

چینه نگاری سکانسی واحدهای شیلی و کوارتزیت بالایی سازند لالون در ناحیه تویه- دروار (جنوب باختری دامغان)

نوشته: دکتر یعقوب لاسمی* و هادی امین رسولی*

Sequence stratigraphy of the shaly and Top quartzite units of the Lalun Formation in Tuye-Darvar area (southwest of Damghan)

By: Dr. Y. Lasemi* and H. Amin-Rasouli*

چکیده

واحدهای شیلی و کوارتزیت بالایی سازند لالون (بخش بالایی کامبرین زیرین) در ناحیه تویه-دروار (۴۸ کیلومتری جنوب باختری دامغان) برای تشخیص رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی آنها بررسی شده‌اند. این واحدها با ناپیوستگی هم شیب روی واحد زیرین سازند لالون جای دارند و با افقی از خاک ک قدیمی از بخش ۱ سازند میلا جدا می‌گردند.

واحدهای شیلی و کوارتزیت بالایی در بردارنده گروه‌های رخساره‌های کربناته، تخریبی (بطور عمده دریایی) و طوفانی‌اند. نهشته‌های واحدهای شیلی و کوارتزیت بالایی پس از نخستین نابودی زیستی جهانی سرانجام‌های کامبرین پیشین و پیشروی آب دریا، در یک پلانفرم نوع رمب / خلیج دهانه‌ای زیر نفوذ طوفان، وابسته به حاشیه و اگرایی شمال باختری گندوانا، پدید آمده‌اند. دو سکانس رسوبی با ناپیوستگی‌های تیپ ۱ و ۲ در واحدهای شیلی و کوارتزیت بالایی تشخیص داده شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: سازند لالون، چینه‌نگاری سکانسی، واحد شیلی، واحد کوارتزیت بالایی، بیوهرم، خلیج دهانه‌ای، جنوب باختری دامغان، ایران

Abstract

The Shaly and Top Quartzite units of the Lalun Formation (Upper Lower Cambrian) have been studied in Tuye-Darvar area (48 kilometers southwest of Damghan) to determine their facies, sedimentary environments and sequence stratigraphy. These units are unconformably underlain by the sandstone unit of the Lalun Formation. They are unconformably overlain, with a paleosol horizon, by rocks of the Mila Formation.

The Shaly and Top Quartzite units consist of carbonate, siliciclastic (mainly marine) and storm facies groups. These were deposited in a storm dominated mixed clastic-carbonate ramp/estuary of the northwest passive margin of Gondwana, following the first late Early Cambrian mass extinction. Two sequences with both type 1 and type 2 sequence boundaries are recognized within the Shaly and Top Quartzite units.

Keywords: Lalun Formation, Sequence stratigraphy, Shaly unit, Top Quartzite unit, Bioherm, Estuary, southwest Damghan, Iran

مقدمه

ماسه‌سنگ است و واحد زیرین که کوارتزیت بالایی (Top Quartzite) نام دارد از ۵۰ متر ماسه‌سنگ کوارتزیتی-آرکوزی سفید رنگ ساخته شده است.

شماره از زمین‌شناسان (برای نمونه علوی نائینی، ۱۳۷۲ و حمدی، ۱۳۷۴) بر این باورند که مرز سازند لالون با سازند میلا تدریجی است و

سازند لالون در کوه‌های البرز و بخش‌های دیگر ایران گسترش دارد. Assereto (1963) برش الگوی این سازند را در دهکده لالون (البرز مرکزی) اندازه‌گیری و نام‌گذاری کرد. در برش الگو سازند لالون از سه واحد (شکل ۱) ساخته شده است. واحد زیرین از ۴۹۸ متر ماسه‌سنگ پدید آمده است، واحد شیلی دربرگیرنده ۳۵ متر شیل رنگین با میان لایه‌هایی از

Reading & Collinson, 1996; Cotter & Driese, 1998 (Dalrymple et al., 1992; Lasemi, 1995; Anthony et al., 1996; انجام شده است.

چینه‌نگاری سکانسی واحدهای شیلی و کوارتزیت بالایی، پس از بررسی رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی آنها، با استفاده از میانی چینه‌نگاری سکانسی و واژه‌های چینه‌شناختی سکانسی (برای نمونه، لاسمی، ۱۳۷۹؛ Mall, 1997; ۱۳۷۹؛ Hunt & Tucker, 1995; Emery & Myers, 1996; 2000; Vail et al., 1977; Haq et al., 1988) مطالعه شده است.

رخساره‌های رسوبی

نهشته‌های واحدهای شیلی و کوارتزیت بالایی سازند لالون در شرایط غیر طوفانی و طوفانی پدید آمده‌اند (امین‌رسولی، ۱۳۷۸؛ لاسمی و امین‌رسولی، ۱۳۷۸). نهشته‌های غیر طوفانی واحدهای یاد شده در بردارنده گروه رخساره‌های تخریبی و کربناته زیراند:

۱- گروه رخساره‌های تخریبی

برپایه کار (Browndrige & Moslow, 1989) و (Dalrymple et al., 1992) Colquhoun (1995) و Reading & Collinson, (1996) نهشته‌های تخریبی واحدهای شیلی و کوارتزیت بالایی به زیر گروه رخساره‌های آغازین، میانی و پایانی خلیج دهانه‌ای و دریای باز بخش شده‌اند.

زیر گروه رخساره بخش آغازین خلیج دهانه‌ای

زیر گروه رخساره‌ای بخش آغازین خلیج دهانه‌ای در برگرفته ۳ رخساره زیر است (شکل ۳a):

رخساره A (سدآرنت با ریبیل‌های دو شاخه‌ای)

(Bifurcated rippled sedarenite) ویژگی رخساره A داشتن دانه‌بندی به سوی بالا ریز شو، سطح زیرین فرسایشی (شکل ۳b)، پیل‌های شیلی و اماتده، رسیدگی کانی شناسی ضعیف، ساخت ریبیل مارک‌های دو شاخه‌ای (Bifurcated) و گسترش جانبی محدود است. این رخساره از نوع سدآرنت است (شکل ۳c) و به طور تدریجی به رخساره B تغییر می‌کند.

رخساره B (تناوب لایه‌های ماسه‌سنگ و گل‌سنگ لامینه‌دار،

Interbedded sandstone and laminated mudstone) رخساره B از لایه‌های نازک ماسه‌ای و گلی قرمز رنگ و گاه دولومدستون (شکل ۳d) ساخته شده است. این رخساره به گونه ماسه

واحد کوارتزیت بالایی را باید واحد کوارتزیت پایینی سازند میلا نامید. بر پایه یافته‌های نوین (لاسمی، ۱۳۷۹؛ لاسمی و امین‌رسولی، ۱۳۸۱؛ Lasemi, 1995) مرز سازند میلا با سازند لالون ناپیوسته است و با افق خاک قدیمی از واحد کوارتزیت بالایی جدا می‌گردد. افزون بر این سنگ‌های هم ارز واحد یاد شده در کشورهای ترکیه (احسان کتین در نوشته چاپ نشده افتخارنژاد، ۱۳۷۲)، عمان (Millson et al., 1996)، شمال چین (Meng et al., 1997) و جنوب استرالیا (Rowland & Gangloff, 1988) و Death Valley امریکای شمالی (Adams & Grotzinger, 1996) گزارش شده است. بنابراین، واحد کوارتزیت بالایی سازند لالون یک واحد زمان چینه‌ای (لاسمی و امین‌رسولی، ۱۳۷۸) و بالاترین واحد کامبرین زیرین است (لاسمی و امین‌رسولی، ۱۳۸۱ و ۱۳۸۱b).

در ناحیه مورد بررسی که در نزدیکی توپه‌دروار (خاور البرز مرکزی) است واحدهای میانی و بالایی سازند لالون دربرگیرنده سنگ‌های تخریبی و کربناته هستند (شکل ۱). در برش چینه‌نگاری این ناحیه (شکل ۲a) در بالای واحد ماسه‌سنگی سازند لالون، لایه‌ای از ماسه‌سنگ پیل‌دار (پیل‌های چرت سیاه رنگ) به ستبرای ۵۰ سانتی‌متر با نشانه‌های فسیلی (Trace fossils) فراوان دیده می‌شود (شکل ۲b,c). روی این لایه، شیل‌های رنگی با دو افق بیوهرمی جای دارند که به سوی بالا به تناوب شیل و ماسه‌سنگ (شکل ۲d) و سپس به واحد ماسه‌سنگ کوارتزیت بالایی تغییر می‌کند. این واحد با افق خاک قدیمی از بخش ۱ سازند میلا جدا می‌شود (شکل ۲e). هدف از این نوشته بررسی رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی واحدهای شیلی و کوارتزیت بالایی سازند لالون در ناحیه توپه‌دروار (۴۸ کیلومتری جنوب باختری دامغان) است.

روش بررسی

چینه‌نگاری سکانسی واحدهای شیلی و کوارتزیت بالایی برپایه بررسی‌های صحرائی و میکروسکوپی انجام گرفته است. نام‌گذاری سنگ‌های تخریبی به روش Folk (1974) و Pettijohn et al. (1987) و سنگ‌های کربناته به روش Dunham (1962) انجام شده است، با این تفاوت که مرز دانه و ماتریکس ۰/۰۶ میلی‌متر در نظر گرفته شده است (Lasemi, 1995).

ارائه مدل رسوبی با پیروی از قانون والتسر (Walther, 1894 in Middleton, 1973) و بررسی تغییرات جانبی و عمودی رخساره‌ها و همچنین مقایسه آنها با محیط‌های قدیمی و امروزی (برای نمونه،

دهانه‌ای زیر نفوذ امواج نسبت داده شده‌اند (Anthony et al., 1996; Nichols et al., 1991; Dalrymple et al., 1992; e. g., Brownridge & Moslow, 1989).

- زیر گروه رخساره بخش میانی خلیج دهانه‌ای
این زیر گروه دربرگیرنده رخساره‌های D و E است.

رخساره D (رسوبات وامانده، Lag deposit)

در واحد شیلی سازند لالون رسوبات وامانده دارای دانه‌های گوناگونی است که بر پایه جنس آنها به زیررخساره‌های چرت آرنیت پیل دار و لیثیک وک پیل دار بخش شده‌اند. این رخساره با شیل‌های رنگی پوشیده شده است.

زیررخساره D1 (چرت آرنیت پیل دار، Pebbly chertarenite)

این زیررخساره با ستبرای ۵۰ سانتی‌متر، واحد ماسه سنگی سازند لالون را از واحد شیلی آن جدا می‌نماید. زیررخساره D1 توالی به سوی بالا ریز شو با مرز فرسایشی و فراوانی دانه‌های ماسه خیلی درشت در پایین (گاهی در اندازه پیل)، رپل مارک‌های جریان به همراه ساخت سینه‌رسمیس (Collinson & Thompson, 1989) و نشانه‌های فسیلی کروزیاناسا، پلانولیتس و پالئوفیکوس (Bromley, 1990) است (شکل ۴a,b,c,d). در ناحیه شهمیرزاد، در مرز واحدهای شیلی و ماسه‌سنگی سازند لالون افق همسان شناسایی شده است.

زیررخساره D2 (لیتک وک پیل دار، Pebbly lithicwacke)

زیررخساره D2 به گونه لایه‌هایی به ستبرای ۲۰-۳۰ سانتی‌متر یا ساخت لایه‌بندی مورب در بخش پایین رخساره شیل‌های رنگی جای دارد. دانه‌ها، پیروئیده‌های جابه‌جا شده (Reworked) اند (e. g., Gomez-Gras & Alonso-Zarza, 2003) که اندازه برخی از آنها در حد پیل بوده و مقدار ماتریکس در آن بیشتر از ۱۵٪ است (شکل ۴e,f).

رخساره E (شیل‌های رنگی، Colored shales)

این رخساره از واحدهای شیل رسی تا شیل‌های سیلتی به رنگ تیره و خاکستری، سبز، قرمز و گاه لکه‌ای ساخته شده است (شکل ۴g). در واحدهایی که شیل‌های رنگی یا همدیگر هستند، شیل‌های رسی تیره و خاکستری رنگ در بخش پایین جای دارند و به سوی بالا به شیل‌های سیلتی

سنگ‌های با ساخت رپل مارک‌های جریانی و پوشش گلی، زوج‌های ماسه سنگ-گل سنگ با لایه‌بندی موجی (Wavy bedding) و گل‌سنگ‌های با دانه‌های پراکنده ماسه است (شکل ۳e). ستبرای ماسه سنگ که از نوع سد آرنیت است در این رخساره رو به بالا کاهش می‌یابد و مرز آن با گل‌سنگ‌های لامینه‌ای زیرین فرسایشی است. در بخش گل‌سنگی این رخساره ترک گلی دیده می‌شود.

رخساره C (مدستون ستبر لایه با ترک‌های مٹی،

Thick bedded mudstone with mud cracks)

این رخساره دربرگیرنده گل‌سنگ‌های ستبر لایه قرمز رنگ همراه با ترک‌های گلی و لایه‌های بسیار نازک ماسه‌سنگ دانه ریز تا سیلتستون با رپل مارک‌های جریانی است که چرخه‌های رو به بالا ریزشو را پدید می‌آورند. مرز زیرین رخساره یادشده با رخساره B (تساوب لایه‌های ماسه سنگ و گل سنگ لامینه دار) تدریجی است (شکل ۳f).

تفسیر

دانه‌بندی بسوی بالا ریزشو، رسیدگی کانی شناسی ضعیف، بودن پیل‌های گل سنگی در زیر چرخه رو به بالا ریز شو با سطح فرسایشی، گسترش جانبی محدود ماسه سنگ‌ها (Cant, 1982) و بودن رپل‌های دو شاخه‌ای بیانگر پدید آمدن رخساره A در کانال‌های رودخانه‌ای مشابهی زیر نفوذ جریان‌های دریایی است.

در رخساره B، زوج‌های ماسه‌سنگ-گل سنگ و پوشش‌های گلی، ناشی از تغییر رژیم جریان در محیط‌های نسبتاً پسر انرژی (Moslow et al., 1989) هستند و یا اینکه نشاندهنده سیلاب ناشی از مد آب (ماسه) و زمان آرامش (گل) اند. کاهش ستبرای واحدهای ماسه‌سنگی به سوی بالا بدلیل کاهش انرژی از بالاترین جزر و مد (Spring tide) به پایین‌ترین جزر و مد (Ncap tide) است. لایه‌های نازک دولومدستون که هم‌ارز با نهشته‌های زیر گروه رخساره کربناته‌اند، به گمان قوی، در محیط زیر نفوذ جزر و مد پدید آمده‌اند.

گل‌سنگ‌های قرمز با ترک‌های گلی و چرخه‌های به سوی بالا ریزشو بیانگر پدید آمدن رخساره C در دشت سیلابی است (برای نمونه، Reinson, 1992 in Cotter & Driese, 1998; Shanley & McCabe, 1992). لایه‌های خیلی نازک سیلتستون و ماسه سنگ، به گمان قوی، رسوبات ناشی از بریدگی موقت کانال در دشت سیلابی (Crevasse splay deposit) اند (Gibson & Hickin, 1997) و رپل‌های جریانی ناشی از تأثیر جریان‌های جزر و مدی هستند. رخساره‌های همسان با رخساره‌های A تا C به بخش آغازین خلیج‌های

دربردارنده ۲ رخساره زیر است:

رخساره F (ماسه سنگ ساحلی، Beach/Barrier sandstone)
این رخساره به گونه لایه‌های ستبر با ساخت لایه‌بندی مورب ترف (شکل 5a) یا لایه‌بندی مسطح با قابریک لامینه‌ای و گاه توده‌ای با ریبیل‌های موجی در سطح (شکل 5b) است و با رخساره‌های G و H دیده می‌شود. در بخش‌های پایینی نهشته‌های مورد بررسی، مرز زیرین رخساره F با رخساره‌های زیرین تدریجی است و چرخه‌های به سوی بالا درشت‌شو و ستبرشو نشان می‌دهد و در بخش‌های بالایی مرزهای زیرین و بالایی آن ناگهانی‌اند. ماسه سنگ‌های رخساره F از نوع ساب‌آرکوز هستند (شکل 5c) و همراه با کاهش درصد فلدسپات آنها از بخش پایین به سوی بالا میزان جورشدگی نیز افزایش می‌یابد.

رخساره G (ماسه سنگ کانال جزر ومدی، Tidal channel sandstone)
رخساره G به گونه لایه‌های به سوی بالا نازک‌شو با سطح زیرین فرسایشی و تغییر جانبی سنبرای با ساخت‌های لایه‌بندی مورب و ریبیل مارک‌های جریان دو جهته (جهت شمالی - جنوبی و خاوری - باختری) و Cuspate (جهت شمال باختر) هستند (شکل 5d, c) که گاهی در میان آنها لایه‌های نازک شیلی جای دارند. در سطح زیرین این نهشته‌ها پیل‌های شیلی سبز رنگ به ستبرای چند سانتی‌متر وجود دارد. رخساره G از نوع ساب‌آرکوز تا آرکوز است (شکل 5f).

تفسیر

ویژگی‌های زیر بیانگر پدید آمدن رخساره F در محیط ساحل/ جزیره سدی (Beach/Barrier island) است:

- 1- جهت جریان‌های قدیمی خاوری-باختری موازی با روند اقیانوس پروتو-پالئوتتیس (لاسمی، ۱۳۷۹) در شمال باختری گندوانا (Seslavinsky & Maidanskaya, 2001) است. این ویژگی شاخص سدهای دریایی است (Selley, 1996). 2- چرخه‌های بسوی بالا درشت‌شو و ستبرشو ویژه سدها و حاشیه سواحل هستند (Bhattacharya, 1989). 3- تناوب لامینه‌های مسطح ماسه سنگ‌های ریز و درشت نشان‌دهنده رسوبات ساحل هستند (Allen, 1963, in Lobo & Osbrone, 1976). 4- لایه‌بندی مسطح مورب ترف ناشی از رسوب‌گذاری در شرایط پسر انرژی بخش بالایی محیط ساحل است (Clifton et al., 1971 in Reinson, 1984). همچنین Moslow et al. (1989) لایه‌بندی مورب ترف را ناشی از فعالیت امواج

سبز و قرمز رنگ تفسیر می‌کنند. شماری از این واحدها دارای لایه‌های طوفانی همچون لایه‌های طوفانی با لایه‌بندی مورب پشته‌ای (Reading & Collinson, 1996; Dott & Bourgeois, 1982; Aigner, 1985) هستند. رخساره یاد شده به تدریج با رخساره بخش آغازین خلیج دهانه‌ای، و یا بطور ناگهانی با رخساره بخش پایانی خلیج دهانه‌ای پوشیده شده است. در یکی از واحدهای این شیل‌ها ترک‌های سینه‌ریس در اندازه چندین سانتی‌متر دیده می‌شود (شکل 4h).

تفسیر

رخساره D نهشته‌های هنگام پیشروی دریا تفسیر شده است. بخش پایین زیر-رخساره D1 بیانگر رسوبگذاری از جریان‌های با شدت بالا است. این پیشنهاد با بودن دانه‌های خیلی درشت و امانده در کف کانال تائید می‌گردد. وجود نشانه‌های فسیلی کروزیانا، پلاتونیس و پالتوفیکوس در این ماسه‌سنگ‌ها بیانگر پیشروی دریا بر روی ماسه‌های نزدیک ساحل است (Soudry & Weissbrod, 1995; c. g., Droser & Bottjer, 1981 in Brett, 1995). این پیشروی به تغییر شیمی آب بین ذره‌ای نهشته‌ها انجامیده و ترک‌های سینه‌ریس ساخته شده‌اند. افق یاد شده هم ارز کنگلومرای کوارتزیتی بالای سازند داهو است (لاسمی، ۱۳۷۹) که در هنگام پیشروی دریا پدید آمده است.

زیر-رخساره D2 در هنگام پیشروی بیشتر دریا به سوی خشکی (Onlap) تشکیل گردیده است. این پیشروی به فرسایش رسوبات کالیچ (Caliche) وابسته به دشت سیلابی بخش آغازین خلیج دهانه‌ای (Emery & Myers, 1996) انجامیده و دانه‌های درشت پیروئید جابه‌جا شده به گونه رسوبات و امانده نهشته شده‌اند.

فراوانی رسوبات در اندازه رس و فابریک لامینه‌ای در رخساره E بیانگر نهشته‌گذاری این رخساره در شرایط کم انرژی و آرام در بخش میانی خلیج دهانه‌ای/ لاگون است (Cotter & Driese, 1998; c. g., Dalrymple et al., 1992).

همچنین Davis (1985) محیط پدید آمدن نوارهای رنگی رادیو-خلیج دهانه‌ای تفسیر کرده و تغییر رنگ آنها را ناشی از فاکتورهای محیطی (همچون تغییر میزان اکسیژن) پیشنهاد کرده است.

- زیر گروه رخساره بخش پایانی خلیج دهانه‌ای

این زیر گروه به گونه توالی بسوی بالا درشت‌شو و ستبرشو است و

در بخش آغازین جلوی سدی است (Reading & Collinson, 1996)؛ کاهش اندازه دانه‌ها، افزایش مقدار فلدسپات‌ها نسبت به رخساره سدی، بودن نشانه‌های فسیلی و میان لایه‌های شیلی این رخساره بیانگر کاهش انرژی مکانیکی محیط است. فابریک لامینه‌ای و نبود نشانه‌های فسیلی در رخساره I بیانگر شرایط نبود اکسیژن (Anoxic) هستند (Cotter & Driese, 1998) که گاهی شرایط را طوفان تغییر داده و لایه‌های نازک سیلتستون نهشته شده‌اند. افزایش لایه‌های نازک سیلتستون به سوی بالا، پوشیده شدن با رخساره Proximal و دانه‌بندی به سوی بالا درشت شو بیانگر پدید آمدن رخساره I در بخش دور از ساحل و پیشروی محیط کم ژرف‌تر به سوی دریا (Progradation) است. این فرآیند در هنگام پایین افتادن سطح دریا سبب فرسایش و ناگهانی شدن مرز بالایی رخساره I گردیده است (Plint, & Nummedal, 2000).

۲- گروه رخساره‌های کربناته

گروه رخساره‌های کربناته واحد شیلی را نخستین بار امین‌رسولی (۱۳۷۸) و لاسمی و امین‌رسولی (۱۳۷۸) شناسایی کردند. این گروه دربرگیرنده زیر گروه رخساره‌های J1 (باندستون استروماتولیتی-ترومبولیتی، Stromatolite-thrombolite boundstone) و J2 (گرنستون آئیدی پیل دار، Pebbly ooid grainstone) است. زیر گروه کربناته J1 در دو افق جداگانه در نهشته‌های واحد شیلی دیده می‌شود. افق نخست از رخساره باندستون ترومبولیت (Aitken, 1967) ساخته شده است و افق دوم آن دربرگیرنده رخساره ترومبولیت، دسته ترومبولیت-استروماتولیت (شکل ۷a) و استروماتولیت بتونی است. رخساره J2 از آئید و پیل‌های شیلی سبز رنگ ساخته شده است (شکل ۷b). این رخساره در پایین و میان تپه‌های بوهرم‌های افق دوم جای دارد و دارای ساخت لایه‌بندی مورب است (امین‌رسولی، ۱۳۷۸؛ لاسمی و امین‌رسولی، ۱۳۷۹؛ لاسمی و امین‌رسولی، زیر چاپ).

تفسیر

بوهرم‌های استروماتولیتی و ترومبولیتی به طور معمول در محیط بین جزر و مد پایینی تا زیر جزر و مد بالایی در هنگام پیشروی ناگهانی و تند دریا، پس از نابودی زیستی جهانی، رشد و گسترش می‌یابند (Tucker & Wright, 1990; Glumac & Walker, 1997)؛ Brett, 1995؛ لاسمی و همکاران، ۱۳۷۷). چنین شرایطی در واحدهای شیلی و کوارتزیت بالایی نیز وجود داشته است. پیشروی تند و ناگهانی دریا، پس از نخستین نابودی زیستی جهانی، در تیونین (Rowland & Gangloff, 1988) شرایط لازم برای پدید آمدن بوهرم‌ها

تفسیر نموده‌اند. ۵- افزایش جورشدگی و گردشدگی و کاهش فلدسپات‌ها به سوی بالا ناشی از افزایش انرژی مکانیکی است.

در رخساره G فراوانی پیل‌های گلی، مرز فرسایشی در بخش پایین، تغییر جانبی سنبر، ریزش دانه‌ها به سوی بالا، بودن ریبیل مارک‌های دو جهته و لایه‌های نازک شیل بیانگر نهشته شدن آن در محیط کانال‌های جزر و مدی قطع کننده جزایر سدی با جریان‌های رفت و برگشتی و دوره‌های آرامش آب (deRaaf & Boersma, 1971 in Brownridge & Moslow, 1989) هستند. ساخت ریبیل مارک Cuspate (Picard & High, 1973) در کانال و سواحل جزر و مدی (Tidal beach) نشاندهنده شکست امواج (Fritze & Moore, 1987) است.

- زیر گروه دریای باز

این زیر گروه در بخش‌های آغازین (Proximal) و پایانی (Distal) جلوی سد در دریای باز پدید آمده است و دربرگیرنده ۲ رخساره زیر است:

رخساره H (تناوب شیل‌های دریایی و ماسه سنگ،

Interbedded marine shale and sandstone

این رخساره دربرگیرنده شیل‌های دریایی با میان لایه‌های ماسه سنگ است. لایه‌های شیلی دارای ویژگی‌های رخساره A بوده و به سوی بالا نازک می‌شوند. شماری از ماسه‌سنگ‌های این رخساره دارای ساخت ریبیل مارک‌های موجی با خط الرأس مستقیم (شکل ۶a) و شمار دیگر دارای نشانه‌های فسیلی هستند. ماسه‌سنگ‌ها از نوع آرکوز تا ساب آرکوز اند (شکل ۶b,c). در رخساره H به سوی بالا اندازه دانه‌ها و ستبرای لایه‌ها افزایش می‌یابد و از فراوانی نشانه‌های فسیلی و فلدسپات‌ها کاسته می‌شود.

رخساره I (شیل‌های دریایی، Marine shale)

رخساره I در برگیرنده نهشته‌های شیلی با میان لایه‌های نازک سیلتستون است. در بخش‌های آغازین تناوب لایه‌های شیلی با ماسه‌سنگ‌های رخساره F مرز پایینی این رخساره ناگهانی است و به سوی بالا با افزایش میان لایه‌های نازک سیلتستون به تدریج به ماسه سنگ رخساره H تغییر می‌کند (شکل ۶d). در حالیکه در بخش‌های پایانی نهشته‌های مورد بررسی، مرز پایینی و بالایی این رخساره با ماسه‌سنگ‌های رخساره F ناگهانی است (شکل ۶e). در بررسی‌های صحرایی این رخساره نشانه فسیلی و پیکره فسیلی دیده نشده است.

تفسیر

ریبیل مارک‌های موجی با خط الرأس مستقیم در رخساره H بیانگر پدید آمدن آنها ناشی از جریان‌های طوفانی زیر سطح امواج شمال (NWB)

محیط و مدل رسوبی واحدهای شیلی و کوارتزیت بالایی

بر پایه شواهد صحرایی و بررسی تغییرات جانی و عمودی رخساره‌ها، محیط رسوبی واحدهای شیلی و کوارتزیت بالایی سازند لالون پلاتفرم رمپ آمیخته تخریبی-کربناته (Mixed clastic-carbonate) با خلیج دهانه‌ای میکروتاید (شکل ۱۰) در حاشیه واگرای حوضه رسوبی پروتوسپالئوتیتس (لاسمی، ۱۳۷۸ و ۱۳۷۹)، شمال باختری گندوانا (Seslavinsky & Maidanskaya, 2001)، در سرانجام کامبرین پیشین تفسیر شده است. از ویژگی خلیج‌های دهانه‌ای یاد شده زون بندی سه گانه رخساره‌ای (Dalrymple et al., 1992) دربردارنده رسوبات بخش آغازین (رخساره‌های A تا C)، بخش میانی (رخساره E)، بخش پایانی (رخساره‌های F تا G) و بودن ساخت‌های طوفانی (Dott & Bourgeois, 1982; Aigner, 1985). همچون لایه‌بندی مورب پشته‌ای و چرخه‌ای همسان با چرخه سیکل بوما (رخساره‌های K و L) است. بودن رخساره‌های مانه سنگ با لایه‌بندی مورب، ساخت ریپل مارک‌های Cuspate، دو جهت و دو شاخه‌ای بیانگر فعالیت جزر و مد به همراه امواج است. محیط‌های خلیج دهانه‌ای زیر نفوذ امواج از سواحل کواترنری ناحیه Benin نیجریه (Anthony et al., 1996) و محیط‌های رمپ سیلیسی آواری با خلیج دهانه‌ای زیر نفوذ امواج از سازندهای Erwin (کامبرین زیرین) و Catskill (دوئین بالایی) کوه‌های آپالاش امریکا (Simpson & Sundberg, 1987) گزارش شده‌اند. این محیط‌ها در هنگام پیشروی و سکون نسبی سطح دریا (Early highstand) در مناطق ساحلی، معمول هستند و به علت شیب کم توپوگرافی (Demarec & Kraft, 1987 in Nichol et al. 1997) پتانسیل حفظ شدگی بالایی دارند. شرایط آب و هوایی در زمان پدید آمدن این نهشته‌ها با توجه به بودن پیروئیدها (e. g., Reineck & Singh, 1986)، دسته ترومبولیتی-استروماتولیتی (c. g., Glumac & Walker, 1997) و دانه‌های فلسبات سالم گرم و خشک بوده است.

چینه‌نگاری سکانسی

چینه‌نگاری سکانسی (Sequence Stratigraphy) شاخه‌ای نوین از چینه‌نگاری است که بر پایه شناسایی رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و تغییرات عمودی آنها، ستون‌های چینه‌شناختی را به واحدهای زمان چینه‌ای که با ناپوستگی یا پیوستگی هم‌ارز آنها محدود می‌شود، بخش می‌کند. هر واحد (سکانس) از دسته‌های رسوبی پیشرونده

را فراهم کرده است. رخساره J2 بدلیل داشتن آئید، بافت گریستونی و ساخت لایه‌بندی مورب در محیط‌های پرتوزی کانال‌های جزر و مدی در هنگام بیشترین پیشروی سطح دریا پدیدار شده است.

۳- رخساره‌های طوفانی

افزون بر نهشته‌های طوفانی در زیر گروه رخساره دریای باز، نهشته‌های طوفانی واحدهای شیلی و کوارتزیت بالایی به دو رخساره K و L بخش شده‌اند که در بین شیل‌های رنگی (رخساره E) حفظ شده‌اند.

رخساره K (کنگلومرای دانه تدریجی، Graded conglomerate)
رخساره کنگلومرایی K از گراول‌های شیلی درشت تا ریز (دانه‌ها تا اندازه ۷ سانتی‌متر) در زمینه‌ای از دانه‌های آئید، کوارتز و فسیل تریلوبیت در اندازه ماسه است (شکل ۸b). ستبرای لایه‌ها ۳۰-۱۰ سانتی‌متر است (شکل ۸a). بخش پایین این نهشته‌ها فرمایشی و بخش بالایی آنها گنبدی است. شاخص‌ترین ویژگی این رخساره ساخت دانه بندی تدریجی نرمال و چرخه‌ای همسان با چرخه ناقص بوما (Aigner, 1985) است.

رخساره L (ماسه‌سنگ دانه تدریجی، Graded sandstone)

رخساره L دارای ساخت لایه‌بندی مورب پشته‌ای (لاسمی و امین‌رسولی، ۱۳۸۰ و ۱۳۸۱؛ Aigner, 1982; Dott & Bourgeois, 1985) و دانه‌بندی تدریجی است. میانگین ستبرای لایه‌ها ۵-۳ سانتی‌متر است (شکل ۸c). این نهشته‌ها در بخش پایین دارای ساخت زیر لایه (Solemark) و ساخت گنبدی در سطح بالایی هستند. پدیده جانیشینی و خوردگی با دولومیت در گرداگرد دانه‌های کوارتز سبب تغییر شکل، اندازه و فراوانی دانه‌های آن شده است. در این رخساره فسیل ناشناخته با پوسته فسفاتی پیدا شده است (شکل ۸d).

تفسیر

این رخساره‌ها به دلیل داشتن ویژگی‌های رسوبی دانه بندی تدریجی، مرز پایینی ناگهانی، ساخت لایه‌بندی مورب پشته‌ای، چرخه‌های همسان با چرخه ناقص بوما، ساخت‌های زیر لایه و ریپل موجی نهشته‌های طوفانی تفسیر می‌شوند (برای نمونه، Dott & Bourgeois, 1982; Aigner, 1985). بودن الوکم‌های آئید و بیوکلاست و جایگاه رسوبی رخساره‌های یاد شده در بین شیل‌های رنگی وابسته به بخش میانی خلیج دهانه‌ای (شکل ۹) بیانگر نهشته شدن آنها در زیر نفوذ جریان‌های طوفانی است (برای نمونه، Moslow et al., 1989).

پاراسکانس های پهنه کشندی تا دریای باز و رخساره های آغازین HST از تناوب رخساره های سدی و شیل های دریای باز ساخته شده اند. با افت سطح دریا (پایان HST) و پیشرفت ساحل به سوی دریا ستبرایی زیاد از ماسه سنگ های واحد کوارتزیت بالایی وابسته به محیط ساحلی (e. g., Reading & Collinson, 1996) ساخته شده است. رخساره یاد شده با افق ماسه سنگ قرمز هوازده از بخش ۱ سازند میلا جدا می شود. در این مرز خاک های قدیمی در ناحیه عجب شیر آذربایجان خاوری (راستگار، ۱۳۷۹)، شیل هوازده در ناحیه مهاباد آذربایجان باختری (افتخار نژاد، ۱۹۶۷، نقل از علوی نائینی، ۱۳۷۲) و افق ماسه سنگ قرمز هوازده در ناحیه شهمیرزاد (لاسمی، ۱۳۷۹؛ لاسمی و امین رسولی، ۱۳۸۱؛ Lasemi, 1995) گزارش شده است. افق های قرمز هوازده (Lasemi, 1995; Emery & Myers, 1996) و خاک های قدیمی با گسترش زیاد نشان دهنده مرزهای ناپیوسته و نیوهای رسوبی اند (Lasemi, 1995; Emery & Myers, 1996; Miall, 2000).

نهشته های هم ارز واحد کوارتزیت بالایی در کشورهای ترکیه (احسان کتین در نوشته چاپ نشده افتخار نژاد، ۱۳۷۲)، عمان (Millson et al., 1996)، شمال چین (Meng et al., 1997)، جنوب استرالیا (Rowland & Gangloff, 1988) و امریکای شمالی (Palmer & James, 1980; Palmer, 1981) با ناپیوستگی هم شیب از نهشته های رویی خود جدا می شوند. گسترش زیاد ناپیوستگی یاد شده بیانگر ناپیوستگی مهم تیپ ۱ (Emery & Miall, 2000) SB1 (Van Wagoner et al., 1990; Myers, 1996) است. این مرز، به گمان قوی، مرز کامبرین پیشین و میانی است (لاسمی و امین رسولی، ۱۳۸۱ و ۱۳۸۱).

سکانس های همسان از مناطق Atsumi و Hamana ژاپن (Hiroki, 1994) و منطقه Northern Mississippi Valley امریکا (Byers & Dott, 1995) گزارش شده است.

نتیجه گیری

- رخنمون واحدهای شیلی و کوارتزیت بالایی در ناحیه تویه-دروار از جالبترین رخنمون هایی است که رخساره های وابسته به جایگاه های رسوبی گوناگون در آن به خوبی حفظ شده اند و با تکیه بر این حفظ شدگی محیط رسوبی آنها شناسایی شده است.

- در بخش زیرین واحدهای شیلی و کوارتزیت بالایی ناحیه تویه-دروار لایه

(Transgressive systems tract)، کند شدن پیشروی و سکون نسبی (Early highstand systems tract) شروع پایین آمدن سطح دریا (Late highstand systems tract) و پایین ترین سطح دریا (Lowstand systems tract) ساخته شده است (لاسمی، ۱۳۷۹؛ Hunt & Tucker, 1995; Emery & Myers, 1996; Miall 2000; Vail et al., 1977). واحدهای شیلی و کوارتزیت بالایی از دو سکانس ساخته شده اند. که با ناپیوستگی تیپ ۲ (SB2) از همدیگر جدا می شوند (شکل ۱۲a). این سکانس ها در ابر چرخه ساک (Sauk) (Sloss, 1963) جای می گیرند. (Palmer 1981) ابر چرخه ساک را برای امریکای شمالی بر پایه بیواستراتیگرافی تریلوبیت ها به چرخه های ساک پائینی (Sak)، میانسی (Sak II) و بالایی (Sak III) که مرزهای آنها ناپیوستگی جهانی است، بخش کرده است. هر یک از این چرخه ها در بردارنده شماری سکانس است.

سکانس نخست

سطح زیرین این سکانس ناپیوستگی تیپ ۱ (SB1) است. این مرز با ناپیوستگی جهانی نزدیک آغاز تیونین و نابودی زیستی جهانی پس از آن (Rowland & Gangloff, 1988) برابر است. بر روی این سطح نهشته های وامانده (زیر-رخساره D1) جای دارند. (Bhattacharya 1989) رخساره همسان را وابسته به LST می داند که بر سطح SB1 پیشروی نموده است (Emery & Myers, 1996). این افق هم ارز کنگلومرای کوارتزیتی بالای سازند داهو است (لاسمی، ۱۳۷۹) که در هنگام پیشروی سطح دریا پدید آمده است. دسته رسوبی پیشرونده (TST) سکانس ۱ با رخساره شیل های رنگی (E) و افق های کرنانه مشخص می شود. سطح بیشترین پیشروی (Maximum flooding) در سطح زیرین افق دوم بیوهرمی (e. g., Walker & Alberstadt, 1975 in Brett, 1995) جای دارد. پایین افتادن سطح دریا در هنگام پایان HST (شکل ۱۲b)، به پیش نشینی رخساره های A, B, C, E، وابسته به محیط های رسوبی بخش های میانی و آغازین خلیج دهانه ای، بر روی بیوهرم ها انجامیده است (شکل ۱۱a,b,c).

سکانس دوم

این سکانس با مرز SB2 از سکانس زیرین جدا می شود (شکل ۱۱d) و در بردارنده دسته های رسوبی TST و HST است. در بررسی های صحرائی دسته رسوبی LST شناخته نشده است. دسته رسوبی TST آن از دسته

امریکای شمالی گـزارش شده است. افق‌های قرمز هـوازده (Emery & Myers, 1996; Lasemi, 1995; Miall, 2000) ناپوستگی مهم تیپ ۱ (SB1) و نبوده‌های رسوبی‌اند (Lasemi, 1995; Emery & Myers, 1996). بنا بر این، ماسه سنگ واحد کوارتزیت بالایی نمی‌تواند واحد زیرین سازند میلا باشد (لاسمی و امین‌رسولی، ۱۳۸۱ و ۱۳۸۱).

- واحدهای شیلی و کوارتزیت بالایی از ۲ چرخه رسوبی دسته سوم ساخته شده‌اند. مرز زیرین و بالایی آنها SB1 است. با توجه به ناپوستگی‌ها در پایین و بالای واحدهای شیلی و کوارتزیت بالایی و همچنین ارتباط تدریجی این دو واحد لازم است آنها را سازند جداگانه همچون نهشته‌های همسان در کشورهای دیگر (برای نمونه سازند Jordan در امریکا Byers & Dott, 1995) نام گذاری کرد.

- بر پایه پژوهش‌های انجام گرفته چرخه‌های شناسایی شده در برش مورد بررسی بیانگر افزایش تدریجی سطح جهانی دریاها هستند. این افزایش با منحنی دسته اول و دوم سطح جهانی دریای کامبرین (Vail et al., 1977; Golonka & Kiessling, 2002) همخوانی دارد.

- در نهشته‌های مورد بررسی ترک‌های سینه‌رسی در رخساره‌های همزمان با مرحله شروع پیشروی و آغاز پسروی دریا پدید آمده‌اند و بیانگر نوسانات سطح دریا در حوضه هستند. پرات (Pratt, 1998) پدیدار شدن این ساخت‌ها را ناشی از زمین لرزه بیان نموده است، از آنجا که، در حاشیه‌های واگرا زمین لرزه به تدریج رخ می‌دهد، پدید آمدن ترک‌های یاد شده بایستی ناشی از تغییرات شیمی آب دریا باشد.

ماسه سنگی چرت آرنیت پیل‌دار جای دارد که در بالای آن نشانه‌های فسیلی کروزیانسا، پلانولیتس و پالتوفیکوس و ساخت ترک‌های سینه‌رسی دیده می‌شود. در ناحیه شهیرزاد نیز افق همسانی در مرز واحدهای شیلی و ماسه‌سنگی سازند لالون شناخته شده است. این نهشته‌ها در بردارنده گروه رخساره‌های کربناته و تخریبی (بطور عمده دریایی) است.

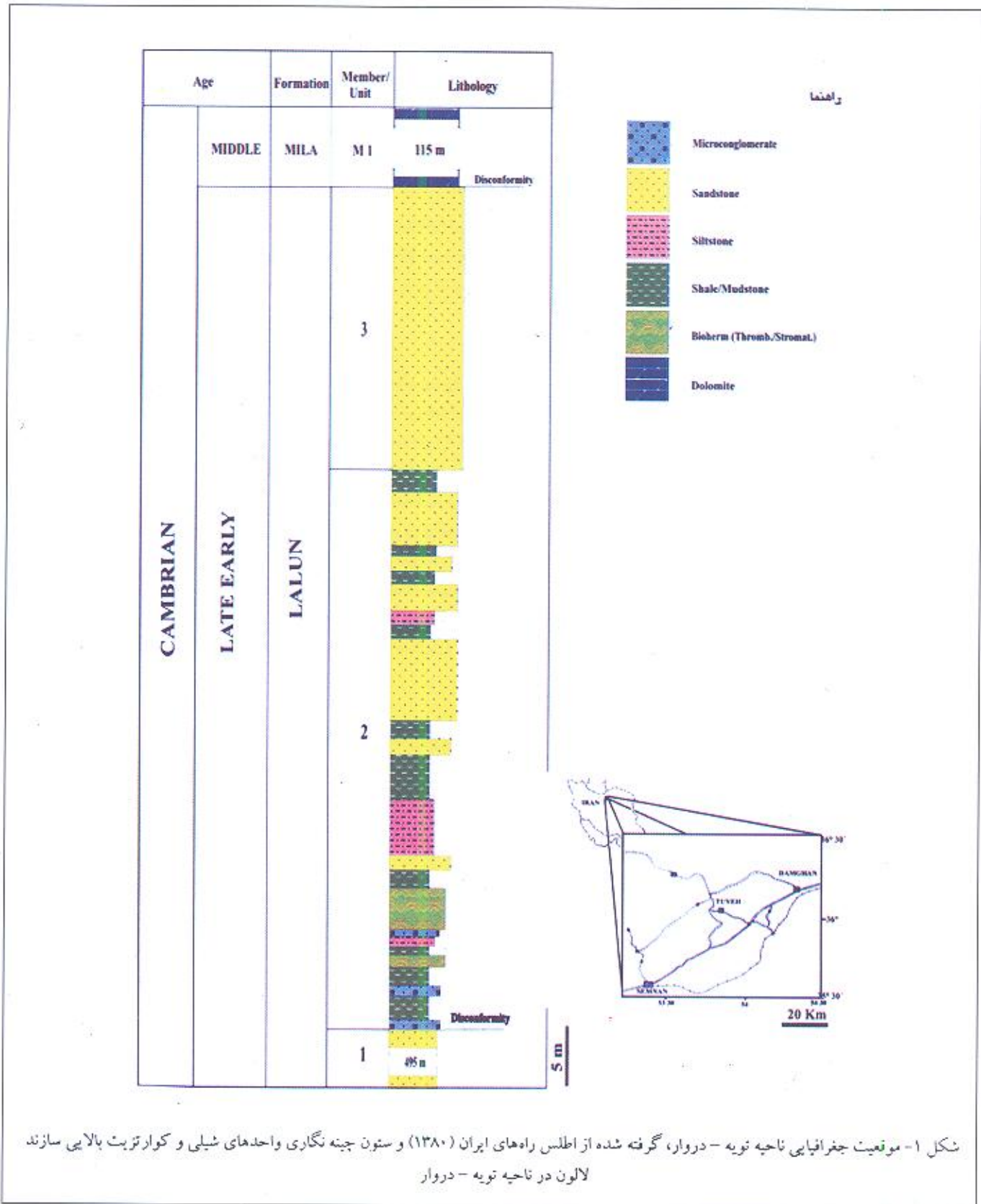
- گروه رخساره‌ای کربناته در برگیرنده دو افق بیوهرم استروماتولیتی و ترومبولیتی است که در مرحله آغازین پیشروی دریا (نزدیک سرانجام کامبرین پیشین)، پس از نخستین نابودی زیستی جهانی، در تیونین (Rowland & Gangloff, 1988) پدید آمده‌اند.

- بیوهرم‌های استروماتولیتی و ترومبولیتی به طور معمول در هنگام پیشروی ناگهانی و تند دریا، پس از نابودی زیستی جهانی، رشد و گسترش می‌یابند (لاسمی و همکاران، ۱۳۷۷؛ Brett, 1995; Glumac & Walker, 1997). چنین شرایطی در واحدهای شیلی و کوارتزیت بالایی نیز وجود داشته است و پس از نخستین نابودی زیستی جهانی سرانجام کامبرین پیشین (Rowland & Gangloff, 1988)، پیشروی تند دریا شرایط لازم برای پدید آمدن بیوهرم‌ها را فراهم ساخته است. این نتیجه‌گیری با توجه به گسترش زیاد نهشته‌های قاره‌ای واحد ماسه سنگی لالون و زاگون (صیادی، ۱۳۷۳؛ لاسمی، ۱۳۷۹) در پایین زیر-رخساره D 1 بیان شده است.

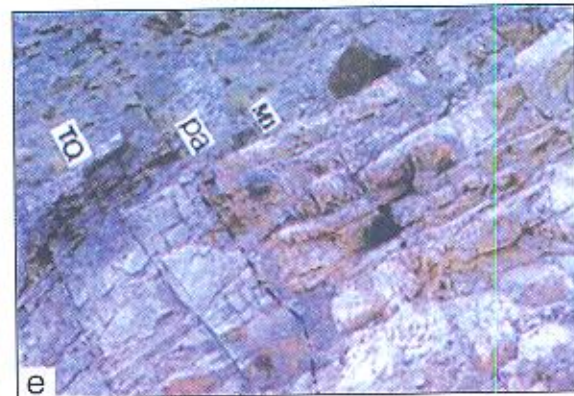
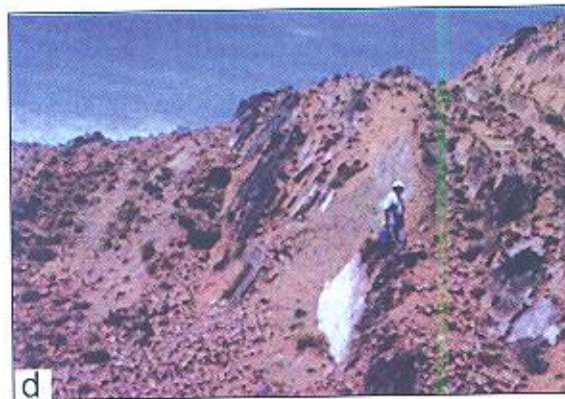
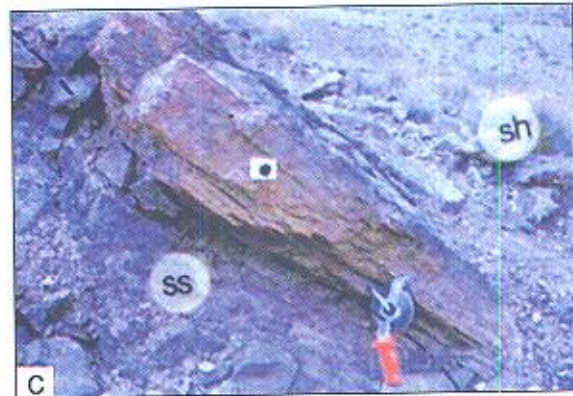
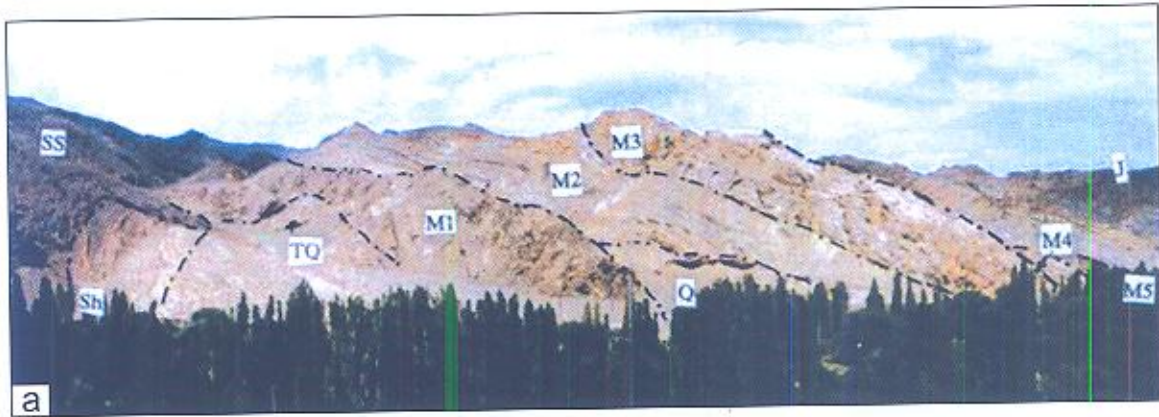
- در رخساره‌های واحدهای شیلی و کوارتزیت بالایی نهشته‌های طوفانی دیده می‌شود که شماری از آنها دارای لایه‌بندی مورب پشته‌ای و توالی همسان با چرخه بوما هستند. در این نهشته‌ها خرده فسیل یا پوسته فسفاتی و خرده فسیل تریلوبیت دیده می‌شود.

- محیط رسوبی واحدهای شیلی و کوارتزیت بالایی، پلاتفرم رمب آمیخته تخریبی - کربناته با خلیج دهانه‌ای میکرو تاید (c. g., Anthony et al., 1996) زیر نفوذ طوفان در حاشیه واگرای حوضه پروتوبالتوتیس (Lasemi, 1995؛ لاسمی، ۱۳۷۹)، شمال باختری گندواتا (Seslavinsky & Maidanskaya, 2001)، با آب و هوای گرم و خشک بوده است.

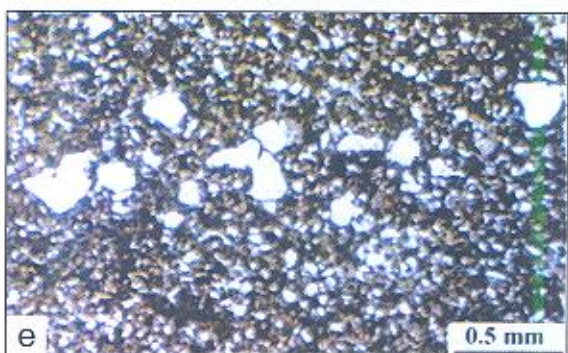
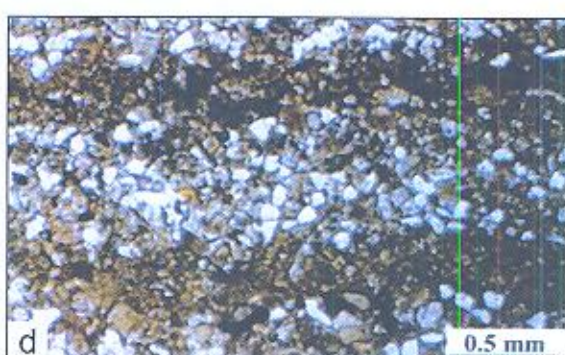
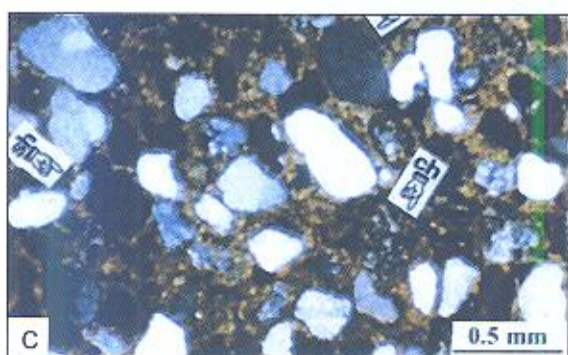
- هم ارز افق ماسه‌سنگی بشدت هـوازده قرمز رنگ/خاک‌های قدیمی بر روی واحد کوارتزیت بالایی سازند لالون در نواحی عجیب‌شیر (آذربایجان خاوری) و مها آباد (آذربایجان باختری) و در کشورهای ترکیه، عمان، شمال چین، جنوب استرالیا و



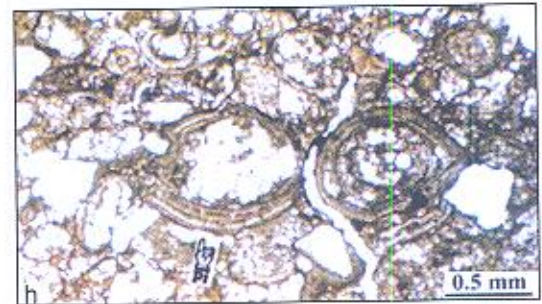
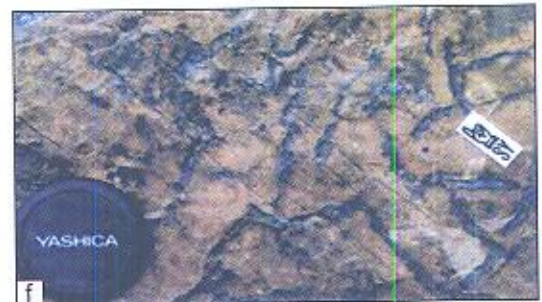
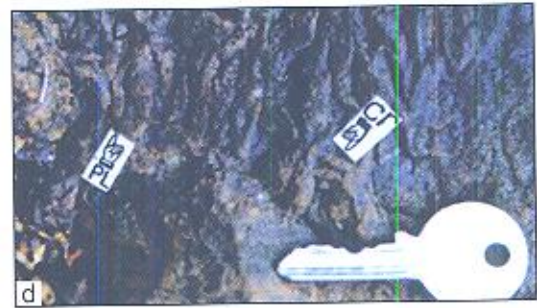
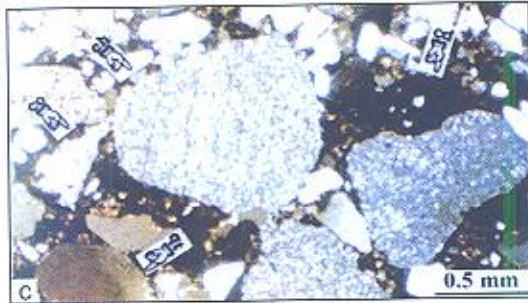
شکل ۱- موقعیت جغرافیایی ناحیه تویه - دروار، گرفته شده از اطلس راه‌های ایران (۱۳۸۰) و ستون چینه نگاری واحدهای شیلی و کوارتزیت بالایی سازند لالون در ناحیه تویه - دروار



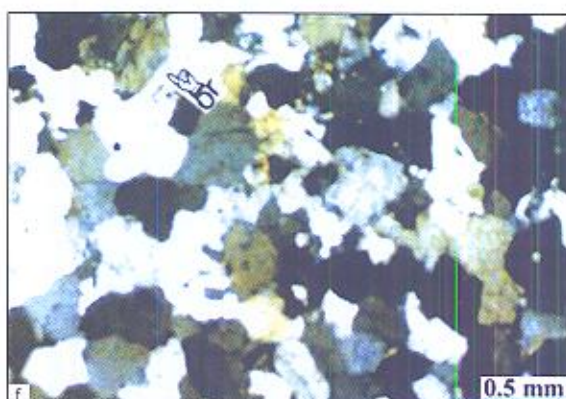
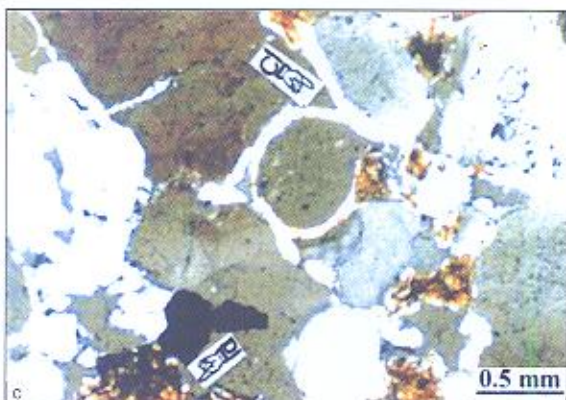
شکل ۲- a - نمای دور ناحیه تویه - دروار. در شکل رخنمون واحدهای ماسه سنگی (SS)، شیلی (Sh) و کوارتزیت بالایی (TQ) سازند لالون، بخش های (M1) ۱، (M2) ۲، (M3) ۳، (M4) ۴ و (M5) ۵ سازند میلا، سازند جبرود (J) و نهشته های کواترنری (Q) دیده می شود (دید به سوی شمال خاوری).
 b- نمای دور از مرز واحدهای ماسه سنگی (SS) و شیلی (Sh) سازند لالون (بالای چینه شناسی به سوی چپ عکس) - نمای نزدیک لایه ماسه سنگی دارای پیل های چرت سیاه رنگ (*) در مرز واحدهای ماسه سنگی (SS) و شیلی (Sh) سازند لالون (بالای لایه به سوی راست عکس). d - تناوب لایه های ماسه سنگ و شیلی های سبز رنگ واحدهای شیلی و کوارتزیت بالایی (بالای چینه شناسی به سوی چپ عکس، دید به سوی جنوب). c- افق خاک قدیمی (pa) در مرز واحد کوارتزیت بالایی (TQ) و بخش ۱ سازند میلا (M1) (بالای چینه شناسی به سوی راست عکس، دید به سوی شمال باختری).



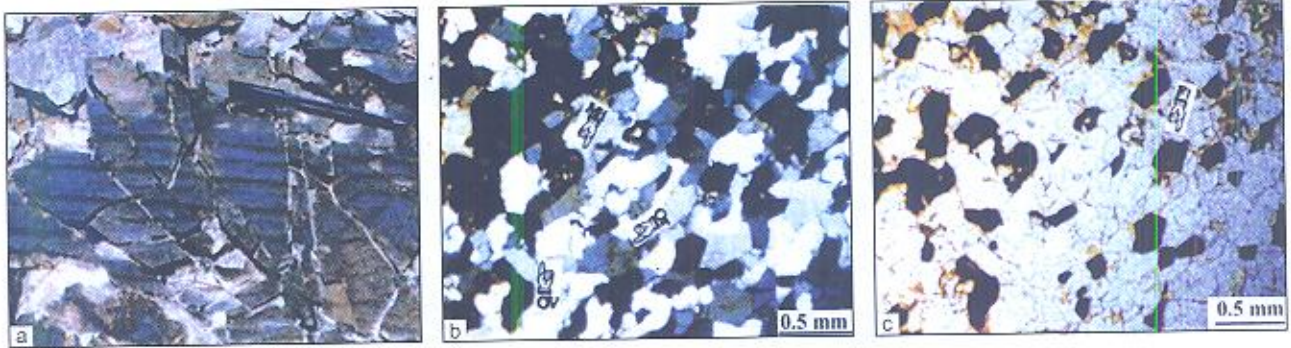
شکل ۳-۳-۱- نمای کامل از دسته رخساره بخش آغازین خلیج دهانه ای. در شکل توالی بسوی بالا ریز شو رخساره های A، B و C دیده می شود (بالای چینه شناسی به سوی راست عکس، دید به سوی شمال خاوری). b- نمایی از چرخه رو به بالا ریز شو وابسته به کانال رودخانه مناندری که بر روی شیل های رنگی بخش خلیج دهانه ای پیشروی (Prograde) نموده است. (دید به سوی شمال خاوری). c- رخساره سد آرنیت که در آن دانه های کوارتز (qt) زاویه دار تا گود، چرت (ch) و خرده های شیل فرمز (sh) در زمینه دولومیتی دیده می شود، نور پلاریزه. d- تناوب ماسه سنگ و گل سنگ های دولومیتی؛ این رخساره نشان دهنده نوسانات انرژی ویژه نهشته های زیر نفوذ جزر و مد است، نور طبیعی. e- بخش گل سنگی رخساره B، نور طبیعی. f- چرخه های رو به بالا ریز شو که در آن کاهش تدریجی ماسه سنگ های رخساره B وابسته به پوینت بار (انگشت اشاره چپ) به گل سنگ های فرمز رخساره C با لامپه های سیلتستون وابسته به دشت سیلابی (انگشت اشاره راست) دیده می شود (دید به سوی شمال).



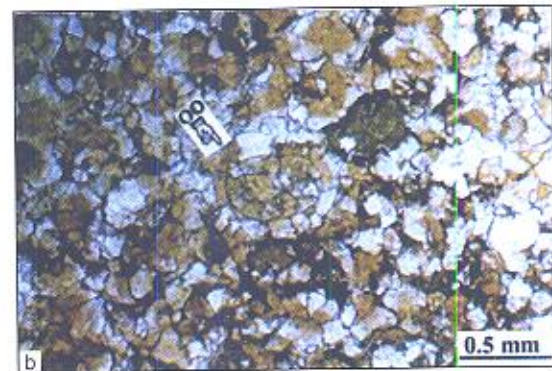
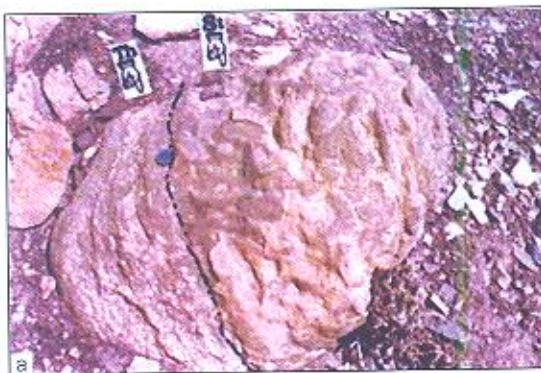
شکل 1- a- زیر - رخساره چرت آرنیت پیل دار به سوی بالا ریزش. در این زیر رخساره دانه‌های چرت (CH) و کوارتز (QT) با خاموشی مستقیم و موجی، خوردگی در گرداگرد دانه‌ها (CO) و سیمان دولومیت آهن دار (CD) دیده می‌شود، نور پلاریزه، b, c- نشانه‌های فیبری کروزیانا، پلاتولینس و پائوفیکوس در زیر - رخساره D1 (طول مقیاس 5/5 سانتی متر). d- ترک‌های سینه رمپس (sy)، این ساخت در نتیجه تغییر شیمی آب ساخته شده است. c- شکل ماکروسکوپی دانه‌های بیزونید (pi). f- شکل میکروسکوپی دانه‌های بیزونید (pi) که در آن لامینه‌های بیزونید و دانه‌های کوارتز در زمینه ماتریکسی دیده می‌شود، نور طبیعی. g- نمایی از رخساره شیل‌های رنگی (قهوه‌ای تیره - سبز). h- ترک‌های سینه رمپس در رخساره شیل‌های رنگی که به علت تغییر شوری آب در بخش میانی خلیج دهانه‌ای ساخته شده‌اند.



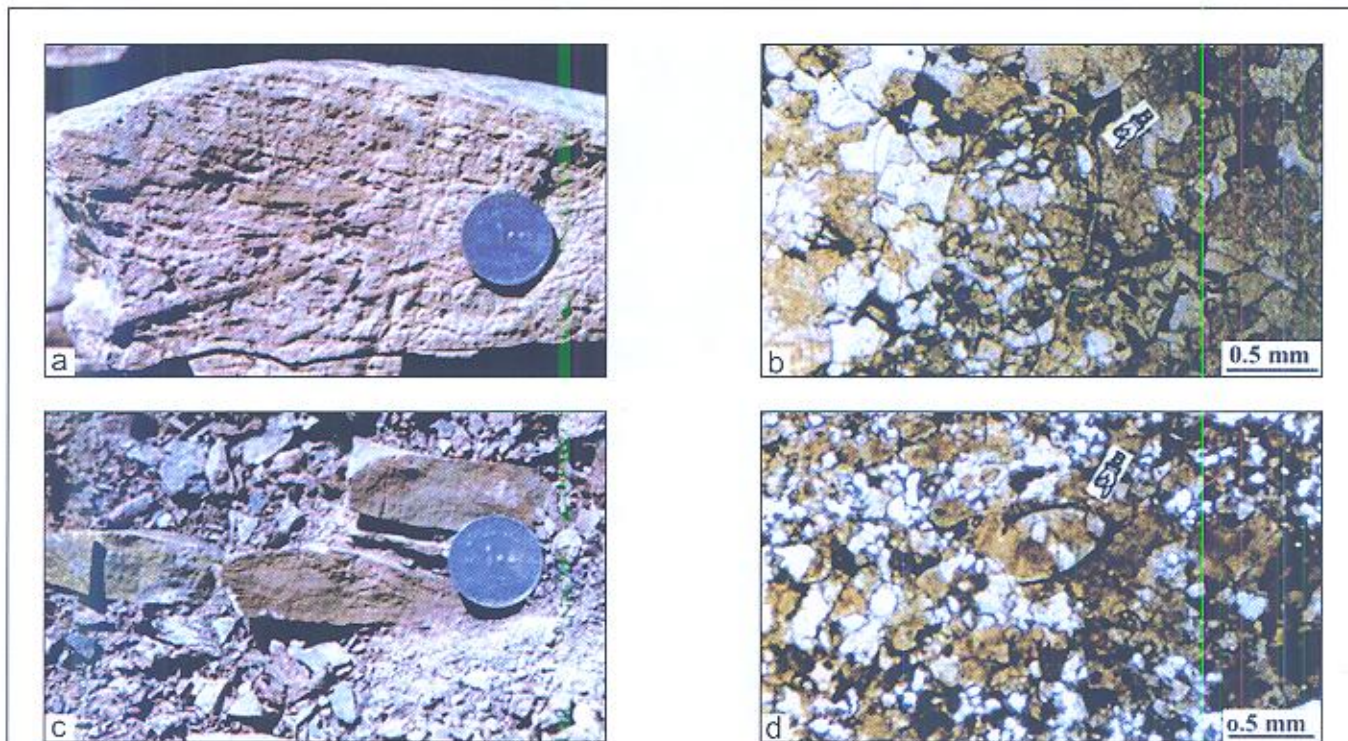
شکل ۵- a- ساخت لایه بندی مورب تراف در ماسه سنگ‌های کوارتزیت بالایی (بالای چینه شناسی به سوی چپ است) ، b- ساخت موجی در ماسه سنگ‌ها (انگشت نشانه) ، c- رخساره ساب آرکوز که در آن سیمان شعاعی کلریت (C1) و دولومیت آهن دار (D1) با دانه‌های گرد تا نیمه زاویه دار که به گمان فوی ناشی از خوردگی سیمان است ، دیده می‌شود، نور پلاریزه ، d- ساخت ریبیل مارک‌های جریان‌ی در دو جهت شمالی- جنوبی و خاوری- باختری، این ساخت در کانال‌ها در نتیجه اثر امواج به همراه جریان‌های جزر و مدی پدید می‌آید (دید به سوی باختر) ، e- ساخت ریبیل مارک Cusate در پوینت بار کانال‌های جزر و مدی و سواحل جزر و مدی در اثر شکست امواج ساخته می‌شود، انگشت نشانه جهت جریان غالب را نشان می‌دهد. f- عکس میکروسکوپی از رخساره کانال که رخساره از نوع ساب آرکوز است . اندازه دانه‌ها بین ۰/۲ تا ۰/۴ میلی‌متر و تماس بین دانه‌ها از نوع کوز- کاوز دندان‌های است . دانه‌ها به طور عمده از کوارتز و ارتوز (Or) اند. مقدار سیمان کم و از نوع سیلیسی است ، نور پلاریزه.



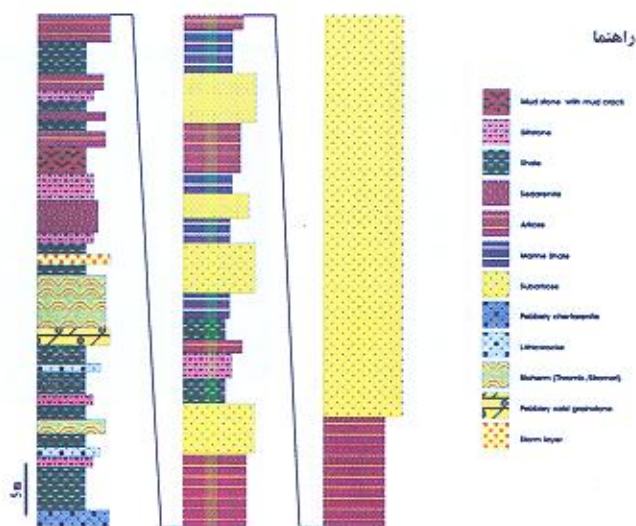
شکل ۶- a- ساخت ریبیل مارک های موجی با خط الراس مستقیم در ماسه سنگ های رخساره H. b- مقیع میکروسکوپی ماسه سنگ های رنگ آمیزی شده که در آن دانه های کوارتز، ارتوز (OR) و میکروکلین (Mi) با تماس محدب - مقعر و مخرس به همراه سیمان رشدی هم محور (Ov) دیده می شود. این ماسه سنگ ها از نوع ساب آرکوز هستند، نور پلاززه. c- مقطع میکروسکوپی شکل (b) در نور طبیعی، دانه های فلدسپات (F1) رنگ آمیزی شده به خوبی قابل شناسایی هستند. d- رخساره شیل های دریایی که به سوی بالا (انگشت اشاره) به تناوب ماسه و شیل (رخساره H) تبدیل می شود (دید به سوی جنوب). e- عکس از مرزهای ناگهانی پائینی و بالایی شیل های دریایی با ماسه سنگ های رخساره F (دید به سوی شمال).



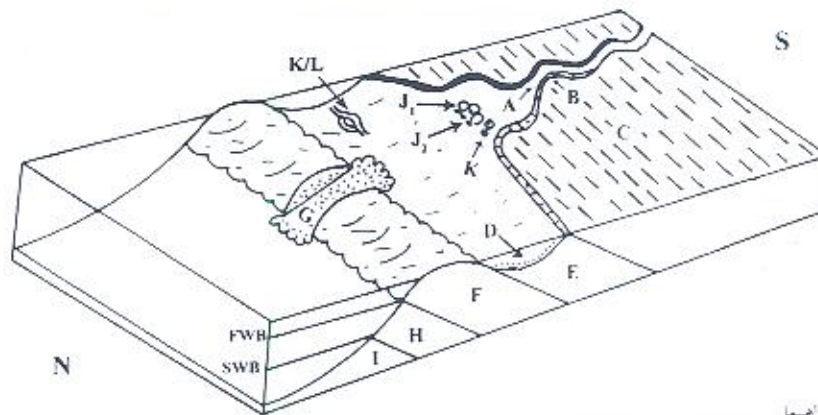
شکل ۷- a- رخساره دسه ترومبولیت- استرومالیت (افق دوم بیوهرمی) واحد شیلی که بخش پایین بیوهرم را ترومبولیت (TH) و بخش بالایی آن پوشش استروماتولیت (ST) است. b- رخساره گریستون الیدی پیل دار که در آن پیل های شیلی سبز رنگ (SH) دیده می شوند. پدیده نومورفیسیم و دولومینی شدن سبب شده است فقط سایه ای از الیپدا (OO) باقی بماند. نور طبیعی.



شکل ۸- a- رخساره کنگلومرای دانه ندریجی. چرخه به سوی بالا ریز شو با قطعات گراولی شیلی (لامینه های مسطح در بخش پایین، لامینه های مورب در بخش میانی و لامینه های موجی در بخش بالایی) که در مجموع چرخه ای همسان با چرخه ناقص یوما را نشان می دهند (قطر مقیاس، ۳ سانتی متر). b- خرده فسیل تریلوبیت در رخساره K، نور طبیعی. c- ساخت لایه بندی مورب پشته ای در رخساره ماسه سنگ دانه ندریجی (قطر مقیاس، ۳ سانتی متر). d- فسیل ناشناخته با پوسته فسفاتنی در ساخت لایه بندی مورب پشته ای، پدیده خوردگی سبب شده است بسیاری از دانه فسیل ناشناخته با پوسته فسفاتنی در ساخت لایه بندی مورب پشته ای، پدیده خوردگی سبب شده است بسیاری از دانه های کوارتز با دولومیت جانشین شوند، نور پلاریزه.

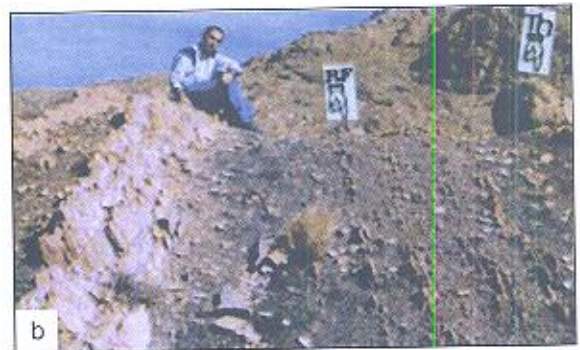
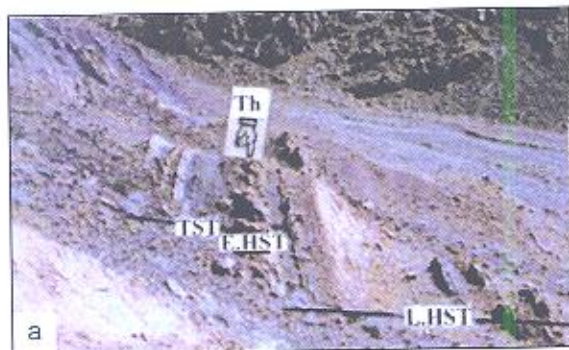


شکل ۹- ستون رخساره ای واحدهای شیلی و کوارتزیت بالایی سازند لالون در ناحیه تویه - دروار

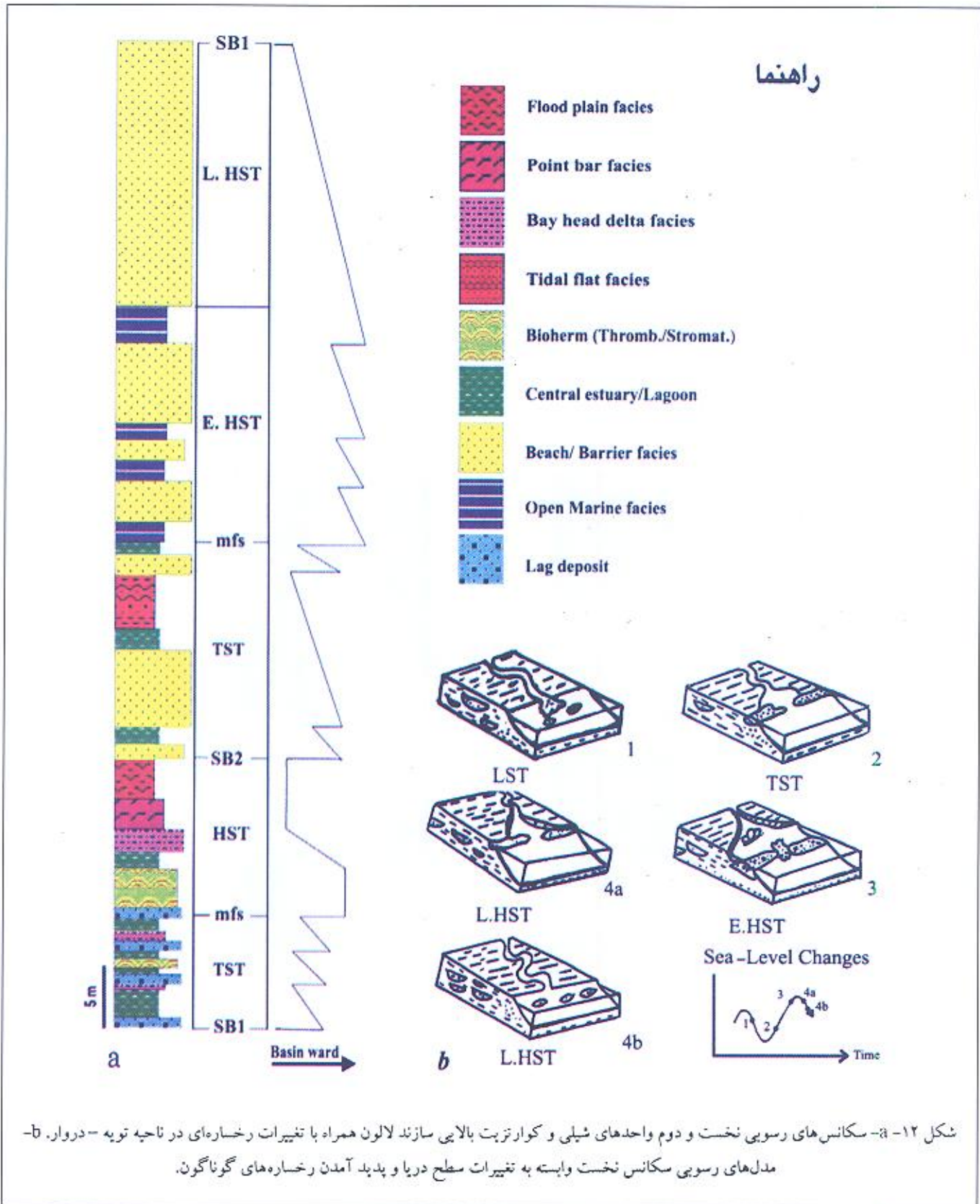


A: Inner estuary/channel meander D: Lag deposit G: Tidal inlet J₁: Thromb-Stroma
 B: Point bar E: Central estuary H: Proximal zone J₂: Ooid gr. st.
 C: Flood plain F: Beach/Barrier/Mouth bar I: Distal zone K/L: Storm Layer

شکل ۱۰- مدل رسوبی رمب امیخته تخریبی- کربناته با خلیج دهانه‌ای میکرو تا بید برای واحدهای شیلی و گوارتزیت بالایی سازند لالون در ناحیه توبه - دروار



شکل ۱۱- a- نمای دور از واحد شیلی (Sh) سازند لالون در ناحیه توبه - دروار و جای دسته‌های رسوبی TST، آغاز HST (دومین افق بیوهرمی) و پایان HST (دید به سوی شمال). b- نمای نزدیک شیل‌های رنگی (مرحله TST) و جایگاه آنها نسبت به بیوهرم ها، در شکل میان لایه‌های ماسه سنگی / سیلتستونی وابسته به نهشته‌های رخدادهای سیلابی رودخانه (Rf) و نهشته‌های وامانده (Lag)، حاصل از پیشروی دریا به سوی خشکی دیده می‌شود (دید به سوی شمال). c- نمای نزدیک از چرخه‌های پستی سرانجام HST وابسته به بخش آغازین خلیج دهانه‌ای (ME) و جایگاه آنها نسبت به بیوهرم ها (دید به سوی شمال). d- مرز سکانس‌های رسوبی نخست و دوم با نهشته‌های وامانده (رخساره D) جدا می‌شود (انگشت، اشاره به نهشته‌های یاد شده دارد).



شکل ۱۲-ا- سنگس های رسوبی نخست و دوم واحدهای شیلی و کوارتزیت بالایی سازند لالون همراه با تغییرات رخساره‌ای در ناحیه تویه -دروار. ب- مدل‌های رسوبی سنگس نخست وابسته به تغییرات سطح دریا و پدیده آمدن رخساره‌های گوناگون.



کتابنگاری

- اطلس راههای ایران، ۱۳۸۰- انتشارات سازمان گیتاشناسی، ۲۵۶ صفحه.
- امین رسولی، ی.، ۱۳۷۸- بررسی میکروفاسیس‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌شناسی توالی‌های واحدهای شیلی و کوارتزیت بالایی سازند لالون و عضوهای او ۲ سازند میلا در البرز شرقی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، ۱۷۸ صفحه.
- حمیدی، ب.، ۱۳۷۴- سنگ‌های رسوبی پرکامبرین- کامبرین در ایران. سازمان زمین‌شناسی کشور، طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، شماره ۲۰، ۲۵۳ صفحه.
- راستگار، ل.، ۱۳۷۹- بررسی میکروفاسیس‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند میلا در البرز غربی، آذربایجان شرقی (عجب شیر). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، ۹۳ صفحه.
- صیادی، م.، ۱۳۷۳- مطالعه و بررسی رخساره‌ها و محیط رسوبی سازندهای زاگون و لالون (کامبرین زیرین) در نواحی شمال سرپندان و شهسوار. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد واحد شمال، ۱۷۹ صفحه.
- علوی نائینی، م.، ۱۳۷۲- چینه‌شناسی پالئوزوئیک ایران. سازمان زمین‌شناسی کشور، طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، شماره ۵، ۴۹۲ صفحه.
- لاسمی، ی.، ۱۳۷۸- تشکیل پروتوآلوتیتس و حاشیه واگرایی اواخر پرکامبرین بالایی تا اردووسین در شمال شرق گندوانا. مجموعه مقالات هیجدهمین گردهمایی علوم زمین، صفحه ۹۲-۸۸.
- لاسمی، ی.، ۱۳۷۹- رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی نهشته سنگ‌های پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شماره ۷۸، ۱۸۰ صفحه.
- لاسمی، ی. و امین رسولی، ی.، ۱۳۷۸- بررسی میکروفاسیس‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌شناسی توالی‌های واحدهای شیلی و کوارتزیت بالایی سازند لالون. خلاصه مقالات سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، صفحه ۵۵۶-۵۵۳.
- لاسمی، ی. و امین رسولی، ی.، ۱۳۷۹- رخساره‌های کربناته دریای کم ژرفا در واحد شیلی سازند لالون: یافته‌های نو در منطقه تویه - دروار، باختر البرز خاوری. مجموعه مقالات نوزدهمین گردهمایی علوم زمین.
- لاسمی، ی. و امین رسولی، ی.، ۱۳۸۰- اهمیت ساخت لایه بندی مورب پشته‌ای در تعیین موقعیت و شرایط رسوب‌گذاری گذشته. مجموعه مقالات بیستین گردهمایی علوم زمین سازمان زمین‌شناسی ایران، صفحه ۴۱۶.
- لاسمی، ی. و امین رسولی، ی.، ۱۳۸۱- ناپیوستگی فرسایشی در بالای کوارتزیت بالایی سازند لالون: گواهی بر اینکه کوارتزیت بالایی واحد کوارتزیت پایینی سازند میلانیست. مجموعه مقالات بیست و یکمین گردهمایی علوم زمین، صفحه ۲۳۷.
- لاسمی، ی. و امین رسولی، ی.، ۱۳۸۱- چینه‌نگاری سکانسی سنگ‌های سرانجام پرکامبرین تا اردووسین میانی (ابر چرخه ساک) در کوه‌های البرز. مجموعه مقالات بیست و یکمین گردهمایی علوم زمین، صفحه ۵۳۳.
- لاسمی، ی. و امین رسولی، ی.، ۱۳۸۱- بررسی نهشته‌های طوفانی واحد زیرین بخش ۲ سازند میلا در البرز شرقی. مجله علوم دانشگاه تهران، جلد ۲۸، شماره ۱، صفحه ۵۲-۳۳.
- لاسمی، ی. و امین رسولی، ی. (زیر چاپ). رخساره‌های کربناته در واحد شیلی سازند لالون: یافته‌های نو در منطقه تویه - دروار، (جنوب باختری دامغان). مجله علوم زمین سازمان زمین‌شناسی.
- لاسمی، ی.، لطف‌پور، م. و طهماسبی، ع.، ۱۳۷۷- بررسی رخساره‌های ترومبولیتی ایران از دیدگاه پالئوآکولوژی و چینه‌شناسی توالی‌ها. مجموعه مقالات دومین همایش انجمن زمین‌شناسی کشور، صفحه ۴۰۷-۴۰۲.

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.
- Ajner, T., 1985. Storm depositional systems. Springer-Verlag, Berlin, 174p.
- Aitken, J. D., 1967. Classification and environmental significance of cryptalgal limestone and dolomites with illustrations from the Cambrian and Ordovician of Southwestern Alberta. *J. Sediment. Petrol.*, 37:1163-1173.
- Anthony, E. J., Lang, J. & Oyede, L. M., 1996. Sedimentation in tropical microtidal, wave-dominated coastal-plain estuary.

- Sediment., 43:665-675.
- Assereto, R., 1963. The Palaeozoic formations in central Alborz Iran. Riv. Ital., Paleont., 6: 503-543.
- Bhattacharya, J., 1989. Estuarine channel fills in the Upper Cretaceous Dunvegan Formation: Core examples. In: G. E. Reinson (ed.), Modern and ancient examples of clastic deposits- A core and peel workshop. Can. Soc. Pet. Geol., p:37-49.
- Brett, C., 1995. Sequence stratigraphy, biostratigraphy and taphonomy in shallow marine environments. Palaios, 10: 597-616.
- Bromley, R. G., 1990. Trace Fossils. Unwin Hayman, London, 280p.
- Brownridge, S. & Moslow, T. F., 1989. Mesotidal estuarine facies of the Glaucconitic Member, Drayton Valley, Alberta. In: G. E. Reinson (ed.), Modern and ancient examples of clastic deposits-A core and peel workshop. Can. Soc. Pet. Geol., p:80-88.
- Byers, C. W. & Dott, R. H., Jr., 1995. Sedimentology and depositional sequences of the Jordan Formation (Upper Cambrian) Northern Mississippi Valley. JSR, B65: 289-305.
- Cant, D. J., 1982. Fluvial facies models and their application. In: Sandstones Depositional Environments, AAPG., Mem., 31: 115-137.
- Cambro-Ordovician of North China carbonate platform. Sediment. Geol., 114: 189-222.
- Collinson, J. D. & Thompson, D. B., 1989. Sedimentary Structures. 2nd ed., Allen & Unwin, London, 194P.
- Colquhoun, G. P., 1995. Siliciclastic sedimentation on a storm-and tide-influenced shelf and shoreline: the Early Devonian Roxburgh Formation, NE Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. J. Sed. Geol., 97: 69-98.
- Cotter, E. & Driese, S. G., 1998. Incised-valley fills and other evidence of sea level fluctuations affecting deposition of the Catskill Formation (upper Devonian), Appalachian Foreland Basin, Pennsylvania. JSP, 62: 1130-1146.
- Dalrymple, R. W., Zaitlin, B. A. & Boyd, R., 1992. Estuarine facies models: Conceptual basis and stratigraphic implications. J. Sediment. Petrol., 62: 1130-1146.
- Davis, R. A., 1985. Coastal sedimentary environments (ed.). Springer-Verlag, Berlin, 716p.
- Dott, R. H. Jr. & Bourgeois, J., 1982. Hummocky cross stratification: Significance of its variable bedding sequence. Geol. Soc. Am. Bull., 93: 663-680.
- Dunham, R. J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: W. E. Ham (ed.), Classification of carbonate rocks. AAPG, Mem., 1:108-121.
- Emery, D. & Myers, K. J., 1996. Sequence Stratigraphy. Oxford, Blackwell Science, 297p.
- Folk, R. L., 1974. Sedimentary Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill, Austin, Texas, 182p.
- Fritze, W. J. & Moore, J. D., 1987. Basics of physical stratigraphy and sedimentology. John Wiley & Sons, Inc, USA, 337 P.
- Gibson, J. W. & Hickin, E. J., 1997. Inter and supratidal sedimentology of a fjord-head estuary, South-Eastern British Columbia. Sediment., 44:1031-1053.
- Glumac, B. & Walker, K. R., 1997. Selective of Cambrian microbial carbonate deposits: A key to mechanisms and environments of origin. Palaios., 12: 98-110.
- Golonka, J. & Kiessling, W., 2002. Phanerozoic time scale and definition of time slices. Phanerozoic Reef Patterns. SEPM, 72, pp. 11-20.
- Gomez-Gras, D. & Alonso-Zarza, A. M., 2003. Reworked calcretes: their significance in the reconstruction of alluvial sequences (Permian and Triassic, Minorca, Balearic Islands, Spain). Sediment. Geol., 158: 299-319.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. & Vaill, P. R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change. In: Sea Level Changes: An integrated approach. SEPM, 42: 71-108.
- Hiroki, Y., 1994. Quaternary crustal movements examined from facies distribution in the Ausumi and Hamana area, Central Japan. Geol., 93: 223-235.
- 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.
- Lasemi, Y., 1995a. 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., 1995b. Platform carbonates of the Upper Jurassic Mozdoran Formation in the Kopet Dagh Basin, NE Iran- facies, palaeoenvironments and sequences. J. Sediment. Geol., 99: 151-164.
- Lobo, C. P. & Osbrone, R. H., 1976. Petrology of the late Precambrian- Cambrian sandstones in the eastern Mojave Desert southeastern California. JSP, 46: 829-846.
- Miall, A. D., 1997. The Geology of Stratigraphic Sequences. Springer-Verlag, 433p.
- Miall, A. D., 2000. Principles of Sedimentary Basin Analysis. Springer-Verlag, 616p.
- Middleton, G. V., 1973. Johannes Walthers law of correlation of facies. Bull. GSA., 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. J. Geol. Soc. Lond., 153: 213-230.
- Moslow, T. F., Barric, J. V. & Luternauer, J. L., 1989. Sedimentary facies of high-energy tide-dominated continental shelf, Western Canada. In: G. E. Reinson (ed.), Modern and ancient examples of clastic deposits- A core and peel workshop. Can. Soc. Pet. Geol., P:25-36.
- Nichol, S. L., Zaitlin, B. A. & Thom, B. G., 1997. The upper Hawkesbury River, New South Wales, Australia: A Holocene example of an estuarine bayhead delta. Sediment., 44: 263-286.
- Nichols, M. M., Johnson, G. H. & Peebles, P. C., 1991. Modern sediments and facies model for a microtidal coastal plain estuary, the James estuary, Virginia. JSP, 61: 383-399.



- Palmer, A. R., 1981. Subdivision of the Sauk sequence. In: M. E. Taylor (ed.), 2nd International symposium on the Cambrian system. U. S. Geol. Surv. Open file Rep. 81-743, 160-162.
- Palmer, A. R. & James, N. P., 1980. The Hawke Bay event: a Circum-Iapetus regression near the Lower-Middle Cambrian boundary. In: D. R. Wones (ed.), The Cadonides in the USA. Virginia Polytechnics and State University, Mem. 2, pp. 15-18.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. & Siever, R., 1987. Sand and Sandstone. Springer Verlag, New York, 553p.
- Picard, M. D. & High Jr, L. R., 1973. Sedimentary structures of ephemeral streams (Developments in Sedimentology 71). Elsevier Scientific Pub., Co., Amsterdam, 223 P.
- Plint, A. G. & Nummedal, D., 2000. The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. In: D. Hunt & R. L. Gawthorpe, (eds.), Sedimentary Responses to Forced Regressions. Geol. Soc. Sp. Pub., n. 172: 1-17.
- Pratt, B. R., 1998. Synthesis cracks: Subaqueous shrinkage in argillaceous sediments caused by earthquake-induced dewatering. Sediment. Geol., 117: 1-10.
- Reading, H. G. & Collinson, J. D., 1996. Clastic Coasts. In: H. G. Reading (ed.), Sedimentary Environment. Third ed., Blackwell, Oxford, 888p.
- Reinock, H. E. & Singh, I. B., 1986. Depositional Sedimentary Environments. Springer-Verlag, Berlin, 549 P.
- Reinson, G. E., 1984. Barrier island and associated strand-plain systems. In: R. G. Walker (ed.), Facies Models, 2nd ed., GeoScience Canada, pp. 119-141.
- Rowland, S. M. & Gangloff, R. A., 1988. Structure and paleoecology of Lower Cambrian reefs. *Palaios*, 3: 111-135.
- Selley, R. C., 1996. Ancient Sedimentary Environment. 4th ed., Chapman & Hall, London, 300 P.
- Seslavinsky, K. B. & Maidanskaya, I. D., 2001. Global Facies Distributions from Late Vendian to Mid-Ordovician. In: The Ecology of the Cambrian Radiation. New York, Columbia University Press.
- Simpson, E. L. & Sundberg, F. A., 1987. Early Cambrian age for synrift deposits of the Chilhowee group of Southwestern Virginia. *Geol.*, 15: 123-126.
- Sloss, L. L., 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 74:93-114.
- Soudry, D., & Weissbrodt, T., 1995. Morphogenesis and facies relationships of thrombolites and siliciclastic stromatolites in Cambrian tidal sequence (Elat Area). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 114: 339-355.
- Tucker, M. E. & Wright, V. P., 1990. Carbonate Sedimentology. Blackwell, Oxford, 482P.
- Vail, P. R., Mitchum, R. M., Todd, R. G., Widmir, J. M., Thompson, S., Sangree, J. B., Bubb, J. N. & Hattclid, W. G., 1977. Seismic stratigraphy and global change of sea level. In: C. E. Payton (ed.), Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration. AAPG, Mem., 26: 49-212
- Van Wagoner J. C., Mitchum, R. M. & Rahmanian, V. D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrop: Concepts for high resolution correlation of time and facies. key definitions. AAPG, methods in exploration series, Tulsa, 7, 55p.

*گروه زمین شناسی دانشگاه تربیت معلم، تهران، ایران

* Department of Geology, Tarbiat Moallem University, Tehran, Iran