منشأ کنگلومراهای آهکی در رمپ کربناته سازند ده- صوفیان از گروه میلا، البرز مرکزی، شمال ایران

نارام بایت گل [۱*]، رضا موسوی حرمی [۲] و اسداله محبوبی [۲]

[۱] دکترا، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه، زنجان، ایران
[۲] استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۴/۲۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۹/۱۷

چکیده

نهشته‌های کربناته عضو ۱ و ۲ گروه میلا در البرز مرکزی (کامبرین میانی) که در این پژوهش سازند ده- صوفیان نامیده می‌شود در برش‌های شهمیرزاد، تویه درروار، میلاکوه و ده‌ملا مطالعه شده است. واحد ۲ سازند ده- صوفیان در البرز مرکزی از شمال ایران شامل کربنات های دریایی کم ژرفایی است که به وسیله انواع مختلف کنگلومراهای آهکی توصیف می‌شود. کنگلومراهای آهکی یکی از تشکیل‌دهنده‌های اصلی واحد ۲ سازند ده- صوفیان است، ولی منشأ آن تا به حال مورد بررسی قرار نگرفته است. کنگلومراهای آهکی یک مجموعه ویژگی‌ها و متغیرهایی دارند که از کنگلومرای قطعه فراوان تا زمینه فراوان با فلات پبل‌های پراکنده در زمینه سنگ توصیف می‌شوند. این کنگلومراها بیشتر الیگومکتیک هستند و به‌طور چیره از قطعات گل آهکی در اندازه و شکل‌های متغیر (هم‌بعد، بیضوی، دیسکی، تابولار و نامنظم) تشکیل شده‌اند. بر طبق ترکیب، ویژگی‌های ساختارهای رسوبی همراه و فابریک، کنگلومراهای آهکی در واحد ۲ سازند ده-صوفیان شامل دو گروه اصلی است؛ ۱) کنگلومراهای آهکی درون سازندی حاصل از فرایندهای رسوبی؛ ۲) طبقات کنگلومرای آهکی دروغین حاصل از فرایندهای دیاژنزی. ویژگی‌های کلی کنگلومرایی آهکی دروغین سازند ده - صوفیان همچون ترکیب الیگومکتیک از قطعات گل آهکی، فابریک موزاییکی، فابریک جنبی و نامنظم، فابریک تدریجی و متغیر، تغییرات تدریجی با رخساره‌های مجاور و زیرین و نبود ساختارهای رسوبی همراه، سبب می‌شود که کنگلومرای آهکی دروغین را به تغییر شکل رسوب در طول فرایندهای دیاژنزی اولیه تحت شرایط تدفین کم ژرفا نسبت داد. این ویژگی‌های متمایز از کنگلومراهای آهکی درون‌سازندی حاصل از فرایندهای رسوبی است. کنگلومراهای آهکی درون‌سازندی به وسیله وجود ساختارهای رسوبی اولیه، همانند دانه‌بندی تدریجی عادی تا وارون، چینه‌بندی داخلی، چینه‌بندی مورب هوموکی و وجود قاعده شارپ و فرسایشی مشخص می‌شوند. کنگلومرای دیاژنزی در واحد آهک‌های نواری حاصل تغییر شکل نرم آهک‌های نواری در طول فرایند دیاژنز اولیه است. در برابر آن در کنگلومراهای رسوبی وجود شواهدی از ابعاد، ستبرا، اندازه قطعات، طبقات غنی از قطعه، نوع ماتریکس و تمایل به تشکیل واحدهای برهم‌افزاینده با سطوح فرسایشی مختلف در میان آنها نشان‌دهنده تأثیر شرایط پرانرژی و فرسایش مداوم در بخش بالایی موجسار هوای توفانی روی خردشدن مواد آهکی و تشکیل کنگلومرای رسوبی است.

کلیدواژه‌ها: سازند ده- صوفیان، کنگلومرا، کنگلومرای دروغین، رسوبی، دیاژنزی، منشأ.

***نویسنده مسئول:** نارام بایت‌گل
E-mail: aram1361@gmail.com

۱- پیش‌نوشتار

کنگلومراهای درون‌سازندی به عنوان افق‌های رسوبی تعریف می‌شوند که قطعات موجود در این کنگلومراها به‌صورت همزمان با ماتریکس در یک محیط رسوبی مشترک با منشأ رسوبات تشکیل می‌شوند. وجود این افق‌های کنگلومرایی در محیط‌های دریایی کم‌ژرفا کربناته نشان از تأثیر فرایندهای درون محیطی بر بستر رسوبی کربناته و تجزیه و متلاشی شدن رسوبات پیشین برای تشکیل قطعات درون سازندی دارد (Chen et al., 2009). افق‌های کنگلومرایی آهکی یا کنگلومراهای پبلی مسطح (Flat pebble conglomerate) در محیط‌های رسوبی گوناگونی از پهنه‌های کشندی تا محیط‌های شلف ژرف گزارش شده‌اند (برای نمونه: Kullberg et al., 2001; Myrow et al., 2004; Chen et al., 2009)؛ همچنین سازوکار تشکیل این افق‌ها را بیشتر پژوهشگران تخریب و متلاشی شدن لایه‌های آهکی سخت شده تحت تأثیر فرایندهای فرسایشی در محیط‌های با نوسان‌های انرژی به‌ویژه محیط‌های تحت تأثیر توفان معرفی می‌کنند (برای نمونه: Mount & Kidder, 1993; Chen et al., 2009 & 2011). در بیشتر موارد بر پایه مطالعات صحرایی، اینترکلاستیک رودستون تا فلوتستون (intraclastic rudstone-floatstone) معرفی شده در طرح رده‌بندی Embry & Klovan (1971) به عنوان کنگلومراهای پبلی مسطح معرفی می‌شوند. این افق‌های کنگلومرایی بر پایه مطالعات Myrow et al. (2004) از فراوان‌ترین و مهم‌ترین رخساره‌های رسوبی موجود در سکوهای کربناته پرکامبرین و پالئوزوییک پایینی هستند. اگرچه مطالعات سنگ‌نگاری و ماکروسکوپی برای بررسی منشأ و سازوکار این افق‌های کنگلومرایی معرفی می‌شوند (برای نمونه: Mount & Kidder, 1993)، فرایندهای رسوبی مختلفی می‌تواند موجب تشکیل این نوع افق‌های کنگلومرایی شود (Myrow et al., 2004; Chen et al., 2009). مهم‌ترین مسئله در تفسیر افق‌های کنگلومرایی، تفکیک و تمایز افق‌های کنگلومرایی تشکیل شده در اثر فرایندهای دیاژنزی از فرایندهای رسوب‌گذاری است. نهشته‌های بخش بالایی سازند ده- صوفیان (Geyer et al., 2014) واحد آهک نواری (Bayet-Goll et al., 2014 & 2015) از گروه میلا در البرز مرکزی از شمال ایران دارای افق‌های کنگلومرایی پبلی مسطح با ویژگی‌های ریخت‌شناختی گوناگونی هستند. بر پایه مطالعات صحرایی، تفاوت‌های زیادی در بافت و شکل قطعات کربناته، ساختارهای رسوبی فیزیکی و نوع رسوبات همراه با این افق‌ها دیده می‌شود (بایت‌گل، ۱۳۹۳). در نتیجه گوناگونی در نوع افق‌های کنگلومرایی و وجود افق‌های کنگلومرایی حاصل از فرایندهای دیاژنزی و فرایندهای رسوب‌گذاری در نهشته‌های بخش بالایی سازند ده- صوفیان، تفکیک و تفسیر سازوکارهای تشکیل این نوع افق‌های کنگلومرایی ضروری به نظر می‌رسد. هدف‌های اصلی این مقاله: ۱) تشخیص و نام‌گذاری انواع افق‌های کنگلومرایی-آهکی؛ ۲) تفسیر سازوکار تشکیل این افق‌ها؛ ۳) معیارهای تفکیک و تمایز آنها از هم؛ ۴) تفاوت و تفکیک افق‌های کنگلومرایی حاصل از فرایندهای دیاژنزی و فرایندهای رسوب‌گذاری.

۲- موقعیت زمین‌شناسی ناحیه مورد مطالعه

سازند میلا، واحد سنگ‌چینه‌ای معرف سنگ‌های کامبرین میانی- اردویسین پیشین البرز- آذربایجان و دیگر نواحی ایران است. سرآغاز کامبرین میانی، پیشروی جهانی سطح دریاها به پیدایش سکوی رمپ کربناته گسترده‌ای در حاشیه واگرای حوضه پروتوپالئوتتیس (لاسمی، ۱۳۷۹) -شمال ابرقاره گندوانا- انجامیده که سبب ته‌نشینی نهشته‌های سازند میلا شده است. برش الگوی سازند میلا توسط Stocklin et al. (1964)، در میلاکوه دامغان، به ستبرای ۵۸۵ متر اندازه‌گیری و معرفی شده است. Stocklin et al. (1964) و Kushan (1978)، بر پایه جایگاه چینه‌شناختی، مرز کامبرین زیرین و میانی را رأس واحد کوارتزیت بالایی (Top Quartite) سازند لالون پیشنهاد کرده‌اند. با توجه به شواهد روی زمین بستگی این افق کوارتزیتی با سازند میلا بیشتر از سازند لالون است (آقانباتی، ۱۳۸۳). از همین رو و بنا به توصیه کمیته ملی چینه‌شناسی، کوارتزیت رویی از سازند لالون حذف شد (آقانباتی، ۱۳۸۳). از سوی دیگر به دلیل وجود ناپیوستگی‌های اصلی در میان عضوهای ۲ و ۳ و عضوهای ۴ و ۵ سازند میلا (Peng et al., 1999)، بازنگری در تعریف سنگ‌چینه‌نگاری و چینه‌شناسی این سازند صورت گرفته است (Geyer et al., 2014; Bayet-Goll et al., 2014) (شکل ۱). با مطالعه نهشته‌های کامبرین و اردویسین البرز توسط Geyer et al. (2014) و بایت‌گل (۱۳۹۳)، یک الگوی جدید سنگ‌چینه‌نگاری برای نهشته‌های پالئوزوییک زیرین البرز پیشنهاد شده است. به‌طوری که نهشته‌های کامبرین- اردویسین البرز مرکزی با نام گروه میلا معرفی شده است که شامل سازندهای فشم (جدید، معادل با کوارتزیت رأسی یا قاعده‌ای)، ده- صوفیان (جدید، معادل با عضوهای ۱ و ۲ سازند میلا)، ده- ملا (جدید، معادل با عضوهای ۳ و ۴ میلا) و سازند لشکرک (معادل با عضو ۵ میلا) است (شکل ۲).

در این مطالعه واحد ۲ سازند ده- صوفیان در البرز مرکزی برای بررسی و مطالعه منشأ کنگلومراهای آهکی بررسی می‌شود. کنگلومراهای آهکی یکی از شاخص‌ترین و آشکارترین لایه‌های رسوبی دیده شده در واحد ۲ سازند ده- صوفیان هستند که وجود این افق‌های کنگلومرایی با شکل‌ها و نوع‌های مختلف سبب شده است که زمینه مناسبی برای بررسی این افق‌های کنگلومرایی و سازوکار تشکیل آنها ارائه دهد.

۳- روش مطالعه

در این مطالعه ۴ برش چینه‌شناسی واحد ۲ سازند ده- صوفیان در برش‌های ده- ملا، شهمیرزاد، تویه دروار و میلاکوه بررسی شد (شکل ۱). ۱۵۰ نمونه سنگی برای مطالعات آزمایشگاهی برداشت شده که از این تعداد، ۱۰۰ عدد برش نازک به‌طوری تهیه شده است که همه توالی را پوشش دهد. در مطالعات مقاطع نازک نوع رسوبات زمینه کنگلومراهای آهکی، فابریک و سنگ‌نگاری رسوبات میزبان (matrix) و قطعات کربناته (clasts) و فرایندهای دیاژنزی مورد توجه قرار گرفت. در برداشت‌های صحرایی ستبرای لایه‌های دارای کنگلومراهای آهکی، شکل و اندازه قطعات، ارتباط قطعات و آرایش آنها نسبت به هم و رسوبات لایه میزبان، سطوح لایه‌بندی، ساختارهای رسوبی، میزان زیست‌آشفتگی، تغییرات اندازه دانه‌ها و همچنین ارتباط لایه‌ها بررسی شد.

۴- رخساره‌های رسوبی و توالی رخساره‌ای

مجموعه توالی رسوبی پایینی واحد ۲ سازند ده- صوفیان از شیل‌های سبز، مارن، استروماتولیت، دولوستون و سنگ‌آهک‌های اسکلتی با میان‌لایه‌هایی از کربنات‌های نواری پهنه کشندی تشکیل شده است. مجموعه توالی رسوبی بالایی واحد ۲ سازند ده-صوفیان از کربنات‌های نواری تشکیل شده است. مرز بالایی واحد ۲ سازند ده- صوفیان با ماسه‌سنگ‌های قاعده‌ای سازند ده‌ملا در برش ده ملا ناپیوسته است (شکل ۳).

واحدهای ۱ و ۲ سازند ده- صوفیان تغییرات گسترده‌ای در مجموعه رخساره‌های تشکیل‌دهنده نشان می‌دهند. مهم‌ترین اختلاف مجموعه رخساره‌های واحد ۱ و ۲ سازند ده- صوفیان بود یا نبود پشته‌های اُالیتی-آنکوییدی است؛ به‌طوری که در واحد ۱ سازند ده- صوفیان وجود پشته‌های اُالیتی -آنکوییدی موجب گسترش لاگون و پهنه کشندی پشت لاگون شده است (شکل ۳). در برابر واحد ۲ سازند ده- صوفیان بدون پشته‌های اُالیتی -آنکوییدی است؛ به همین دلیل به جای نهشته‌های لاگونی، نهشته‌های دارای پوشش‌های میکروبی تشکیل شده است که در پهنه‌های میان‌کشندی، فروکشندی کم‌ژرفا و فروکشندی ژرف بر جای گذاشته شده است (شکل ۲) (بایت‌گل، ۱۳۹۳؛ Bayet-Goll et al., 2014). نهشته‌های کربناته سازند ده- صوفیان در البرز مرکزی در برش‌های شهمیرزاد، تویه دروار، میلاکوه و در چهار کمربند رخساره‌ای یک رمپ کربناته شامل محیط‌های ژرف حوضه‌ای، رمپ خارجی (توالی‌های فروکشندی ژرف)، رمپ میانی (توالی‌های فروکشندی کم‌ژرفا و بخش پایینی میان‌کشندی) و رمپ داخلی (بخش بالایی میان‌کشندی و فراکشندی) بر جای گذاشته شده‌اند (شکل ۴) (Bayet-Goll et al., 2014 ؛ بایت‌گل و همکاران، ۱۳۹۴). پوشش‌های میکروبی گوناگونی در رسوبات دریایی کم‌ژرفا (شامل فروکشندی و میان‌کشندی) با ریخت‌شناسی‌های مختلفی از دید شکل و چگونگی رشد شامل فرم‌های مسطح تا موجی، گنبدی، پیازی، ستونی، بادبزنی و ترومبولیت (شکل ۴) به‌صورت چرخه‌های کوچک‌مقیاس شامل چرخه‌های فراکشندی، فروکشندی کم‌ژرفا و فروکشندی ژرف معرفی شده‌اند (بایت‌گل و همکاران، ۱۳۹۴). تغییرات ریخت‌شناسی استروماتولیت‌های سازند ده- صوفیان نشان می‌دهد که تأثیر انرژی محیط رسوبی و نرخ رسوب‌گذاری در این سازند با توجه به روند افزایش ژرفای محیط رسوبی و تأثیر نوسان‌های امواج و جزرومد، بیشترین تأثیر را بر ریخت‌شناسی استروماتولیت‌ها داشته است (بایت‌گل و همکاران، ۱۳۹۴).

بر پایه مطالعات Bayet-Goll et al. (2015) بالاترین بخش واحد ۲ سازند ده- صوفیان شامل مجموعه رخساره‌های سنگ‌آهک‌های نواری (ribbon carbonate) و کنگلومرای آهکی شامل رخساره‌های سنگ‌آهک- دولوستون با ساختارهای خروج از آب (L-De)، سنگ‌آهک- دولوستون (L-D)، گرینستون- سنگ‌آهک (Gg-Lm)، گرینستون- شیل (Gg-S)، سنگ‌آهک- مارن (L-M)، سنگ‌آهک- شیل (L-S)،گرینستون- رودستون بیوکلاستی (شکل ۵)، کنگلومرای آهکی حاصل از فرایندهای رسوبی و کنگلومرای دروغین حاصل از فرایندهای دیاژنزی است. بر پایه مطالعات Bayet-Goll et al. (2015) با توجه به تغییر ویژگی‌های ساختارهای رسوبی فیزیکی و زیستی در طول توالی کربنات‌های نواری، انرژی هیدرودینامیکی در حوضه و تغییرات در موجسار هوای آرام (FWB, fair-weather base) و موجسار هوای توفانی (SWB, storm weather base) بیشترین تأثیر را بر ویژگی‌های ساختاری و بافتی توالی کربنات‌های نواری دارد. با توجه به ویژگی‌های ساختاری و بافتی انواع زوج‌لایه‌های سازند ده-صوفیان در محیط‌های میان موجسار هوای آرام و موجسار هوای توفانی (L-D, Gg-Lm) منطبق بر فروکشندی کم‌ژرفا و زیر موجسار هوای توفانی یا در محدوده نزدیک به آن (Gg-s, L-M, L-S) و منطبق بر فروکشندی ژرف ته‌نشین شده‌اند. توالی‌های رخساره‌ای نهشته‌های سازند فشم و ده- صوفیان در مجموعه چرخه‌های کوچک‌مقیاس شناسایی شده‌اند که شامل چرخه‌های فراکشندی، فروکشندی کم‌ژرفا و فروکشندی ژرف است (بایت‌گل، ۱۳۹۳). ۶ توالی رسوبی رده سوم در نهشته‌های سازند فشم و ده-صوفیان با توجه به طرح برانبارش چرخه‌های رده چهارم و پنجم شناسایی شده است (Bayet-Goll et al., 2014). توالی‌های شناسایی شده به‌طور چیره از دسته‌رخساره‌های پیشرونده و پسرونده تشکیل شده‌اند. توالی‌های رسوبی شناسایی شده در این سازندها انطباق مثبتی با نوسان‌های جهانی سطح آب دریانشان می‌دهند (Bayet-Goll et al., 2014).

۵– توصیف و تفسیر کنگلومراهای آهکی

واحد ۲ سازند ده- صوفیان شامل تناوب ستبری از سنگ‌های نواری (ribbon) با تناوب از شیل- مارل- آهک و دارای شمار زیادی چینه‌های کنگلومرایی آهکی است. در بیشتر موارد این چینه‌ها به‌صورت چینه‌های لنزی شکل با گسترش جانبی کم هستند؛ به‌طوری که نمی‌توان به‌طور جانبی در فواصل طولانی این چینه‌ها را دنبال کرد. بر پایه مشاهدات مطالعات میکروسکوپی و مطالعات صحرایی شامل ترکیب ماتریکس، قطعات، ساختارهای رسوبی و فابریک دو گروه اصلی از چینه‌های کنگلومرایی آهکی شناسایی شده است:

۵– ۱. چینه‌های کنگلومرایی آهکی حاصل از فرایندهای رسوبی

این نوع کنگلومراهای آهکی درون‌سازندی بیشتر به‌صورت میان‌لایه در میان چینه‌های آهکی و شیلی نازک‌لایه نواری تشکیل می‌شوند. فلات‌پبل‌های این نوع کنگلومراها در اثر حمل و ته‌نشینی قطعات کنده شده (rip-ups) آهک‌های نیمه‌سخت شده در اثر نوسان‌های انرژی محیط ته‌نشینی ایجاد می‌شوند (Sepkoski et al., 1991; Mount & Kidder, 1993). این نوع افق‌های کنگلومرایی دارای قاعده فرسایشی مشخص و گاه تدریجی هستند که می‌توانند با ساختارهای فیزیکی پرانرژی همچون چینه‌بندی مورب پشته‌ای همراه باشند (Kreisa & Bambach, 1982). از سوی دیگر این نوع کنگلومراها قطعات و زمینه پلی‌مکتیک دارند (Demicco & Hardie, 1994) که در بیشتر موارد دارای قطعات فابریک درونی متغیری هستند که نشان از نشانه‌های اولیه محیط رسوب‌گذاری دارد.

چینه‌های کنگلومرایی آهکی حاصل از فرایندهای رسوبی در نهشته‌های واحد ۲ سازند ده- صوفیان بر پایه مطالعات میکروسکوپی و ماکروسکوپی به ترتیب شامل انواع زیر است:

– نوع ۱ (A): این نوع افق‌های کنگلومرایی ۱۰ تا ۵۰ سانتی‌متر ستبرا دارند و بیشتر قطعه غالب هستند و به‌صورت تدریجی به چینه‌های گرینستونی با پبل‌های مسطح پراکنده تبدیل می‌شوند. چینه‌های کنگلومرایی نوع اول با ژئومتری تابولار یا لنزی‌شکل نیز دیده می‌شوند (شکل‌های ۶- a تا d). سطح قاعده‌ای این نوع افق‌ها مسطح فرسایشی و گاه به‌صورت نامنظم با آثار گروکست (groov cast) دیده می‌شود (شکل ۶- d). قطعات فلات‌پبل در این افق‌ها به‌صورت قطعات گرد شده و کشیده با اندازه ۲ تا ۲۰ میلی‌متر هستند؛ از دید سنگ‌نگاری این قطعات ترکیب سنگ‌شناسی متفاوت با رسوبات سنگ میزبان دارند به‌طوری که در بیشتر موارد این قطعات دارای ترکیب میکرایتی تا وکستونی هستند و گاه نیز ترکیبات گرینستونی دانه‌ریز نیز در آنها دیده می‌شود (شکل ۶- c). قطعات موجود در این افق‌ها دارای جهت‌یافتگی افقی تا ایمبرکاسیونی نسبت به لایه رسوبی سنگ میزبان هستند و به‌طور چیره بیشتر قطعات، روند جهت‌یافتگی مشابهی دارند؛ قطعات با جهت‌یافتگی متغیر کمتر در چنین افق‌هایی دیده می‌شود (شکل ۶- b). ماتریکس موجود در چینه‌های کنگلومرایی اندازه و ترکیب سنگ‌شناسی متغیری را نشان می‌دهد. بیشتر قطعات تشکیل‌دهنده ماتریکس شامل قطعات تریلوبیت‌ها، براکیوپودها، اکینودرم‌ها و تا حد کمتری دانه‌هایی از کوارتز هستند. این نوع افق‌های کنگلومرایی همراهی نزدیکی با زوج‌لایه‌های متناوب شیلی- مادستونی و شیلی/ مارلی- گرینستونی دارند. چینه‌بندی مورب هوموکی نازک با طول موج کوتاه و دامنه کم و لامیناسیون موازی از ساختارهای مهم همراه با لایه‌های همراه با کنگلومرای نوع اول است.

– نوع ۲ (B): این نوع افق‌های کنگلومرایی ویژگی‌های میکروسکوپی و ماکروسکوپی مشابهی با افق‌های کنگلومرایی نوع اول دارند؛ با این تفاوت که در این نوع، قطعات تشکیل‌دهنده فلات‌پبل‌ها دارای جورشدگی و گردشدگی کمتری هستند. در بیشتر موارد در قطعات پبلی شکستگی‌های فراوانی دیده می‌شود. از دیگر ویژگی‌های مهم این نوع افق کنگلومرایی وجود جهت‌یافتگی متغیر قطعات پبلی نسبت به لایه رسوبی سنگ میزبان است (شکل‌های ۶- e و f). این نوع افق‌های کنگلومرایی همراهی نزدیکی با لایه‌های گرینستون- رودستون بیوکلاستی دارند. چینه‌بندی مورب هوموکی ستبر و لایه‌بندی مسطح از ساختارهای مهم همراه با لایه‌های کنگلومرای نوع دوم است. وجه تمایز این نوع کنگلومرای آهکی از دیگر انواع کنگلومراهای رسوبی به‌ویژه نوع سوم، نبود برهم افزایندگی چینه‌های کنگلومرایی و وجود فرایند تک‌مرحله‌ای تشکیل با یک سطح فرسایشی است. همچنین قرارگیری آنها در بخش پایینی توالی‌های توفانی (تمپستایت) به عنوان بخش قاعده‌ای توالی توفانی و تبدیل تدریجی آنها با دانه‌بندی تدریجی عادی به بخش‌های بالایی توالی‌های توفانی با چینه‌بندی مورب هوموکی ستبر و لایه‌بندی مسطح (شکل ۶- e) از دیگر ویژگی‌های مهم وجه تمایز آنها از کنگلومرای نوع سوم است.

– نوع ۳ (C): این نوع افق‌های کنگلومرایی ۱۰ تا ۷۰ سانتی‌متر ستبرا دارند و به‌طور چیره دارای ژئومتری تابولار هستند. سطح قاعده‌ای این نوع افق‌ها مسطح فرسایشی و گاه به‌صورت نامنظم با آثار گروکست (groov cast) دیده می‌شود (شکل ۶- g و h). در بیشتر موارد این نوع افق‌های کنگلومرایی به‌صورت واحدهای برهم‌افزاینده (amalgamated) با مرز مشخص دیده می‌شوند (شکل ۶- g). چنان‌که ستبرای بالا و وجود فرایند چندمرحله‌ای تشکیل با سطوح فرسایشی چندگانه در میان این نوع افق‌های کنگلومرایی، آنها را از کنگلومرای نوع دوم متمایز می‌سازد. قطعات فلات‌پبل در این افق‌ها به‌صورت قطعات گرد شده با شکل تابولار تا تخم مرغی شکل است که در اندازه‌های ۵ تا ۲۵ میلی‌متر دیده می‌شوند؛ از دید سنگ‌نگاری این قطعات دارای ترکیب سنگ‌شناسی میکرایتی تا وکستونی هستند و گاه نیز ترکیبات گرینستونی دانه‌ریز در آنها دیده می‌شود. قطعات موجود در این افق‌ها دارای جهت‌یافتگی نیمه‌موازی تا موازی نسبت به لایه رسوبی سنگ میزبان هستند و بیشتر قطعات روند جهت‌یافتگی مشابهی دارند. ماتریکس موجود دارای ترکیب سنگ‌شناسی میکرایتی تا وکستونی است و گاه نیز ترکیب اصلی زمینه این نوع افق‌های کنگلومرایی را کلسی‌سیلیتایت دانه‌ریز تشکیل می‌دهد. قطعات اسکلتی شامل قطعات تریلوبیت‌ها، براکیوپودها و اکینودرم‌ها در این افق‌ها کمتر دیده می‌شود. برخلاف کنگلومرای نوع دوم این نوع کنگلومراها ساخت‌های رسوبی همراه مانند چینه‌بندی مورب هوموکی ستبر و لایه‌بندی مسطح ندارند و بیشتر با لایه‌های سدی (shoal) پرانرژی دیده می‌شوند.

۵– ۲. چینه‌های کنگلومرایی دروغین حاصل از فرایندهای دیاژنزی

این نوع کنگلومراهای آهکی بیشتر به‌صورت میان‌لایه در میان چینه‌های آهکی و شیلی نازک‌لایه نواری تشکیل شده‌اند. چینه‌های کنگلومرایی آهکی حاصل از فرایندهای دیاژنزی به‌طور چیره الیگومکتیک هستند و در بیشتر موارد این افق‌های کنگلومرایی ماتریکس میکرایتی رس‌دار تا کلسی‌سیلیتایت دارند (Chen et al., 2009). مهم‌ترین ویژگی‌های این نوع افق‌های کنگلومرایی افزون بر ترکیب الیگومکتیک قطعات، شکل و جهت قرارگیری متغیر قطعات، وجود فابریک تدریجی و متغیر، تغییرات تدریجی میان رخساره‌های مجاور با افق‌های کنگلومرایی، نبود ساختارهای رسوبی همراه است (Sepkoski et al., 1991; Demicco & Hardie, 1994; Chough et al., 2001; Kwon et al., 2002). چینه‌های کنگلومرایی آهکی حاصل از فرایندهای دیاژنزی در نهشته‌های واحد ۲ سازند ده- صوفیان همراهی نزدیکی با زوج‌لایه‌های متناوب شیل- مادستون، شیل- دولومیت و مادستون- مارل یا سنگ‌های آهکی نواری دارند.

بر پایه مطالعات میکروسکوپی و ماکروسکوپی چینه‌های کنگلومرایی دروغین حاصل از فرایندهای دیاژنزی به ترتیب شامل انواع زیر هستند:

– نوع ۴ (D): این نوع افق آهکی فراوانی کمی نسبت به دیگر چینه‌های آهکی تغییر شکل یافته دارد و دارای قطعات الیگومکتیک تا مونومکتیک در اندازه‌های پبل تا کابل با زمینه دولومیتی یا مادستون هستند (شکل ۷- a). قطعات در این افق‌ها به‌طور چیره تیغه‌ای تا دیسکی‌شکل و دارای گردشدگی کم با گوشه‌های

زاویه‌دار تند هستند. همچنین قطعات خمیده و پهن نیز در این افق‌ها به فراوانی کمتری دیده می‌شوند. از مهم‌ترین ویژگی‌های این افق‌ها جابه‌جایی، پراکندگی نامنظم و تغییر شکل قطعات در زمینه رسوب میزبان است، به‌طوری که وجود چنین ویژگی‌هایی موجب ایجاد تغییرات فراوان در جهت‌گیری قطعات می‌شود. فابریک چیره درونی این نوع افق‌های آهکی بر پایه طرح رده‌بندی کنگلومراهای دروغین Chen et al. (2009) موازییک‌شکل است (شکل ۹). البته گاه این افق‌ها دارای مرز تدریجی در نوع فابریک از موزاییکی تا نامنظم به‌صورت لنزی در میان کربنات‌های نواری هستند (شکل ۷- b). این افق‌ها با لایه‌های رسوبی بالا و پایین خود مرز تدریجی دارند.

- نوع ۵ (E): این نوع افق‌های کنگلومرایی از قطعات الیگومکتیک (کمتر پلی‌مکتیک) در اندازه گرانول تا پبل با گوشه‌های نیمه‌گرد شده تا زاویه‌دار تشکیل شده‌اند. قطعات در این افق‌ها با ترکیب مادستون تا دولومادستون، در اندازه چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر دیده می‌شوند. همچنین قطعات در این افق‌ها نامنظم هستند و با شکل زاویه‌دار تا نیمه‌زاویه‌دار کشیده بر پایه طرح رده‌بندی Chen et al. (2009) تشکیل فابریک نامنظم تا جنبی (edgewise) را می‌دهند (شکل‌های ۷- c و d). در بیشتر موارد این نوع فابریک‌ها با همدیگر و همچنین با لایه‌های رسوبی بالا و پایین خود مرز تدریجی دارند. در قطعات موجود در این کنگلومراها جهت‌یافتگی خاصی دیده نمی‌شود و تغییرات زیادی در اندازه، شکل و جابه‌جایی قطعات موجب جهت‌یافتگی متغیر قطعات پبلی نسبت به لایه رسوبی سنگ میزبان می‌شود. زمینه سنگ میزبان این افق‌ها به‌صورت مادستون دارای رس و یا دولومیت است. چینه‌های دارای این نوع کنگلومراها دارای محدوده ستبرایی متغیر از چند سانتی‌متر تا بیش از ۳۰ سانتی‌متر است. چینه‌های کنگلومرایی در این نوع به علت فرورفتگی (downtruding) و برآمدگی (uptruding) قطعات دارای مرز نامنظم و شکل ریخت‌شناختی نامنظم و متغیر هستند (شکل ۷- e).

- نوع ۶ (F): این کنگلومراها شامل قطعات آهکی الیگومکتیک (کمتر پلی‌مکتیک) در اندازه گرانول تا پبل با گوشه‌های گردشده هستند. قطعات موجود در این کنگلومراها به‌طور چیره میکرایتی تا دولومیتی و گاه گرینستونی ریز هستند. زمینه موجود در این نوع کنگلومراها نیز مادستونی رس‌دار تا دولومیتی است. قطعات به‌طور چیره دارای شکل کشیده تابولار تا میله‌ای هستند. قطعات دیسکی تا بیضوی شکل نیز کمتر دیده می‌شود. قطعات، بیشتر شکل موازی تا نیمه‌موازی با سطح چینه‌بندی (فابریک مسطح) دارند. همچنین فابریک جنبی یا راندگی نیز در این نوع کنگلومراها دیده می‌شود (شکل ۷- f تا h). چینه‌های کنگلومرایی در این نوع به علت فرورفتگی و برآمدگی قطعات در لایه‌های شیلی یا مارلی- آهکی بالا و پایین دارای مرز نامنظم و شکل ریخت‌شناسی نامنظم و متغیر هستند؛ با این وجود گاه مرز مشخص نیز در این نوع کنگلومراها دیده می‌شود. از مهم‌ترین ویژگی این نوع کنگلومراها بر پایه رده‌بندی Chen et al. (2009 & 2011) وجود تغییرات بافتی از مسطح به جهت‌دار و راندگی است (شکل ۷- i). از مهم‌ترین ویژگی‌هایی که سبب تمایز این نوع کنگلومرا از کنگلومرای مشابه نوع ۵ می‌شود تشکیل نشدن فابریک نامنظم تا جنبی (edgewise) در قطعات آهکی الیگومکتیک این نوع کنگلومرا و وجود تغییرات بافتی در طول ستبرای جانبی و قائم آن است. وجود نظم بیشتر قطعات آهکی الیگومکتیک در این نوع کنگلومرا با شکل موازی تا نیمه‌موازی نسبت به سطح چینه‌بندی (فابریک مسطح) می‌تواند وجه مشخصه مهم دیگری برای تمایز آن از کنگلومرای مشابه نوع ۵ باشد.

۶- چینه‌های کنگلومرایی آهکی حاصل از فرایندهای رسوبی

مهم‌ترین ویژگی‌های کنگلومراهای حاصل از فرایندهای رسوب‌گذاری نهشته‌های واحد ۲ سازند ده- صوفیان عبارتند از وجود قطعات آهکی الیگومکتیک تا پلی‌مکتیک، شکل میله‌ای و کشیده قطعات با گوشه‌های گرد شده، وجود طرح‌های ریخت‌شناختی متفاوت بدون تغییرات تدریجی در فابریک، نبود تغییرات تدریجی میان لایه‌های بالا و پایین افق‌های کنگلومرایی با لایه دارای فلات‌پبل، وجود ساختارهای همراه، چینه‌بندی داخلی فلات‌پبل‌ها و چینه‌بندی تدریجی عادی یا وارون، سطح چینه‌بندی فرسایشی مشخص، نبود فرورفتگی و برآمدگی قطعات در لایه‌های مجاور و وجود چینه‌بندی هوموکی در لایه‌های رسوبی همراه که نشان از تشکیل کنگلومراهای آهکی نوع اول تا سوم واحد ۲ سازند ده- صوفیان در اثر فرایندهای رسوبی دارند. این نوع کنگلومراهای آهکی بیشتر به عنوان نهشته‌های لاگ پیشرونده در موقعیت‌های فروکشندی تا میان‌کشندی در اثر افزایش انرژی معرفی می‌شوند (Markello & Read, 1981; Sepkoski et al., 1991; Demicco & Hardie, 1994; Bayet-Goll et al., 2014). کنگلومراهای آهکی نوع اول تا سوم واحد ۲ سازند ده- صوفیان به‌صورت میان‌لایه در میان چینه‌های شیلی- مارلی دانه‌ریز فروکشندی یا چینه‌های گرینستونی و استروماتولیت‌های محیط میان‌کشندی دیده می‌شوند. مطالعات مختلفی بر روی پهنه‌های کشندی کربناته دارای چینه‌های کنگلومرایی آهکی حاصل از فرایندهای رسوبی صورت گرفته است (Markello & Read, 1981; Lee & Kim, 1992; Mount & Kidder, 1993). چینه‌های کنگلومرایی آهکی حاصل از فرایندهای رسوبی یکی از مهم‌ترین اجزای تشکیل‌دهنده نهشته‌های کربناته در کامبرین و اردوویسین زیرین است (Sepkoski et al., 1991). بیشتر این مطالعات بر پایه شواهد میکروسکوپی و ماکروسکوپی اشاره شده در بالا، محیط‌های فروکشندی تحت تأثیر نوسان‌های موجسار هوای توفانی و آرام (SWB و FWWB) را برای تشکیل کنگلومراهای آهکی حاصل از فرایندهای رسوبی، پیشنهاد می‌کنند. بر پایه مطالعات Myrow et al. (2004) وجود سیمانی شدن دریایی اولیه کربنات‌ها و تشکیل سطوح هارگراند شرط بنیادین و اولیه برای تشکیل فلات‌پبل‌ها است. تخریب و متلاشی شدن لایه‌های آهکی سخت شده تحت تأثیر فرایندهای فرسایشی در محیط‌های با نوسان‌های انرژی به‌ویژه محیط‌های تحت تأثیر توفان فرایند بعدی برای تشکیل کنگلومراهای آهکی نوع اول تا سوم واحد ۲ سازند ده- صوفیان است (Bayet-Goll et al., 2014). در بررسی صحرایی و آزمایشگاهی مشخص شد که بیشتر قطعات آهکی موجود در کنگلومراهای آهکی نوع اول تا سوم از دید سنگ‌نگاری مشابه لایه‌های زیرین خود هستند؛ به‌طوری که در نتیجه شرایط پرانرژی همچون توفان، بستر چینه‌های آهکی سخت شده تا نیمه‌سخت شده تحت تأثیر فرسایش قرار می‌گیرند؛ سپس قطعات کنده شده و فرسایش یافته در طول آرام شدن جریان و کاهش انرژی ته‌نشین می‌شوند و تشکیل کنگلومرای پبلی مسطح را می‌دهند. افزون بر شواهد صحرایی اشاره شده در بالا در مطالعات آزمایشگاهی مشخص شد که وجود بورینگ و دانه‌های سیمانی شده- قطع شده در حاشیه‌ها، نشان می‌دهد که رسوبات در ابتدا سخت شده‌اند و سپس بر اثر فرایندهای حاصل از تغییرات جریان انرژی فرسایش، حمل و دوباره رسوب‌گذاری شده‌اند.

در نهشته‌های واحد ۲ سازند ده- صوفیان چینه‌های کنگلومرایی آهکی نوع اول به‌طور چیره در محیط‌های فروکشندی همراه با چینه‌های متناوبی شیلی- مارلی (L-S, L-M) یا گرینستون دانه‌ریز- شیل (Gg-S) دیده می‌شوند این در حالی است که چینه‌های کنگلومرایی آهکی نوع دوم و سوم همراه با زوج‌لایه‌های سنگ‌آهک- دولوستون (L-D)، گرینستون- سنگ‌آهک (Gg-Lm) دیده می‌شود. وجود چنین تغییراتی نشان از تشکیل این کنگلومراها در یک محیط رسوبی گسترده از میان‌کشندی تا فروکشندی ژرف دارد. فراوانی ساختارهای پرانرژی چینه‌بندی مورب هوموکی همراه با چینه‌های کنگلومرایی نوع اول نشان‌دهنده محیط تحت تأثیر توفان است. همچنین وجود لایه‌بندی موازی همراه با چینه‌های کنگلومرایی آهکی نشان‌دهنده شرایط جریانی بالا (upper flow regime plane bed) است. وجود چینه‌بندی مورب

هوموکی با ستبرای کم، گاترکست در لایه‌های گرینستونی دانه‌ریز با جورشدگی خوب و فراوانی بالای لایه‌های شیلی-مارلی نشان از تشکیل کنگلومرای آهکی نوع اول به عنوان تمپستایت‌های آهکی در محیط فروکشندی ژرف و کم‌انرژی در زیر موجسار هوای توفانی است. چنین چینه‌هایی بر پایه مطالعات Myrow et al. (2004) به عنوان رخساره توفانی دور از منشأ در نظر گرفته می‌شوند. با این وجود چینه‌بندی مورب هوموکی با ستبرای بالا، وجود گاترکست در لایه‌های گرینستونی دانه‌ریز تا دانه‌درشت با جورشدگی خوب و نبود لایه‌های شیلی-مارلی همراه با شواهدی از واحدهای برهم‌افزاینده (amalgamated) نشان از تشکیل کنگلومرای آهکی نوع دوم و سوم در میان موجسار هوای توفانی و آرام دارد. ستبرای بیشتر چینه‌های هوموکی آهکی و اندازه درشت قطعات گرینستون با جورشدگی بالا و نبود لایه‌های کم‌انرژی شیلی- مارل و میکرایت نشان می‌دهد که کنگلومرای آهکی نوع دوم و سوم به عنوان رخساره‌های توفانی نزدیک به منشأ در یک محیط فروکشندی کم‌ژرفا تا میان‌کشندی پایینی تشکیل شده‌اند (شکل ۸).

۷- چینه‌های کنگلومرایی آهکی حاصل از فرایندهای دیاژنزی

۷- ۱. شرایط تشکیل

مهم‌ترین ویژگی‌های کنگلومراهای حاصل از فرایندهای دیاژنزی نهشته‌های واحد ۲ سازند ده- صوفیان وجود قطعات آهکی الیگومکتیک (گل آهکی) کمتر پلی‌مکتیک، گسترش و فراوانی فابریک‌های جنبی، نامنظم و موزاییکی، وجود مرز تدریجی میان فابریک و لایه‌های مجاور با چینه‌های کنگلومرایی است. فرایند تشکیل کنگلومرای دیاژنزی تحت تأثیر شرایط زیر تعریف می‌شود: ۱) تناوب لایه‌های غنی از کربنات و غنی از رس با کربنات کم؛ ۲) سیمانی شدن تفریقی اولیه لایه‌های غنی از کربنات. بر پایه مطالعات Chen et al. (2009 & 2011) افزون بر چنین شرایطی برای تشکیل کنگلومراهای آهکی، تغییر شکل اولیه و به عبارت دیگر، تخریب و فرسایش تدفینی گل‌های آهکی سیمانی شده (burial fragmentation) و تحرک و جابه‌جایی قطعات آهکی از مهم‌ترین فرایندهای تشکیل‌دهنده برای ایجاد کنگلومراهای آهکی دیاژنزی است. تغییر شکل لایه‌های رسوبی و در پی آن تخریب و فرسایش زیرسطحی گل‌های آهکی سیمانی شده به‌صورت درجازا می‌تواند حاصل از تأثیر نیروی خارجی در فاصله زمانی کوتاه (همچون اثرات زمین‌لرزه، تأثیرات امواج و توفان، ناپایداری شیب رسوبی و ...) باشد (Choi et al., 1993; Chen et al., 2009). تخریب و متلاشی شدن لایه گل آهکی در ابتدا از بخش پایینی لایه شروع می‌شود و سپس به سوی بخش‌های بالایی گسترش می‌یابد. بر پایه مطالعات پژوهشگران مختلف (Ricken & Eder, 1991; Demicco & Hardie, 1994; Kown et al., 2002) تخریب به‌طور چیره در طول مرز جدایش سنگ‌شناختی صورت می‌گیرد. درحالی که تحرک و جابه‌جایی قطعات آهکی تحت تأثیر افزایش فشار روباره و نرخ رسوب‌گذاری در طول تدفین صورت می‌گیرد (Kown et al., 2002)؛ به‌طوری که در نهشته‌های واحد ۲ سازند ده- صوفیان فرایند تشکیل لایه‌های کنگلومرایی آهکی-دیاژنزی به‌صورت زیر صورت گرفته است (شکل ۹):

۱) تغییر شکل اولیه لایه‌های آهکی از راه گسترش شکاف‌ها و ترک‌های نازک در سنگ صورت می‌گیرد؛ چنین شکاف‌هایی چند میلی‌متر پهنا دارند و به‌طور چیره با رسوبات لایه بالایی پر می‌شوند. منشأ این ترک‌ها را نمی‌توان به ترک‌های خشک‌شدگی یا ترک‌های سین‌آرسیس تشکیل شده در شرایط آب کم‌ژرفا تحت تأثیر نوسان‌های شوری نسبت داد. در نهشته‌های آهک نواری با کنگلومرای دیاژنزی سازند ده- صوفیان نبود شواهد خروج از آب، همچون حفرات چشم‌پرنده‌ای، ساختمان‌های تی‌پی، تبخیری‌ها و پوشش‌های میکروبیال و رخساره‌های شاهد محیط کم‌ژرفای فراکشندی، از منشأ تدفینی کم‌ژرفای ترک‌های موجود در لایه‌های آهکی حمایت می‌کند. بر پایه مطالعات Chen et al. (2011) منشأ زمین‌ساختی را نمی‌توان برای این ترک‌ها در نظر گرفت، زیرا فشارهای زمین‌ساختی موجب شکستگی کلی و سرتاسری لایه‌های رسوبی می‌شود.

۲) با افزایش پیشرونده تدفین، آب‌های درون حفره‌ای موجود در چینه‌های آهکی تمایل به خروج از سطح بالایی لایه آهکی دارند؛ با این وجود در چینه‌های آهکی نواری موجود در این واحد، وجود لایه‌های شیلی- مارنی به‌صورت سدی نفوذناپذیر موجب بیرون نرفتن این آب و افزایش تدریجی فشار آب درون حفره‌ای در لایه‌های آهکی می‌شود. افزایش تدریجی فشار آب‌های درون حفره‌ای موجب گسترش و تسریع تخریب- فرسایش تدفینی گل‌های آهکی سیمانی شده می‌شود؛ همچنین به تدریج جریان سیال‌های درون حفره‌ای به‌صورت جانبی مهاجرت می‌کند و موجب جهت‌یافتگی دوباره قطعات و گردشدگی آنها می‌شود.

۳) عمل آب‌زدایی و حرکت آب‌های سیال درون حفره‌ای به سوی جوانب تحت تأثیر نیروی فشردگی رسوبات موجب تحرک و جابه‌جایی قطعات گسیخته شده می‌شود. تحرک و جابه‌جایی قطعات گسیخته شده تحت تأثیر عوامل زیر به‌طور تدریجی افزایش می‌یابد: ۱) افزایش تدریجی فشردگی رسوبات همزمان با تداوم نرخ رسوب‌گذاری؛ ۲) تأثیر رسوبات شیلی نفوذناپذیر به عنوان سدی در برابر خروج سیال‌های درون حفره‌ای؛ ۳) افزایش تدریجی فشار آب‌های درون حفره‌ای. تحرک و جابه‌جایی بیشتر قطعات گسیخته شده تحت تأثیر چنین عواملی موجب ایجاد کنگلومراهای دیاژنزی با فابریک اتفاقی همچون کنگلومرای موزاییکی و کنگلومرای با فابریک جنبی/ نامنظم (disorganized/ edgewise) می‌شود.

۴) قطعات گسیخته شده به تدریج به دلیل نیروی اصطکاک جریان سیال‌های درون حفره‌ای، کشش سطحی رسوبات آهکی نواری، برخورد مداوم با دیگر قطعات و افزایش گردشدگی را نشان می دهند (Chough et al., 2001).

۸- سیمانی شدن تفریقی اولیه

سیمانی شدن تفریقی اولیه در سنگ‌های آهکی نواری که دارای تغییرات زیادی در میزان کربنات و رس است، بیشترین گسترش را دارد (Ricken & Eder, 1991)؛ زیرا میزان بالای کربنات موجب افزایش سیمانی شدن می‌شود؛ در حالی که وجود رس موجب کاهش فرایندهای سیمانی شدن می‌شود (Ricken & Eder, 1991; Molenaar & Zijlstra, 1997). منشأ سیمان شدن کلسیتی اولیه در سنگ‌های آهکی دانه‌درشت از محیط‌های پرانرژی حاصل از آب دریاست؛ در حالی که سازوکار اصلی تأمین منشأ سیمان در نهشته‌های دانه‌ریز موجود در محیط‌های کم‌انرژی به وسیله آب‌های درون حفره‌ای در نظر گرفته می‌شود (Molenaar & Zijlstra, 1997). بر این اساس در نهشته‌های سازند ده-صوفیان محتوای رس در سنگ‌های آهکی نواری بیشترین تأثیر را بر سیمانی شدن داشته است. زیرا وجود چند درصد رس از سیمانی شدن دریایی اولیه در طول مراحل اولیه دیاژنز جلوگیری می‌کند. بنابراین سیمانی شدن میان‌لایه‌های کربناته با محتوای بالای رس در سنگ‌های آهکی نواری سازند ده- صوفیان به‌طور کامل صورت نمی‌گیرد. چنین شرایطی همراه با افزایش پیشرونده رسوب‌گذاری موجب تناوبی از لایه‌های سیمانی شده در کنار لایه‌های غیرسیمانی شده می‌شود. در نتیجه گسترش سیمانی شدن تفریقی، رفتار لایه‌های سنگ‌آهکی نواری در برابر فرایندهای فشردگی مکانیکی و شیمیایی متفاوت است (Demicco & Hardie, 1994)؛ چنین تفاوت رفتاری در برابر فرایندهای دیاژنزی، از مهم‌ترین شرط‌های لازم برای تغییر شکل اولیه لایه‌های آهکی با ایجاد ترک‌ها، تحرک و جابه‌جایی قطعات گسیخته شده و سپس تشکیل کنگلومراهای آهکی دیاژنزی در نهشته های سازند ده-صوفیان است.

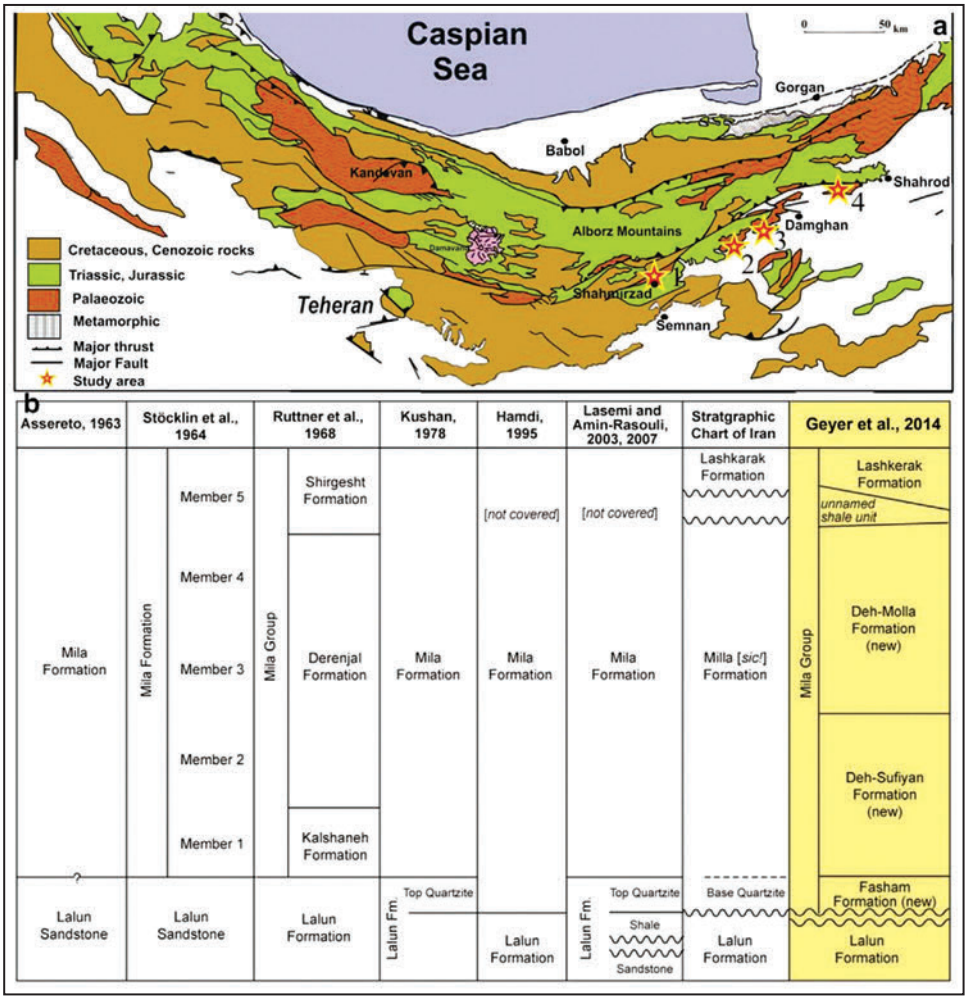
۹- شرایط پالئواکولوژیکی

همچنان که در بالا مشخص شد وجود تناوب لایه‌های غنی از کربنات و غنی از

رس با کربنات کم از موارد لازم و اصلی برای تشکیل کنگلومراهای دیاژنزی است. با این وجود شرایط پالئواکولوژیکی محیط دیرینه نیز می‌تواند بر تشکیل این نوع تناوب لایه‌های غنی از کربنات و غنی از رس با کربنات کم تأثیرگذار باشد. به‌طور چیره تشکیل چنین تناوبی در سنگ‌های آهکی نواری توالی‌های کامبرو- اردوویسین دیده می شود (Bayet-Goll et al., 2015). مهم‌ترین عامل‌های مرتبط با شرایط پالئواکولوژیکی وجود شرایط زیستی نامناسب برای موجودات گل‌خوار گریزینگ (Grazing) از دید نرخ رسوب‌گذاری، میزان اکسیژن، انرژی هیدرودینامیکی و شوری حوضه است. کاهش فعالیت موجودات گل‌خوار گریزینگ موجب کاهش آشفتگی زیستی بسترهای رسوبی می‌شود (Bayet-Goll et al., 2015). وجود بسترهای رسوبی با آشفتگی زیستی کم شرایط مناسبی را در توالی‌های سنگ‌آهک‌های نواری کامبرین و اردوویسین برای تشکیل کنگلومراهای دیاژنزی ایجاد می‌کند. از مهم‌ترین ویژگی‌های نهشته‌های دارای کنگلومراهای آهکی در سازند ده- صوفیان فراوانی لایه‌های متناوب شیلی- کربناته همراه یا به‌طور کلی سنگ‌های آهکی نواری با میزان آشفتگی زیستی کم است. به‌طور معمول در توالی‌های رسوبی کامبرین و اردوویسین زیرین وجود سنگ‌های آهکی نواری با سطح آشفتگی زیستی کم نشان از نرخ بالای رسوب‌گذاری با شرایط محیطی ناپایدار (آنکسیک تا دی‌اکسیک) دارد (Sepkoski et al., 1991; Wignall & Twitchett, 1999). وجود سنگ‌های آهکی نواری با آشفتگی زیستی کم، با فراوانی بالای کنگلومرای آهکی در سازند ده- صوفیان همانند توالی‌های کامبرو- اردوویسین گندوانا باختری کره و چین است. بر پایه مطالعات Kown et al. (2002) روی توالی‌های کامبرو- اردوویسین گندوانا باختری، سطح کم آشفتگی زیستی در نتیجه گسترش فرایندهای تشکیل‌دهنده کنگلومراهای دیاژنزی تحت تأثیر سیمانی شدن تفریقی اولیه صورت می‌گیرد؛ تشکیل چنین شرایطی موجب محدودیت رشد باکتری‌های هوازی و تولید بی‌کربنات در زمان تجزیه مواد آلی می‌شود. در توالی‌های سنگ‌آهک‌های نواری سازند ده- صوفیان وجود سطح کم آشفتگی زیستی و نبود فراوانی بالای جانداران گل‌خوار و گریزینگ تغذیه‌کننده از بستر رسوبی (Bayet-Goll et al., 2014) موجب ایجاد شرایط ایده‌آل برای گسترش سیمانی شدن تفریقی اولیه و تشکیل کنگلومراهای دیاژنزی شده است.

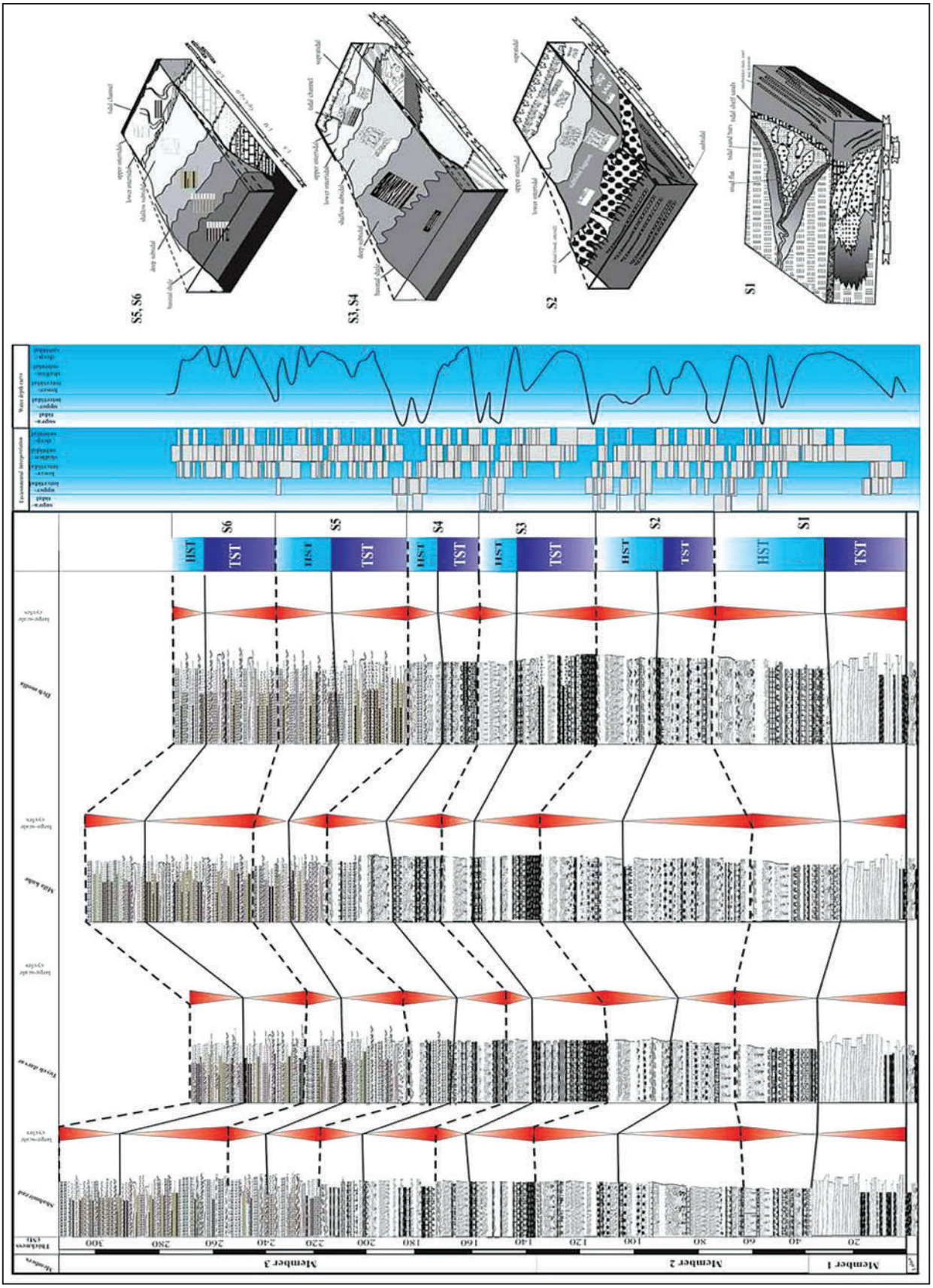
۱۰- نتیجه‌گیری

واحد ۲ سازند ده- صوفیان در البرز مرکزی از شمال ایران شامل کربنات‌های دریایی کم‌ژرفایی است که به وسیله انواع مختلف کنگلومراهای آهکی توصیف می‌شود. بر پایه ترکیب، ویژگی‌های ساختارهای رسوبی همراه و فابریک، کنگلومراهای آهکی در واحد ۲ سازند ده- صوفیان شامل دو گروه اصلی هستند: ۱) کنگلومراهای آهکی درون سازندی حاصل از فرایندهای رسوبی؛ ۲) چینه‌های کنگلومرایی آهکی دروغین حاصل از فرایندهای دیاژنزی. مهم‌ترین ویژگی‌های کنگلومراهای حاصل از فرایندهای رسوب‌گذاری وجود قطعات آهکی الیگومکتیک تا پلی‌مکتیک، شکل میله‌ای و کشیده قطعات با گوشه‌های گرد شده، وجود فابریک متغیر بدون تغییرات تدریجی در فابریک، نبود تغییرات تدریجی میان لایه‌های بالا و پایین افق‌های کنگلومرایی با لایه دارای فلات‌پبل، وجود ساختارهای همراه، چینه‌بندی داخلی فلات‌پبل‌ها و چینه‌بندی تدریجی عادی یا وارون، سطح چینه‌بندی فرسایشی مشخص، نبود فرورفتگی و برآمدگی قطعات در لایه‌های مجاور، وجود چینه‌بندی هوموکی در لایه‌های رسوبی همراه است. مهم‌ترین ویژگی‌های کنگلومراهای حاصل از فرایندهای دیاژنزی نهشته‌های واحد ۲ سازند ده-صوفیان وجود قطعات آهکی الیگومکتیک (گل‌آهکی) کمتر پلی‌مکتیک، گسترش و فراوانی فابریک‌های جنبی، نامنظم و موزاییکی، وجود مرز تدریجی میان فابریک و لایه‌های مجاور با چینه‌های کنگلومرایی است. شرایط لازم برای تشکیل کنگلومرایی آهکی- دیاژنزی عبارتند از ۱) تناوب لایه‌های غنی از کربنات و غنی از رس با کربنات کم؛ ۲) سیمانی شدن تفریقی اولیه لایه‌های غنی از کربنات. فرایند تشکیل لایه‌های کنگلومرایی آهکی- دیاژنزی در نهشته‌های سازند ده- صوفیان شامل ۴ مرحله زیر است: ۱) تغییر شکل اولیه لایه‌های آهکی از راه گسترش شکاف‌ها و ترک‌های نازک در سنگ؛ ۲) تخریب- فرسایش تدفینی گل‌های آهکی سیمانی شده تحت تأثیر خروج آب‌های درون حفره‌ای؛ ۳) تحرک و جابه‌جایی بیشتر قطعات گسیخته شده گل‌آهکی تحت تأثیر افزایش فشار ناشی از حرکت آب‌های سیال درون حفره‌ای؛ ۴) گردشدگی قطعات گسیخته شده ناشی از تداوم حرکت و سیالیت.

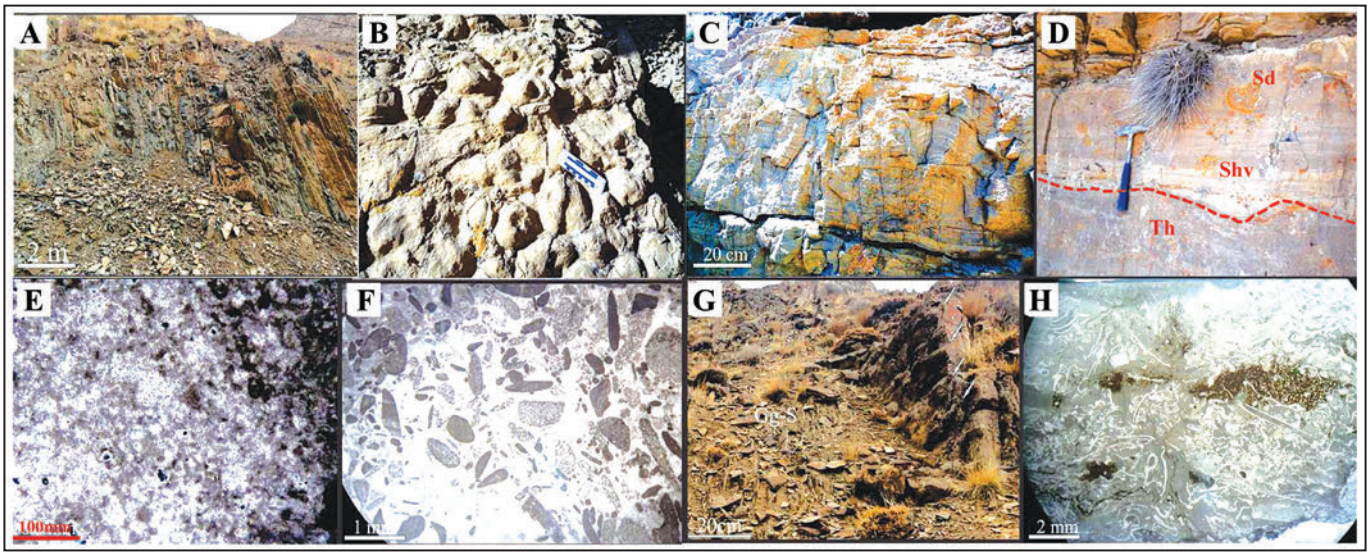


شکل ۱- A) موقعیت جغرافیایی برش‌های مورد مطالعه در پهنه البرز مرکزی (علامت زرد رنگ) ۱: برش شهمیرزاد، ۲: برش میلاکوه، ۳: برش تویه درووار، ۴: برش ده- ملا؛ B) ستون چینه‌شناسی سازندهای پالئوزوییک زیرین بر پایه Geyer et al. (2014).

شکل ۲- تصاویر صحرایی برگرفته شده از نهشته‌های سازند ده- صوفیان از گروه میلا در البرز مرکزی. A) تصویر صحرایی سازند ده- صوفیان شامل واحدهای ۱ و ۲ و سازند ده- ملا در برش شهمیرزاد. واحد دو سازند ده- صوفیان به واحدهای استروماتولیتی پایینی و کربنات نواری تقسیم شده است. B) تصویر نزدیک‌تر از بخش کربنات‌های نواری بخش بالایی سازند ده- صوفیان در برش شهمیرزاد.



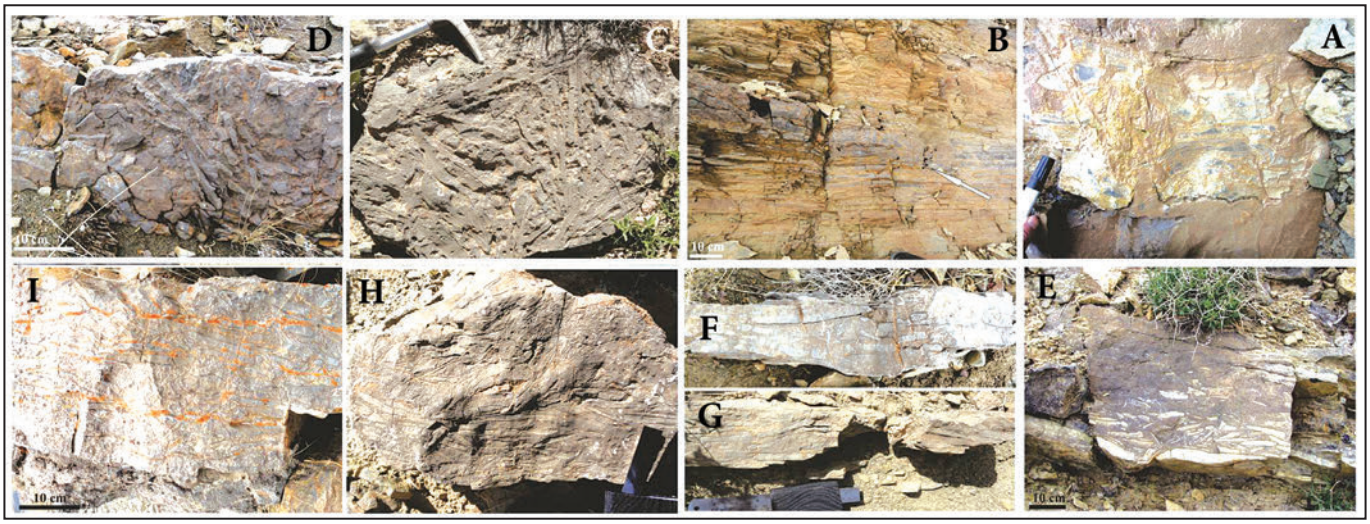
شکل ۳- ستون تغییرات محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازندهای فشم و ده- صوفیان همراه با تغییرات مدل رسوبی آنها در طول گسترش توالی‌های رسوبی. بخش مورد مطالعه این مقاله منطبق بر توالی‌های ۵ و ۶ بخش بالایی سازند ده- صوفیان است (برگرفته از Bayet-Goll et al. (2014 & 2015)؛ بایت گل و همکاران (۱۳۹۴) با تغییرات).



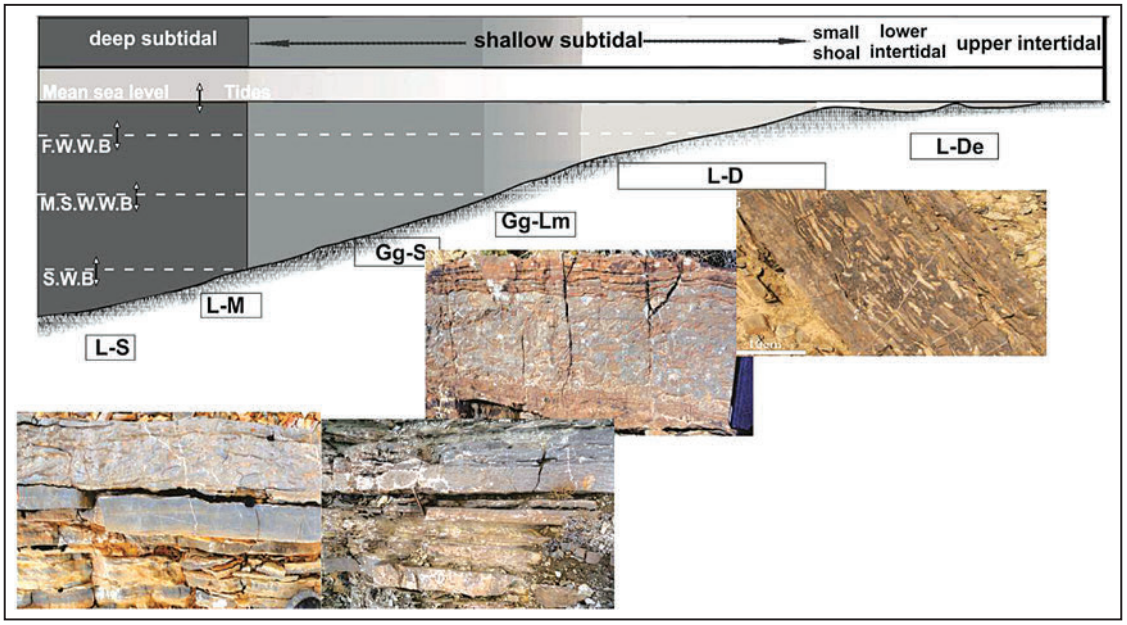
شکل ۴- A) تصاویر صحرایی از رخساره شیل‌های آهکی در بخش پایینی واحد ۲ سازند ده- صوفیان برش تویه درروار؛ B) استروماتولیت های گنبدی رخساره های فروکشندی کم‌ژرفا در بخش پایینی واحد ۲ به‌صورت نیمه‌کره‌های جانبی متصل به هم در برش شهمیرزاد؛ C) استروماتولیت‌های گنبدی بزرگ در رخساره‌های میان‌کشندی پایینی در بخش پایینی واحد ۲، برش ده- ملا؛ D) توالی از تبدیل ترومبولیت‌های مناطق فروکشندی به استروماتولیت‌های مسطح و گنبدی نواحی کم‌ژرفای فروکشندی و میان‌کشندی با روند کم‌ژرفاشونده به سوی بالا در بخش پایینی واحد ۲، برش شهمیرزاد (Bayet-Goll et al., 2014)؛ E) رخساره مادستون با آشفتگی زیستی در رخساره میان‌کشندی بالایی در بخش پایینی واحد ۲، برش میلاکوه؛ F) پلوئیدال- اینتراکلست گرینستون در رخساره‌های پرانرژی کشندی واحد آهک نواری، برش تویه درروار؛ G) تصاویر صحرایی از رخساره فلوتستون- رودستون بیوکلاستی به‌صورت سدهای محلی (Bayet-Goll et al., 2014) همراه با گاتراکاست‌ها (پیکان‌ها) و زوج‌لامینه گرینستون- شیل در واحد آهک نواری، برش شهمیرزاد؛ H) تصویر میکروسکوپی از رخساره فلوتستون- رودستون بیوکلاستی به‌صورت سدهای محلی واحد آهک نواری، برش تویه درروار (Bayet-Goll et al., 2015).

شکل ۵- تصاویر صحرایی از زوج لامینه‌های مختلف کربنات‌های نواری در واحد بالایی سازند ده- صوفیان (Bayet-Goll et al., 2014, 2015)؛ A) زوج‌لامینه سنگ‌آهک- دولوستون با ساختارهای خروج از آب (L-De) در رخساره‌های میان‌کشندی بالایی، برش ده- ملا؛ B) زوج‌لامینه سنگ‌آهک- دولوستون (L-D) در رخساره‌های فروکشندی کم‌ژرفا، برش شهمیرزاد؛ C) زوج‌لامینه گرینستون-سنگ‌آهک (Gg-Lm) در رخساره فروکشندی کم‌ژرفای زیر موجسار هوای آرام، برش شهمیرزاد؛ D) زوج‌لامینه گرینستون- شیل (Gg-S) در رخساره فروکشندی ژرف در نزدیکی و بالای موجسار هوای توفانی، برش میلاکوه؛E) زوج‌لامینه سنگ‌آهک- مارن (L-M) در رخساره فروکشندی ژرف زیر موجسار هوای توفانی، برش تویه درروار؛ F) زوج‌لامینه سنگ‌آهک- شیل (L-S) در رخساره فروکشندی ژرف زیر موجسار هوای توفانی، برش شهمیرزاد.

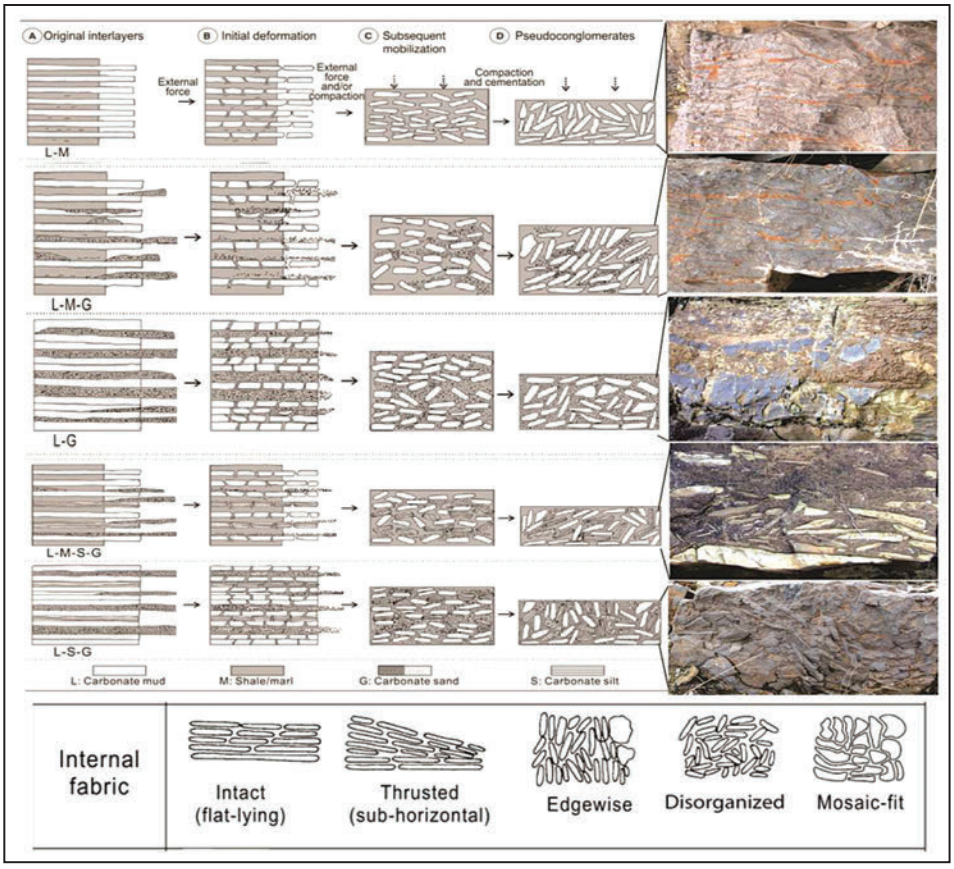
شکل ۶- چینه‌های کنگلومرایی حاصل از فرایندهای رسوبی. A) نوع اول با ژئومتری تابولار همراه با کنگلومرای نازک‌لایه با قطعات پلی‌مکتیک نامنظم در بخش قاعده‌ای (پیکان سفید) با چینه‌بندی مورب هوموکی که به سوی بالا به کنگلومرای الیگومکتیک با قطعات موازی با سطح لایه (پیکان زرد) تبدیل می‌شود؛ B) نوع اول با ژئومتری تابولار همراه با زوج لایه‌های متناوب شیلی/ مارلی- گرینستونی در بخش پایینی که به سوی بالا با سطح قاعده فرسایشی تند تبدیل به کنگلومرای قطعه چیره پلی‌مکتیک با جهت ایمبریکاسیون قطعات می‌شود؛ C) تصویر میکروسکوپی کنگلومرای نوع اول به‌صورت پلی‌مکتیک در زمینه‌ای از قطعات تریلوبیت‌ها، براکیوپودها، اکینودرم‌ها، اسفنج‌ها و تا حد کمتری با دانه‌های از کوارتز؛ D) سطح قاعده‌ای چینه‌های کنگلومرایی نوع اول مسطح فرسایشی و به‌صورت نامنظم با آثار گروکست؛ E) چینه‌های کنگلومرایی نوع دوم دارای ژئومتری تابولار و قاعده فرسایشی تند، قطعات تشکیل‌دهنده فلات‌پبل‌ها دارای جورشدگی و گردشدگی کمتری نسبت به افق‌های کنگلومرایی نوع اول با جهت‌یافتگی متغیر قطعات پبلی نسبت به لایه رسوبی سنگ میزبان و همراهی با چینه‌بندی مورب هوموکی هستند؛ F) تصویر میکروسکوپی کنگلومرای نوع دوم به‌صورت پلی‌مکتیک؛ G) چینه‌های کنگلومرایی نوع سوم به‌صورت واحدهای برهم‌افزاینده (amalgamated) با مرز مشخص با جهت‌یافتگی نیمه‌موازی تا موازی نسبت به لایه رسوبی سنگ میزبان؛ H) Pot structures در قاعده چینه‌های کنگلومرایی نوع سوم به‌طور چیره از گرینستون/ رودستون بایوکلاستیک.



شکل ۷- چینه‌های کنگلومرایی دروغین حاصل از فرایندهای دیاژنزی. A) نوع چهارم، الیگومکتیک به‌صورت فابریک موزاییکی در میان سنگ‌آهک‌های نواری؛ B) نوع چهارم با مرز تدریجی در نوع فابریک از موزاییکی تا نامنظم به‌صورت لنزی در میان کربنات‌های نواری؛ C) چینه‌های کنگلومرای دیاژنزی نوع پنجم، از قطعات الیگومکتیک تشکیل فابریک جنبی (edgewise)؛ D) نوع پنجم از قطعات الیگومکتیک با قطعات نامنظم و با شکل زاویه‌دار تا نیمه‌زاویه‌دار کشیده و تشکیل فابریک نامنظم؛ E) نوع پنجم که به علت فرورفتگی (downtruding) و برآمدگی (uptruding) قطعات دارای مرز نامنظم و شکل ریخت‌شناختی نامنظم و متغیر است؛ F و G) نوع ششم، قطعات آهکی الیگومکتیک، شکل کشیده تابولار تا میله‌ای، معمولاً شکل موازی تا نیمه‌موازی با سطح چینه‌بندی (فابریک مسطح)؛ H) نوع ششم، قطعات الیگومکتیک با فابریک راندگی؛ I) وجود تغییرات بافتی از مسطح به جهت‌دار و راندگی در چینه‌های کنگلومرای دیاژنزی نوع ششم با قطعات الیگومکتیک.



شکل ۸- مدل روند رسوبی کنگلومراهای حاصل از فرایندهای رسوبی. چینه‌های کنگلومرایی آهکی نوع اول به‌طور چیره در محیط‌های فروکشندی همراه با L-S, L-M یا Gg-S هستند. چینه‌بندی مورب هوموکی با ستبرای بالا، وجود گاترکست در لایه‌های گرینستونی با جورشدگی خوب و نبود لایه های شیلی- مارلی همراه با شواهدی از واحدهای برهم‌افزاینده (amalgamated) همراه با L-D یا Gg-Lm نشان از تشکیل کنگلومرای نوع دوم و سوم در میان موجسار هوای توفانی و آرام دارد.



شکل ۹- چگونگی شکل‌گیری کنگلومراهای حاصل از فرایندهای دیاژنزی و فابریک داخلی ساختارهای کنگلومرای دیاژنزی در اثر تغییر شکل زوج‌لایه‌های آهک نواری در انطباق با نمونه‌های مطالعه شده در نهشته‌های سازند ده- صوفیان (برگرفته از Chen et al. (2009) با تغییرات)؛ A) مرحله تشکیل لایه‌های آهکی نواری. سیمانی شدن تفریقی اولیه با تغییرات در میزان کربنات و رس؛ B) تغییر شکل اولیه لایه‌های آهکی از راه گسترش شکاف‌ها و ترک‌های نازک؛ C) مرحله جابه‌جایی قطعات، با افزایش پیشرونده تدفین؛ D) مرحله تشکیل کنگلومراهای حاصل از فرایندهای دیاژنزی نهشته‌های واحد ۲ سازند ده- صوفیان. قطعات آهکی الیگومکتیک (گل‌آهکی) کمتر پلی‌مکتیک، گسترش و فراوانی فابریک‌های جنبی، نامنظم و موزاییکی، وجود مرز تدریجی میان فابریک و لایه‌های مجاور با چینه‌های کنگلومرایی؛ L: سنگ‌آهک، M: مارلستون، G: گرینستون، S: شیل.

کتابنگاری

آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.

بایت‌گل. آ.، ۱۳۹۳- ایکنولوژی و چینه‌نگاری سکانسی سازند میلا (البرز مرکزی)، مقایسه آن با سازند شیرگشت (طبس)، پایان‌نامه دکتری دانشگاه فردوسی مشهد، ۵۰۱ ص.

بایت‌گل، آ.، محبوبی، ا. و موسوی حرمی، ر.، ۱۳۹۴-کاربرد پوشش‌های میکروبی در تفسیر محیط رسوبی و نوسانات سطح آب دریا: مطالعه‌ای از نهشته‌های کربناته عضو ۱ و ۲ از گروه میلا (سازند ده صوفیان) در البرز مرکزی، پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۵۸، صص. ۳۵ تا ۵۶.

لاسمی، ی.، ۱۳۷۹- تشکیل پروتوپالئوتتیس و حاشیه واگرای اواخر پرکامبرین بالایی تا اردوویسین در گندوانا، خلاصه مقالات هیجدهمین گردهمایی علوم زمین، صص. ۸۸ تا ۹۲.

References

Bayet-Goll, A., Chen, J., Moussavi-Harami, R. & Mahboubi, A., 2015- Depositional processes of ribbon carbonates in middle Cambrian of Iran (Deh-Sufiyan Formation, Central Alborz). Facies, 61.

Bayet-Goll, A., Geyer, G., Wilmsen, M., Mahboubi, A. & Moussavi-Harami, R., 2014- Facies architecture, depositional environments and stratigraphy of the Middle Cambrian Fasham and Deh-Sufiyan formations in the central Alborz, Iran. Facies, 60: 815-841.

Chen, J., Chough, S. K., Chun, S. S. & Han, Z., 2009- Limestone pseudoconglomerates in the Late Cambrian Gushan and Chaomidian Formations (Shandong Province, China): soft-sediment deformation induced by storm-wave loading. Sedimentology 56, 1174–1195.

Chen, J., Chough, S. K., Han, Z. & Lee, J. H., 2011- An extensive erosion surface of a strongly deformed limestone bed in the Gushan and Chaomidian formations (late Middle Cambrian to Furongian), Shandong Province, China: sequence–stratigraphic implications. Sedimentary Geology, 233: 129–149.

Choi, Y. S., Kim, J. C. & Lee, Y. I., 1993- Subtidal flat pebble conglomerates from the Early Ordovician Mungok Formation, Korea: origin and depositional process. J. Geol. Soc. Korea, 29: 15–29.

Chough, S. K., Kwon, Y. K., Choi, D. K. & Lee, D. J., 2001- Autoconglomeration of limestone. Geosci. J., 5: 159–164.

Demicco, R. V. & Hardie, L. A., 1994- Sedimentary Structures and Early Diagenetic Features of Shallow Marine Carbonate Deposits. SEPM Atlas Series 1., Tulsa, 265 p.

Embry, A. F. & Klovan, J. E., 1971- A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island NWT: Can Petroleum Geolgy Bull. 19:730–781.[revision of Dunham classification].

Geyer, G., Bayet-Goll, A., Wilmsen, M., Mahboubi, A. & Moussavi-Harami, R., 2014- Lithostratigraphic revision of the middle and upper Cambrian (Furongian) in northern and central Iran. Newsletters on Stratigraphy, 47, 21-59.

Kreisa, R. D. & Bambach, R. K., 1982- The role of storm processes in generating shell beds on Paleozoic shelf environments. In: Cyclic and Event Stratification (Eds G. Einsele and A. Seilacher), 200–207 pp. Springer, Berlin.

Kullberg, J. C., Oloriz, F., Marques, B., Caetano, P. S. & Rocha, R. B., 2001- Flat-pebble conglomerates: a local maker for Early Jurassic seismicity related to syn-rift tectonics in the Sesimbra area (Lusitanian Basin, Portugal). Sed. Geol., 139: 49–70.

Kushan, B., 1978- Stratigraphy and trilobite fauna of the Mila Formation (Middle Cambrian–Tremadocian) of the Alborz Range, North Iran. Geological Survey of Iran, Report 49: 70 pp.

Kwon, Y. K., Chough, S. K., Choi, D. K. & Lee, D. J., 2002- Origin of limestone conglomerates in the Choson Super- group (Cambro-Ordovician), mid-east Korea. Sed. Geol., 146: 265–283.

Lee, Y. I. & Kim, J. C., 1992- Storm-influenced siliciclastic and carbonate ramp deposits, the Lower Ordovician Dumugol Formation, South Korea. Sedimentology, 39: 951–969.

Markello, J. R. & Read, J. F., 1981- Carbonate ramp-to-deeper shale shelf transitions of an Upper Cambrian intrashelf basin, Nolichucky Formation, Southwest Virginia Appala- chians. Sedimentology, 28: 573–597.

Molenaar, N. & Zijlstra, J. J. P., 1997- Differential early diagenetic low-Mg calcite cementation and rhythmic hardground development in Campanian–Maastichtian chalk. Sed. Geol., 109: 261–281.

Mount, J. F. & Kidder, D., 1993- Combined flow origin of edgewise intraclast conglomerates: Sellick Hill Formation (Lower Cambrian), South Australia. Sedimentology, 40, 315–329.

Myrow, P. M., Tice, L., Archuleta, B., Clark, B., Taylor, J. F. & Ripperdan, R. L., 2004- Flat-pebble conglomerate: its multiple origins and relationship to meter-scale depositional cycles. Sedimentology, 51: 973–996.

Peng, S., Geyer, G. & Hamdi, B., 1999- Trilobites from the Shahmirzad section, Alborz Mountains, Iran: Their taxonomy, biostratigraphy and bearing for international correlation. Beringeria 25: 3–66.

Ricken, W. & Eder, W., 1991- Diagenetic modification of calcareous beds – an overview. In: Cyclic and Event in Stratigraphy (Eds G. Einsele, W. Ricken and A. Seilacher), 430–449 pp. Springer, Berlin.

Sepkoski, J. J. Jr, Bambach, R.K. & Droser, M. L., 1991- Secular changes in Phanerozoic event bedding and the biological overprint. In: Cycles and Events in Stratigraphy (Eds G. Einsele, W. Richen and A. Seilacher), 298–312 pp. Springer, Berlin.

Stocklin, J., Ruttner, A. & Nabavi, M., 1964- New Data on the lower Paleozoic, North Iran. Geological Survey of Iran, Report1.

Wignall, P. B. & Twitchett, R. J., 1999- Unusual intraclastic limestones in Lower Triassic carbonates and their bearing on the aftermath of the end-Permian mass extinction. Sedimentology, 46: 303-316.

Origin of limestone conglomerates in the Unit 2 of Deh-Sufiyan Formatrion, Mila Group, Central Alborz, Northern Iran

A. Bayet-Goll [1*], R. Moussavi Harami [2] & A. Mahboubi [2]

[1] Ph.D., Department of Earth Science, Institue for Advenced Studies in Basic Science, Zanjan, Iran

[2] Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

Received: 2015 July 14 Accepted: 2015 December 08

Abstract

Carbonate deposits of members 1 to 2 of the Mila Group (Middle Cambrian) in Central Alborz that call the Deh-Sufiyan Formation in this research, were studied in Shahmirzad, Tueh-Darvar, Mila-Kuh and Deh-Molla sections. The Unit 2 of Deh-Sufiyan Formatrion in Central Alborz of Northern Iran consists mainly of shallow marine carbonates and contains a variety of limestone conglomerates. Limestone conglomerate is an important component of Unit 2 of Deh-Sufiyan Formatrion, but its origins remain enigmatic. These limestone conglomerates have a diverse set of characteristics that range from clast to matrix supported with scattered flat pebbles. These conglomerates are largely comprised of oligomictic, rounded lime–mudstone clasts of various sizes and shape (equant, oval, discoidal, tabular, and irregular). According to composition and characteristic sedimentary structures and fabric, limestone conglomerates in the Unit 2 of Deh-Sufiyan Formatrion consist of: (1) Intraformational limestone conglomerate beds were formed by depositional processes (2) Limestone pseudoconglomerate beds were produced by diagenetic processes. The common characteristics of the Unit 2 of Deh-Sufiyan Formatrion pseudoconglomerates, such as oligomictic lithology of lime–mudstone clasts, mosaic fabric, disorganized/edgewise fabric, variable and gradational fabric, transitions from adjacent or underlying facies and the complete lack of depositional structures, are typical of pseudoconglomerates formed by early diagenetic sediment deformation under shallow burial conditions. These characteristics are different from those of intraformational limestone conglomerate showing primary depositional features such as normal or inverse grading, internal stratification, (hummocky) cross-stratification and sharp erosional bases. Diagenetic conglomerates in ribbon rocks were resulted from soft-sediment deformation of ribbon rocks during early diagenesis. In contrast, the dimension and thickness, sizes of the clasts, clast-rich beds, size ingredient of matrix, tendency to amalgamate with amalgamation scours within depositional conglomerates suggest that high energy and strong erosion above storm wave base was responsible for the disintegration of the carbonate material.

Keywords: Deh-Sufiyan Formation, Conglomerates, Pseudoconglomerate, Depositional, Diagenetic, Origin.

For Persian Version see pages 79 to 90

*Corresponding author: A. Bayet-Goll; E-mail: aram1361@gmail.com

Created with nitroPDF professional
download the free trial online at nitropdf.com/professional