

چینه‌نگاری سکانسی بخش‌های ۱ تا ۳ سازند میلا در خاور البرز مرکزی

هادی امین‌رسولی^{۱*}، یعقوب لاسمی^۲ و شرمین ظاهری^۳

^۱استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران

^۲دانشیار، سازمان زمین‌شناسی ایلی‌نوی، دانشگاه ایلی‌نوی، ایالت ایلی‌نوی، امریکا

^۳دبیر، دبیرستان فرزندگان ۱، سنندج، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۱/۱۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۱۰/۲۸

چکیده

پیشروی دریای کامبرین میانی- اردوویسین آغازین به ساختن توالی پیشرونده سازند میلا (بخش‌های ۱ تا ۳) در کوه‌های البرز انجامیده است. این توالی با ناپیوستگی همشیب در میان واحد کوارتزیت بالایی سازند لالون و بخش ۴ سازند میلا جای دارد. بخش‌های ۱ تا ۳ از سنگ‌های کربناتی و آواری ساخته شده‌اند و دربردارنده رخساره‌های وابسته به پهنه کشندی تا دریای باز هستند. نهشته‌های یاد شده در حوضه گسترده رمپ در حاشیه واگرای شمال گندوانا ساخته شده‌اند. این نهشته‌ها دربردارنده ۶ سکانس رده سوم وابسته به ساک ۲، به سن کامبرین میانی- کامبرین پسین پایینی هستند. بودن سکانس‌های همسان در جاهای دیگر دنیا (عمان، چین و امریکای شمالی) بیانگر پدید آمدن آنها ناشی از تغییرات جهانی سطح نسبی دریاها است.

کلیدواژه‌ها: کامبرین، سازند میلا، رخساره‌ها، چینه‌نگاری سکانسی، ساک، البرز

*نویسنده مسئول: هادی امین‌رسولی

E-mail: H.aminrasouli@uok.ac.ir

۱- پیش‌گفتار

در سرآغاز کامبرین میانی پیشروی جهانی سطح دریاها به پیدایش سکوی رمپ کربناتی گسترده‌ای در حاشیه واگرای حوضه پروتوپالئوتیس (لاسمی، ۱۳۷۹)، شمال ابرقاره گندوانا (Seslavinsky & Maidanskaya, 2001) انجامیده است. سنگ‌های بخش ۱ تا ۳ سازند میلا، در البرز، در چنین سکویی ساخته شده‌اند. Stocklin et al. (1964) برش الگوی این سازند را در میلاکوه، در جنوب باختر شهرستان دامغان، اندازه‌گیری و نام‌گذاری کرده‌اند.

سازند میلا به سن کامبرین میانی تا اردوویسین پایینی (Kushan, 1978) بر پایه تغییرات سنگ‌شناختی به ۵ بخش (Stocklin et al., 1964) دولومیت‌های زیرین (بخش ۱)، سنگ‌های تخریبی و کربناتی (بخش ۲)، سنگ‌آهک‌های ستبر لایه فسیل‌دار (بخش ۳)، سنگ‌های کلسی‌آواری (بخش ۴) و سنگ‌های سیلیسی-آواری (بخش ۵) تقسیم شده است. لاسمی (۱۳۷۹) ۳ سکانس رسوبی در بخش‌های ۱ تا ۳ سازند میلا در ناحیه

شهمیرزاد تشخیص داده است. در این ناحیه گسل به حذف پاره‌ای از نهشته‌های بخش‌های یاد شده انجامیده است. امیرسرداری (۱۳۷۷) رخساره‌ها و محیط رسوبی بخش‌های ۳ تا ۵ سازند میلا در تویه- دروار را بررسی کرد. به باور وی بخش ۳ در سکوی رمپ کربناتی ساخته شده است. امین‌رسولی (۱۳۷۸) در نهشته‌های بخش‌های ۱ و ۲ سازند میلا در ناحیه تویه- دروار، چهار سکانس رسوبی و دسته رخساره‌ای TST وابسته به سکانس پنجم شناسایی کرده است. راستگار (۱۳۷۹) ۲ سکانس رسوبی در بخش ۱ در منطقه عجب‌شیر شناسایی کرده است.

هدف از این پژوهش شناسایی رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی بخش‌های ۱ تا ۳ است. این بررسی به شناسایی سکانس‌ها و تعیین سن مرز بخش‌های یاد شده انجامیده است. بدین منظور نهشته‌های یاد شده در خاور البرز مرکزی بررسی شده‌اند (شکل ۱- a تا c).

۲- چینه‌نگاری

بخش ۱ سازند میلا به ستبرای ۱۱۸ متر روی افق سرخ رنگ واحد کوارتزیت بالایی/ مرز ناپیوسته کامبرین پیشین- میانی (لاسمی و امین‌رسولی، ۱۳۸۱ الف) جای دارد (شکل ۱- d). این نهشته‌ها، به‌جز رخساره‌های سرآغاز که کربناتی- ماسه‌ای است، از کربناتی تمیز (خالص) ساخته شده‌اند و دربردارنده افق‌های ترومبولیتی، استروماتولیت، خرده‌های بیو کلسی تریلوبیت و کرینویید، انکوئید، آئید و نشانه‌های زیستی هستند. در

ناحیه تویه- دروار، در مرز بالایی بخش ۱ سازند میلا افق سرخ رنگ/ خاک قدیمی جای دارد (شکل ۱- c). مرز ناپیوسته یاد شده با نهشته‌های بخش ۲ ستبرای نزدیک به ۱۰۰ متر پوشیده شده است. سن بخش ۱ بر پایه جایگاه چینه‌ای کامبرین میانی است (Kushan, 1978). بخش ۲، در پایین دربردارنده کنگلو/پیل‌های وامانده به ستبرای ۰/۲ متر است. پس از آن لایه‌های نازک گل‌سنگ‌های دولومیتی آرزولیتی با میان لایه‌هایی از ماسه‌سنگ دانه‌ریز و استروماتولیت/ آمیخته آواری- کربناتی دربردارنده قالب‌های دروغین‌هالیت هستند. استروماتولیت‌ها در بخش ۲ متوسط تا ستبر لایه، دارای چرت‌های لامینه‌ای و گره‌کی، به شدت دولومیتی و دارای ریخت‌های گوناگون هستند. روی این نهشته‌ها سنگ‌های آهکی نازک تا ستبر لایه جای دارد. در این بخش، در متر ۵۸ متری، لایه‌های ماسه‌سنگی، رخساره‌های آمیخته آواری- کربناتی (شکل ۱- f) دربردارنده نهشته‌های توفانی و سپس به‌طور تدریجی رخساره‌های کربناتی ستبر تا متوسط لایه بدون آواری بخش ۳ وجود دارند (امین‌رسولی، ۱۳۷۸). سن این بخش سرانجام کامبرین میانی تا سرآغاز کامبرین پایانی است (Kushan, 1978).

بخش ۳، ۶۴ متر ستبر دارد. این بخش دربرگیرنده لایه‌های آهکی ستبر تا نازک و پس از آن لایه‌های دولومیتی متوسط تا توده‌ای و نهشته‌های توفانی فراوان است. مرز بالایی بخش ۳ با افقی از ماسه‌سنگ‌های گلو کونیت هوازده دارای لایه‌بندی مورب (ناپیوستگی فرسایشی) از بخش ۴ جدا می‌شود (شکل ۱- g). سن بخش ۳، بخش‌های پایینی و یا میانی کامبرین پایانی است (Kushan, 1978).

۳- روش بررسی

رخساره‌های بخش‌های ۱ تا ۳ بر پایه بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی شناسایی شده‌اند. نام‌گذاری سنگ‌های کربناتی به روش Dunham (1962) و Embry & Klovan (1971) و سنگ‌های آواری به روش Pettijohn et al. (1987) و Folk (1980) است. محیط رسوبی رخساره‌ها نیز بر پایه بررسی تغییرات جانبی و عمودی آنها، قانون والتر (Middleton (1973) و مقایسه با محیط‌های امروزی و دیرین (Tucker & Wright, 1990; Flugel, 2010) تعیین شده است. سکانس‌های بخش‌های ۱ تا ۳ با به کارگیری روش‌ها و اصول چینه‌نگاری سکانسی (لاسمی، ۱۳۷۹; Haq et al., 1988; Schlager, 2005; Catuneanu, 2009; Catuneanu et al., 2006) شناسایی شده‌اند.

۴- رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی

در برش‌های مورد بررسی بخش‌های ۱ تا ۳ دربردارنده نهشته‌های کربناتی، آواری و توفانی است. نهشته‌های کربناتی وابسته به کمربندهای رخساره‌ای پهنه کشندی (جزر و مدی) (A)، تالاب پشت سد (B)، سد (C) و دریای باز (D) به شرح زیر هستند:

۴-۱. کمربند رخساره‌ای پهنه کشندی (A)

A1: Interbedded sandstone and argillaceous dolomudstone with chaotic halite

این رخساره دربردارنده لامینه‌های نازک دولومیت میکربیتی / گل سنگ دولومیت با میان لایه‌هایی از ماسه سنگ دانه‌ریز است. گل سنگ‌ها دولومیتی آرژیلیتی سرخ و سبز رنگ هستند که در آن هالیت با فابریک پلکانی (Hopper) به‌طور نامنظم (Chaotic) در زمینه پراکنده هستند. ماسه سنگ‌ها بایمدال هستند و اندازه ماسه‌ها از خیلی ریز تا ریز تغییر می‌کنند. جنس دانه‌ها از کوارتز (۵۰ تا ۶۰ درصد)، دانه‌های تخریبی کربناتی (۲۰ تا ۳۰ درصد)، چرت (۳ درصد) و فلدسپار (۷ درصد) است. در این ماسه سنگ کانی پیریت به‌طور پراکنده و یا تجمعی دیده می‌شود. رخساره دولومیت در بخش‌های بالاتر با رخساره باندستون استروماتولیتی به‌صورت میان‌لایه‌ای است. تغییر از نهشته‌های شیل / دولومیت دربردارنده قالب‌های تبخیری به استروماتولیت‌ها ناگهانی است (شکل‌های ۲-a تا c).

جایگاه ساخته شدن رخساره A1 به دلیل پوشاندن لایه‌های استروماتولیتی و وجود قالب‌های دروغین نمک با فابریک پلکانی مانداب‌های سوپراتایدال تفسیر شده‌اند. فراوانی مواد آلی و سولفات‌های محلول در آب‌های هیپرسالین به‌طور طبیعی موجب پدید آمدن شرایط احیایی می‌شوند. در این شرایط، باکتری‌ها، سولفات‌ها را به هیدروژن سولفید و پیریت تبدیل می‌کنند. گواهان بیشتر ساخته شدن بلورهای هالیت در منطقه فریاتیک رنگ سبز گل سنگ‌هاست که ناشی از احیای اکسیدهای آهن فریک هستند (Hardie et al., 1978). منشأ دولومیت گل سنگ‌ها، تبخیر آب دریاست (Handford, 1981) که در زمان مدهای کامل و توفان به‌سوی خشکی بیشتر حرکت و شرایط مناسبی برای پر کردن فرورفتگی‌ها فراهم کرده است (Shinn, 1973; Purser et al., 1987). میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی به گمان قوی همانند Umm Said قطر در خلیج فارس (Shinn, 1973)، el Mellah Rascharib در خلیج سوئر (Purser et al., 1987) و واحد آمیخته کربناتی-آواری (Mixed unit) سازند Bonanza King (Adams & Grotzinger, 1996) در جنوب Great Basin (Montanez & Osleger, 1996) منشأ بادی دارند.

A2: Fenestral dolomudstone with evaporite casts

رخساره A2 از زمینه (ماتریکس) میکربیتی دربردارنده بلورهای ریز و بی‌شکل اولیه پرتودولومیت و دولومیت‌های درشت‌بلور پرکننده قالب‌های تبخیری ساخته شده است. از دیگر ویژگی‌های آشکار این رخساره ساخت تی‌پی، فابریک‌های فنسترال، قالب بلورهای عدسی کوچک ژپیس / انیدریت با فابریک‌های مش (Mesh) و توری لانه مرغی (Chicken wire)، برش‌های انحلالی و ترک‌های گلی است (شکل‌های ۲-f تا d). دوره‌های بیرون آمدن از آب، قالب‌های دروغین ژپیس / انیدریت، فنسترال و برش‌های انحلالی بیانگر رسوب‌گذاری در بخش سوپراتایدال پهنه کشندی است. کانی‌های تبخیری به‌طور معمول در پهنه‌های کشندی مناطق گرم و خشک، همسان پهنه سبنا خلیج فارس امروزی، دربردارنده فابریک مش در بخش آغازین سوپراتایدال و فابریک توری لانه‌مرغی در بخش میانی آن هستند (Schreiber et al., 1986).

A3: Dolomitized laminated stromatolite boundstone

استروماتولیت‌ها در بخش ۲ شکل‌های گوناگون لامینه‌ای مسطح و موجی، گرد، گنبدی و ستونی دارند، و به‌طور متناوب با رخساره A1 هستند. بلندی استروماتولیت‌های گنبدی و ستونی از چند سانتی‌متر تا ۵۰ سانتی‌متر و قطر آنها از چند

سانتی‌متر تا نزدیک ۸۰ سانتی‌متر تغییر می‌کند. لایه‌های دربردارنده استروماتولیت‌ها متوسط تا ستر لایه، به‌شدت دولومیتی و با گسترش زیاد هستند. شکل استروماتولیت‌ها از لامینه‌ای در پایین به ستونی در بالا تغییر می‌کند. ستون‌های استروماتولیتی ممکن است به‌گونه جدا از هم و یا چسبیده به هم باشند. این ستون‌ها در لایه‌های بالاتر بزرگ‌تر هستند و استروماتولیت‌های لامینه موجی تا مسطح به‌گونه پوشش آنها را در بر گرفته‌اند. استروماتولیت‌های لامینه موجی تا مسطح فابریک فنسترال، قالب کانی‌های تبخیری انیدریت / ژپیس و هالیت و ترک‌های انقباضی و گلی دارند. همچنین برخی از استروماتولیت‌های مورد بررسی بدون نشانه‌های بیرون آمدن از آب هستند (شکل‌های ۲-g تا h).

شکل‌های گوناگون استروماتولیت‌ها (شکل‌های ۲-g تا j) بیانگر ساخته شدن آنها از محیط‌های کم‌انرژی تا بخش‌های پرانرژی‌تر پهنه کشندی است (Glumac & Walker, 1997; Batten et al., 2004). استروماتولیت‌های ستونی و گنبدی (Shapiro, 1998) با گسترش جانبی زیاد (Youngs, 1977) و لایه‌ای مسطح و موجی (Kennard, 1994) در نهشته‌های کامبرین میانی و بالایی / پالئوزویک زیرین (Hoffman, 1976) فراوان هستند. فراوانی استروماتولیت‌ها (Martin et al., 1993) و نبود ترومبولیت‌ها در کنار آنها نشان‌دهنده شوری بسیار زیاد آب همانند Hamelin Pool و خلیج شارک است. استروماتولیت‌های ستونی، امروزه، در بخش ساب‌تایدال کانال‌های پرانرژی کشندی جزیره Lee Stocking، باهاماس، (Feldmann & McKenzie, 1998) و در خلیج شارک، باختر استرالیا، ساخته می‌شوند (Papineau et al., 2005).

استروماتولیت‌های مسطح تا موجی امروزه در سکوه‌های کربناتی آندروس در باهاما (Reid et al., 2000)، خلیج شارک (Logan, 1961) و خلیج فارس (Hardie, 1986) وجود دارند. وجود کانی‌های تبخیری در رخساره یادشده بیانگر شرایط گرم و خشک پهنه کشندی است. در این شرایط به دلیل خشک بودن منطقه سوپراتایدال، رشد و گسترش استروماتولیت‌های مسطح در این توالی به بخش‌های اینترتایدال بالایی محدود می‌شود (Hardie, 1986). وجود استروماتولیت‌های بدون فنسترال بیانگر ساخته شدن آنها در محیط‌های ساب‌تایدال است (Tucker & Wright, 1990). پدید آمدن استروماتولیت‌ها در منطقه ساب‌تایدال (Dill et al., 1986) و فراوانی آنها در سازند میلا به دلیل شوری زیاد محیط (Martin et al., 1993) و نبود گاستروپیداها (Papineau et al., 2005)، پس از افت سطح دریا (Lasemi et al., 2012) است. پیوستگی لایه‌ها و ثابت ماندن شکل استروماتولیت‌ها در گستره زیاد نشان می‌دهد که آنها در نواحی با توپوگرافی هموار (Hoffman et al., 1972) و آرام ساخته شده‌اند. فراوانی این رخساره‌ها در بخش ۲ وابسته به پدید آمدن آنها در شرایط گلخانه‌ای (Read, 1998)، زمین‌ساخت پایدار (لاسمی، ۱۳۷۹) و نزدیکی به ساحل دیرین است.

A4: Dolomitized peloid ooid grainstone with keystone vugs

رخساره A4 در میان رخساره‌های لاگون (در پایین) و پهنه کشندی (در بالا) جای دارد و دربردارنده پلویید (۳۰ تا ۷۵ درصد)، آئید (۵ تا ۶۰ درصد)، خرده‌های بیوکلستی تریلوبیت و اکتینودرم (۳ تا ۸ درصد) در زمینه سیمان اسپاری است. از ویژگی‌های دیگر رخساره فابریک کیستون و ساخت رسوبی به‌گونه لامینه‌های نازک مورب و مسطح هستند (شکل ۲-k).

وجود فابریک کیستون بیانگر جایگاه اینترتایدال پایینی است، جایی که توفان و جریان‌های کشندی رسوبات ساب‌تایدال را به این منطقه حمل کرده و دوباره به‌صورت لامینه‌های مسطح و مورب ته نشین کرده است. مقدار کم بیوکلست و آشفستگی زیستی بیانگر ساخته شدن آنها در شرایط محیطی محدود است (Elrick & Read, 1991). همچنین (Dunham (1970) و Shinn (1983) محیط ساخته

شدن رخساره‌های همسان را سواحل پر انرژی، جایی که هوا میان دانه‌ها به تله (Trap) می‌افتد و فابریک کیستون را می‌سازد، در نظر گرفته‌اند.

۴-۲. کمربند رخساره‌های تالاب پشت سد (B)

B1: Laminated lime mudstone bearing evaporate cast

رخساره B1 در میان نهشته‌های پهنه کشندی جای دارد و دربردارنده مقدار کمی دانه‌های سیلیسی-آواری و پلویید پراکنده در یک زمینه گل‌سنگ کربناتی، ساخت لامینه‌ای، قالب تبخیری و بدون نشانه‌های بیرون آمدن از آب است. برخی از نمونه‌های این رخساره دربردارنده ساخت سینه‌رسیس هستند (شکل‌های ۳-a و b). شرایط تشکیل رخساره B1 به دلیل ویژگی‌های یادشده محیط‌های تالاب محدود است (Wright, 1997). شرایط گرم و خشک منطبقه سبب تبخیر فوق اشباع آب این محیط‌ها و ساخته شدن کانی‌های تبخیری شده است. در این شرایط ارگانسیم‌ها نمی‌توانند زندگی کنند و در نتیجه ساخت لامینه‌ای به خوبی حفظ شده است (Shinn, 1986). نمونه‌های دربردارنده ساخت سینه‌رسیس از آمیخته شدن آب دریا و رودخانه (Collinson & Thompson, 1989) در تالاب‌های محدود به وجود می‌آیند.

B2: Bioturbated fossiliferous lime mudstone

این رخساره در پایه نهشته‌های پهنه کشندی جای دارد و دربردارنده پلویید، خرده‌های فیلی و بلورهای کویک پیریت پراکنده در یک زمینه گل‌سنگ کربناتی است. از دیگر ویژگی این رخساره وجود نشانه‌های آشفته‌گی زیستی به گونه لکه‌های تیره و روشن و نشانه‌های زیستی عمودی و افقی است (شکل ۳-C). ارتباط چینه‌ای، وجود خرده‌های فیلی، نشانه‌های زیستی عمودی و افقی پر شده با رسوبات (Crimes, 1977)، و نبود گواهان بیرون آمدن از آب بیانگر پدید آمدن رخساره B2 در محیط‌های تالاب است.

۴-۳. کمربند رخساره‌های سد (C)

C1: Ooid grainstone

رخساره گریستون آئیدی از آلوم‌های آئید، به‌طور چیره، و مقدار کمی بیوکست‌های تریلوبیت و اکتیودرم با ساخت لایه‌بندی مورب ساخته شده است. آئیدها دارای جورشدگی خوب، فابریک لامینه‌ای هم‌مرکز دارند و فضای میان آنها را سیمان ایزوپاکیوس و هم بعد پر کرده است. آئیدها فابریک به هم فشرده و حفظ‌شدگی خوب تا بد را نشان می‌دهند (شکل‌های ۳-d و e). ویژگی‌های یادشده نشان‌دهنده ساخت رخساره C1 در سدهای آئیدی با انرژی زیاد است (Lasemi, 1995). کم بودن بیوکست‌ها نیز به دلیل افزایش شوری بالا و دمای آب (Lees, 1975) است. سیمان ایزوپاکیوس در موقعیت فریاتیك دریایی ساخته می‌شود و مقدار کم سیمان ایزوپاکیوس در این رخساره بیانگر نرخ بالایی تولید رسوب است (Tucker, 1993). رخساره C1 همسان جزایر سدی پلیستوسن میامی، فلوریدا، (Halley et al., 1977) و بخش جنوبی خلیج فارس سدی (Gischler & Lomando, 2005) هستند.

C2: Oncoid grainstone

رخساره C2 دربردارنده انکوئید، به‌طور عمده، خرده‌های بیوکستی، آئید، پلویید و اینتراکست در زمینه سیمان هم‌بعد و ایزوپاکیوس است. بیوکست‌ها خرده‌های تریلوبیت و اکتیودرم هستند. هسته انکوئیدها از خرده‌های بیوکستی است که بسته به شکل آنها، شکل انکوئیدها نیز تغییر می‌کند. این رخساره در چرخه‌های رو به بالا ریزشونده جای داشته و در بخش ۱ فراوان است (شکل‌های ۳-f و g). انکوئیدها به‌طور معمول در شرایط انرژی محیطی متوسط تا زیاد و در مکان تشکیل آئیدهای سدی ساخته می‌شوند (Gonzalez, 1996). سیمان‌های فریاتیك دریایی به پدید آمدن سطح‌های سخت شده انجامیده است و از فرسایش آنها اینتراکست‌ها پدید آمده‌اند. فراوانی این رخساره در بخش ۱ سازند میلا به دلیل کاهش فراوانی موجودات تغذیه‌کننده از جلبک‌های سبز پس از انقراض

جهانی آنها در سرانجام کامبرین پیشین (Lasemi & Amin-Rasouli, 2007) است.

C3: Bioclast grainstone

سازندگان این رخساره خرده‌های اکتیودرم، تریلوبیت، براکیوپد و اینتراکست در زمینه کلسیت اسپاریتی هستند. در برخی از نمونه‌ها بیوکست‌ها به هم چسبیده‌اند و در شماری از آنها گل کربناتی به مقدار کم میان آلوم‌ها را پر کرده است (شکل ۳-h). رخساره C3 به گونه سد رو به دریای باز (James et al., 2000) در بالای پایه موج غیر توفانی (Vecsei & Sanders, 1999) پدید آمده‌اند. گل‌های زمینه ثانویه هستند که در محیط جزایر سدی پدید می‌آیند. سیمان کم در برخی از نمونه‌ها ناشی از نرخ بالای تولید کربناتی است (Tucker, 1993).

C4: Sponge boundstone

سازنده بیشتر این رخساره فسیل اسفنج Anthaspidellidae (Hamdi et al., 1995) است. این اسفنج‌ها شبکه محکمی با پیوند با اسفنج‌های مجاور ساخته‌اند. شبکه یادشده در حدود ۵۰ درصد کل سنگ را می‌سازد که در میان آنها و درون آنها با گل کربناتی و کمتر از اکتیودرم پر شده است. پیرامون این اسفنج‌ها با سیانوباکتری و ژیروانلا پوشیده شده است. اندازه پشته‌های ریف‌های اسفنجی Anthaspidellidae در حدود ۰/۵ تا ۲/۵ متر است و آنها در میان رخساره گریستون براکیوپدی (C3) جای دارند (شکل ۳-i).

ریف‌های اسفنجی Anthaspidellidae اولین ریف‌های متازون پس از نابودی ریف‌های آرکئوسیاتیدی هستند. فیلامنت‌های سیانوباکتری پیرامون این اسفنج‌ها همانندی فراوانی با میکرواستروماتولیت‌های توبی فیت پر-تریاس دارند. آنها در سکواهای کربناتی رمپ دارای گسترش هستند (Tucker & Wright, 1990). بودن ریف‌های اسفنجی با براکیوپدها می‌تواند نشان‌دهنده ساخته شدن آنها در کناره غیر پویا سکواهای کربناتی رمپ، همانند Precordillera، در عرض‌های جغرافیایی پایین (Waisfeld et al., 2003) باشد.

۴-۴. کمربند رخساره‌های دریای باز (D)

این کمربند دربردارنده نهشته‌های رمپ کم‌ژرفا، ژرف و حوضه است.

D1: Trilobite echinoderm bioclast wackestone-packstone

رخساره یاد شده از اکتیودرم (بیوکست چیره)، تریلوبیت و براکیوپد در زمینه گل کربناتی با آشفته‌گی زیستی ساخته شده است. بیوکست‌ها جورشدگی ضعیفی دارند و اندازه برخی از آنها از چند دهم میلی‌متر تا چند سانتی‌متر در تغییر است (شکل ۴-a). وجود گل کربناتی، آشفته‌گی زیستی، بودن فسیل‌های دریای باز نشان‌دهنده پدید آمدن این رخساره در دریای باز کم‌ژرفا است (Osleger & Read, 1991).

D2: Thrombolite boundstone

در ناحیه شه‌میرزاد پس از ۲ متر از آغاز بخش ۱، ۲ افق بیوستروم و بیوهرم ترومبولیتی دیده می‌شود. بیوستروم‌ها دربردارنده عدسی‌های چند سانتی‌متری ترومبولیتی در تناوب با رخساره آهک شیلی است. سطح بالای این افق هموار و سبزی آن ۳۰ سانتی‌متر است (شکل ۴-b). ترومبولیت‌ها در افق بیوهرمی به گونه عدسی‌های چسبیده و جدا از هم هستند. اندازه این ترومبولیت‌ها از چند سانتی‌متر تا متر تغییر می‌کند. نهشته‌های زیر و میان ترومبولیت‌ها آهک‌های شیلی تیره رنگ و مدستون تا وکستون بیوکلاستی تریلوبیت‌دار وابسته به کمربند دریای باز هستند. افق ترومبولیت بیوهرمی با رخساره گریستون آئیدی وابسته به کمربند سدی پوشیده شده است (شکل‌های ۴-b تا e).

ترومبولیت‌ها به‌طور معمول در آغاز پیشروی دریاها و پس از نابودی زیستی جهانی (Brett, 1995; Glumac & Walker, 1997) در محیط‌های با شوری نرمال پدیدار می‌شوند. ترومبولیت‌های بخش ۱ نیز در آغاز پیشروی دریای کامبرین میانی، پس از نابودی زیستی سرانجام تیونین (Lasemi & Amin-Rasouli, 2007) پدیدار شده‌اند. وجود ترومبولیت‌ها در محیط‌های رسوبی گوناگون گزارش شده است. تغییر

جانبی و بودن آنها در کنار رخساره‌های D3 و T7 نشان می‌دهد که آنها در کانال‌های محیط دریای باز ساخته شده‌اند. بیوهرم‌های میکروبیولیتی سازند البکا، سازند کنگان (لاسمی و همکاران، ۱۳۷۷) و منطقه Elat (Soudry & Weissbrod, 1995) نیز پس از مرز ناپیوسته و در آغاز پیشروی دریا پدید آمده‌اند.

این رخساره فابریک دانه شناور دارد و در مجموع فراوانی آلوکم‌های آن کمتر از ۱۰ درصد است. آلوکم‌ها از خرده‌های ریز تریلوبیت، براکیوپد، اکتینودرم، خارهای اسفنج، استراکد و پلت هستند. رخساره D3 تیره رنگ، دارای آشفستگی زیستی است و با رخساره بخش آغازین جلوی سد و سد پوشیده شده است (شکل ۴-۴).

D3: Lime mudstone to fossiliferous lime mudstone

جایگاه ساخته شدن رخساره D3 به دلیل آشفستگی زیستی فراوان، فسیل‌های دریای باز و فابریک دانه‌شناور محیط‌های کم‌انرژی زیر قاعده امواج توفانی، بخش پایانی رمپ/ریمپ ژرف، معرفی می‌شود (Erick & Read, 1991; Flugel, 2010).

۴-۵. رخساره‌های آواری و آمیخته آواری-کربناتی

در نهشته‌های مورد بررسی رخساره‌های آواری و آمیخته آواری-کربناتی زیر از بخش کم‌ژرفا به سوی بخش ژرف شناسایی شده‌اند:

T1: Lag deposits

این رخساره دربردارنده نهشته‌های رو به بالا ریز شونده از کنگلومرا تا گل سنگ گراول‌دار است. گراول‌ها همجنس و دولومیتی، جورشدگی بد، زاویه‌دار تا گرد شده، و در گل دولومیتی پراکنده هستند. رخساره T1 روی افق سرخ رنگ در مرز بخش‌های ۱ و ۲ جای دارد و با رخساره A1 پوشیده شده است (شکل ۴-۵).

سازندگان این رخساره نهشته‌های کربناتی کهن (Chow & James, 1992) در طول منطقه سوپراتایدال (Osleger & Montanez, 1996) نواحی بیرون از آب هستند که در اثر فرسایش مکانیکی و فیزیکوشیمیایی پدید آمده‌اند. پیشروی دریا و کاهش انرژی آن به ساخته شدن توالی رو به بالا ریزشونده و رسوبات وامانده انجامیده است.

T2: Thick bedded sandstone

رخساره T2 دربردارنده دانه‌های کوارتز (۳۰ تا ۴۵ درصد)، فلدسپار (۸ تا ۱۵ درصد)، چرت (۴ تا ۶ درصد) و دانه‌های کربناتی-آواری (۲۵ تا ۳۵ درصد) است. دانه‌ها زاویه‌دار، جورشده و میانگین اندازه آنها میان ۱۳۰ تا ۱۶۰ میکرون است. رخساره یادشده به گونه لایه‌های ستبر ماسه‌سنگی با قاعده فرسایشی، رو به بالا ریزشونده، دارای ساخت کنولوت بدینگ و در میان نهشته‌های وابسته به محیط پهنه کشندی است (شکل ۴-۶).

قاعده فرسایشی، توالی رو به بالا ریزشونده و پوشیده شدن با رخساره‌های پهنه کشندی بیانگر شرایط تشکیل این رخساره در کانال‌های پهنه کشندی است. ساخت کنولوت‌بدینگ در رخساره‌های ماسه‌سنگی محیط‌های مختلف ساخته می‌شود (Collinson & Thompson, 1989).

T3: Herring-bone sandstone

این رخساره دربردارنده دانه‌های کوارتز (۴۵ تا ۶۵ درصد)، فلدسپار (۶ تا ۱۸ درصد) و چرت (۷ تا ۲۰ درصد) است. دانه‌ها گرد و جورشده هستند و میانگین اندازه آنها میان ۱۲۰ تا ۱۴۰ میکرون است. رخساره یادشده به گونه لایه‌های متوسط تا نازک و دربردارنده ساخت‌های موجی، عدسی، ترک گلی، فلازر و هرینگ‌بون است (شکل ۴-۷).

رخساره T3 چرت آرنایت، و با توجه به ویژگی‌های یاد شده در محیط‌های کشندی (Reineck & Singh, 1986) سیلیسی-آواری ساخته شده است.

T4: Quartz wacke

رخساره T4 آمیخته‌ای از رسوبات تخریبی (گل و ماسه) و کربناتی است و در پایه نهشته‌های بخش ۱ جای دارد. دانه‌های ماسه از جنس کوارتز، گردشدگی خیلی خوب تا زاویه‌دار و جورشدگی بد دارند و پراکنده در زمینه گل کربناتی/آواری

است (شکل ۴-۸). با توجه به ویژگی‌های یاد شده رخساره T4 کوارتز وک (Folk, 1980) و نهشته‌های تالاب است. منشأ دانه‌های کوارتز از جابه‌جایی ماسه‌های واحد کوارتزیت بالایی در زمان پیشروی دریای سرآغاز کامبرین میانی است.

T5: Thinly interlaminated sandstone and mudstone

رخساره T5 دربردارنده زوج‌های ماسه‌سنگ و گل سنگ است. ماسه‌سنگ‌ها به گونه لامینه‌های موازی با قاعده فرسایشی هستند. دانه‌ها کوارتز (۳۰ تا ۴۰ درصد)، فلدسپار (۸ تا ۱۵ درصد)، چرت (۴ تا ۶ درصد)، کربناتی-آواری (۴۰ تا ۵۰ درصد)، خرده‌های فسیلی اکتینودرم و تریلوبیت (۴ تا ۶ درصد) و گلوگونیت (۳ درصد) هستند. دانه‌های آواری زاویه‌دار، جور شده و میانگین اندازه آنها میان ۱۰۰ تا ۱۲۵ میکرون است. واحدهای ماسه‌سنگ به‌طور ناگهانی با لامینه‌های گل سنگی پوشیده شده‌اند. گل سنگ‌ها ممکن است آواری و یا کربناتی باشند که نوع اخیر دولومیتی شده است. آنها دارای بیوکست‌های اکتینودرم و تریلوبیت (۲ تا ۵ درصد) و دانه‌های گلوگونیتی هستند. آشفستگی زیستی در آنها معمول است و از حفرات زیستی منفرد تا بسیار فراوان تغییر می‌کند (شکل ۴-۹).

تناوب لامینه‌های ماسه‌سنگ و گل سنگ این رخساره بیانگر نوسان‌های انرژی محیط است. بدین ترتیب که در دوره‌های پر انرژی و آشفته لامینه‌های ماسه‌سنگی و در دوره‌های کم انرژی لامینه‌های گلی ته‌نشین شده‌اند. تناوب شرایط پر انرژی و کم انرژی از ویژگی‌های بخش Proximal است (Elliot, 1989). بودن آشفستگی زیستی در این رخساره بیانگر محیط‌های شلفی با شرایط اکسیژن خوب است (Colquhoun, 1995). همچنین نمونه‌های بدون آشفستگی زیستی بیانگر تأمین رسوبات از جریان‌های سوسپانسیون با سرعت زیاد است.

T6: Fossiliferous siltstone

رخساره T6 نخودی تیره رنگ و دربردارنده لامینه‌های موازی و پشته‌ای و رپیل‌های موجی و گاه با رخساره شیل/مارن به گونه‌ای میان لایه‌ای است. سازندگان آن دانه‌های آواری (۸۵ تا ۹۰ درصد) و خرده‌های اسکلتی (۱۰ تا ۱۵ درصد) در زمینه‌ای غنی از سیمان کلسیتی است. دانه‌های آواری بیشتر از کوارتز زاویه‌دار در اندازه سیلت ریز و با جورشدگی خوب هستند. بیوکست‌ها تریلوبیت، اکتینودرم و براکیوپدهای فسفاتی هستند که موازی سطح لایه‌بندی جای گرفته‌اند. گلوگونیت، دانه‌های فسفاتی، پیریت و مگنتیت کانی‌های فرعی رخساره T6 را ساخته‌اند (شکل ۴-۱۰).

ویژگی‌های یادشده و بودن فسیل‌های تریلوبیت، اکتینودرم و براکیوپد بیانگر ساخته شدن این رخساره در حوضه اینتراشلف (Markello & Read, 1981) است. (Erick & Read 1991) رخساره همسان را در توالی دونین-می‌سی‌سی‌پی مونتانا-ویومینگ، رسوبات آواری منطقه رمپ بیرونی بیان داشته‌اند. وجود کانی‌های فسفاتی، گلوگونیت و فراوانی سیمان بیانگر ته نشینی در شرایط نرخ رسوب‌گذاری پایین ویژه سطوح سخت شده، است (Markello & Read, 1981).

T7: Shale/marl

رخساره شیل/مارن، لامینه‌های سبز-خاکستری تیره رنگ هستند. آنها پایه چرخه‌های رو به بالا درشت‌شونده هستند و با رخساره سیلتستون فسیل‌دار پوشیده شده‌اند. ستبرای نهشته‌های رخساره شیل/مارن به سوی بالا کاهش می‌یابد. به علت نرمی و سستی زیاد تهیه مقطع نازک از این رخساره غیر ممکن بوده و برپایه مشاهدات صحرائی شناسایی شده است (شکل ۴-۱۱).

رخساره T7 به‌عنوان ته نشست‌های زیر قاعده امواج توفانی در بخش پایانی منطقه دور از ساحل تفسیر می‌شوند (Kreisa, 1981). این رخساره همسان توالی شیلی حوضه‌های اینتراشلف/رمپ ژرف کامبرین میانی (Aitken, 1978)، مزوزویک و

دریا و سکون نسبی آن (Zinke et al., 2003) ترومبولیت‌ها رشد جانبی (Keep-up) داشته و پس از آن بيوهرم‌های چسبیده به هم و چندتایی ساخته شده‌اند. بافت سطح دریا افق بيوهرمی با رخساره گرینتون آئیدی وابسته به سد، رخساره‌های تالاب و پهنه کشندی پوشیده شده است. مرز بالایی این سکانس SB2 است (شکل‌های ۲-۲b تا ۵-۵j).

– **سکانس ۲:** مرز پایینی سکانس ۲، ترکیبی از SB2 و ts است. دسته رخساره‌ای TST آن از چرخه‌های پری‌تایدال ساخته شده است و از نهشته‌های سرآغاز دسته رخساره‌ای HST با رخساره گل‌سنگ کربناتی فسیل‌دار، وابسته به افق mfs جدا شده است. این رخساره با رخساره‌های بخش جلوی سد، سد انکویدیدی و تالاب ستر لایه پوشیده شده‌اند (شکل ۵-۵k). ستر برای زیاد این رخساره به دلیل برابری نرخ تجمع و فرونشست است که از ویژگی دسته رخساره‌ای HST است. در مرز دسته‌های رخساره‌ای HST و FSST افقی از اثر فسیلی پالئوفیکوس (Brett, 1995) وجود دارد (شکل‌های ۵-۵k و l). روی این افق چرخه‌های پری‌تایدال جای دارند. به گمان قوی، گسترش خوب رخساره‌های پهنه کشندی بیانگر ساخته شدن آنها ناشی از کنترل‌کننده‌های آلوسیکلک است. در مرز بالایی این چرخه افق سرخ رنگ، ناشی از دوره طولانی مدت خروج از آب، جای دارد (شکل ۱-۵c). هم‌ارز این افق در امریکا خاک (Koerschner & Read, 1989) و در جنوب فرانسه و شمال اسپانیا ناپوستگی فرسایشی (Wotte et al., 2007) گزارش شده است.

– **سکانس ۳:** این سکانس دربردارنده نهشته‌های دسته رخساره‌ای TST، LST، HST و FSST است و از سکانس پایینی با نهشته‌های وامانده و سبخای سیلیسی-آواری جدا می‌شود (شکل‌های ۲-۵a تا c و ۵-۵a، c، m و n). این مرز بر پایه داشتن گواهان بیرون آمدن از آب و گسترش زیاد نهشته‌های سبخا مرز سکانس نوع ۱ تفسیر شده است (Sarg, 1988). دسته رخساره‌ای LST این سکانس تناوب رخساره گل‌سنگ دولومیت آرژیلیتی و ماسه‌سنگ است. این نهشته‌ها در البرز، ایران مرکزی (Kushan, 1978)، ازبک کوه (Ruttner et al., 1968)، نواحی زیادی از زاگرس، Salt Range پاکستان (مطبیعی، ۱۳۷۲) و چین شمالی (Meng et al., 1997) وجود دارند. گسترش زیاد این نهشته‌ها بیانگر افت جهانی سطح دریاها و ناپوستگی SB₁ است. Wheeler et al. (2006) Howley et al. (2006) نهشته‌های همسان در پایه سازند Bonanza King و Wheeler را رخدادی مهم برای کورله کردن منطقه‌ای و جهانی بیان داشته‌اند.

دسته‌رخساره‌ای TST سکانس ۳ دربردارنده رخساره‌های استروماتولیت با شکل‌های گوناگون و ستر است. استروماتولیت‌ها در لایه‌های پایینی مسطح و موجی و در لایه‌های بالاتر ستونی، گنبدی، بزرگ‌تر و به هم پیوسته هستند. تغییر رو به بالای استروماتولیت‌ها ناشی از افزایش فضای انباشت/نرخ رسوب‌گذاری است که به‌طور معمول از ویژگی دسته‌رخساره‌ای TST است. استروماتولیت‌های ستونی در زمان سکون نسبی سطح دریا پدید آمده‌اند. رشد بیشتر استروماتولیت‌های ستونی از فضای انباشت، دسته رخساره‌ای HST، به رشد جانبی استروماتولیت‌ها و پدید آمدن ستون‌های به هم چسبیده و یا پوششی از استروماتولیت‌های قشری انجامیده است (شکل‌های ۲-۵h تا z و ۵-۵c، m و n). بافت سطح نسبی دریا رخساره‌های استروماتولیت‌های مسطح و موجی و رخساره A1 آنها را پوشانده‌اند.

– **سکانس ۴:** رخساره سرآغاز سکانس ۴ گرینتون آئیدی وابسته به سد است. ژرف‌شدگی بعدی پاراسکانس‌های TST به گونه پله‌ای بوده که با تغییر رنگ نهشته‌های پاراسکانس‌ها از روشن به تیره مشخص است. افق mfs سکانس یادشده رخساره گل‌سنگ کربناتی فسیل‌دار، تیره دربردارنده تریلوبیت Ptychoparid، وابسته به بخش ژرف رُمپ است (شکل ۵-۵o). روی این نهشته‌ها، رخساره‌های مادستون بیوکلتی تا گرینتون آئیدی سدی نهشته‌های وابسته به HST و پاراسکانس‌های تالاب و پری‌تایدال نهشته‌های وابسته به FSST ساخته شده‌اند (شکل ۵-۵i). مرز بالایی سکانس ناپوستگی فرسایشی و از نوع SB₁ است.

کامبرین بالایی هستند که در زمان بالا بودن سطح دریا و در شرایط بی‌هوازی ساخته شده‌اند (Markello & Read, 1981).

۴-۶. نهشته‌های توفانی

بخش‌های ۲ (لاسمی و امین‌رسولی، ۱۳۸۱ ب) و ۳ دربردارنده نهشته‌های توفانی آواری و غیرآواری وابسته به دریای باز تا پهنه کشندی هستند. آنها دربردارنده توالی‌های رو به بالای ریزشونده با قاعده فرسایشی، کنگلومرای اینتراکلتی، ساخت‌های شیار (Gutter) و لایه‌بندی مورب پشته‌ای هستند (شکل ۵-۵a). افزایش نهشته‌های توفانی از بخش ۱ به بخش‌های ۲ و ۳ به گمان قوی از تغییر عرض جغرافیایی، دوره‌های طولانی مدت تغییرات آب و هوا، باز شدن بیشتر حوضه (Markello & Read, 1981) و حرکت البرز به سوی کمربند توفان‌های گرمسیری نزدیک استوای دیرین است. نهشته‌های توفانی در کامبرین میانی و بالایی جهان گسترش فراوان دارند (Liang et al., 1993; Sim & Lee, 2006).

۵-۵. چینه‌نگاری سکانس

Sloss (1963) سنگ‌های سرانجام پرکامبرین-فانروزیک بخش میانی امریکا را به سکانس‌هایی به سن ده‌ها میلیون سال با مرزهای ناپوسته مهم بخش کرد. این سکانس‌های بزرگ (Supersequence) ارزش زمان‌چینه‌ای و گسترش جهانی دارند (لاسمی، ۱۳۷۹).

سکانس نخست Sloss ابرچرخه Sauk است که بر پایه چینه‌نگاری زیستی تریلوبیت‌ها به چرخه‌های ساک I، II و III با مرزهای ناپوسته جهانی، بخش شده است (Palmer, 1981). نهشته‌های بخش ۱ تا ۳ در چرخه ساک II جای دارند (لاسمی و امین‌رسولی، ۱۳۸۱ج). این نهشته‌ها دربردارنده ۶ چرخه رسوبی رده سوم (۳-۵/۰ my) (Vail et al., 1991) هستند که هر کدام از آنها از چندین پاراسکانس ساخته شده‌اند.

– **۱-۵. پاراسکانس‌ها:** پاراسکانس‌ها چرخه‌های رده چهارم و پنجم به‌سوی بالا کم‌ژرفاشونده در مقیاس متر هستند. مرز زیرین آنها سطوح طغیانی دریا (Flooding surface) و یا سطوح قابل تطابق هستند که در بالا به‌وسیله مرز پاراسکانس یا سکانس بالایی محدود می‌شوند (Von Wagoner et al., 1988). بخش‌های ۱ تا ۳ از پاراسکانس‌های پهنه کشندی، پری‌تایدال، تالاب، سد تا تالاب، سد، بخش رُمپ کم‌ژرفا، بخش رُمپ ژرف و حوضه دریای باز ساخته شده‌اند. نمونه‌های همسان را ناشی از چرخه‌های میلانکوویچ بیان داشته‌اند (Brett et al., 2009) (شکل‌های ۴-۱ و ۵-۵b تا i).

– **۲-۵. سکانس:** سکانس دربرگیرنده چینه‌های به هم وابسته از دیدگاه زایشی است که میان ناپوستگی‌ها و یا پوستگی‌های هم‌ارز آنها جای دارند (Posamentier et al., 1988). هر سکانس دربردارنده دسته‌های رخساره‌ای پایین‌ترین سطح دریا (LST) / حاشیه شلف (SMST)، پیشرونده (TST)، بالاترین سطح دریا (HST) و افت سطح دریا (FSST) است (Hunt & Tucker, 1995). ۶ سکانس شناسایی شده در این نهشته‌ها به شرح زیر است:

– **سکانس ۱:** این سکانس روی مرز ناپوسته کامبرین پیشین-میانی جای دارد (Lasemi & Amin-Rasouli, 2007). نهشته‌های دسته رخساره LST در بالای این مرز وجود ندارند، در نتیجه این سطح ترکیبی از مرز سکانس و سطح پیشروی است. دسته رخساره‌ای TST این سکانس دربردارنده رخساره تالاب، سد و تناوب شیل‌های ژرف دریای باز و بیوستروم ترومبولیتی است. بیوستروم‌ها مراحل شروع رشد (Start-up) و غرق‌شدگی را نشان می‌دهند. سطح بیشترین پیشروی در پایین رخساره آهک شیلی بخش ژرف دریای باز است که در زیر افق بيوهرمی جای دارد. بيوهرم‌ها در یک چرخه دسته چهارم پدید آمده‌اند. شروع رشد و رشد عمودی (Catch-up) آنها در هنگام پیشروی است. در مرحله رشد عمودی ستون‌های بيوهرمی با نواحی میان آنها (Kennedy & Woodroffe, 2002) پدید آمده‌اند. با کند شدن آهنگ بالا آمدن سطح

فسیل تریلوبیت Ptychoparioid، با سن سرانجام کامبرین میانی (Palmer, 1999)، مکتبه‌ای) است. مرز بالایی سکانس ۴ دربردارنده نهشته‌های سیلیسی-آواری و مرز کامبرین میانی-بالایی است. این مرز در امریکا و ساردینا (Ribecai et al., 2005); Srinivasan & Walker, 1993) نیز با ورود نهشته‌های ماسه‌سنگی (Saltzman et al., 2004) و در استرالیا، قزاقستان، لارونتیای، و چین شمالی و جنوبی با تغییر آشکار مقدار $\delta^{13}C$ (Saltzman et al., 2000) مشخص است. در قاعده سکانس ۵ واحد آمیخته آواری-کربناتی نهشته‌های توفانی به‌ویژه گنکلوامرای اینتراکستی و ساخت لایه‌بندی مورب پشته‌ای جای دارند. دسته‌های رخساره‌ای LST، TST، Sکانس ۵ وابسته به واحد بالایی بخش ۲، و دسته‌های رخساره‌ای HST و FSST آن وابسته به بخش ۳ هستند. این نشان‌دهنده تدریجی بودن مرز بخش‌های ۲ و ۳ است. نهشته‌های توفانی در کامبرین بالایی معمول است (Markello & Read, 1981).

سکانس ۱۶ بالاترین نهشته‌های بخش ۳ دربردارنده ریف‌های اسفنجی است. (Kushan (1978) و آقاناتی (۱۳۸۵) سن بخش ۳ را برپایه فسیل‌های تریلوبیت و بازوپایان کامبرین پسین آغازین تا میانی بیان داشته‌اند. سن ریف‌های اسفنجی/سکانس ۶ بالاترین نهشته‌های بخش ۳، سرانجام کامبرین میانی است (Hamdi et al., 1995). برپایه چینه‌نگاری سکانسی آنها وابسته به نهشته‌های کامبرین بالایی هستند. ریف‌های همسان در کامبرین بالایی جنوب نوادا، تکزاس و کلرادو (Dattilo et al., 2004) گزارش شده است.

مرز بالایی سکانس ۶ ناپیوستگی فرسایشی است و مرز سکانس‌های ساک II و III است. این مرز با لایه‌های ماسه‌سنگ کوارتز آرنایت دربردارنده گلوکونیت هوازده وابسته به بخش ۴، بخش بالایی کامبرین پسین (آقاناتی، ۱۳۸۵) پوشیده شده است. سکانس هم‌ارز در امریکا نیز کامل نیست و بودن ناپیوستگی فرسایشی در این مرز، هم ارزی نهشته‌ها را در بخش‌های مختلف امریکا دشوار ساخته است (Palmer, 1981). در امریکا نیز، در مرز ساک II و III ماسه‌سنگ گلوکونیتی گزارش شده است (Saltzman et al., 2004). در نهشته‌های کامبرین بالایی چین رخساره‌های دربردارنده گلوکونیت با چندین متر ستبرای وجود دارد. به احتمال فراوان فرسایش لایه‌های همسان در ایران به پدید آمدن ماسه‌سنگ‌های گلوکونیتی در مرز بخش‌های ۳ و ۴ شده است. بنابر این نهشته‌های مورد بررسی در سکانس ساک ۲ به سن کامبرین میانی تا سرآغاز کامبرین بالایی (Golonka, 2002) جای دارند.

در نهشته‌های مورد بررسی واحدهای آمیخته آواری-کربناتی در پایه سکانس‌های ۳ و ۵ وجود دارند. این واحدها گسترش فراوان دارند و می‌توانند در تعیین نهشته‌های هم‌ارز، ارزش جهانی داشته باشند. واحد آمیخته آواری-کربناتی در نهشته‌های کامبرین میانی را نشان‌دهنده رخداد زمین‌ساختی معرفی کرده‌اند (Howley et al., 2006). در نهشته‌های آمیخته آواری-کربناتی پایه سکانس ۳، عامل حمل و نقل دانه‌های ماسه باد است. در این رخساره‌ها نهشته‌های آواری و کربناتی آمیخته نشده‌اند. این ناپیوستگی ممکن است ناشی از کنترل آب و هوایی روی ورود دانه‌های آواری و محدود بودن حمل آنها به یک مرحله از ساخته‌شدن چرخه‌ها باشد. بدین ترتیب که در زمان‌هایی که رسوبات یاد شده وارد حوضه شده‌اند، ساخته شدن نهشته‌های کربناتی متوقف شده و با قطع ورودی آنها به محیط رسوبی دوباره نهشته‌های کربناتی شروع به ساخته شدن کرده‌اند. پدید آمدن فاز یخچالی (Runkel et al., 2010)، افزایش شرایط خشک و قدرت بادها همراه با مدل Glacio-eustasy ممکن است این ارتباط را شرح دهد (Soreghan, 1997). واحد آمیخته آواری-کربناتی پایه سکانس ۵ دربردارنده ساخت ترک‌های سینهرسیس است. این ترک‌ها ناشی از آمیخته شدن آب رودخانه با آب دریا و پدید آمدن آب‌های لب شور هستند. شماری از زمین‌شناسان تغییر سامانه بادی-ائوستازی به سامانه رودخانه‌ای را بیانگر تغییر شرایط آب‌وهوایی از نیمه خشک به شرایط آب‌وهوایی مناطق میان مدارات گرمسیری و گرم‌وخشک تفسیر کرده‌اند

– **سکانس ۵:** سکانس ۵ دسته‌های رخساره‌ای LST، TST وابسته به واحد بالایی بخش ۲ و HST و FSST، وابسته به بخش ۳ ساخته شده است. در دسته رخساره‌ای LST رخساره‌های ماسه‌سنگی ساخته شده‌اند. (Tirsgaard (1996 نفوذ سیلیسی آواری‌ها را به جایگاه‌های همسان، در طی دوره‌های طولانی مدت افت سطح نسبی آب دریا گزارش کرده و مرز توالی را از نوع SB1 در نظر گرفته است. به‌سوی بالا، با پیشروی دریا، افزون بر کاهش فراوانی دانه‌های آواری بر فراوانی نهشته‌های آهکی افزوده شده و واحد آمیخته آواری-کربناتی ساخته می‌شود. با ادامه پیشروی دریا توالی رو به بالای درشت شونده از شیل/مارن، سیلتستون فسیل‌دار و گل‌سنگ کربناتی دربردارنده نهشته‌های توفانی ساخته می‌شود. در پایه این توالی‌ها همراه با کاهش اندازه دانه‌ها و کاهش نرخ رسوب‌گذاری، دانه‌های گلوکونی، خرده‌های تریلوبیت و براکیوپدهای سفناتی در بالاترین سطح دریا در چندین افق پدید آمده‌اند. به همین دلیل بیشترین پیشروی دریا به گونه زون (Montanez & Osleger, 1993) در نظر گرفته شده است. این زون با تناوبی از رخساره‌های دریای باز ژرف، کم ژرف و سد وابسته به نهشته‌های دسته رخساره‌ای HST و رخساره‌های پری‌تایدال دربردارنده دانه‌های ماسه سیلیسی-آواری وابسته به نهشته‌های پایانی دسته رخساره‌ای FSST بخش ۳ پوشیده شده است.

– **سکانس ۶:** در سرآغاز سکانس ۶ (سنگ‌های بالایی بخش ۳) نهشته‌های تالاب و پهنه کشندی و با پیشروی بیشتر رخساره‌های وابسته به سد بیوکستی/ریف اسفنجی، دریای باز کم‌ژرفا و ژرفا وابسته به دسته رخساره‌ای TST ساخته شده‌اند. روی این نهشته‌ها، لایه‌ای از ماسه‌سنگ کوارتز آرنایت گلوکونیتی (شکل ۱-۱) دیده می‌شود که نشان‌دهنده ناپیوستگی فرسایشی (Lasemi, 1995 & 1997) در مرز بالایی ساک میانی است. فرسایش پس از افت سطح دریا به کاهش ستبرای سکانس ۶ انجامیده است. هم‌ارز این افق در امریکا (Palmer, 1981) و عمان (Millson et al., 1996) ناپیوستگی فرسایشی است.

۶- بحث

پیشروی دریای کامبرین میانی در شمال گندوانا نخست به ساخته شدن نهشته‌های بخش ۱ انجامیده است. این نهشته‌ها دربردارنده رخساره‌های وابسته به ۴ کمر بند پهنه کشندی تا بخش رمپ ژرف دریای باز است. نهشته‌های کمر بند پهنه کشندی دربردارنده قالب کانی‌های تبخیری فراوان است که نشان‌دهنده ساخته شدن آنها در شرایط گرم و خشک است. بالا آمدن بیشتر سطح دریا به ژرف‌تر شدن حوضه و ساخته شدن نهشته‌های اینتراشلف در بخش ۳ و واحد بالایی بخش ۲ انجامیده است. تغییر تدریجی رخساره‌ها از بخش کم‌ژرفا به بخش‌های ژرف، نبود گواهان ساخته شدن کانی‌های تبخیری و نهشته‌های توریدیتی گویای شیب کم حوضه اینتراشلف، همسان رمپ، (Markello & Read, 1981) و شرایط آب و هوایی گرم و مرطوب است. نهشته‌های بخش ۱ تا ۳ از چرخه‌های دارای گسترش جانبی زیاد ساخته شده‌اند. این بیانگر هموار بودن سطح بالایی رمپ و تغییرات کم نوسان‌های سطح دریا است که از ویژگی شرایط گلخانه‌ای است (Montanez & Osleger, 1996). این نهشته‌ها دربردارنده ۶ سکانس هستند. سکانس‌های ۱ و ۲ در بخش ۱، سکانس‌های ۳ و ۴ در واحد پایینی بخش ۲، سکانس ۵ در واحد بالایی بخش ۲ و پایین بخش ۳ و سکانس ۶ در بخش ۳ جای دارند (شکل ۶).

نهشته‌های سرآغاز سکانس نخست روی مرز ناپیوسته کامبرین پیشین-میانی / مرز ساک I و II جای دارند (Lasemi & Amin-Rasouli, 2007). در نهشته‌های بخش ۱ و واحد پایینی بخش ۲ سازند میلا، سکانس‌های ۱ تا ۴، ریف‌های استروماتولیتی و ترومبولیتی گسترش فراوان دارند. آنها بخش مهمی از ریف‌های کامبرین میانی را ساخته‌اند (Kennard & James, 1986; Zhuravlev, 1996). سکانس ۴ دربردارنده

نقل دانه‌های ماسه باد و در نهشته‌های آمیخته سیلیسی آواری-کربناتی پایه سکانس ۵ سیستم رودخانه‌ای است. افزایش گوناگونی فسیل‌ها و فراوانی نهشته‌های توفانی، تغییر نوع ریف‌ها و سامانه آب‌وهوایی ناشی از پیشروی سطح دریا و مناسب شدن شرایط زیست است. به گمان قوی این تغییرات ناشی از تغییر عرض جغرافیایی البرز، باز شدن/گسترش بیشتر حوضه و حرکت قاره گندوانا به سوی استوا است.

نهشته‌های بخش ۱ تا ۳ دربردارنده پاراسکانس‌های رو به بالا کم‌ژرفا شونده هستند. این پاراسکانس‌ها در سکوی رمپ هموار و در شرایط گلخانه‌ای ناشی از عامل‌های ائوستازی پدید آمده‌اند. الگوی انباشت پاراسکانس‌ها به پدید آمدن ۶ سکانس دسته سوم انجامیده است. این سکانس‌ها در ساک ۲ جای دارند. سکانس ساک ۲ دربردارنده ۸ سکانس رده سوم است. نبود ۲ سکانس دیگر در بخش‌های ۱ تا ۳ از فرسایش است که به پدید آمدن نهشته‌های آواری و ماسه‌سنگ‌های گلوکونیتی در مرز بخش‌های ۳ و ۴ انجامیده است.

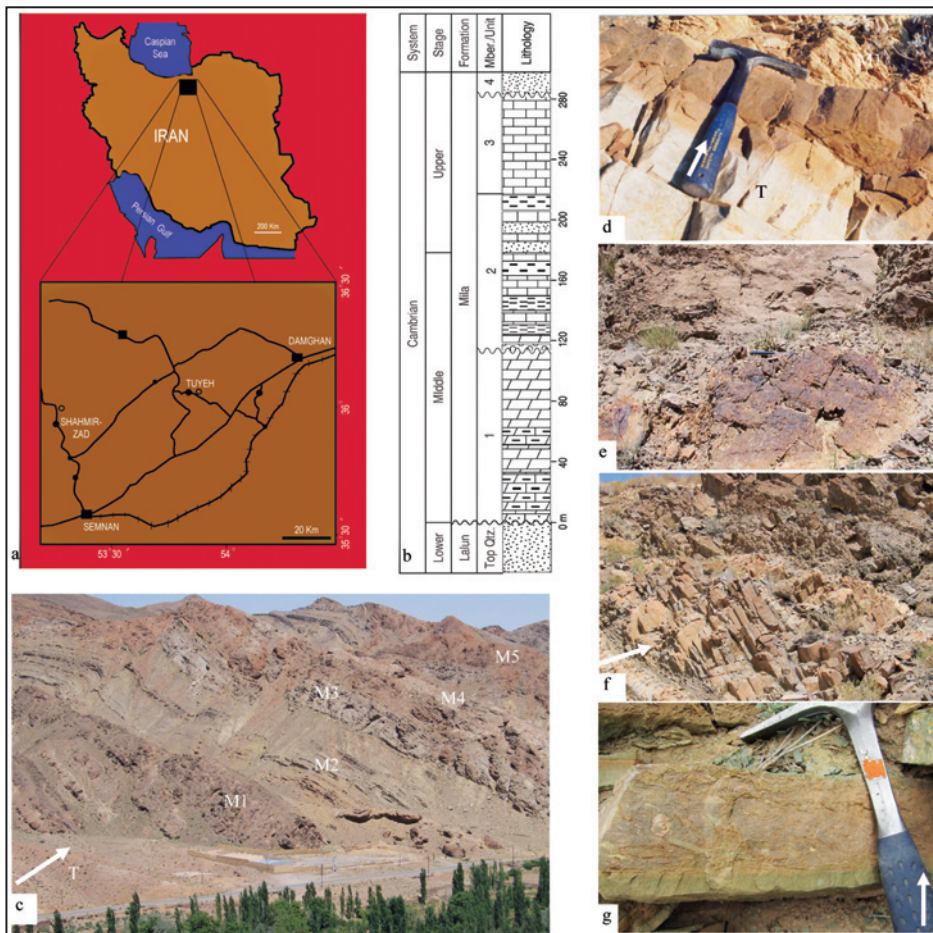
بررسی چینه‌نگاری سکانسی نشان می‌دهد که مرز واحد کوارتزیت بالایی با بخش ۱، و مرزهای بخش‌های ۱ با ۲ و ۳ با ۴ ناپیوسته، مرز بخش‌های ۲ با ۳ تدریجی و همچنین گل‌سنگ‌های دولومیتی آرژیلیتی با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگ دربردارنده قالب‌های دروغین‌هالیت وابسته به نهشته‌های بخش ۲ است. بنابراین دانش چینه‌نگاری سکانسی در شناسایی نوع مرز واحدهای سنگ‌شناختی اهمیت فراوانی دارند.

(Scotese & Golonka, 1992). این تغییر می‌تواند ناشی از گرم شدن زمین و ایجاد شرایط گلخانه‌ای (Montanez & Osleger, 1993) و یا حرکت حوضه رسوب‌گذاری به سوی استوا باشد. بالا آمدن سطح جهانی آب دریاها، گسترش اقیانوس (Golonka, 2002) // پروتوپالئوتیس و پدید آمدن نهشته‌های توفانی هوریکان پشتیبان این گفته است.

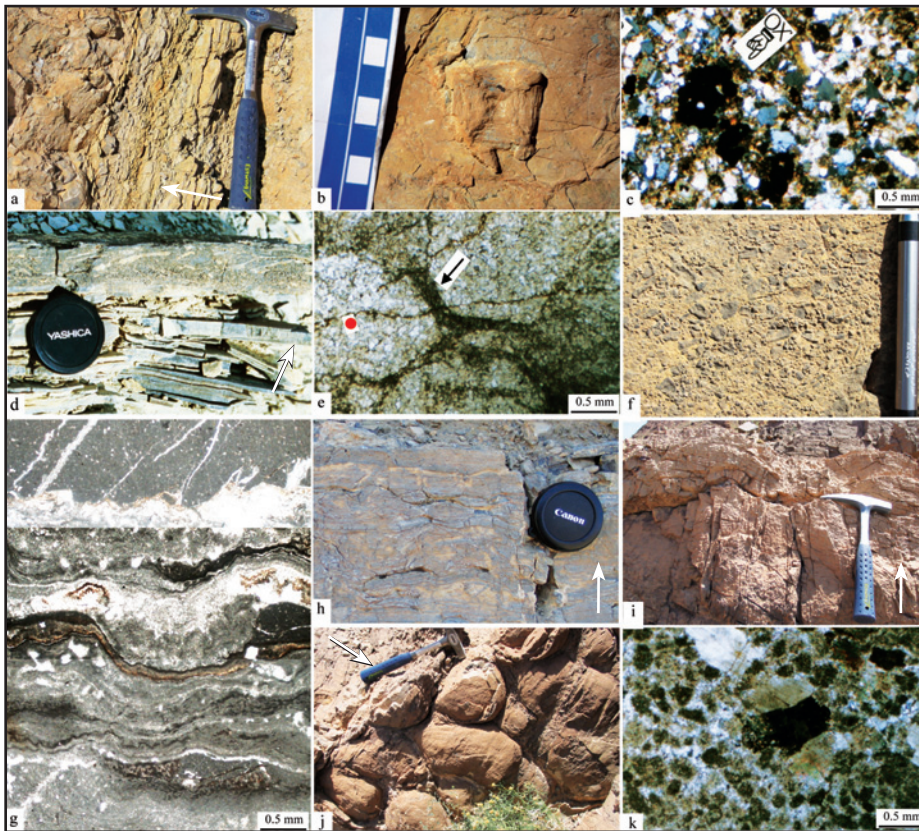
۷- نتیجه‌گیری

پیشروی دریای کامبرین میانی به ساختن بخش‌های ۱ تا ۳ سازند میلاد در سکوی رمپ انجامیده است. مرز پایینی بخش ۱ با ناپیوستگی جهانی روی واحد کوارتزیت بالایی جای دارد. مرز بالایی آن نیز افق سرخ رنگ است که با کنگلومرای پیشرونده پایه بخش ۲ پوشیده شده است. بخش ۲ دربردارنده دو واحد زیرین و بالایی است. مرز واحدهای یادشده مرز کامبرین میانی- بالایی است و به‌طور تدریجی به بخش ۳ تغییر می‌کند. مرز بالایی بخش ۳ ناپیوستگی فرسایشی است.

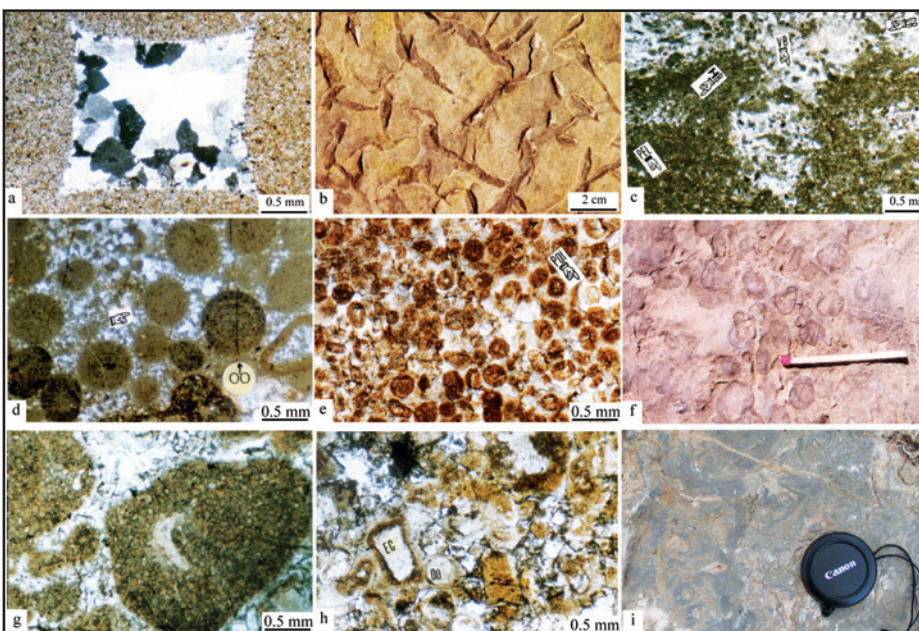
در توالی مورد بررسی از بخش ۱ تا ۳ فراوانی نهشته‌های توفانی افزایش یافته است. در نهشته‌های سرآغاز بخش ۱ ریف‌های ترومبولیتی و استروماتولیتی، در نهشته‌های واحد پایینی بخش ۲ ریف‌های استروماتولیتی و در بخش ۳ ریف‌های اسفنجی وجود دارند. در نهشته‌های آمیخته سیلیسی آواری-کربناتی پایه سکانس ۳، عامل حمل و



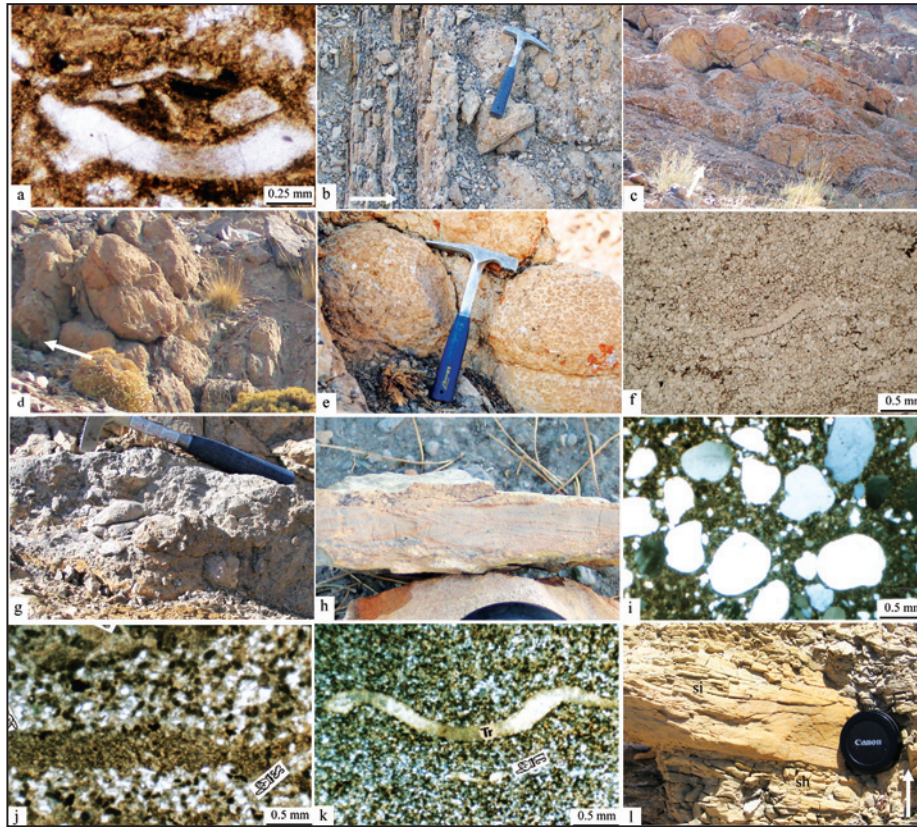
شکل ۱- نقشه راه‌های دسترسی به نواحی مورد بررسی (اطلس راه‌های ایران، ۱۳۸۵). (b) ستون سنگ‌چینه‌ای نهشته‌های مورد بررسی؛ (c) نمای دور از بخش‌های ۱ تا ۵ (M_1-M_5) و کوارتزیت بالایی (T)، منطقه تویه- دروار، دید به سوی شمال خاور؛ (d) مرز واحد کوارتزیت بالایی با بخش ۱. بیرون آمدن از آب به اکسایش و سرخ‌رنگ شدن بالاترین نهشته‌های کوارتزیت بالایی انجامیده است، منطقه شه‌میرزاد؛ (e) افق سرخ‌رنگ در مرز بخش‌های ۱ و ۲، منطقه تویه- دروار؛ (f) لایه‌های ماسه‌سنگ در بخش ۲، منطقه تویه- دروار، دید به سوی شمال؛ (g) لایه‌های ماسه‌سنگ گلوکونیتی در مرز بخش‌های ۳ و ۴، منطقه شه‌میرزاد. سوی فلش‌ها بالای لایه‌ها را نشان می‌دهند.



شکل ۲- رخساره‌های پهنه کشندی. (a) نمایی از نهشته‌های رخساره A1، منطقه تویه- دروار، دید به‌سوی جنوب باختر؛ (b) قالب دروغین هالیت پلکانی، منطقه شهیرزاد؛ (c) نهشته‌های ماسه‌سنگ در رخساره A1، منطقه تویه- دروار؛ (d) ساخت تپی در نهشته‌های پهنه کشندی، منطقه شهیرزاد؛ (e) قالب پر شده انیدریت/ژیپس (دایره توپر) در زمینه گل‌سنگ آهکی (پیکان)، فابریک توری لانه‌مرغی، منطقه تویه- دروار؛ (f) برش انحلالی در نهشته‌های پهنه کشندی، منطقه شهیرزاد؛ (g) رخساره میکروسکوپی باندستون استروماتولیتی فنسترال‌دار (در پایین) و گل کربناتی فنسترال‌دار (در بالا)، منطقه تویه- دروار؛ (h) نمایی از استروماتولیت‌های فنسترال‌دار، منطقه تویه- دروار؛ (i) استروماتولیت‌های لامینه‌ای تا موجی مسطح دربردارنده ترک گلی؛ (j و k) استروماتولیت‌های LLH و ستونی، دیدها به‌سوی شمال خاور، منطقه تویه- دروار. فلش‌های سفید بالای لایه‌ها را نشان می‌دهند.



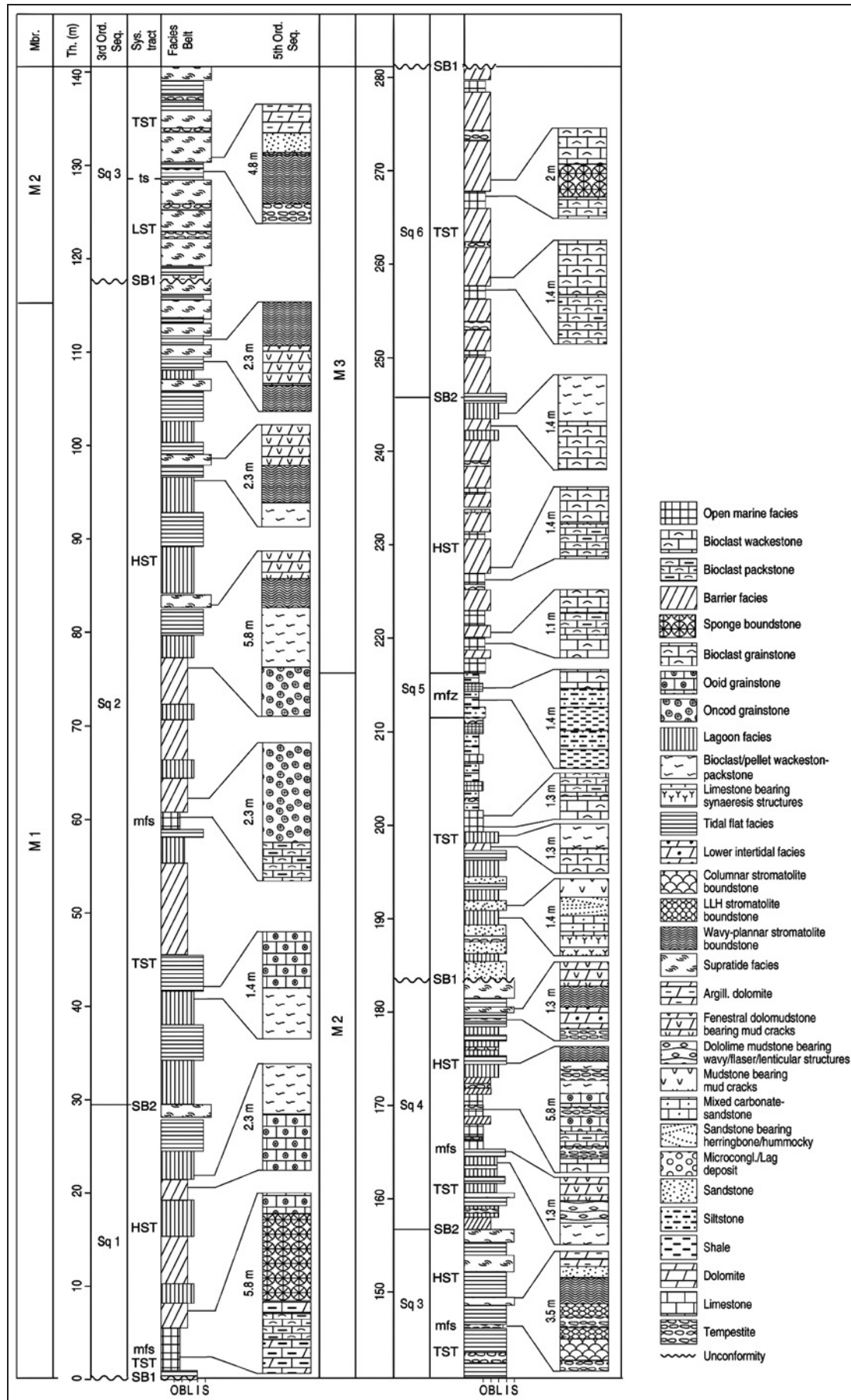
شکل ۳- (a) رخساره میکروسکوپی گل‌سنگ کربناتی دربردارنده قالب هالیت بدون شواهد بیرون آمدن از آب، منطقه تویه- دروار؛ (b) ساخت سینه رسیس، منطقه تویه- دروار؛ (c) گل‌سنگ کربناتی دربردارنده آشفستگی زیستی، منطقه تویه- دروار؛ (d و e) رخساره میکروسکوپی گریستون آئیدی سیلیسی و دولومیتی، منطقه تویه- دروار؛ (f) رخساره ماکروسکوپی گریستون انکوئیدی، منطقه تویه- دروار؛ (g) رخساره میکروسکوپی گریستون انکوئیدی. هسته انکوئیدها از تریلوبیت است، منطقه تویه- دروار؛ (h) رخساره میکروسکوپی گریستون بیوکلستی دولومیتی، منطقه تویه- دروار؛ (i) رخساره ریف اسفنجی، منطقه شهیرزاد.



شکل ۴- (a) تریلوبیت در رخساره و کستون - پکستون، منطقه شه میرزاد؛ (b) رخساره بیوستروم ترومبولیتی در تناوب با آهک شیلی، دید به سوی شمال، منطقه شه میرزاد؛ (c) و (e) رخساره بیوهرم ترومبولیتی، منطقه شه میرزاد، دید به سوی شمال باختر؛ (f) رخساره گل سنگ کربناتی فسیل دار. فسیل ها خردده های تریلوبیت هستند، منطقه شه میرزاد؛ (g) رخساره نهشته های وامانده، دید به سوی شمال باختر، منطقه تویه- دروار؛ (h) رخساره ماسه سنگ پهنه کشندی دربردارنده ساخت هرینگ بون، منطقه تویه- دروار؛ (i) رخساره کوارتزوک که در آن دانه های کوارتز گرد در زمینه گل جای دارند، منطقه تویه- دروار؛ (j) رخساره T5 دربردارنده زوج های ماسه سنگ و گل سنگ، منطقه تویه- دروار؛ (k) رخساره سیلستون تریلوبیت دار، منطقه تویه- دروار؛ (l) رخساره شیل (sh) و سیلستون فسیل دار (si)/چرخه های رسوبی بخش دور از سد، منطقه تویه- دروار. سوی فلش ها بالای لایه ها را نشان می دهند.



شکل ۵- (a) نهشته های توفانی دربردارنده کنگلومرای Flat pebble، منطقه تویه- دروار؛ (b) چرخه های رسوبی بخش بالایی میان کشندی تا سوپراتایدال، منطقه شه میرزاد؛ (c) چرخه های رسوبی پهنه کشندی، منطقه تویه- دروار؛ (d) چرخه های رسوبی پهنه کشندی و پری تایدال، منطقه تویه- دروار؛ (e) چرخه های رسوبی پری تایدال دربردارنده استروماتولیت، منطقه تویه- دروار؛ (f) چرخه های رسوبی تالاب، منطقه تویه- دروار؛ (g) چرخه های رسوبی سد تا تالاب، منطقه تویه- دروار؛ (h) چرخه های رسوبی سد، منطقه تویه- دروار؛ (i) توالی رسوبی از بخش دریای باز ژرف تا پهنه کشندی، منطقه تویه- دروار؛ (j) مرز بالایی سکانس ۱ که روی آن/استروماتولیت ها، خاک کهن دیده می شود، منطقه تویه- دروار؛ (k) چرخه های رسوبی انکوئیدی در سکانس دوم، منطقه تویه- دروار؛ (l) اثر زیستی در میان دسته رخساره های FSST و HST سکانس دوم، منطقه تویه- دروار؛ (m) و (n) چرخه های رسوبی پری تایدال دربردارنده استروماتولیت های چسبیده به هم، منطقه تویه- دروار؛ (o) تریلوبیت Ptychopariid در نهشته های سکانس چهارم، منطقه تویه- دروار. سوی فلش ها بالای لایه ها را نشان می دهند و از شکل های a تا m (به جز l) دید به سوی شمال خاور و در شکل n دید به سوی شمال باختر است.



شکل ۶- ستون رخساره‌ای و دسته‌های رخساره‌ای شناسایی شده در سکانس‌های بخش ۱ تا ۳.

کتابنگاری

- اطلس راه‌های ایران، ۱۳۸۵- انتشارات مؤسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، ۲۵۶ صفحه.
- آقائاتی، س.ع.، ۱۳۸۵- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ [۶۱۹] صفحه.
- امیرسرداری، د.د.، ۱۳۷۷- بررسی میکروفاسیس‌ها و محیط‌های رسوبی عضوهای ۳، ۴ و ۵ سازند میلا در البرز شرقی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت‌معلم، ۱۱۲ صفحه.
- امین‌رسولی، ه.، ۱۳۷۸- بررسی میکروفاسیس‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌شناسی توالی‌های واحدهای شیلی و کوارتزیت بالایی سازند لالون و عضوهای ۱ و ۲ سازند میلا در البرز شرقی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت‌معلم، ۱۷۸ صفحه.
- راستگار، ل.، ۱۳۷۹- بررسی میکروفاسیس‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند میلا در البرز غربی، آذربایجان شرقی (عجب شیر)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت‌معلم، ۹۳ صفحه.
- لاسمی، ی. و امین‌رسولی، ه.، ۱۳۸۱ الف- ناپوستگی فرسایشی در بالای کوارتزیت بالایی سازند لالون: گواهی بر این که کوارتزیت بالایی واحد کوارتزیت پایینی سازند میلا نیست، مجموعه مقالات بیست و یکمین گردهمایی علوم زمین، صفحه ۲۳۷.
- لاسمی، ی. و امین‌رسولی، ه.، ۱۳۸۱ ب- بررسی نهشته‌های توفانی واحد زیرین بخش ۲ سازند میلا در البرز شرقی، مجله علوم دانشگاه تهران، جلد ۲۸، شماره ۱، صفحه ۵۲-۳۳.
- لاسمی، ی. و امین‌رسولی، ه.، ۱۳۸۱ ج- چینه‌نگاری سکانسی سنگ‌های سرانجام پرکامبرین تا اردوویسین میانی (ابر چرخه ساک) در کوه‌های البرز، مجموعه مقالات بیست و یکمین گردهمایی علوم زمین، صفحه ۵۳۳.
- لاسمی، ی.، ۱۳۷۹- رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی نهشته سنگ‌های پرکامبرین بالایی و پالئوزویک ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شماره ۷۸، ۱۸۰ صفحه.
- لاسمی، ی.، لطف‌پور، م. و طهماسبی، ع.، ۱۳۷۷- بررسی رخساره‌های ترومبولیتی ایران از دیدگاه پالئواکولوژی و چینه‌شناسی توالی‌ها، خلاصه مقالات دومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، صفحه‌های ۴۰۷-۴۰۲.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲- زمین‌شناسی ایران: چینه‌شناسی زاگرس، طرح تدوین کتاب، سازمان زمین‌شناسی کشور، شماره ۱، ۵۳۶ صفحه.

References

- Adams, R. D. & Grotzinger, J. P., 1996- Lateral continuity of facies and parasequences in Middle Cambrian platform carbonates, Carrara Formation, southeastern California, U.S.A. *J. Sed. Res.*, 66: 1079-1090.
- Aitken, J. D., 1978- Revised models for depositional grand cycles, Cambrian of the southern Rocky Mountains. *Can. Bull. Petrol. Geol.*, 26: 515-542.
- Batten, K. L., Narbonne, G. M. & James, N. P., 2004- Paleoenvironments and growth of early Neoproterozoic calcimicrobial reefs: platformal Little Dal Group, northwestern Canada. *Precamb. Res.*, 133: 249-269.
- Brett, C. E., 1995- Sequence stratigraphy, biostratigraphy and taphonomy in shallow marine environments. *Palaios*, 10: 597-616.
- Brett, C. E., Allison, P. A., DeSantis, M. K., Liddell, W. D. & Kramer, A., 2009- Sequence stratigraphy, cyclic facies, and lagerstätten in the Middle Cambrian Wheeler and Marjum Formations, Great Basin, Utah. *Palaios*, 27: 9-33.
- 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 Sc. Rev.*, 92: 1-33. Catuneanu, O., 2006- Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, Amsterdam, 375 p.
- Chow, N. & James, N. P., 1992- Synsedimentary diagenesis of Cambrian peritidal carbonates: evidence from hardgrounds and surface paleokarst in the Port au Port Group, western Newfoundland. *Bull. Canad. Petrol. Geol.*, 40: 115-127.
- Collinson, J. D. & Thompson, D. B., 1989- Sedimentary Structures. 2nd ed., Allen & Unwin, London, 194 p.
- Colquhoun, G. P., 1995- Siliciclastic sedimentation on a storm- and tide- influenced shelf and shoreline: the Early Devonian Roxburgh Formation, NE Lachln Fold Belt, Southeastern Australia. *J. Sed. Geol.*, 97: 69-98.
- Crimes, T., 1977- Trace fossils of an Eocene deep-sea sand fan. In: Crimes, T. P. & Harper, J. C. (eds.), Trace Fossils 2. *Geol. J. Spec.*, 9: 71-90.
- Dattilo, B. F., Hlohowskyj, S., Ripperdan, R. L., Miller, J. F. & Shapiro, R., 2004- Stratigraphic setting of an Upper Cambrian metazoan reef between the Nopah Formation to Goodwin Formation transition in southern Nevada. *GSA, Abstracts with Programs*.
- Dill, R. F., Shinn, E. A., Jones, A. T., Kelly, K. & Steinen, R. P., 1986- Giant subtidal stromatolites forming in normal salinity water. *Nature*, 324: 55-58.
- Dunham, R. J., 1962- Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: W.E. Hamm (ed.), Classification of carbonate rocks. *AAPG, Mem.*, 1: 108-121.
- Dunham, R. J., 1970- Keystone vugs in carbonate beach deposits (Abs.). *AAPG Bull.*, 54: P.845.
- Elliot, T., 1989- Siliciclastic shoreline. In: H. G. Reading (ed.), Sedimentary environments and facies. 3rd ed., Blackwell Science, 155-183.
- Elrick, M. & Read, J., 1991- Cyclic ramp to basin carbonate deposits, Lower Mississippian, Wyoming and Montana: a combined field and computer modeling study. *J. Sediment. Pet.*, 61: 1194-1224.
- Embry, A. F. & Klovan, J. E., 1971- Absolute water depth limits of late Devonian ecological zones. *Geologische Rundschau*, 61: 672-680.

- Feldmann, M. & McKenzie, J. A., 1998- Stromatolite-thrombolite associations in a modern environment, Lee Stocking Island, Bahamas. *Palaios*, 13: 201-212.
- Flügel, E., 2010- *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlin, 984 p.
- Folk, R. L., 1980- *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill, Austin, Texas, 182p.
- Gischler, E. & Lomando, A. J., 2005- Offshore sedimentary facies of a modern carbonate ramp, Kuwait, northwestern Persian Gulf. *Facies*, 50: 443-462.
- Glumac, B. & Walker, K. R., 1997- Selective dolomitization of Cambrian microbial carbonate deposits. A key to mechanisms and environments of origin. *Palaios*, 12: 98-110.
- Golonka, J., 2002- Plate tectonic maps of the Phanerozoic. In: W. Kiessling, E. Flügel & J. Golonka (eds.), *Phanerozoic reef patterns*. *SEPM Spec. Publ.*, 72: 21-75.
- Gonzalez, R., 1996- Response of shallow-marine carbonate facies to third-order and high-frequency sea-level fluctuations: Hauptrogenstein Formation, northern Switzerland. *Sediment. Geol.*, 102: 111-130.
- Halley, R. B., Shinn, E. A., Hudson, J. H. & Lidz, B. H., 1977- Plesistocene barrier bar seaward of ooid shoal complex near Miami, Florida. *AAPG Bull.*, 61 (4): 519-526.
- Hamdi, B., Rozanov, A. Y. & Zhuravlev, A. Y., 1995- Latest Middle Cambrian metazoan reef from northern Iran. *Geol. Magaz.*, 132: 367-373.
- Handford, C. R., 1981- Coastal sabkha and salt pan deposition of the Lower Clear Fork Formation (Permian). In: O. J. Cant & F. J. Hein, 1987 (eds.), *Approaches to interpretation of sedimentary environment*. *SEPM*, 11: 99-110.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. & Vaill, P. R., 1988- Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change. In: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A., Van Wagoner, J. C. (eds.), *Sea Level Changes: An intergrated approach*. *SEPM, Spec. Publ.*, 42: 71-108.
- Hardie, L. A., 1986- Stratigraphic models for carbonate tidal flat deposition. *Q. J. Colo. Sch. Mines*, 81: 59-74.
- Hardie, L. A., Smoot, J. P. & Eugster, H. P., 1978- Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. In: A. Matter & M. E. Tucker (eds.), *Modern and Ancient Lake Sediments*. *Spec. Pub. Int. Ass. Sediment.* 2: 7-41.
- Hoffman, P., 1976- Stromatolite morphogenesis in Shark Bay, Western Australia. In: M. R. Walter (ed.), *Stromatolites*. Elsevier, Amsterdam, 261-271 pp.
- Hoffman, P., Logan, B. W. & Gebelein, C. D., 1972- Algal mats, cryptalgal fabrics, and structures, Hamelin Pool, Western Australia. *AAPG Meeting abstract*, P. 628.
- Howley, R. A., Rees, M. N. & Jiang, G., 2006- Significance of Middle Cambrian mixed carbonate-siliciclastic units for global correlation: southern Nevada, USA. *Palaeoworld*, 15: 360-366.
- Hunt, D. & Tucker, M. E., 1995- Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base level fall- reply. *Sediment. Geol.*, 95: 147-160.
- James, N. P., Feary, D. A., Surlyk, F., Simo, J. A., Betzler, C., Holbourn, A. E., Li, Q., Matsuda, H., Machiyama, H., Brooks, G., Andres, M. S., Hine, A. C. & Malone, M. J., 2000- Ocean Drilling Program 182 Sciebtific Party: Quaternary bryozoan mounds in cool-water, upper slope environments: Great Australian Bight. *Geol.*, 28: 647-650.
- Kennard, J. M. & James, N. P., 1986- Thrombolites and stromatolites: Two distinct types of microbial structures. *Palaios* 1, 492-503.
- Kennard, J. M., 1994- Thrombolites and stromatolites within shale carbonate cycles, Middle-Late Cambrian Shannon Formation, Amadeus Basin, central Australia. In: J. Bertrand-Sarfati & C. Monty (eds.), *Phanerozoic Stromatolites II*. Kluwer, Dordrecht, 443-471 pp.
- Kennedy, D. M. & Woodroffe, C. D., 2002- Fringing reef growth and morphology: a review. *Earth Sc. Rev.*, 57: 255-277.
- Koerschner, W. F. & Read, J. F., 1989- Field and modeling studies of Cambrian Carbonate Cycles, Virginia Appalachins. *J. Sediment. Petrol.*, 59: 654- 687.
- Kreisa, R. D., 1981- Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the Middle and Upper Ordovician of southwestern Virginia. *J. Sediment. Pet.*, 51: 823-848.
- Kushan, B., 1978- Stratigraphy and trilobite fauna of the Mila Formation (Middle Cambrian-Tremadocian) of the Alborz Rang, North Iran. *Geol. Sur. of Iran Rep.*, 46: 1-70.
- Lasemi, Y., 1995- Depositional systems and sequence stratigraphy of the Cambro-Ordovician Mila Formation in the Alborz Mountains, Northern Iran: 1st SEPM. Cong. On Sediment. Geol. (Abstr.), P. 82.
- Lasemi, Y., 1997- Depositional systems and sedimentary events of the Early- Late Ordovician syn-rift succession (Upper Sauk- Lower Tippecanoe Sequence) in northern and central Iran. *CSPG- SEPM joint convention, Calgary, Canada (Abstr.)*, P. 161.
- Lasemi, Y. & Amin-Rasouli, H., 2007- Archaeocyathan buildups within an entirely siliciclastic succession: New discovery in the Toyonian Lalun Formation of northern Iran, the Proto-Paleotethys passive margin of northern Gondwana. *Sediment. Geol.*, 201: 302-320.
- Lasemi, Y., Jahani, D., Amin-Rasouli, H. & Lasemi, Z., 2012- Ancient Carbonate Tidalites. In: R. A. Jr. Davis & R. W. Dalrymple (eds.), *Principles of Tidal Sedimentology*, 567-607.

- Lees, A., 1975- Possible influence of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation. *Mar. Geol.*, 19: 159-198.
- Liang, C., Friedman, G. M. & Zheng, Z., 1993- Carbonate storm deposits (Tempestites) of Middle to Upper Cambrian age in the Helan Mountains, North West China: *Carbonates & Evaporites*, 8(2):181-190.
- Logan, B. W., 1961- Cryptozoon and associate stromatolites from the Recent, Shark Bay, Western Australia. *J. Geol.* 69, 517-533.
- Markello, J. R. & Read, J. F., 1981- Carbonate ramp-to-deeper shale shelf transitions of an Upper Cambrian intrashelf basin, Nolichucky Formation, southwest Virginia Appalachians. *Sediment.*, 28: 573-597.
- Martin, J. M., Braga, J. C. & Riding, R., 1993- Siliciclastic stromatolites and thrombolites, late Miocene, S.E. Spain. *J. Sediment. Pet.*, 63: 131-139.
- Meng, X., Ge, M. & Tucker, M. E., 1997- Sequence stratigraphy, sea level changes and depositional systems in the Cambro-Ordovician of North China carbonate platform. *Sediment. Geol.*, 114: 189-222.
- Middleton, G. V., 1973- Johannes Walther's law of correlation of facies. *GSA Bull.*, 84: 979-988.
- Millson, J. A., Mercadier, C. G. L., Livera, S. E. & Peters, J. M., 1996- The Lower Palaeozoic of Oman and its context in the evolution of a continental margin. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 153: 213-230.
- Montanez, I. P. & Osleger, D. A., 1993- Parasequences stacking patterns, third-order accommodation events, and sequence stratigraphy of Middle to Upper Cambrian platform carbonates, Bonanza King Formation, southern Great Basin. In: Loucks, B. & Sarg, J. F. (eds.), *Recent Advances and Applications of Carbonate Sequence Stratigraphy*. AAPG Mem., 57: 305-326.
- Montanez, I. P. & Osleger, D. A., 1996- Contrasting sequence boundary zones developed with in cyclic carbonates of the Bonanza King Formation, Middle to Late Cambrian Southern Great Basin. In: Witzkle, B. J., Ludvigson, G. A. & Day, J. (eds.), *Paleozoic sequence stratigraphy: View from the North American Craton*. Boulder, Colorado, Geol. Soc. Am., Spec. Paper, 306p.
- Osleger, D. A. & Montanez, I. P., 1996- Cross-platform architecture of a sequence boundary in mixed siliciclastic-carbonate lithofacies, Middle Cambrian, southern Great Basin, USA. *Sediment.*, 43: 197-217.
- Osleger, D. A. & Read, J. F., 1991- Relation of eustasy stacking patterns of meter-scale carbonate cycles, late Cambrian, USA. *J. Sediment. Pet.*, 61: 1225-1253.
- Palmer, A. R., 1981- Subdivision of the Sauk sequence. In: Taylor, M. E. (ed.), 2nd international symposium on the Cambrian System. *US Geol. Sur. Open File Rep.*, 81 (743): 160-162.
- Papineau, D., Walker, J. J., Mojzsis, S. J. & Pace, N. R., 2005- Composition and Structure of Microbial Communities from Stromatolites of Hamelin Pool in Shark Bay, Western Australia. *Applied and Environm. Microbio.*, 71: 4822-4832.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. & Siever, R., 1987- *Sand and Sandstone*. Springer Verlag, New York, 553p.
- Posamentier, H. W., Jervey, M. T. & Vail, P. R., 1988- Eustatic controls on clastic deposition I- conceptual framework. In: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A. & Van Wagoner, J. C. (eds.), *Sea Level Changes-An Integrated Approach*. SEPM Special Publication, 42: 110-124.
- Purser, B. H., Soliman, M. & M' Rahet, A., 1987- Carbonate, evaporate, siliciclastic transitions in Quaternary rift sediments of the North Western Red Sea. *Sediment. Geol.*, 53: 247-263.
- Read, J. F., 1998- Phanerozoic carbonate ramps from greenhouse, transitional and ice-house worlds: clues from field and modeling studies. In Wright, V. P. & Burchette, T. P. (eds.), *Carbonate Ramps*. Geol. Soc. (London) Spec. Publ., 149: 107-135.
- Reid, R. P., Visscher, P. T., Decho, A. W., Stolz, J. F., Bebout, B. M. & Dupraz, C., 2000- The role of microbes in accretion, lamination and early lithification of modern marine stromatolites. *Nature*, 406: 989-992.
- Reineck, H. E. & Singh, I. B., 1986- *Depositional Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, Berlin, 549 P.
- Ribecai, C., Bagnoli, G., Mazzarini, F. & Musumeci, G., 2005- Paleontological evidence for Late Cambrian in the Arburese area, SW Sardinia. In: Steemans, P. & Javaux, E., (eds.), *Precambrian to Palaeozoic Palaeopalynology and Palaeobotany*. Carnets de Géologie / Notebooks on Geology Memoir, Abstract.
- Runkel, A. C., Mackey, T. J., Cowan, C. A. & Fox, D. L., 2010- Tropical shoreline ice in the late Cambrian: Implications for Earth's climate between the Cambrian Explosion and the Great Ordovician Biodiversification Event. *GSA Today*, 20: 4-10.
- Ruttner, A., Nabavi, M. & Hajian, J., 1968- Geology of the Shirgesth area (Tabas area, East Iran). *Geol. Surv. Iran, Rep.*, 4: 1-133.
- Saltzman, M. R., Ripperdan, R. L., Brasier, M. D., Lohmann, K. C., Robison, R. C., Chang, W. T., Peng, S., Ergaliev, E. K. & Runnegar, B. R., 2000- A global carbon isotope excursion (SPICE) during the Late Cambrian: relation to trilobite extinction, organic-matter burial, and sea level. *Palaios*, 160: 211-223.
- Saltzman, M. R., Cowan, C. A., Runkel, A. C., Runnegar, B., Stewart, M. C. & Palmer, A. R., 2004- The Late Cambrian SPICE ($\delta^{13}C$) event and the Sauk II-Sauk III regression: new evidence from Laurentian basins in Utah, Iowa, and Newfoundland. *J. Sediment. Res.*, 74: 366-377.
- Sarg, J. F., 1988- Carbonate sequence stratigraphy. In: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A. & Van Wagoner, J. C. (eds.), *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM Spec. Publ., 42: 155-181.

- Schlager, W., 2005- Carbonate Sedimentology and Sequence Stratigraphy. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology* 8, 200 p.
- Schreiber, B. C., Tucker, M. E. & Till, R., 1986- Arid shoreline and evaporates. In: Reading, H. G. (ed.), *Sedimentary environments and facies*. 2nd ed., Oxford, U. K., Blackwell Science, 189-229.
- Scotese, C. R. & Golonka, J., 1992- PALEOMAP Paleogeographic Atlas. PALEOMAP Progress Report 20. Department of Geology, University of Texas, Arlington.
- Seslavinsky, K. B. & Maidanskaya, I. D., 2001- Global Facies Distributions from Late Vendian to Mid-Ordovician. In: A.Yu. Zhuravlev, R. Riding (eds.), *The echology of the Cambrian radiation*. New York, Columbia University Press.
- Shapiro, R. S., 1998- Upper Cambrian-lowermost Ordovician stratigraphy and microbialites of the Great Basin, U.S.A. [Ph.D. dissertation] University of California, Santa Barbara, 426 p.
- Shinn, E. A., 1973- Sedimentary accretion along the leeward, SE coast of Qatar peninsula, Persian Gulf. In: B. H. Purser, (ed.), *The Persian Gulf*: New York, Springer-Verlag, 199–210 pp.
- Shinn, E. A., 1983- Birdseyes, fenestrae, shrinkage pores, and loferites; a reevaluation. *J. Sediment. Pet.*, 53(2): 619-628.
- Shinn, E. A., 1986- Modern carbonate tidal flats: Their diagnostic features. In: L. A. Hardie, & E. A. Shinn, (eds.), *Carbonate Depositional Environments, Modern and Ancient. Part 3: Tidal Flats*. Colo. Sch. of Mines Quart., 81: 7–35.
- Sim, M. S. & Lee, Y. II., 2006- Sequence stratigraphy of the Middle Cambrian Daegi Formation (Korea), and its bearing on the regional stratigraphic correlation. *Sediment. Geol.*, 191 (3-4): 151-169.
- Sloss, L. L., 1963- Sequences in the cratonic interior of North America. *GSA Bull.*, 74: 93-114.
- Soreghan, G. S., 1997- Walther's Law, climate change, and upper Paleozoic cyclostratigraphy in the Ancestral Rocky Mountains. *J. Sediment. Res.*, 67: 1001–1004.
- Soudry, D. & Weissbrod, T., 1995- Morphogenesis and facies relationships of thrombolites and siliciclastic stromatolites in Cambrian tidal sequence (Elat Area). *Palaaios*, 114: 339- 355.
- Srinivasan, K. & Walker, K. R., 1993- Sequence stratigraphy of an intrashelf basin carbonate ramp to rimmed platform transition: Maryville Limestone (Middle Cambrian), southern Appalachians. *GSA Bull.*, 105: 883-896.
- Stocklin, J., Ruttner, A. & Nabavi, M. H., 1964- New data on the lower Paleozoic and Precambrian of North Iran. *Geol. Soc. Iran, Rep. no. 1*, 29p.
- Tirsgaard, H., 1996- Cyclic sedimentation of carbonate and siliciclastic deposits on a late Precambrian ramp: The Elisabeth Bjerg Formation (Eleonore Bay Supergroup), East Greenland. *J. Sediment. Res.*, B66 (4): 698–712.
- Tucker, M. E. & Wright, V. P., 1990- Carbonate Sedimentology. Blackwell, Oxford, 482 p.
- Tucker, M. E., 1993- Carbonate diagenesis and sequence stratigraphy. In: V.P. Wright (ed.), *Sedimentology Review V. 1*. Blackwell, Oxford, 51-72.
- Vail, P. R., Audemard, F., Bowman, S. A., Eisner, P. N. & Perez-Cruz, C., 1991- larger cycles and sequences, the stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology-an overview (part II). In: Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Berlin, Springer-Verlag, 617–659.
- Van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M., Vail, P. R., Sarg, J. F., Loutit, T. S. & Hardenbol, J., 1988- An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross, J. C. Van Wagoner (eds.), *Sea-level changes, an integrated approach*. *SEPM Spec. Pub.*, 42: 39-45.
- Vecsei, A. & Sanders, D., 1999- Facies analysis and sequence stratigraphy of a Miocene warm-temperate carbonate ramp, Montagna della Maiella, Italy. *Sediment. Geol.*, 123: 103-127.
- Waisfeld, B. G., Sanchez, T. M., Benedetto, J. L. & Carrera, M. G., 2003- Early Ordovician (Arenig) assemblages from western Argentina. Biodiversification trends in different geodynamic and palaeogeographic settings. *Palaaios*, 196: 343-373.
- Wotte, T., Álvaro, J. J., Shields, G. A., Brow, B., Brasier, M. D. & Veizer, J., 2007- C-, O- and Sr-isotope stratigraphy across the Lower–Middle Cambrian transition of the Cantabrian Zone (Spain) and the Montagne Noire (France), West Gondwana. *Palaaios*, 256: 47–70.
- Wright, D. T., 1997- An organogenic origin for widespread dolomite in the Cambrian Eilean Dubh Formation, northwestern Scotland. *J. Sediment. Res.*, 67: 54-64.
- Youngs, B. C., 1977- The sedimentology of the Cambrian Wirrealpa and Aroona Creek Limestones. *Geol. Sur. of South Australia, Departments of Mines, Bull.*, 47, 73p.
- Zhuravlev, A. Y., 1996- Reef ecosystem recovery after the Early Cambrian extinction. In: M. B. Hart (ed.), *biotic recovery from mass extinction events*. *Geol. Soc. (London) Spec. Publ.*, 102: 79-96.
- Zinke, J., Reijmer, J. J. G. & Thomassin, B. A., 2003- Systems tracts sedimentology in the lagoon of mayotte associated with the Holocene transgression. *Sediment. Geol.*, 160: 57-79.

Sequence Stratigraphy of Members 1, 2, and 3 of the Mila Formation in Eastern Central Alborz

H. Amin-Rasouli ^{1*}, Y. Lasemi ² & S. Zaheri ³

¹Assistant Professor, Department of Geology, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran

²Associate Professor, Illinois State Geological Survey, University of Illinois, Illinois State, USA

³Teacher, Farzanegan1 High School, Sanandaj, Iran

Received: 2011 April 04

Accepted: 2012 January 18

Abstract

The middle Cambrian-early Ordovician transgression in the Alborz Mountains resulted in the deposition of members 1 through 3 of the Mila Formation showing an overall transgressive trend. This succession is bounded unconformably by the Top-Quartzite of the Lalun Formation at the below and member 4 of the Mila Formation at the top. It consists of tidal flat to open marine facies, which have been deposited in an extensive ramp on the Proto-Paleotethys passive margin of northern Gondwana. It is composed of six depositional sequences aged middle to early- late Cambrian, related to Sauke 2 supersequence. These sequences are correlated with those recognized in other parts of the world including Oman, China, and North America suggesting that they were formed as the consequence of global relative sea level fluctuation.

Keywords: Cambrian, Mila Formation, Facies, Sequence stratigraphy, Sauk, Alborz.

For Persian Version see pages 25 to 38

*Corresponding author: H. Amin-Rasouli: E-mail: h.aminrasouli@uok.ac.ir