین انواع پالینومورف‌ها و ماکروفسیل‌های گیاهی شناسایی و گزارش و سن دونین پسین برای این سازند در نظر گرفته شده است. همچنین پیشنهاد شده که ایران در طی دونین پسین بخشی از خشکی گندوانا بوده است (Ghavidel-syooki, 1995؛ واعظ‌جوادی، ۱۳۷۳).

محمدخانی و خزائی (۱۳۸۴) نهشته‌های سازند جیروود را در دره مبارک‌آباد به محیط‌های قاره‌ای، حد واسط (خلیج دهانه‌ای، دلتایی و ساحلی) و دریایی نسبت دادند. مندلزاده (۱۳۸۶) محیط‌های کشندی، لاگون و سد مربوط به یک رمپ همو کینال را

و جنس گراول‌ها چرت و ماسه‌سنگ است (شکل ۵- A). نهشته‌های ماسه‌سنگی، از نازک‌لایه تا بسیار ستبرالایه در تغییرند. نهشته‌های ماسه‌سنگی ستبرالایه معمولاً هندسه لنزی دارند و سطح زیرین آنها فرسایشی است. این ماسه‌سنگ‌ها در قاعده کنگلومرای هستند و در آنها دانه‌بندی تدریجی دیده می‌شود. ساخت رسوبی رایج در این ماسه‌سنگ‌ها چینه‌بندی مورب تراف (شکل ۴- C) تک‌سویه و دوسویه است. اندازه دانه در این ماسه‌سنگ‌ها که بیشتر آركوز تا ساب‌آركوز و لیت‌آرنایت (شکل ۵- B) با جورشدگی متوسط تا خوب جور شده هستند، از ماسه بسیار ریز تا بسیار درشت در تغییر است. گردشگی ماسه‌سنگ‌های یادشده نیز متوسط تا خوب است. همچنین در برش یاد شده، بسته‌هایی از نهشته‌های ماسه‌سنگی با ستبرای‌های مختلف نیز دیده می‌شود که در قاعده کنگلومرای هستند. این بسته‌ها با سطح فرسایشی روی هم قرار دارند و ستبرای آنها به چندین متر می‌رسد (شکل ۶- A). نهشته‌های ماسه‌سنگی نازک تا ستبرالایه با هندسه صفحه‌ای متشکل از رخساره‌های Sm، St، Sr و با سطح زیرین فرسایشی نیز در این مجموعه رخساره دیده می‌شود که در برخی بخش‌ها در تناوب با لایه‌های گل‌سنگی سرخ رنگ توده‌ای تا لامینه‌دار (Fsm and Fl) (شکل ۶- B) نازک تا ستبرالایه هستند. این لایه‌های ماسه‌سنگی در مواردی دارای ساخت‌های رسوبی لامیناسون موازی، ریپل‌مارک‌های کوچک مقیاس (شکل ۶- C) و ترک گلی (شکل ۶- D) هستند. در بخش‌هایی از ستون گل‌سنگ‌های سرخ رنگ بسیار ستر با ستبرای چندین متر دیده می‌شود که ممکن است لایه‌های بسیار نازک ماسه‌سنگ بسیار ریزدانه نیز در آن دیده شود. در این گل‌سنگ‌ها، هیچ‌گونه آثار فسیلی و یا پیکره‌های فسیلی دیده نمی‌شود.

• **تفسیر:** رسوبات ماسه‌سنگی (St) با سطح زیرین فرسایشی ریز تا درشت‌دانه دارای چینه‌بندی مورب تراف که به سوی بالا ریزش هستند و فرم لنزی دارند به کانال‌های رودخانه‌ای نسبت داده می‌شوند (Cant, 1981; Collinson, 1996; Miall, 2006; Wakefield et al., 2015). بسته‌های ماسه‌سنگی بسیار ستر با قاعده کنگلومرای و با سطوح فرسایشی در زیر هر بسته، حاصل مهاجرت جانبی کانال‌های رودخانه‌ای روی یکدیگر است که الگوی چند طبقه (Multi-story channels) را به وجود می‌آورد (Cant, 1981; Collinson, 1996; Miall, 2006; Claiton, et al., 2015). نهشته‌های در اندازه گراول (Gmm/Gmg) در قاعده این رسوبات ماسه‌سنگی به نهشته‌های امانده (Lag deposits) در کف کانال نسبت داده می‌شوند (Cant, 1981; Collinson, 1996; Miall, 2006; Sharafi et al., 2016). و نهشته‌های کنگلومرای با چینه‌بندی تراف (Gt) به گمان قوی پرکننده کانال‌های فرعی هستند (Miall, 2006). گل‌سنگ‌های (Fsm and Fl) سرخ رنگ بدون پیکره و آثار فسیلی مربوط به محیط‌های اکسیدان دشت سیلابی هستند و ماسه‌سنگ‌های ریزدانه و بسیار ریزدانه (St, Sh, Sm and Sr) در ارتباط با کانال‌های فرعی و کروس اسپلی‌ها هستند که در زمان طغیان رودخانه در دشت سیلابی نهشته می‌شوند (Cant, 1981; Collinson, 1996; Miall, 2006; Lewin and Ashworth, 2014; Sharafi et al., 2016). ریپل‌مارک‌های کوچک‌مقیاس در ارتباط با جریان‌های رژیم پایین (Lower flow-regime) هستند. توجه به ماسه‌سنگی بودن رسوبات کانالی و گسترش قابل توجه نهشته‌های دشت سیلابی به گمان قوی این رسوبات توسط یک رودخانه ماندردی نهشته شده‌اند (Cant, 1981; Miall, 2006).

– **مجموعه رخساره‌های ساحل و بالای ساحل تحت تسلط توفان و موج (Wave and storm dominated foreshore and backshore facies association):** این مجموعه رخساره‌ای به‌طور چیره در بخش میانی سازند جیروود و روی نهشته‌های رودخانه‌ای بخش زیرین، گسترش یافته است. رخساره‌های این مجموعه شامل رخساره‌های Gcm، St، Sh، Fsm، Sm، و Fl (Miall, 2006, Sharafi et al., 2014 and 2016) هستند. سکانس‌های این مجموعه با گل‌سنگ (Fsm) سبز رنگ آغاز می‌شود (شکل ۷- A) و با گذر از رخساره گل‌سنگ لامینه‌دار با لامینه‌ها و میان‌لایه‌های بسیار نازک سیلت و ماسه بسیار ریز (Fl) (شکل ۷- A) با روندی به سوی بالا درشت‌شو و تمیزشو به ماسه‌سنگ‌های با لامیناسیون افقی موازی و یا کم‌شیب (Sh) سفید رنگ با

این پژوهش به بررسی محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های سازند جیروود در برش ده صوفیان و مقایسه نتایج با مطالعات انجام شده پیشین می‌پردازد. نتایج این بررسی می‌تواند در تطابق‌های چینه‌شناسی و بازسازی جغرافیای دیرینه البرز در زمان دونین پسین مفید و قابل استفاده باشد.

۲- روش کار

در بازدیدهای صحرایی بافت و ساخت‌های رسوبی، تغییرات اندازه دانه‌ها، فسیل‌ها، اثرات فسیلی، ارتباط افقی و عمودی رخساره‌ها و شکل هندسی لایه‌های تشکیل‌دهنده سازند جیروود بررسی و ۶۰ نمونه برای تهیه مقطع نازک و مطالعات میکروسکوپی برداشت شد. پس از تقسیم‌بندی رخساره‌ها، با رسم ستون چینه‌نگاری و بررسی تغییرات جانبی و ارتباط عمودی رخساره‌ها و بر پایه قانون والتر (Walter's law, in Middleton, 1973) و همچنین مقایسه با محیط‌های امروزی و کهن (Lomando and Harris; 1991; Walker and James, 1992; Galloway and Hobday, 1996; Reading and Collinson, 1996; Einsele, 2000; Miall, 2000 and 2006; Boggs, 2006; Nichols, 2009) به بررسی محیط رسوبی پرداخته شد. بررسی الگوی برهم نهشت رخساره‌ها و شناسایی سطوح سکانسی اصلی با توجه به (Catuneanu et al. (2009 and 2011)، (Catuneanu (2006)، (Embry (2009) و (Miall (2010) صورت پذیرفت.

۳- رخساره‌ها و محیط رسوبی

سازند جیروود در برش مورد مطالعه از رخساره‌های تخریبی و کربناته ساخته شده است. رخساره‌های تخریبی در بخش‌های مختلف ستون چینه‌نگاری حضور دارند اما نهشته‌های کربناته تنها در بخش بالایی ستون چینه‌شناسی در همراهی با نهشته‌های تخریبی دیده می‌شوند.

۳-۱. رخساره‌های سازند جیروود

نهشته‌های سازند جیروود در برش مورد مطالعه بیشتر از رخساره‌های آواری تشکیل شده است که در بخش‌های بالایی در تناوب با رخساره‌های آهکی دولومیتی شده قرار می‌گیرند. نهشته‌های کنگلومرای با ۳ رخساره A1، A2 و A3 به ترتیب معادل Gcm، Gmt، Gcm و Gmm/Gmm در رخساره‌های (Miall (2006) حجم ناچیزی از رخساره‌های تخریبی برش مورد مطالعه را به خود اختصاص داده‌اند و بیشتر نهشته‌های تخریبی، ماسه‌سنگی با ۵ رخساره B1، B2، B3، B4 و B5 به ترتیب معادل Shc، Sr، Sm، Sh، St در رخساره‌های (Miall (2006) و گل‌سنگی با دو رخساره C1 و C2 به ترتیب معادل F1 و Fsm در رخساره‌های (Miall (2006) هستند. شرح رخساره‌ها در برش مورد مطالعه به اختصار در شکل ۳ آمده است.

– **مجموعه رخساره‌های رودخانه‌ای (Fluvial facies association):** این مجموعه رخساره‌ای در بخش‌های زیرین برش مورد مطالعه دیده شده و شامل مجموعه‌ای از رخساره‌های سرخ رنگ کنگلومرای دارای چینه‌بندی تراف (Gt) (شکل ۴- A)، کنگلومرای ماتریکس پشتیبان بدون ساخت که در برخی بخش‌ها ممکن است دانه‌بندی تدریجی نشان دهد (Gmm/Gmg) (شکل ۴- B)، ماسه‌سنگ‌های دارای چینه‌بندی مورب تراف (St) (شکل ۴- C)، لامیناسیون موازی (Sh)، ریپل‌مارک (Sr) و یا بدون لامیناسیون و ساخت مشخص (Sm) (شکل ۴- D) و رخساره‌های گل‌سنگی بدون ساخت مشخص (Fsm) و یا با لامینه‌ها و یا لایه‌های بسیار نازک سیلت و ماسه (Fl) است. رخساره‌های کنگلومرای Gmm/Gmg با جورشدگی ضعیف و گردشگی خوب معمولاً بخش قاعده‌ای نهشته‌های ماسه‌سنگی را تشکیل می‌دهند که دارای سطح زیرین فرسایشی هستند، ستبرای آنها به‌طور جانبی کاهش می‌یابد و هندسه لنزی دارند (شکل ۴- B). کنگلومرای دانه‌پشتیبان و ماتریکس پشتیبان دارای چینه‌بندی مورب تراف (Gt) که ممکن است به سوی بالا به ماسه‌سنگ دارای چینه‌بندی نوع تراف تبدیل شود، از دیگر رخساره‌های دیده شده است. ماتریکس نهشته‌های کنگلومرای یاد شده ماسه بسیار ریز تا بسیار درشت

– مجموعه رخساره‌های حاشیه ساحل (Shoreface facies association): این مجموعه در بخش‌های بالایی سازند دیده می‌شود و شامل رخساره‌های تخریبی Shc, Sh و St و همچنین رخساره کربناته دولومیتی شده D (دولوستون) متوسط تا بسیار ستر لایه است. در برش مورد مطالعه، مجموعه یاد شده روی گل سنگ‌های سیاه (Fsm and Fl) قرار گرفته و لامیناسیون مورب پشته‌ای (HCS) (شکل ۸- A) ساخت چیره در این مجموعه است. این نهشته‌ها از بدنه‌های به سوی بالا درشت‌شو و تمیز شو ساخته شده‌اند (شکل ۸- B). بخش‌های زیرین این سکانس‌ها با آثار فسیلی فراوان (شکل ۸- C)، از لایه‌های کربناته به سوی بالا ریز شو دولومیتی شده (رخساره D) (شکل‌های ۹- A و B) با سطح زیرین فرسایشی دارای لامیناسیون پشته‌ای و موازی، پیکره‌های فسیلی براکیپود و خارپوست و اینتراکست‌های در مقیاس سانتی متر (شکل ۱۰- A) ساخته شده است. پیکره‌های فسیلی به سختی و به ویژه در انواع ماکرو قابل شناسایی هستند. این کربنات‌ها به تدریج به سوی بالا به ماسه‌سنگ‌های نخودی رنگ بسیار ریز تا ریزانه با لامیناسیون پشته‌ای و موازی (Sh and Shc) دارای پیکره نرم‌تان کوچک دو کفه‌ای مانند در اندازه تقریبی ۰/۵ سانتی متر تبدیل می‌شوند. نهشته‌های ماسه‌سنگی جورشدگی متوسط تا خوبی دارند و گردشدگی آنها از متوسط تا خوب در تغییر است. کل مجموعه در بالا به یک لایه ماسه‌سنگی ریزانه متوسط لایه سرخ رنگ با لامیناسیون موازی (Sh) می‌رسد.

• تفسیر: لایه‌های با سطح زیرین فرسایشی، به سوی بالا ریز شو دارای پیکره‌های فسیلی، اینتراکست و لامیناسیون پشته‌ای به جریان‌های توفانی نسبت داده می‌شوند (Dott and Bourgeois, 1982; Aigner, 1985; Tucker and Wright, 1990; Johnson and Baldwin, 1996; Einsele, 2000; Boggs, 2006). پشته‌ای به جریان‌های مرکب نسبت داده می‌شوند و این جریان‌ها معمولاً بالای سطح اثر امواج توفانی که جریان‌های مرکب دارای اهمیت هستند، گسترش خوبی دارند (Tucker and Wright, 1990; Reading and Collinson, 1996; Johnson and Baldwin, 1996; Einsele, 2000). نبود رسوبات گلی در بخش‌های دارای لامیناسیون پشته‌ای نشان‌دهنده بالا بودن انرژی است (Tucker and Wright, 1990; Einsele, 2000). از آنجا که بخش‌های بالایی حاشیه ساحل تحت تسلط امواج است، رسوب گذاری نهشته‌های توفانی امکان‌پذیر نیست (Einsele, 2000). در بخش میانی تا پایینی حاشیه ساحل و به ویژه بخش پایینی آن، روی هم نهشته شدن رسوبات دارای لامیناسیون پشته‌ای بدون حضور نهشته‌های گل سنگی میان‌لایه‌ای پدیده رایجی است (Cheel and Leckie, 1993; Einsele, 2000; Eoff, 2014). در بخش‌های پایینی حاشیه ساحل، آشفستگی زیستی فراوان است و ماسه‌های معلق آورده شده به این بخش به صورت لایه‌های دارای لامیناسیون موازی نهشته می‌شوند (Reineck and Singh, 1986).

بنابراین بر پایه روند کم‌رُفا شدن نهشته‌ها، بخش‌های بالای مجموعه مورد بحث که ساخت‌های رسوبی آن به خوبی قابل تشخیص نیست و بخش‌های با بلوغ بیشتر مرتبط با آنها که دارای لامیناسیون موازی نیز هستند (Sh) احتمالاً مربوط به بخش‌های بالایی حاشیه ساحل و ساحل هستند که در پایان نهشته‌های دشت سیلابی رودخانه (کروس اسپیلی) روی آنها نهشته شده است.

– مجموعه رخساره‌های منطقه انتقالی دور از ساحل (Offshore transitional zone facies association): گسترش این مجموعه رخساره‌ای نیز در برش مورد مطالعه منحصر به بخش‌های بالایی سازند جیروود است. این مجموعه شامل رخساره‌های کربناته دولومیتی شده (دولوستون) D (شکل ۹- A) و رخساره‌های تخریبی Shc, Sh, Gcm و Fl است. این نهشته‌ها از متوسط تا ستر لایه در تغییرند و در تناوب با رخساره‌های گل سنگ (Fsm) سیاه رنگ هستند. لایه‌های کربناته نخودی رنگ و دارای پیکره‌های فسیلی براکیپود و خارپوست (شکل ۹- A) و اینتراکست (شکل ۱۰- A) هستند. سطح زیرین لایه‌ها فرسایشی است و به سوی بالا ریز شو هستند. ساخت چیره در این رخساره‌ها لامیناسیون پشته‌ای (HCS) و لامیناسیون موازی است و آثار کنده‌شدگی (Gutter cast) (شکل ۱۰- B) و آثار فسیلی لوله‌ای افقی نیز در قاعده این نهشته‌ها رایج است. به ندرت رخساره کنگلومرایی Gcm با دانه‌هایی از جنس ماسه‌سنگ و گل سنگ با اندازه دانه کمتر از یک سانتی متر در ارتباط با این لایه‌های کربناته دیده می‌شود.

بلوغ بافتی و ترکیبی بالا تبدیل می‌شوند که در جاهایی دارای آثار فسیلی هستند (شکل‌های ۷- A و B). در بخش‌های انتهایی سازند جیروود، یک رخساره کنگلومرایی دانه‌پشتیبان (Gcm) با دانه‌های رسوبی از جنس ماسه‌سنگ و با اندازه دانه بیشینه تا ۱۵ سانتی متر در قاعده ماسه‌سنگ‌های کوارتزی دیده می‌شود که دارای جورشدگی ضعیف تا متوسط و گردشدگی گراول‌ها متوسط تا خوب است (شکل ۷- C). همچنین واحدهای کنگلومرایی متوسط تا بسیار ستر نخودی رنگ دانه‌پشتیبان (Gcm) با گراول‌هایی از جنس گل سنگ نخودی و سبز تا خاکستری با ماتریکس ماسه‌ای و سطح زیرین فرسایشی نیز رایج است (شکل ۷- D) که به سوی بالای لایه‌ها، به ماسه (Sm and St) تبدیل می‌شود. در این مجموعه رخساره‌ای هندسه کانالی دیده نمی‌شود. همچنین رخساره‌های ماسه‌سنگی سرخ رنگ St و Sh و گل سنگ (Fsm) سرخ رنگ نیز در تناوب با رسوبات یاد شده، دیده شده‌اند (شکل ۷- E). ترکیب ماسه‌سنگ‌های سرخ، آرزوی تا ساب‌آرکوز و ترکیب ماسه‌سنگ‌های سفید رنگ لیت‌آرنایت با خرده‌های چرتی و یا کوارتزی است که جورشدگی و گردشدگی خوبی دارند. در بخش‌های آغازین این مجموعه آثار فسیلی آرنیکولیتس (Arenicolites) (شکل ۷- F) و آثار فسیلی نامشخص دیگر دیده شده است.

• تفسیر: نهشته‌های ماسه‌ای دارای لامیناسیون با شیب کم (Sh)، جورشدگی و گردشدگی خوب و بلوغ ترکیبی و بافتی بالا، ویژه سواحل تحت تسلط موج هستند (Clifton, 2003 and 2006; Souza et al., 2012; Catuneanu, 2006; Nichols, 2009). از سوی دیگر گل‌سنگ‌های سبز بدون فسیل با میان‌لایه‌های نازک ماسه‌سنگی، در محیط‌های کم‌انرژی و از حالت تعلیق رسوب گذاری می‌کنند (Reineck and Singh, 1986). آثار فسیلی آرنیکولیتس شاخص محیط‌های پرنانژی حاشیه ساحل و سدی هستند (Fursich, 1998; Mangano et al., 2002; Uchmann and Krenmayr, 2004; Sharafi et al., 2014). لایه‌های کنگلومرایی (Gcm) و ماسه‌سنگی (St and Sm) نخودی رنگ با خرده‌های گل سنگی و دارای چینه‌بندی مورب تراف و مسطح مربوط به نهشته‌های بادزن‌های رو شسته شده (Washover/Spillover fan) هستند که در هنگام توفان روی رسوبات ساحلی نهشته می‌شوند (McCubbin, 1981; Reineck and Singh, 1986). بادزن‌های رو شسته شده بزرگ در سواحل با بازه کشندی کم، رایج هستند (McCubbin, 1981). گل سنگ‌ها و ماسه‌سنگ‌های سرخ با لامیناسیون موازی مربوط به نهشته‌های دشت سیلابی رودخانه‌ها هستند که روی سکانس‌های ساحلی نهشته شده‌اند (Reineck and Singh, 1986; Galloway and Hobday, 1996). رخساره کنگلومرایی Gcm در قاعده نهشته‌های ماسه‌ای کوارتزی ساحلی که در بخش انتهایی سازند جیروود قرار دارد، به گمان قوی حاصل عملکرد فرسایشی امواج در ساحل و بخش‌های بالایی حاشیه ساحل در آغاز پیشروی دریاست که رسوبات وامانده آغاز پیشروی (Transgressive lags) نیز خوانده می‌شوند (Catuneanu, 2006; Catuneanu et al., 2009 and 2011). بنابر آنچه در بالا گفته شد مجموعه رخساره‌های یاد شده در منطقه ساحلی و بالای ساحل تحت تسلط توفان و موج نهشته شده‌اند. با توجه به گسترش نیافتن رخساره‌های تالاب مرتبط با دریا و کانال کشندی در ارتباط با نهشته‌های ساحلی و نیز همراهی رخساره‌های ساحلی با نهشته‌های قاره‌ای، به نظر می‌رسد که می‌توان سامانه پشته‌های دشت ساحلی (Strand plain) را به عنوان محیط رسوبی این نهشته‌ها در نظر گرفت (Nichols, 2009).

پشته‌های ساحلی، مشابه پشته‌های سدی ساحلی (Beach barrier) هستند، اما در ارتباط با تالاب و کانال کشندی نیستند. ممکن است فرورفتگی میان پشته‌ها (Swell) در اثر پر شدن با آب‌های جوی، دریاچه‌های موقتی را به وجود آورند که محل تجمع رسوبات ریزانه (رخساره‌های Fsm و Fl) در این بخش) است (Tucker and Wright, 1990; Galloway and Hobday, 1996). منطقه بالای کشندی (Backshore) تنها در شرایط توفانی با آب پوشیده می‌شود، بنابراین، منطقه‌ایست که با تناوبی از نهشته‌های حاصل از امواج توفانی (در اینجا نهشته‌های بادزن‌های رو شسته شده) و نهشته‌های قاره‌ای (در اینجا نهشته‌های رودخانه‌ای) پوشیده می‌شود (Boggs, 2006).

و گسترش نهشته‌های تخریبی و کربناته توفانی در مجموعه رخساره‌های حاشیه دریا (ساحل و پشت ساحل) تا بخش‌های دور از ساحل نهشته شده در زیر سطح اثر امواج توفانی، بیانگر نهشته شدن این رسوبات در یک محیط دریایی فلات قاره باز (Open shelf) تحت تسلط توفان است (Nichols, 2009). این نوع دریاها، رو به حوضه‌های اصلی اقیانوسی هستند و انرژی امواج توفانی مانع برپا شدن توده‌های ماسه‌ای با ارتفاع زیاد در بخش داخلی فلات قاره می‌شود و بیشتر رسوبات درشت‌دانه در خط ساحلی نگه داشته می‌شوند (Johnson and Baldwin, 1996). بنابراین در این دریاها سامانه‌های تالاب و سد گسترش نمی‌یابند.

بر این اساس می‌توان نتیجه گرفت که بخش‌های قاره‌ای سازند جیروود در یک محیط رودخانه‌ای مدل مانداری و نهشته‌های غیر رودخانه‌ای در حاشیه تا بخش‌های دور از ساحل یک دریای باز تحت تسلط توفان نهشته شده‌اند (شکل ۱۳).

۵- چینه‌نگاری سکانسی

چینه‌نگاری سکانسی روشی است که برای عناصر هر محیط رسوبی چهارچوبی فراهم می‌کند که بازسازی جغرافیای دیرینه را آسان می‌سازد و پیش‌بینی رخساره‌ها و ترکیب‌های سنگی را واری نقاط کنترلی میسر می‌سازد. این چهارچوب تغییرات الگوی برهم‌نشینی چینه‌ها (Stratal stacking patterns) را به تغییرات فضای رسوب‌گذاری (Accommodation) و تأمین رسوب (Sediment supply) در طول زمان ارتباط می‌دهد (Catuneanu et al., 2011).

در این کار، سکانس‌های رسوبی بر پایه مدل (Hunt and Tucker 1992) یا Depositional sequence IV (Catuneanu, 2006) تعیین شده‌اند. در این مدل ۴ دسته رخساره‌ای (Systems tract) تعریف می‌شود: ۱) دسته رخساره‌های تراز پایین ((Lowstand systems tract (LST)؛ ۲) دسته رخساره‌های پیش‌رونده ((Transgressive systems tract (TST)؛ ۳) دسته رخساره‌های تراز بالا ((Highstand systems tract (HST)؛ ۴) دسته رخساره‌های افت ((Falling stage systems tract (FSST). همچنین با توجه به ابهاماتی که در مورد تقسیم‌بندی مرز سکانسی به نوع ۱ و ۲ وجود دارد (Howell and Flint, 2003; Catuneanu, 2006)، به پیروی از (Catuneanu et al. 2009 and 2011)، در این کار تنها از اصطلاح مرز سکانسی ((Sequence boundary (SB) استفاده شده است. اصطلاحات و مفاهیم استفاده شده دیگر (مانند (Transgressive ravinement surface (TRS، (Wave Ravinement surface (WRS)، (Maximum regressive surface (MRS) و (Maximum flooding surface (MFS) نیز همگی بر پایه (Catuneanu et al. 2006) و (Catuneanu et al. 2009 and 2011) هستند.

مطالعات انجام شده روی نهشته‌های سازند جیروود در برش ده صوفیان به شناسایی ۳ سکانس رسوبی (که با ناپیوستگی‌های حاصل از فرو افتادن سطح اساس در بالا و پایین محدود شده‌اند) و نیز شناسایی بخش پیش‌رونده سکانس چهارم انجامید. بر پایه (Catuneanu et al. 2011) به دلیل نبود کنترل‌های زمانی دقیق در برش مورد مطالعه، رده‌بندی دقیق سکانس‌های یاد شده ممکن نیست. بنابراین تنها می‌توان گفت سکانس‌های شناسایی شده بالاترین رده سکانسی در نهشته‌های سازند جیروود هستند. این سکانس‌ها خود بخشی از سکانسی رده بالاترند. رده‌بندی مستقل از زمان سکانس‌های یاد شده نیازمند مطالعه تکامل و پیرشدگی حوضه‌ای در البرز مرکزی است که نهشته‌های سازند جیروود بخشی از رسوبات پرکننده آن بوده‌اند. اما برای رده‌بندی سکانس‌های شناسایی شده بر پایه زمان، از آنجا که دوین پسنین (فراسنین - فامنین) بیش از ۲۶ میلیون سال به طول انجامیده است (حدود ۱۱ میلیون سال فراسنین و حدود ۱۵ میلیون سال فامنین) (Ogg et al., 2008) و نیز از آنجا که (Vail et al. 1977) یک چرخه رده سوم را ۱ تا ۱۰ میلیون سال، (Mitchum and Van Wagoner 1991) ۰/۵ تا ۳ میلیون سال و (Krapez 1996) ۱ تا ۱۱ میلیون سال در نظر گرفتند، می‌توان چنین نتیجه گرفت که سکانس‌های شناسایی شده در سازند جیروود دست کم رده سوم هستند.

تفسیر: لایه‌های با سطح زیرین فرسایشی دارای آثار کنده‌شدگی در قاعده و با لامیناسیون پشته‌ای و موازی به جریان‌های توفانی نسبت داده می‌شوند (Dott and Bourgeois, 1982; Aigner, 1985; Tucker and Wright, 1990; Johnson and Baldwin 1996; Einsele, 2000; Boggs, 2006). لامیناسیون‌های پشته‌ای به عنوان محصول جریان‌های مرکب، معمولاً بالای سطح اثر امواج توفانی گسترش خوبی دارند که جریان‌های مرکب دارای اهمیت هستند (Tucker and Wright, 1990; Reading and Collinson, 1996; Johnson and Baldwin 1996; Einsele, 2000). گل‌سنگ‌های (Fsm) سیاه در زمان آرامش پس از توفان و در زیر سطح اثر امواج نهشته شده‌اند (Tucker and Wright, 1990; Vakarelov, et al., 2012). بنابراین، نهشته‌های توفانی دارای لامیناسیون پشته‌ای در بخش‌هایی که در تناوب با لایه‌های گل‌سنگی نازک تا متوسط لایه هستند، به منطقه بالای سطح اثر امواج توفانی و زیر سطح اثر امواج عادی (Offshore transitional zone) نسبت داده می‌شوند (Tucker and Wright, 1990; Reading and Collinson, 1996; Boggs, 2006). از آنجا که نهشته‌های کنگلومرایبی (Gcm) در ارتباط با رخساره‌های توفانی یاد شده هستند، به گمان قوی این نهشته‌ها نیز حاصل عملکرد امواج توفانی هستند.

مجموعه رخساره‌های دور از ساحل (Offshore facies association): این بخش از نهشته‌های گل‌سنگ سیاه رنگ (Fsm and Fl) (شکل ۱۱-A) با میان‌لایه‌های نازک تا متوسط لایه ماسه‌سنگی بدون ساخت رسوبی (Sm) و یا کربناته دولومیتی شده (دولوستون) (D) ساخته شده است (شکل‌های ۱۱-A و B). نهشته‌های ماسه‌سنگ و یا کربناته که حجم بسیار ناچیزی از این بخش را به خود اختصاص می‌دهند، قاعده مشخص و یا فرسایشی دارند و به سوی بالا ریزشو هستند و ممکن است لامیناسیون موازی داشته باشند. در این بخش پیکره سفالوید نیز دیده شده است (شکل ۱۱-C). در نهشته‌های ماسه‌سنگی و کربناته یاد شده آثار لوله‌ای افقی به فراوانی دیده شده است (شکل ۱۱-D).

تفسیر: گل‌سنگ‌های (Fsm and Fl) سیاه در مناطق دور از ساحل و در محیط‌های کم‌انرژی از حالت معلق نهشته می‌شوند (Reineck and Singh, 1986). منشأ گل‌سنگ‌ها معمولاً بار معلق رودخانه‌هاست که وارد دریا می‌شوند (Reineck and Singh, 1986; Johnson and Baldwin, 1996). رنگ تیره این گل‌سنگ‌ها نمایانگر نهشته شدن آنها در محیط‌های غیر اکسیدان به نسبت ژرف است (Flugel, 2010). حضور پیکره سفالوید در این نهشته بیانگر نهشته شدن این رسوبات در مناطق پلاژیک دور از ساحل است (Flugel, 2010). نهشته‌های نازک لایه ماسه‌ای یا کربناته که در میان گل‌سنگ‌های دور از ساحل نهشته شده‌اند، تمپستایت دور از منشأ (Distal tempestites) نامیده می‌شوند (Aigner, 1985).

۴- مدل رسوبی

نهشته‌های سازند جیروود در برش مورد مطالعه با رسوبات قاره‌ای آغاز می‌شوند که به گمان قوی توسط رودخانه‌های مانداری نهشته شده‌اند. این نهشته‌ها با یک مرز فرسایشی که نشان‌دهنده یک ناپیوستگی طولانی مدت است روی نهشته‌های سازند میلا قرار گرفته‌اند. در برش مورد مطالعه، رسوب‌گذاری با نهشته‌های ساحل و بالای ساحل ادامه می‌یابد. روی نهشته‌های ساحلی، نهشته‌های کربناته توفانی نزدیک به منشأ و سپس نهشته‌های گل‌سنگ تیره دور از ساحل و میان‌لایه‌های توفانی دور از منشأ قرار می‌گیرند. در ادامه تناوبی از نهشته‌های کم‌ژرف‌تر شامل رسوبات تخریبی بخش انتقالی دور از ساحل، حاشیه ساحل و ساحل به همراه نهشته‌های کربناته توفانی نزدیک به منشأ و در پایان نهشته‌های کربناته تیره رنگ سازند مبارک با مرز پیوسته روی نهشته‌های سازند جیروود رسوب‌گذاری کرده‌اند. به این ترتیب رسوبات سازند جیروود در برش مورد مطالعه شامل نهشته‌های قاره‌ای رودخانه‌ای، ساحلی، حاشیه ساحل تا بخش‌های دور از ساحل زیر حد اثر امواج توفانی به همراه نهشته‌های کربناته نزدیک به منشأ و دور از منشأ است (شکل ۱۲). ساخت رسوبی لامیناسیون پشته‌ای در تعیین ژرفای نسبی نهشته‌های تخریبی و کربناته دریایی بسیار مفید بوده است. فراوانی

۵-۱. سکانس اول

چنانکه پیشتر گفته شد، در البرز مرکزی، سنگ‌های کامبرین- اردوویسین پس از یک فاز فرسایشی طولانی با ردیف‌های پیشرونده دونین بالایی (سازند جبرود) پوشیده شده‌اند (آقائباتی، ۱۳۸۳). در برش ده‌صوفیان نیز روند ذکر شده، دیده شده است. بنابراین مرز زیرین سکانس اول، مرزی فرسایشی است (شکل ۲- A) که بیانگر یک ناپیوستگی بسیار مهم در مرز میان سازند میلا و سازند جبرود است. سکانس اول از نهشته‌های رودخانه‌ای تشکیل شده است. رسوبات ماسه‌سنگی کانالی که روی هم قرار گرفته‌اند و به سوی بالا رخساره‌های گنگلومرای (Gt and Gmm) نیز در آنها نمایان می‌شود. یک الگوی به سوی بالا درشت‌شو را به وجود می‌آورند، که مربوط به رسوب‌گذاری در تراز پایین هستند (Catuneanu, 2006, Miall, 2014). بالای بخش‌هایی که گنگلومرای می‌شوند را می‌توان معادل سطح بیشترین پسروری (Maximum regressive surface) در نظر گرفت (Catuneanu, 2006). در بالای این سطح نهشته‌های دشت سیلابی قرار می‌گیرد که شامل نهشته‌های گل‌سنگی سرخ رنگ و نهشته‌های کروس اسیلی (St and Sh) است. نهشته‌های دشت سیلابی در زمان بالا آمدن سریع سطح اساس گسترش می‌یابد (Catuneanu, 2006; Miall, 2014). در نزدیکی بالای نهشته‌های گل‌سنگ‌های سرخ رنگ بسیار سبتر که مربوط به دشت سیلابی هستند، یک لایه ماسه‌سنگی سفید با آثار فسیلی آرنیکولیتس دیده می‌شود که شاخص محیط‌های پرنرژ حاشیه ساحل و سدی هستند (Fursich, 1998; Mangano et al., 2002; Uchmann and Krenmayer, 2004). بنابراین زیر این ماسه‌سنگ سفید را می‌توان معادل سطح غرقابی (MFS) در نظر گرفت (شکل ۱۴- A). در بالای سطح غرقابی، نهشته‌های تراز بالا قرار می‌گیرند که سبترای کمی را به خود اختصاص می‌دهند (شکل ۱۴- A) که به گمان قوی علت آن فرسایش توسط رودخانه است که در زمان فرو افتادن سطح اساس برای رسیدن به تعادل بستر خود را حفر می‌کند (Catuneanu, 2006). بنابراین مرز بالایی سکانس اول نیز یک مرز فرسایشی است (شکل ۱۴- B).

۵-۲. سکانس دوم

همان‌گونه که در سکانس اول مطرح شد مرز بالایی سکانس اول که مرز زیرین سکانس دوم به شمار می‌رود، فرسایشی است. در بالای این مرز، نهشته‌های کانالی چند طبقه مربوط به تراز پایین قرار دارند که با مرز فرسایشی روی هم قرار می‌گیرند (شکل ۱۴- C). در سکانس دوم نیز همانند سکانس اول بخش بالایی با ماسه‌سنگ‌های کنگلومرای پایان می‌یابد (MRS). در ادامه نهشته‌های گل‌سنگی دشت سیلابی با میان‌لایه‌های نازک ماسه‌سنگی قرار می‌گیرند. این نهشته‌ها در زمان بالا آمدن سریع سطح اساس نهشته شده‌اند. بالا آمدن سطح اساس در پایین دست رودخانه، خود تحت تأثیر بالا آمدن سریع سطح دریاست (Catuneanu, 2006; شکل ۱۴- D). در بخش بالایی نهشته‌های مربوط به بخش پیشرونده، دو لایه کوارتزی سفید رنگ با سبترای متوسط با لامیناسیون مورب و افقی قرار می‌گیرد (شکل ۶- B) که در قاعده آنها آثار فسیلی نامشخص دیده می‌شود. وجود آثار فسیلی در این لایه‌ها، احتمالاً نشان‌دهنده تأثیر آب‌های دریایی در این منطقه است. بنابراین سطح زیرین ماسه‌سنگ کوارتزی بالایی را می‌توان معادل سطح غرقابی در نظر گرفت (شکل ۱۴- D). روی سطح غرقابی دسته رخساره‌های تراز بالا قرار می‌گیرند که شامل نهشته‌های ماسه‌سنگی نازک تا سبتر لایه با لامیناسیون موازی و چینه‌بندی تراف هستند که گاه فرم کانالی دارند. لایه‌های نازک تا متوسط گل‌سنگ سرخ رنگ نیز به صورت میان‌لایه در میان این رخساره‌ها دیده می‌شود. بنابراین نسبت ماسه به گل‌سنگ در نهشته‌های تراز بالا در مقایسه با نهشته‌های بالا آمدن سریع سطح اساس، افزایش می‌یابد. در بالای ماسه‌سنگ‌های بخش تراز بالا، مرز سکانسی قرار می‌گیرد که فرسایشی است اما ژرفای فرسایش کمی دارد؛ این نوع مرز را در اصطلاح، مرز پنهان (Cryptic sequence boundary) می‌نامند (Miall and Arush, 2001; Catuneanu et al., 2011). این نوع مرز در دشت‌های آبرفتی با برجستگی کم

گسترش می‌یابد و فرسایش در این نوع مرز، مانند فرسایش در قاعده کانال‌های معمولیست. تغییر ناگهانی ترکیب رسوب از نشانه‌های مهم در تشخیص این نوع مرز است (Catuneanu et al., 2011) (شکل ۱۴- E). سبترای نهشته‌های تراز بالا در سکانس دوم نسبت به سکانس اول بسیار بیشتر است که به احتمال قوی یکی از دلایل آن ژرفای کم فرسایش در مرز نوع پنهان است.

۵-۳. سکانس سوم

روی مرز فرسایشی بالای سکانس دوم و قاعده سکانس سوم، دسته رخساره‌های تراز پایین (LST) شامل ماسه‌سنگ‌های کوارتزی، ماسه‌سنگ‌های سرخ رنگ با لامیناسیون موازی، گل‌سنگ سبز و سرخ و کنگلومراهای با خرده‌های گل‌سنگی سبز، نخودی و تیره قرار می‌گیرند (شکل ۱۴- F). در بخش قاعده‌ای این دسته رخساره‌ای، آثار فسیلی لوله‌ای عمودی (آرنیکولیتس) و دیگر آثار افقی نامشخص دیده می‌شود که نشان‌دهنده تأثیر فرایندهای دریایی در این بخش است. سبترای پاراسکانس‌ها به سوی بالا افزایش می‌یابد. این الگو در نهشته‌های تراز پایین دیده می‌شود (Catuneanu, 2006). همچنین به سوی بالای این بخش نهشته‌های سرخ رنگ ماسه‌سنگی و گل‌سنگی مربوط به دشت سیلابی بیشتر می‌شوند. در بالای نهشته‌های یاد شده، نهشته‌های به سوی بالا ژرف شونده مربوط به بخش پیشرونده قرار دارند (شکل ۱۵- A). این نهشته‌ها با یک لایه ماسه‌سنگ کوارتزی با سطح زیرین فرسایشی دارای رسوبات وامانده از جنس گل‌سنگ و پیکره‌های فسیلی آغاز می‌شوند (شکل ۱۵- B). سطح فرسایشی زیر ماسه‌سنگ یاد شده، حاصل عمل فرسایش امواج در آغاز پیشروی است (WRS)؛ چرا که تناوبی از نهشته‌های به سوی بالا ژرف شونده شامل نهشته‌های نازک تا متوسط گل‌سنگ سیاه رنگ و نهشته‌های کربناته توفانی نزدیک به منشأ دارای ساخت HCS (نهشته‌های پهنه انتقالی دور از ساحل) و نهشته‌های بسیار سبتر گل‌سنگ تیره دارای براکیوپد، خارپوست و سفالوپد با میان‌لایه‌های کربناته و ماسه‌سنگی بسیار ریزدانه (نهشته‌های دور از ساحل و میان‌لایه‌های توفانی دور از منشأ) روی آن قرار می‌گیرند (شکل‌های ۱۵- B و C). گذر از تراز پایین سطح دریا به سوی بخش پیشرونده با پس نشستن رخساره‌های سیستم‌های ساحلی (Retrogradation) و فرسایش بخشی نهشته‌های دشت ساحلی توسط سطح موج‌کند (Ravinement) همراه می‌شود (Miall, 2000). صرف نظر از گل‌سنگ‌های تیره، دیگر نهشته‌های بخش پیشرونده در چرخه سوم، بیشتر کربناته هستند که به گمان قوی علت آن کاهش ورود نهشته‌های تخریبی به حوضه است؛ چرا که در زمان بالا بودن سطح دریا سطح خشکی‌ها که تأمین‌کننده رسوب هستند، کاهش می‌یابد. همچنین به دلیل کاهش شیب سطح اساس رودخانه‌ها انرژی آنها کم می‌شود و فرسایش کمتری صورت می‌پذیرد (Catuneanu, 2006). از سوی دیگر فضای مورد نیاز برای رسوب‌گذاری در مناطق قاره‌ای افزایش می‌یابد و حجم زیادی از رسوب در مناطق قاره‌ای نهشته می‌شود و به دریا راه نمی‌یابد. مقدار زیادی از رسوب تخریبی نیز در مناطق ساحلی به تله می‌افتند و به بخش‌های ژرف‌تر راه نمی‌یابند (Reading and Collinson, 1996). بالای گل‌سنگ‌های سیاه رنگ دور از ساحل به عنوان سطح غرقابی در نظر گرفته می‌شود (شکل ۱۵- D). سطح غرقابی، یک سطح زیر همپوشان (Downlap surface) است که نهشته‌های کم ژرفا شونده و به سوی بالا درشت شونده تراز بالای دریا روی آن نهشته می‌شوند (Catuneanu, 2006). دسته رخساره‌های تراز بالا، نهشته‌های توفانی نزدیک به منشأ و حاشیه ساحل را در بر می‌گیرد که با یک لایه ماسه‌سنگ سرخ رنگ با لامیناسیون موازی مربوط به دشت سیلابی رودخانه پایان می‌یابد. این روند کم‌ژرفاشوندگی از نهشته‌های توفانی نزدیک به منشأ مربوط به حاشیه ساحل به سوی نهشته‌های قاره‌ای (دشت سیلابی رودخانه)، به خوبی پسروری عادی (Normal regression) را که یکی از ویژگی‌های نهشته‌های تراز بالاست (Catuneanu, 2006; Catuneanu et al., 2009 and 2011)، به نمایش می‌گذارد. هیچ آثاری از فرو افتادن سطح دریا در بالای نهشته‌ها حفظ نشده است و به نظر می‌رسد مرز بالایی سکانس

۶- نتیجه‌گیری

بر پایه مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی، نهشته‌های سازند جیروود در برش ده صوفیان در طی زمان رسوب‌گذاری خود در محیط‌های رسوبی رودخانه‌ای، ساحلی و دریای کم ژرفا تا به نسبت ژرف نهشته شده‌اند که با مطالعات پیشین که روی نهشته‌های سازند جیروود انجام شده است، همخوانی دارد.

گسترش نهشته‌های توفانی در میان رسوبات بخش‌های ساحلی و بخش‌های دریایی بیانگر آن است که در زمان رسوب‌گذاری سازند جیروود در برش ده صوفیان توفان فرآیند چیره در دریا بوده که مانع گسترش سیستم سد و تالاب شده است. بنابراین نتایج حاصل از مطالعه نهشته‌های سازند جیروود در برش ده صوفیان مغایر با مطالعاتی است که پیش از این سیستم سد و تالاب را در نهشته‌های سازند جیروود در مناطق مختلف گزارش کرده‌اند (برای نمونه مندل‌زاده، ۱۳۸۶) که این امر می‌تواند ناشی از عملکرد سدهای جغرافیایی طبیعی و یا هر علت دیگری باشد که مانع تأثیر توفان در مناطق اشاره شده می‌شده‌اند.

در برش ده صوفیان، مطالعه و بررسی نهشته‌های سازند جیروود از دیدگاه چینه‌نگاری سکناسی به شناسایی ۳ سکناس رسوبی به انضمام بخش پیشرونده سکناس چهارم انجامیده است. محمدخانی و خزایی (۱۳۸۴) نهشته‌های سازند را در البرز مرکزی به ۴ سکناس رده سوم نسبت دادند و شرفی (۱۳۹۳) در ناحیه شه‌میرزاد در نزدیکی برش مورد مطالعه، ۲ سکناس رده سوم و در برش‌های ده‌ملا، تویه- دروار و آبنیک، ۳ سکناس درجه ۳ شناسایی کرد.

سکناس‌های اول و دوم از نهشته‌های رودخانه‌ای و سکناس سوم از نهشته‌های ساحلی و دریایی ساخته شده‌اند.

در سکناس چهارم، تنها بخش پیشرونده مربوط به سازند جیروود است و مرز زیرین سکناس چهارم سطح فرسایشی حاصل از عملکرد امواج در زمان پیشروی دریاست. نهشته‌های تراز پایین سطح دریا در آغاز سکناس چهارم دیده نشده‌اند که ممکن است به علت نبود رسوب‌گذاری و یا فرسایش در زمان پیشروی دریا باشد.

سپاسگزاری

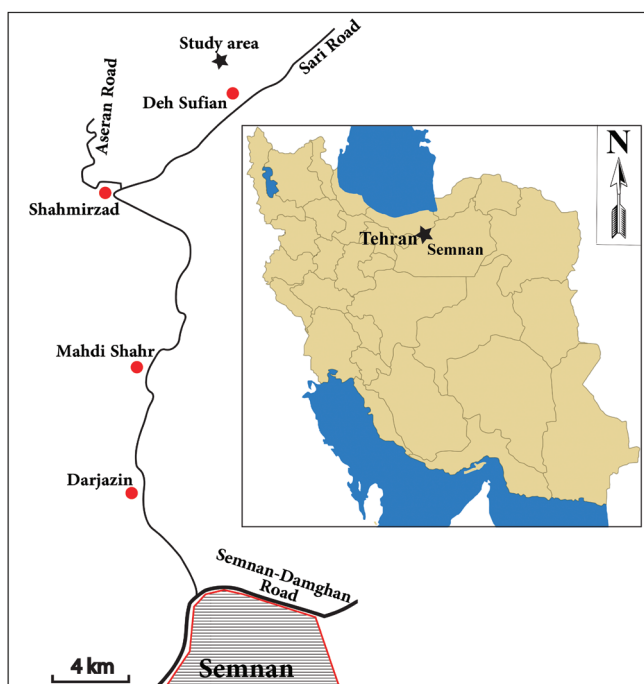
بدین وسیله از مهندس منصور خسروی برای فراهم کردن منابع بسیار ارزشمند و از مهندس حسین محمدخانی و آقایان علی خزایی و امیر محمد محبوبی به خاطر کمک‌های فراوان در عملیات صحرایی سپاسگزاری می‌شود.

سوم توسط سطح فرسایشی حاصل از عملکرد امواج در زمان پیشروی (WRS) در آغاز سکناس چهارم برداشته شده است. بنابراین سطح فرسایشی مربوط به آغاز پیشروی جایگزین مرز سکناسی شده است (شکل ۱۵-E).

۴-۵. سکناس چهارم

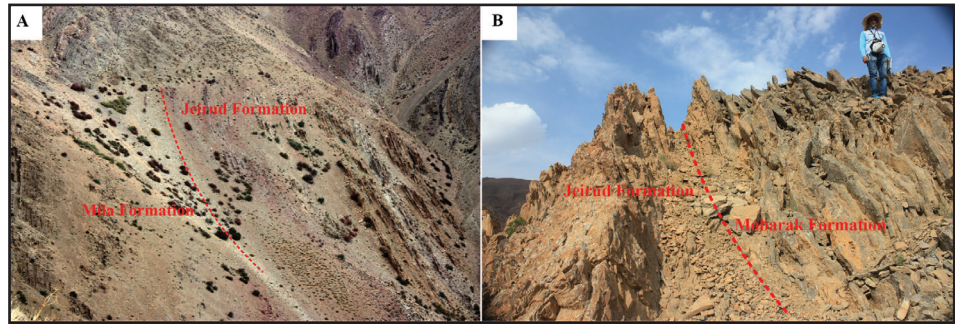
سکناس چهارم سازند جیروود در برش مورد مطالعه، تنها شامل دسته رخساره‌های بخش پیشرونده (TST) است. مرز زیرین این سکناس با سطح فرسایشی حاصل از عملکرد موج در آغاز پیشروی دریا (WRS) (Catuneanu, 2006; Catuneanu et al., 2009 and 2011) مشخص می‌شود که با حدود نیم متر کنگلومرای مونومیکتیک با خرده‌های رسوبی از جنس ماسه‌سنگ (خرده‌های حاصل از فرسایش لایه‌های زیرین) و چرت آغاز می‌شود (شکل ۷-C). این کنگلومرا همان رسوبات وامانده حاصل از عمل فرسایش امواج در آغاز پیشروی هستند که روی سطح WRS نهشته شده‌اند (Catuneanu, 2006). سطح WRS ممکن است بخش غیر دریایی بیشترین پسروی در بالای نهشته‌های تراز پایین و یا حتی مرز سکناس را روی رسوبات زیرین فرسایش دهد و حذف کند و خود مرز دسته رخساره‌ها شود (Embry, 1995; Helland-Hansen and Martinsen, 1996; Catuneanu, 2006; Catuneanu et al., 2011). نبود نهشته‌های تراز پایین در برش مورد مطالعه می‌تواند ناشی از نبود رسوب‌گذاری این نهشته‌ها در برش مورد مطالعه باشد و یا آنکه اگر رسوب‌گذاری صورت گرفته است در اثر عمل فرسایش امواج در زمان پیشروی، این رسوبات فرسایش یافته‌اند و حفظ نشده‌اند. همچنین ممکن است عمل فرسایشی امواج، مرز سکناس و حتی بخش‌های بالایی نهشته‌های تراز بالا در سکناس زیرین را نیز حذف کرده باشد. در بالای نهشته‌های کنگلومرای یاد شده، ماسه‌سنگ کوارتزی سفید رنگ دارای آثار فسیلی عمودی و مورب فراوان (شکل ۱۵-E) قرار می‌گیرد که به سوی بالا ساخت لامیناسیون پشته‌ای نیز در آنها پدیدار می‌شود و رسوب‌گذاری تا پایان سازند جیروود با نهشته‌های کربناته و تخریبی توفانی نزدیک به منشا ادامه می‌یابد (شکل ۱۵-E) و به نظر می‌رسد مرز میان سازند جیروود و مبارک (شکل ۲-B) که سترای کمی شامل گل‌سنگ تیره است، منطبق بر MFS باشد.

سکناس‌های شناسایی شده در سازند جیروود در برش ده صوفیان به همراه سطوح اصلی سکناسی (که مرز دسته رخساره‌ها را نشان می‌دهند)، دسته رخساره‌ها و تغییرات نسبی سطح دریا در کنار ستون چینه‌نگاری در شکل ۱۲ نشان داده شده است.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی برش ده صوفیان در البرز مرکزی روی نقشه ایران و راه‌های دسترسی به آن؛ باز رسم بر پایه نقشه گوگل. موقعیت برش مورد مطالعه روی نقشه با ستاره سیاه رنگ نشان داده شده است.

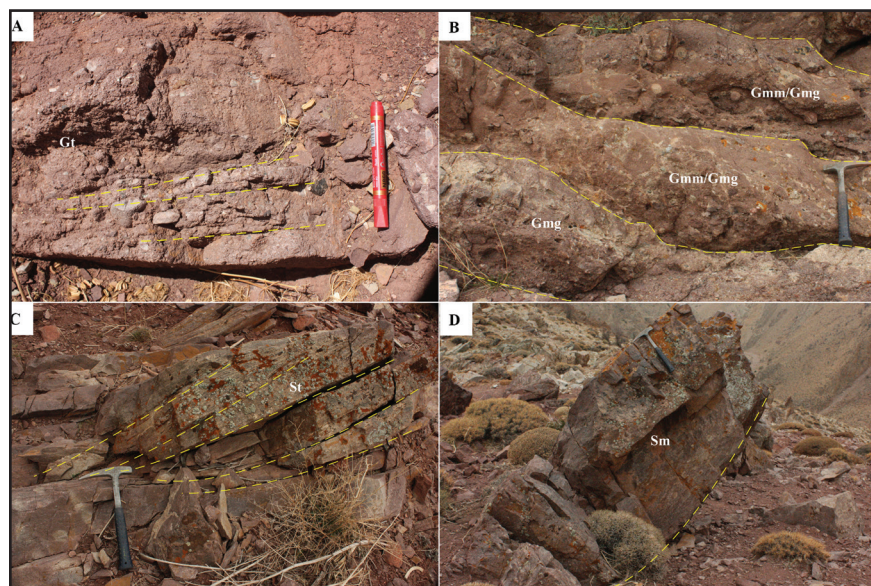
شکل ۲- مرزهای زیرین و بالایی سازند جیروود در برش مورد مطالعه و رخساره های تخریبی رودخانه ای. (A) مرز فرسایشی میان سازند میلا و سازند جیروود؛ (B) مرز تدریجی سازند جیروود و سازند کربناته مبارک.

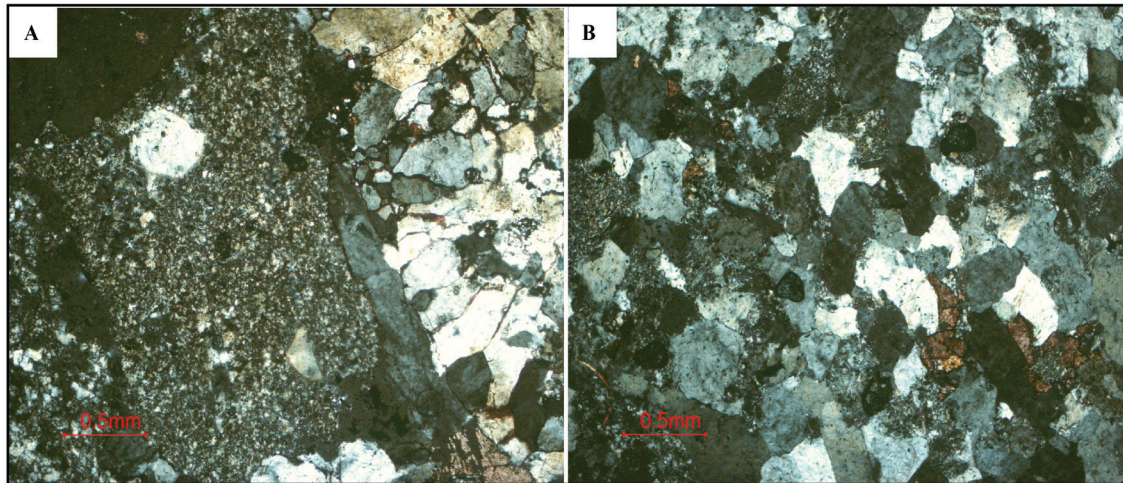


Facies/subfacies		Description	Sedimentary structures	
Siliciclastic	A	A1 (Gcm)	Clast supported, massive gravel	No structure
		A2 (Gt)	Matrix supported, stratified gravel	Trough cross beds
		A3 (Gmm/Gmg)	Matrix-supported, massive gravel, maybe normal grading	No structure or crudely bedded, maybe normal grading
	B	St (B1)	Stratified, fine to very coarse sand	Small scale to large trough cross beds, graded bedding
		B2 (Sh)	Sand, fine to medium, may be pebbly	Horizontal lamination & low angle cross bedding
		B3 (Sm)	Fine to coarse massive sand	Massive, or faint lamination
		B4 (Sr)	Very fine to fine sand	Small scale ripple mark
		B5 (Shc)	Very fine to medium stratified sand, may be pebbly & bioclastic	Hummocky cross stratification
	C	C1 (Fsm)	Silt, Mud	Massive, may be laminated, red, green & dark
		C2 (F)	Laminated Sand, Silt and Mud	Horizontal lamination
Carbonate	D (Dolostone)	Crystalline, anhedral to subhedral, contains different amount of silt size clastic grains and skeletal allochems such as brachiopod and crinoid		

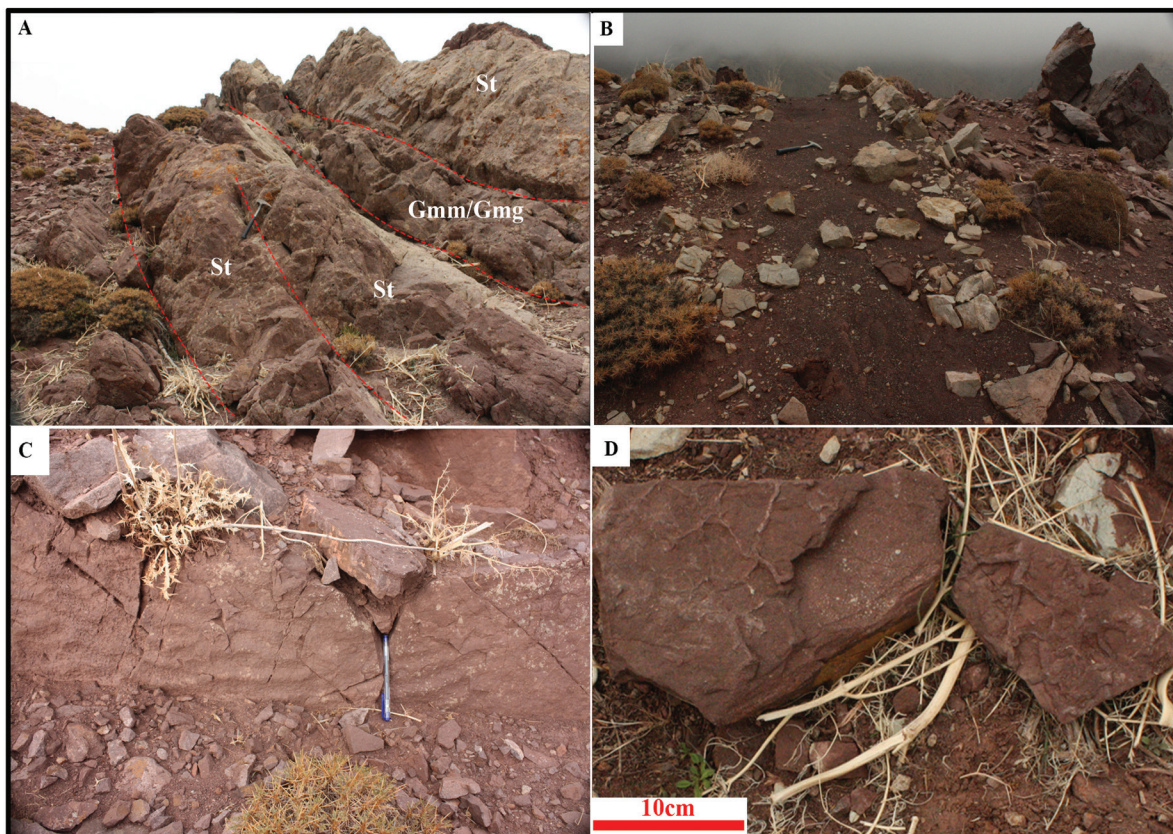
شکل ۳- رخساره های تخریبی و کربناته تشکیل دهنده سازند جیروود در برش ده صوفیان. درون پراتز به معادل های رخساره های تخریبی در رده بندی رخساره ای میال (Miall, 2006) اشاره شده است.

شکل ۴- (A) رخساره Gt با گراول های رسوبی از جنس ماسه سنگ و چرت که به صورت تدریجی به ماسه سنگ تبدیل می شود؛ (B) رخساره Gmm در قاعده ماسه سنگ های کانالی چندگانه که مرز زیرین آنها فرسایشی است؛ (C) رخساره ماسه سنگی St دارای رده بندی مورب ترف؛ (D) رخساره ماسه سنگی Sm که در میان نهشته های دشت سیلابی قرار دارد و در آن ساخت رسوبی دیده نمی شود.





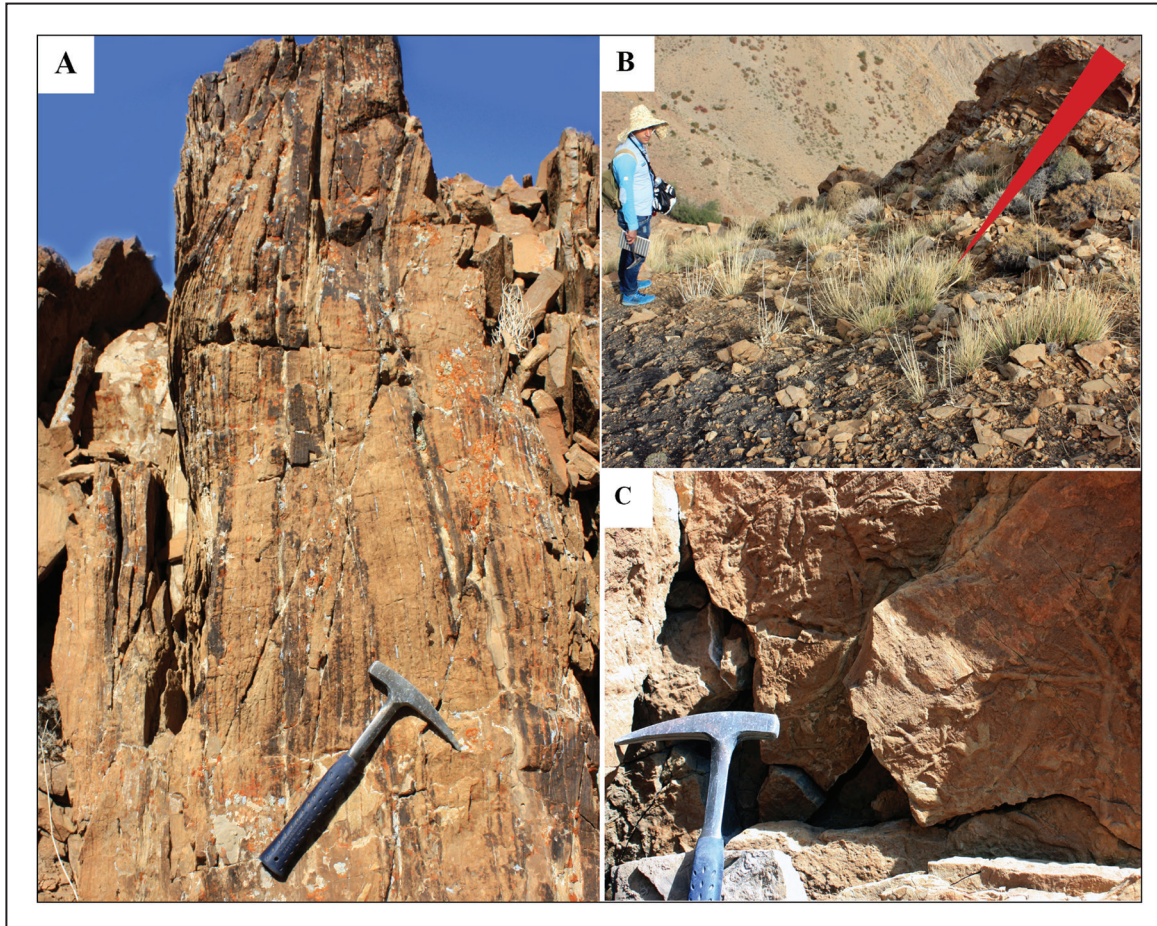
شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی از کنگلومرا و ماسه‌سنگ. (A) دانه چرت در مرکز و دانه ماسه‌سنگی در سمت راست؛ (B) ماسه‌سنگ آarkوزی با فلدسپارهای تجزیه شده و سیمان کربناته.



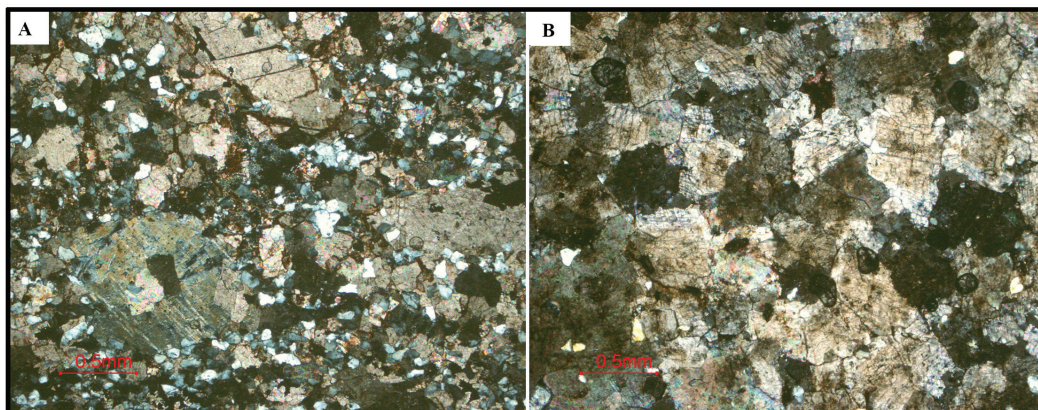
شکل ۶- رخساره‌های تخریبی رودخانه‌ای در برش مورد مطالعه. (A) نهشته‌های کانالی چند طبقه با قاعده فرسایشی که در بخش زیرین از رخساره Gmm و Gmg تشکیل شده است و به سوی بالا به ماسه‌سنگ St و Sh تبدیل می‌شود. (B) رخساره Fsm و Fl مربوط به دشت سیلابی؛ (C) ریپل مارک‌های کوچک مقیاس در نهشته‌های ماسه‌سنگی دشت سیلابی؛ (D) قالب ترک‌های گلی کوچک مقیاس در ماسه‌سنگ‌های دشت سیلابی.



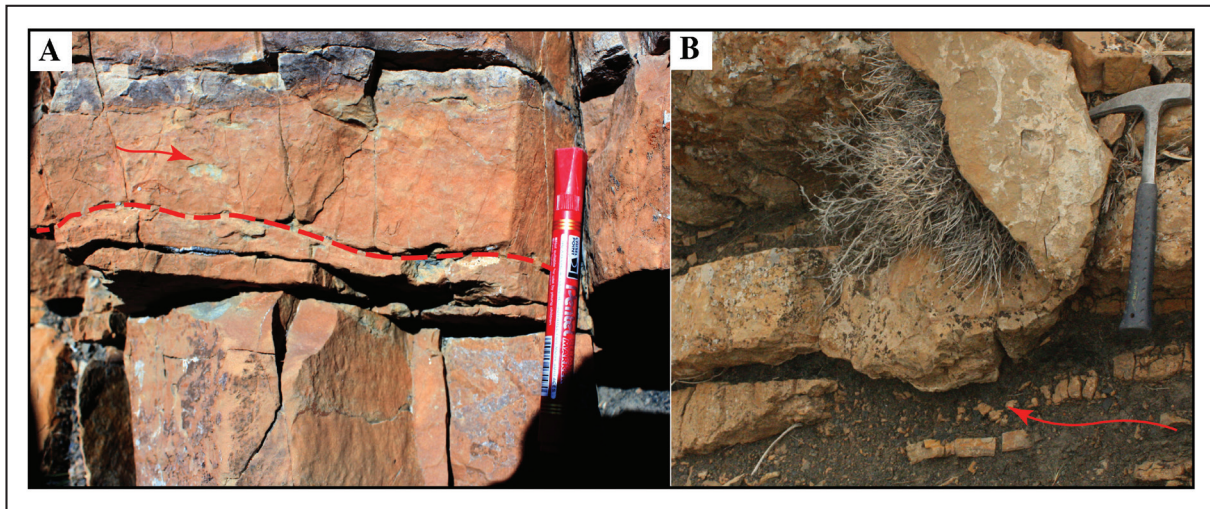
شکل ۷- نهشته‌های ساحلی و بالای ساحل. (A) توالی به سوی بالا درشت شو و تمیز شو که با Fsm شروع می‌شود و با گذر از رخساره Fl به ماسه‌سنگ‌های بالغ Sh می‌رسد؛ (B) رخساره Sh با لامیناسیون مورب کم‌شیب تا لامیناسیون افقی. قاعده این رخساره فرسایشی و حاصل عملکرد موج است. در قاعده این رخساره خرده‌های رسوبی در اندازه گراول دیده می‌شود. (C) رخساره Gem که در زیر رخساره Sh کوارتزی قرار دارد. این رخساره حاصل عمل فرسایش امواج در خط ساحلی است؛ (D) رخساره نخودی رنگ Gmm/Gmg با گراول‌هایی از جنس گل‌سنگ روی گل‌سنگ‌های سبز رنگ؛ (E) مجموعه رخساره‌های ساحلی و بالای ساحل، ماسه‌سنگ‌ها و گل‌سنگ‌های سرخ در میان ماسه‌سنگ‌های سفید؛ (F) آثار فسیلی آرنیکولیتس (فلش‌های سرخ) در سطح ماسه‌سنگ‌های آغازین مجموعه رخساره‌های ساحل و پشت ساحل.



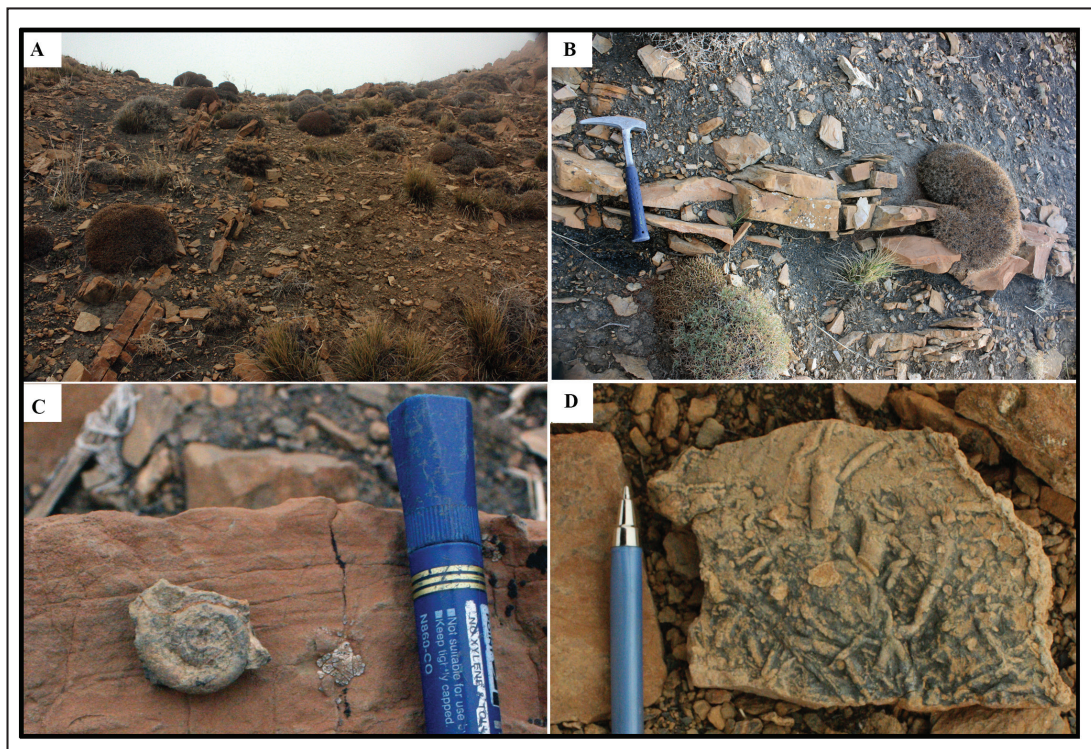
شکل ۸- A) ساخت لامیناسیون پشته‌ای (HCS) که به سوی بالا به لامیناسیون موازی تبدیل می‌شود. B) نهشته‌های به سوی بالا سبتر شو و تمیز شو (با فلش سرخ روند کم‌ژرفا شونده‌گی نمایش داده شده است) مربوط به حاشیه ساحل روی نهشته‌های گل سنگ تیره رنگ. این نهشته‌ها از رسوبات دارای ساخت پشته‌ای ساخته شده‌اند که بدون حضور نهشته‌های گل سنگی روی هم نهشته شده‌اند (Amalgamated)؛ C) آثار فسیلی لوله‌ای افقی در نهشته‌های بخش پایینی مجموعه رخساره‌ای حاشیه ساحل.



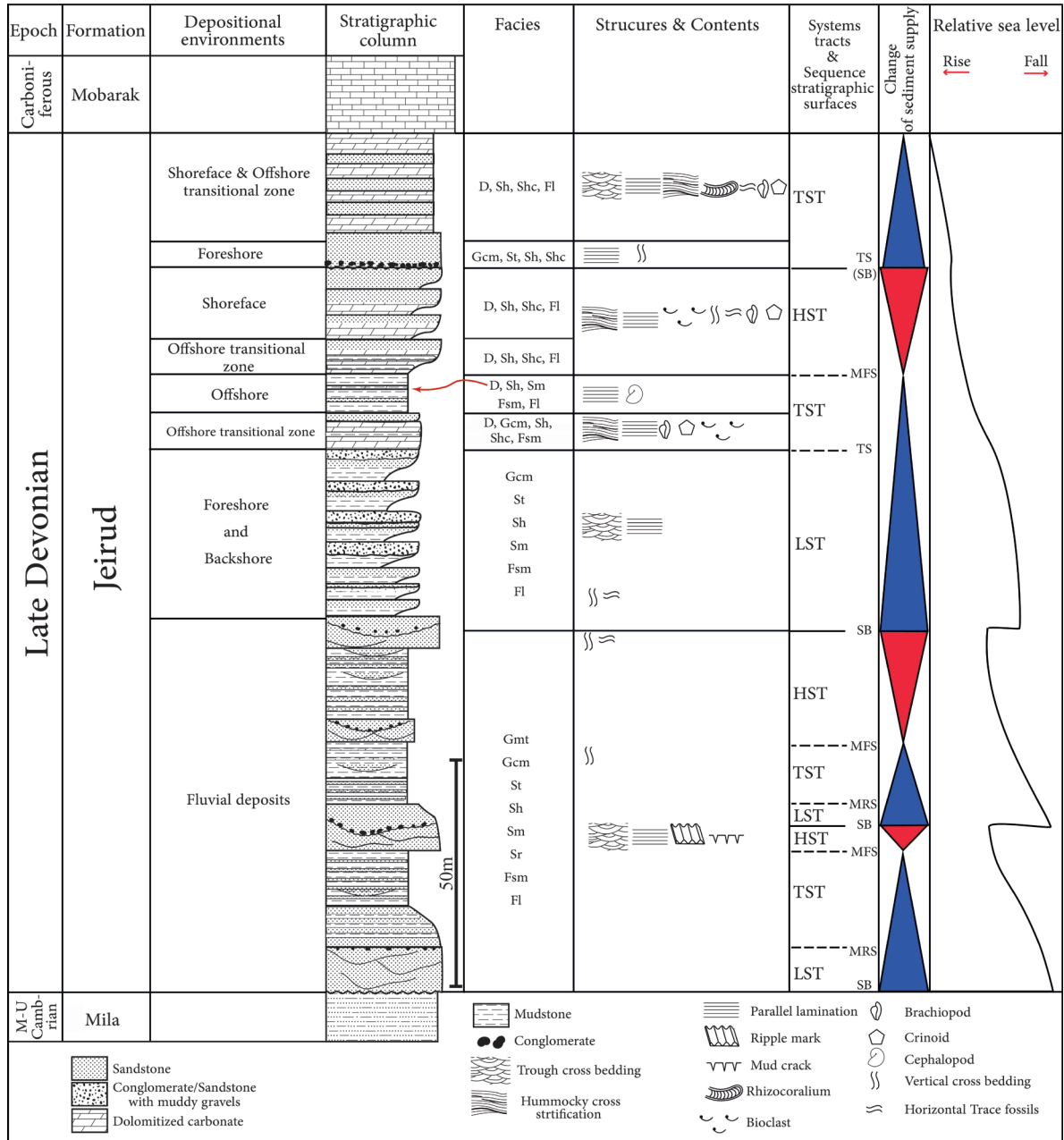
شکل ۹- رخساره‌های کربناته (A, D). رخساره دولوستون دارای خرده‌های اسکلتی (کرنیوید و براکیوپد؟) و دانه‌های تخریبی در اندازه سیلت؛ (B) رخساره دولوستون.



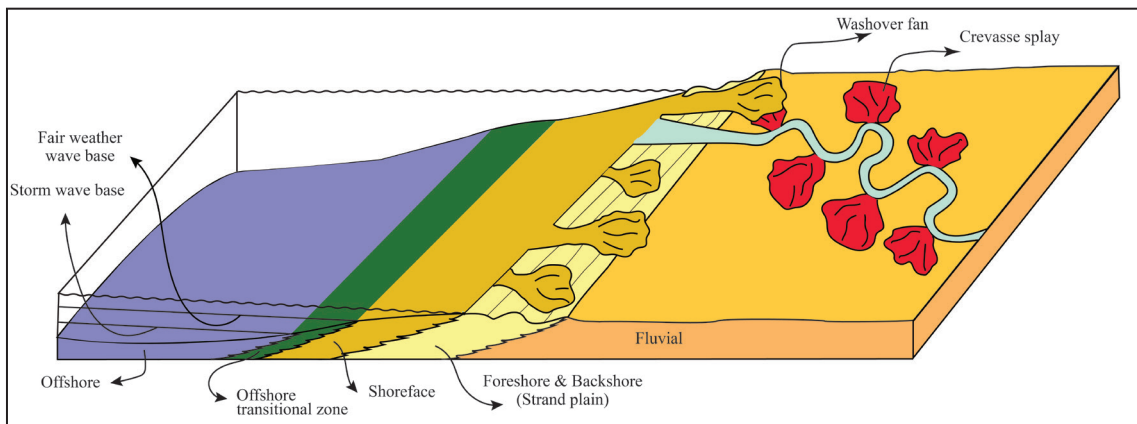
شکل ۱۰- نهشته‌های توفانی. (A) نهشته‌های توفانی با سطح زیرین فرسایشی (خط چین سرخ) و خرده اینتراکست بزرگ (فلش سرخ)؛ (B) آثار حفرشدگی (Gutter cast) در قاعده نهشته‌های توفانی مربوط به پهنه انتقالی (فلش سرخ).



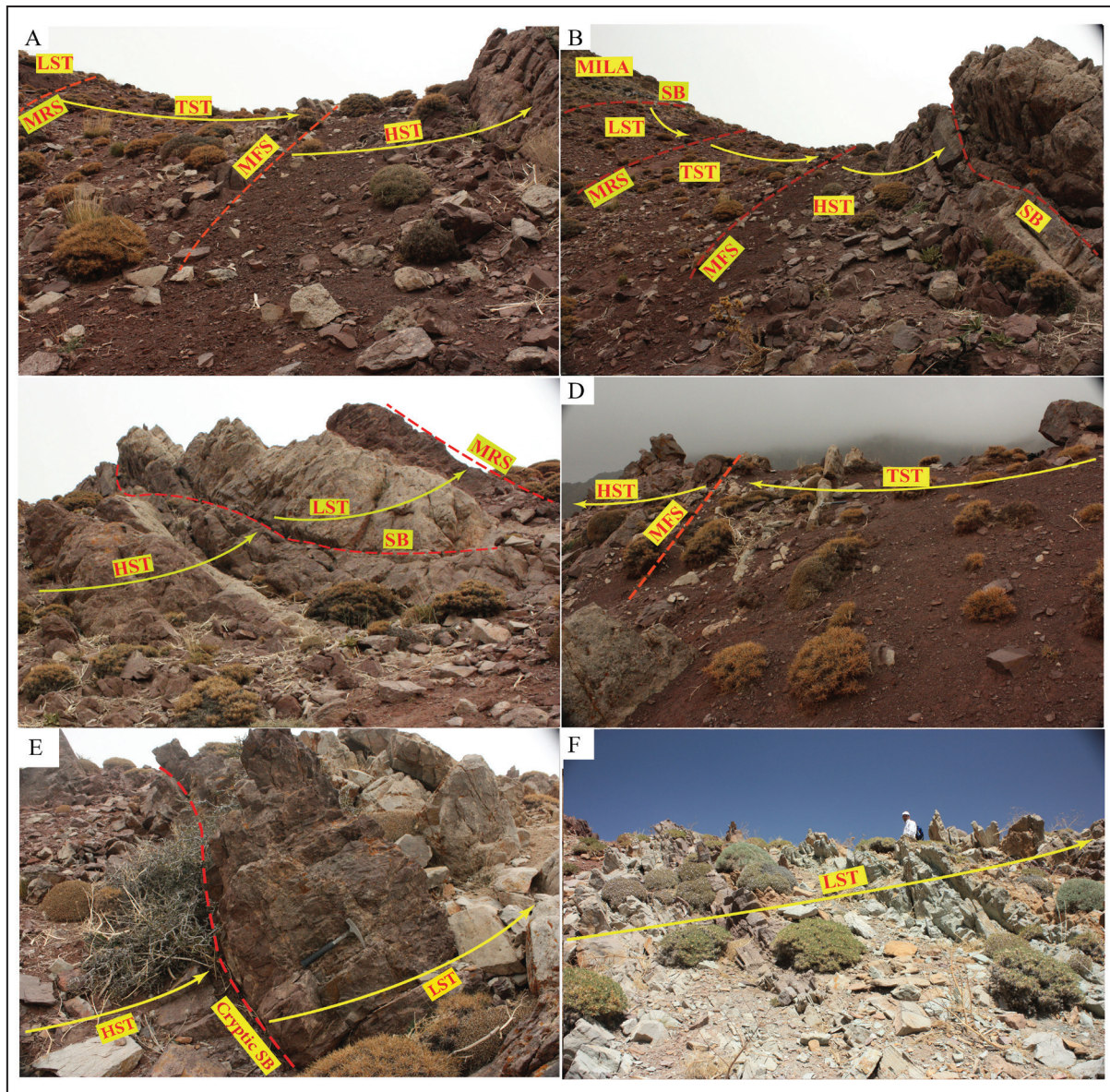
شکل ۱۱- نهشته‌های دور از ساحل و نهشته‌های توفانی دور از منشأ و رخساره‌های کربناته. (A) گل سنگ‌های سیاه دور از ساحل که در میان آنها لایه‌های توفانی دور از منشأ دیده می‌شود؛ (B) نمای نزدیک از لایه توفانی دور از منشأ در میان گل سنگ‌های سیاه؛ (C) پیکره سفالوید که در نهشته‌های دور از ساحل یافت شده است؛ (D) آثار فسیلی افقی در لایه نازک مربوط به نهشته‌های دور از ساحل.



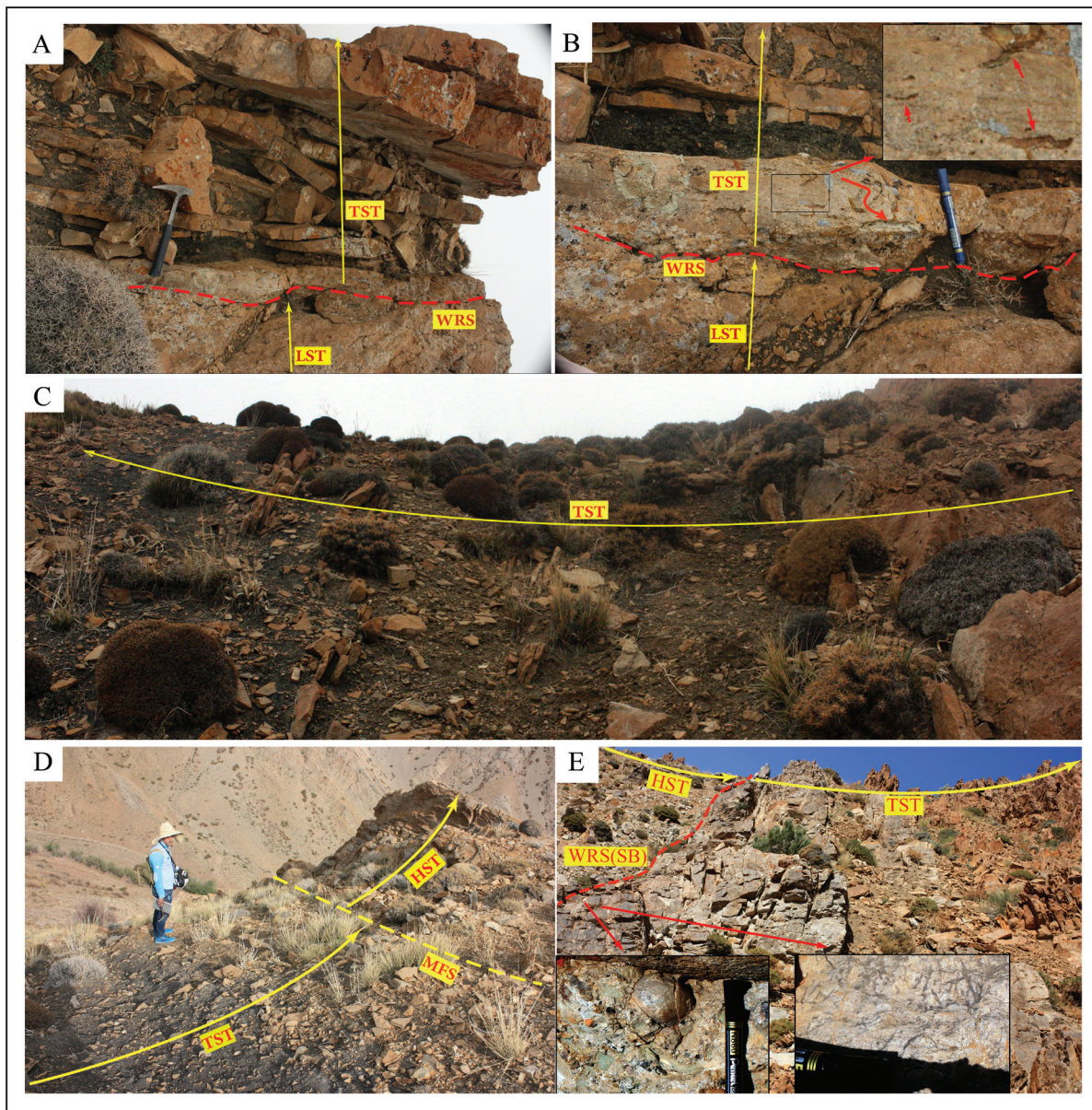
شکل ۱۲- ستون چینه‌نگاری سازند جیروود در برش ده صوفیان. در این ستون رخساره‌ها و محیط رسوبی به همراه چرخه‌های رسوبی و تغییرات نسبی سطح دریا نمایش داده شده است.



شکل ۱۳- مدل رسوبی سازند جیروود در برش مورد مطالعه که بخش‌های مختلف روی آن نمایش داده شده است (بر پایه Einsele, 2000; Nichols, 2009). (Eoff, 2014)



شکل ۱۴- سطوح سکانسی و دسته‌رخساره‌ها. (A) دسته‌رخساره‌های مختلف در سکانس اول. این تصویر بخشی از نهشته‌های تراز پایین (LST) را به نمایش می‌گذارد. سطح غرقابی (MFS) روی یک ماسه‌سنگ سفید رنگ با آثار آرنیکولیتس در بالای نهشته‌های گل سنگی مربوط به دشت سیلابی قرار می‌گیرد؛ (B) مرز فرسایشی بالای سکانس اول (SB) به همراه دسته‌رخساره‌ها. این تصویر از کمی دورتر تهیه شده است و همه سکانس اول را پوشش می‌دهد؛ (C) دسته‌رخساره‌های تراز پایین در سکانس دوم که با مرز فرسایشی روی نهشته‌های تراز بالای سکانس اول قرار دارند؛ (D) دسته‌رخساره‌های پیشرونده متشکل از نهشته‌های گل سنگ سرخ و میان‌لایه‌ای نازک ماسه‌سنگی مربوط به دشت سیلابی و سطح غرقابی (ماسه‌سنگ با آثار آرنیکولیتس) در سکانس دوم و دسته‌رخساره‌های تراز بالا (نهشته‌های ماسه‌سنگی نازک تا سبتر دارای لامیناسیون موازی و چینه‌بندی تراف با میان‌لایه‌های نازک شیلی) در بالای آن. این تصویر از یال دیگر کوه گرفته شده است. (E) مرز بالایی سکانس دوم که ژرفای فرسایش کمی دارد و از نوع مرز پنهان است؛ (F) نهشته‌های تراز پایین در سکانس سوم که نیمه زیرین آن بیشتر از ماسه‌سنگ کوارتزی با اثر فسیلی آرنیکولیتس تشکیل شده که در میان آنها گل سنگ سبز و به میزان کمتر گل سنگ سرخ و ماسه‌سنگ سرخ مربوط به دشت سیلابی رودخانه دیده می‌شود. در میان این نهشته‌ها کنگلومراهای با گراول‌های گل سنگی سبز، نخودی و کمتر تیره دیده می‌شود.



شکل ۱۵- (A) بخش آغازین دسته رخساره‌های پیشرونده (TST) در سکانس سوم متشکل از گل‌سنگ‌های تیره و کربنات‌های توفانی نزدیک به منشأ با ساخت HCS شامل گل‌سنگ‌های تیره با میان‌لا‌به‌های ماسه‌سنگی و کربنات‌ها نازک (نهشته‌های توفانی دور از منشأ) روی نهشته‌های توفانی نزدیک به منشأ؛ (D) دسته‌رخساره‌های پیشرونده و بخشی از دسته‌رخساره‌های تراز بالا (شامل نهشته‌های توفانی کربنات‌ه و ماسه‌سنگی نزدیک به منشأ). سطح غرقایی در بالای نهشته‌های گل‌سنگی تیره قرار گرفته و نهشته‌های کم‌ژرفا شونده توفانی نزدیک به منشأ تا رودخانه‌ای (به متن مراجعه شود) روی آن پیشروی (Progradation) کرده‌اند؛ (E) دسته رخساره‌های پیشرونده مربوط به سکانس چهارم که روی نهشته‌های تراز بالای سکانس سوم نهشته شده‌اند. سطح فرسایشی حاصل از عملکرد موج (WRS) در بالای سکانس سوم و قاعده سکانس چهارم، مرز فرسایشی جداکننده سکانس سوم و چهارم است (به متن مراجعه شود). بخش کنگلومرایی آغاز پیشروی که حاصل فرسایش موج در زمان پیشروی است و ماسه‌سنگ کوارتزی دارای آثار فسیلی در بالای آن در کادر کوچک‌تر در پایین تصویر نمایش داده شده است.

کتابنگاری

- آقاباتی، س.ع.، ۱۳۸۶- زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۲ ص.
- تابع، ف.، ۱۳۸۶- پالینولوژی سازند جیروود در مقطع چینه شناسی گرمابدر، شمال شرق تهران، پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه خوارزمی (تربیت معلم) تهران، ۱۵۱ ص.
- دشتبان، ه.، ۱۳۷۳- گونیا تیت های دونین پسین (فامنین) البرز مرکزی، فصلنامه علوم زمین، شماره ۱۴، صص. ۳۶ تا ۴۳.
- دشتبان، ه.، ۱۳۷۵- بررسی فون ماهی های دونین پسین و شروع کربنیفر در البرز مرکزی و تغییرات آنها در گذر از مرز آشکوب های فراسنین- فامنین و در لایه های تدریجی دونین پسین و کربنیفر پیشین. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی.
- رسولی، ه.، ۱۳۹۰- محیط رسوبی و دیاژنز سازند جیروود در برش آبنیک، البرز مرکزی، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.
- شرفی، م.، ۱۳۹۳- چینه نگاری سکانسی و دیاژنز سازند جیروود (دونین پسین) در البرز مرکزی، پایان نامه دکترا، دانشکده علوم زمین، دانشگاه مشهد.
- شوشتری زاده، ب.، یزدی، م. و ترابی دستگردویی، ح.، ۱۳۸۴- معرفی و بررسی کنودنت های دونین بالایی در منطقه تویه- دروار. نهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه خوارزمی (تربیت معلم) تهران، ۲۷۱ تا ۲۸۲ ص.
- فهمی، م.، ۱۳۸۵- پالینولوژی سازند جیروود در مقطع چینه شناسی دروار، جنوب غرب دامغان. پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه خوارزمی (تربیت معلم) تهران، ۱۳۱ ص.
- محمدخانی، ح. و خزایی، م.، ۱۳۸۴- محیط رسوبی سازند جیروود در دره مبارک آباد، شمال شرق تهران، نهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه خوارزمی (تربیت معلم) تهران، ۸ و ۹ شهریور.
- مسعودی، م.، ۱۳۸۴- پالینولوژی سازند جیروود در مقطع چینه شناسی شهرمیرزا، شمال سمنان، پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه خوارزمی (تربیت معلم) تهران، ۸۱ ص.
- مندل زاده، ۱۳۸۶- تحلیل رخساره ای و چینه نگاری سکانسی نهشته های سنگ های دونین و کربنیفر در ناحیه سیدآباد- شرق تهران، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال.
- واعظ جوادی، ف.، ۱۳۷۳- بیواستراتیگرافی سازند جیروود در مقطع تپ بر پایه پالینولوژی، پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.

References

- Aigner, T., 1985- Storm depositional systems. Lecture Notes Earth Sciences, 3, Springer, Berlin Heidelberg New York, 174 p.
- Assereto, R., 1963- The Paleozoic formations in central Elburz, Iran (preliminary note). *Rivista Italiana Paleontologiae Stratigraphia*, 60(4): 503-543.
- Boggs, S., 2006- Principles of sedimentology and stratigraphy, 662 p.
- Cant, D. J., 1981- Fluvial Facies Models and Their Application in: Scholle, P. A. and Spearing, D. (ed), sandstone depositional Environment, AAPG, memoir 31.
- Catuneanu, O., 2006- Principles of Sequence Stratigraphy, Elsevier, 375 p.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J. P., Blum, M. D., Dalrymple, R. W., Eriksson, P. G., Fielding, C. R., Fisher, W. L., Galloway, W. E., Gibling, M. R., Giles, K. A., Holbrook, J. M., Jordan, R., Kendall, C. G. St. C., Macurda, B., Martinsen, O. J., Miall, A. D., Neal, J. E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H. W., Pratt, B. R., Sarg, J. F., Shanley, K. W., Steel, R. J., Strasser, A., Tucker, M. E., Winker, C., 2009- Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, vol. 92, 1-33.
- Catuneanu, O., Galloway, W. E., Kendall, C. G. S. C., Miall, A. D., Posamentier, H. W. Strasser, A. and Tucker, M. E., 2011- Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature, *Newsletters on Stratigraphy*, Vol. 44/3, 173-245
- Cheel, R. J. and Leckie, D. A., 1993- Hummocky cross-stratification. In: Wright, V. P. (Ed.), *Sedimentology Review*, Blackwell Scientific Publications, p 103-122.
- Claiton, M. S. S., Goldberg, K. and Bardola, T., 2015- Facies architecture and sequence stratigraphy of an early post-rift fluvial succession, Aptian Barbalha Formation, Araripe Basin, northeastern Brazil, *Sedimentary Geology*, 322, p 43-62.
- Clifton, H. E., 2003- Coastal sedimentary facies. In: *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks* (Ed. Middleton, G.V.).
- Clifton, H. E., 2006- Are-examination of facies models for clastic shorelines. In: *Facies Models Revisited* (Eds Walker, R.G. and Posamentier, H.). Special Publication 84, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK; 293-337.
- Collinson, J. D., 1996- Alluvial sediments In: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, third ed. Blackwell Science, Oxford, 154-231.
- Dashtban, H. and Racheboeuf, P., 2001- First occurrence of Echinocaridid phyllocarids (Crustacea) in the Famennian of Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie, Monatshefte*, pp. 58-94.
- Dott, R. H. and Bourgeois, J., 1982- Hummocky stratification: significance of variable bedding sequences. *Geological Society of America, Bulletin*, 93, 663-680.
- Einsele, G., 2000- Sedimentary basins: Evolution, Facies, and Sediment Budget Second, completely revised and enlarged edition, 792 p.
- Embry, A. F., 1995- Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals. In *Sequence stratigraphy on the Northwest European Margin* (R. J. Steel, V. L. Felt, E. P. Johannessen and C. Mathieu, Eds.), pp. 1-11. Norwegian Petroleum Society (NPF), Special Publication 5.
- Embry, A. F., 2009- Practical sequence stratigraphy. *Canadian society of petroleum geologists*, 79p.
- Eoff, J. D., 2014- Sedimentary facies of the upper Cambrian (Furongian; Jiangshanian and Sunwaptan) Tunnel City Group, Upper Mississippi Valley: Newinsight on the old stormy debate, *Sedimentary Geology*, 302, pp.102-121
- Flugel, E., 2010- Microfacies of carbonate Rocks Analysis Interpretation and Application, Springer-Verlog, 976pp.

- Fursich, F. T., 1998- Environmental distribution of trace fossils in the Jurassic of Kachchh (Western India). *Facies* 39, 46–53.
- Galloway, W. E. and Hobday, D. K., 1996- Terrigenous Clastic Depositional Systems: Applications to Fossil Fuel and Groundwater Resources, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 489 p.
- Gavidel-syooki, M., 1995- Palynostratigraphy and palaeobiogeography of a Palaeozoic sequence in the Hassanakdar area, central Alborz Range, northern Iran. *Rev. Palaeobot. Palyn.*, 86, pp. 91-109.
- Helland-Hansen, W. and Martinsen, O. J., 1996- Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 66, no. 4, pp. 670–688.
- Howell, J. A. and Flint, S. S., 2003- Sequence stratigraphical evolution of the Book Cliffs successions In: Coe, A. L. (Ed.), *The Sedimentary Record of Sea-Level Change*. Cambridge University Press, New York, p. 287.
- Hunt, D. and Tucker, M. E., 1992- Ranged parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during baselevel fall. *Sedimentary Geology* 81, 1–9.
- Johnson, H. D. and Baldwin, C. T., 1996- Shallow clastic seas. In: Reading H. G. (ed) *Sedimentary facies and environment*, 2nd edn. Blackwell, Oxford, p 229-252.
- Krapez, B., 1996- Sequence-stratigraphic concepts applied to the identification of basin-filling rhythms in Precambrian successions. *Australian Journal of Earth Sciences*, Vol. 43, pp. 355–380.
- Lewin, J. and Ashworth, P. J., 2014- Defining large river channel patterns: alluvial exchange and plurality. *Geomorphology* 215, p 83–98.
- Lomando A. J. and Harris, P. M., 1991- Mixed carbonate-siliciclastic sequences, SEPM Core Workshop No. 15, p. 570.
- Mangano, M., Buatois, L., Westr, R. and Maples, C. G., 2002- Ichnology of a Pennsylvanian equatorial tidal flats – the Stull Shale Member at Waverly, eastern Kansas. *Kansas Geological Survey, Bulletin* 245, 1-133.
- McCubbin, D. G., 1981- Barrier-Island and Strand-Plain Facies. In: Scholle, P. A. and Spearing, D. (ed), *sandstone depositional Environment*, AAPG, memoir 31.
- Miall, A. D., 2000- *Principle of sedimentary Basin analysis*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 616 p.
- Miall, A. D., 2006- *The Geology of Fluvial Deposits, Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology* (4th corrected printing). Springer, Berlin 582 p.
- Miall, A. D., 2010- *The geology of stratigraphic sequences*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 522p.
- Miall, A. D., 2014- *Fluvial depositional systems*, Springer, 316 p.
- Miall, A. D., Arush, M., 2001- Cryptic sequence boundaries in braided fluvial successions. *Sedimentology* 48(5), p 971–985.
- Middleton, G. V., 1973- Johannse Walter's low of correlation of facies, *Bull. Geol. Soc. Am.* No. 84, p 779-988.
- Mitchum, R. M. Jr. and Van Wagoner, J. C., 1991- High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sedimentary Geology*, Vol. 70, pp. 131–160.
- Nichols, G., 2009- *Sedimentology and stratigraphy*, 2nd ed. Wiley-Blackwell, 419 p.
- Ogg, J. G., Ogg, G. and Gradestein, F. M., 2008- *The Concise Geologic Time Scale*, Cambridge, New York, 177 p.
- Reading, H. G. and Collinson, J. D., 1996- *Clastic Coasts*. In: Reading, H. G. (Ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, third ed. Blackwell Science, Oxford, p 154-231.
- Reineck, H. E. and Singh, I. B., 1986- *Depositional sedimentary environments, with reference to terrigenous clastics*, Second, Revised and Updated Edition Corrected Second Printing, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, 551p.
- Sharafi, M., Longhitano, S. G., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R. and Mosaddegh, H., 2016- Sedimentology of a transgressive mixed energy (wave/tide-dominated) estuary, Upper Devonian Geirud Formation (Alborz Basin, northern Iran), *International Association of Sedimentologists*, Wiley, p 261-292.
- Sharafi, M., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Mosaddegh, H. and Gharaie, M. H. M., 2014- Trace fossils analysis of fluvial to open marine transitional sediments: Example from the Upper Devonian (Geirud Formation), Central Alborz, Iran. *Palaeoworld* 23: 50–68.
- Souza, M. C. Angulo, R. J. Assine, M. L. and Castro, D. L., 2012- Sequence of facies at a Holocene storm-dominated regressive barrier at Praia de Leste, southern Brazil, *Marine Geology* 291-294, p 49–62.
- Tucker, M. E. and Wright, V. P., 1990- *Carbonate Sedimentology*, Blackwell scientific publications, Oxford, London, 482 p.
- Uchman, A. and Krenmayr, H. G., 2004- Trace fossils, ichnofabrics and sedimentary facies in the shallow marine Lower Miocene Molasse of Upper Austria. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 144, p 233-251.
- Vail, P. R., Mitchum, R. M. Jr. and Thompson, S., 1977- Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: global cycles of relative changes of sea level, In: Payton, C. E., (Eds.), *Seismic, stratigraphy, applications to hydrocarbon exploration*, A. A. P. G., Memoir 26, pp. 83-98.
- Vakarelov, B. K., Ainsworth, R. B., MacEachern, J. A., 2012- Recognition of wave-dominated, tide-influenced shoreline systems in the rock record: Variations from a microtidal shoreline model, *Sedimentary Geology* 279, p 23–41.
- Wakefield, O. J. W., Hough, E. and Peatfield, A. W., 2015- Architectural analysis of a Triassic fluvial system: The Sherwood Sandstone of the East Midlands Shelf, UK, *Sedimentary Geology* 327, p 1–13.
- Walker, R. G. and James, N. P., 1992- (eds) *Facies models response to sea level change*.
- Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N. and Karimi Bavandpur, A., 2005- Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran. Part II. Northern and Central Iran. *Acta Geologica Polonica*, 55, p 31-97.

Depositional environment and sequence stratigraphy of the Jeirud Formation in Deh-Sufian section, central Alborz

M. Khazaei^{1*}, M. Hosseini-Barzi², A. Sadeghi³ and H. Mosaddegh⁴

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

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

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

⁴Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

Received: 2016 May 23

Accepted: 2016 December 24

Abstract

The Jeirud Formation (Upper Devonian) in Deh-Sufian section of northeast of Shahmirzad consists of siliciclastic and carbonate deposits. In the study area lower boundary of the Jeirud Formation with fine grain clastic deposits of the Mila Formation is erosional (Disconform) and has been conformably overlain by dark carbonate deposits of the Mobarak Formation. The clastic deposits of the Jeirud Formation include conglomeratic, sandy and muddy facies. The conglomeratic deposits comprises three facies A1, A2 and A3 that are equivalent to Gcm, Gt and Gmm/Gmg of Miall facies respectively. Also, five sandy facies of B1, B2, B3 and B4 equivalent to St, Sh, Sm and Sr of Miall respectively and B5 (Shc) with hummocky cross stratification (HCS) sedimentary structure have been identified. Muddy facies including C1 and C2 are equivalents to Miall's Fsm and Fl facies. Carbonate facies (D) comprising small amounts of the stratigraphic column is almost entirely dolomitized. Field and petrographic studies provide five facies association: fluvial, foreshore-backshore, shoreface, offshore transitional zone and offshore and carbonate facies interpreted as Proximal carbonate tempestites and distal carbonate tempestites based on evidences such as basal erosional surface, normal grading, HCS and coexisting clastic facies. In the study area, the Jeirud Formation deposits initiate with fluvial sequences that have been followed by storm dominated marine deposits as foreshore-backshore deposits and alternations of shoreface to offshore deposits. Study of sequence stratigraphic surfaces especially important subaerial unconformities and also stratal stacking patterns of the formation resulted in determination of three subaerial unconformity bounded depositional sequences plus transgressive part of the 4th sequence.

Keywords: Alborz, Devonian, Jeirud, Depositional environment, Storm deposits, Sequence stratigraphy.

For Persian Version see pages 101 to 116

*Corresponding author: M. Khazaei; E-mail: mkh693@gmail.com