فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال هفتم، شماره بیست و هفتم، پاییز ۱۳۹۲، صفحات ۵۵-۷۴

بازسازی محیط رسوبی رسوبات سیلیسی آواری - کربناته سازند امیران (کرتاسه بالایی - پالئوسن) در جنوب غرب لرستان

یعقوب نصیری[۱]، اسداله محبوبی[۲]، سید رضا موسوی حرمی[۲،*]، احمدرضا خزایی[۳] و بیژن یوسفی یگانه[۴]

۱. کارشناس ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد

۲. استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد

۳. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند، بیرجند

۴. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد

تاریخ دریافت: ۹۰/۱۱/۱۵

تاریخ پذیرش: ۹۲/۴/۲

چکیده

سازند امیران به سن کرتاسه بالایی – پالئوسن در منطقه لرستان حوضه زاگرس گسترش دارد. به‌منظور مطالعه محیط رسوبی سازند امیران در ناحیه لرستان، دو برش چینه‌شناسی (برش نمونه و پیرشمس‌الدین) اندازه‌گیری و نمونه‌برداری شده است. ضخامت این دو برش به‌ترتیب ۸۹۰ و ۹۲۰ متر است. مرز زیرین این سازند در برش نمونه با سازند گورپی مشخص و مرز بالایی آن با سازند تله زنگ تدریجی است. این سازند شامل مجموعه‌ای از لیتوفاسیس کنگلومرا، ماسه‌سنگ، گل‌سنگ و سنگ‌های کربناته است. سازند امیران در منطقه مورد مطالعه از دو واحد، رخساره کربناته (در واحدهای قاعده‌ای و بالایی) و رخساره آواری (در واحدهای میانی و بالایی) تشکیل شده است. براساس مطالعات پتروگرافی، سنگ‌های سیلیسی آواری به هشت رخساره و سنگ‌های کربناته به ۱۸ میکروفاسیس تفکیک شده‌اند. میکروفاسیس‌های کربناته در سه کمربند رخساره‌ای دریای باز، سد و لاگون و در یک پلاتفرم از نوع سکو ته‌نشین شده‌اند. بیشتر رودیست‌های شناسایی شده این سازند، به‌صورت بالارونده، افقی و انفرادی با فابریک کانستراتال بوده که در رسوبات مربوط به محیط لاگون وجود دارند. با توجه به جنس‌های Dictyoptychus و به‌ویژه Luftusia، سن ماستریشتین برای این واحد سنگی پیشنهاد می‌شود. سنگ‌های سیلیسی‌آواری این سازند شامل پتروفاسیس‌های شیل، سیلتستون، کالک‌لیتایت، لیتیک گریوک، چرت‌آرنایت و ارتومیکروکنگلومرا است. براساس مطالعات پتروگرافی و وجود ساخت‌های رسوبی مانند طبقه‌بندی تدریجی، توالی بوما و...، این رسوبات تحت جریان‌های آشفته در محیط شیب‌دار و مخروط‌های زیر دریایی برجای گذاشته شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: سازند امیران، مخروط زیر دریایی، پلاتفرم کربناته، حوضه زاگرس.

مقدمه

سازند امیران یکی از سازندهای سیلیسی آواری در حوضه زاگرس به سن ماستریشتین – پالئوسن است (شکل۱) که پس از فاز کوهزایی لارامید به‌صورت محلی در منطقه لرستان نهشته شده است (آقانباتی، ۱۳۸۵). بعد از تصادم پوسته قاره‌ای عربی و ایران مرکزی، بالا آمدگی، چین خوردگی و روراندگی عمده‌ای

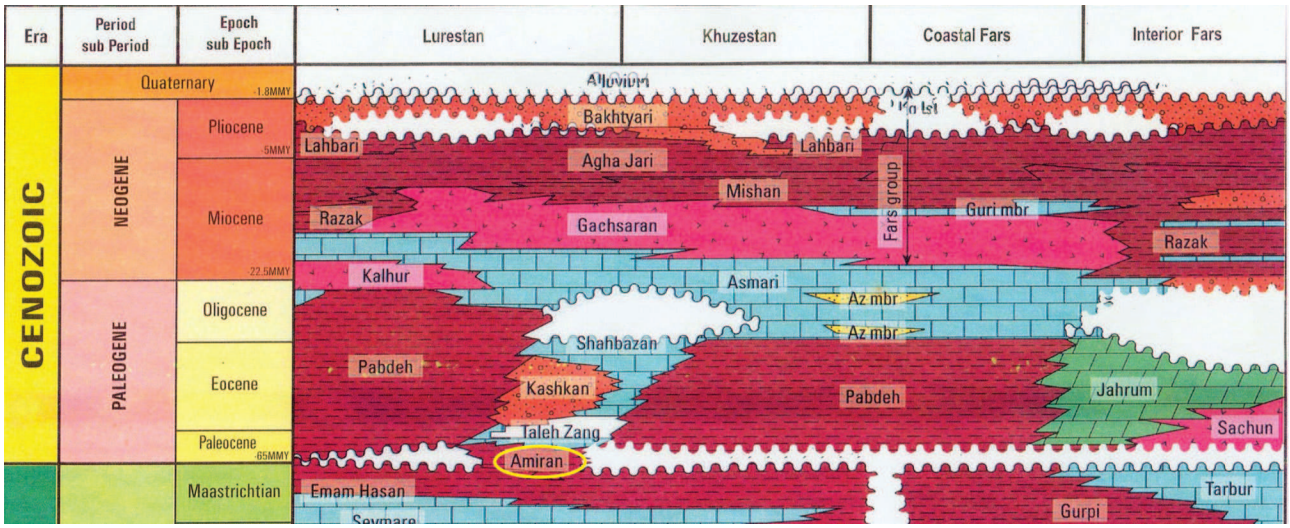
* نویسنده مرتبط harami2004@yahoo.com

صورت گرفته است. پیامد آن فرسایش کمربند کوهزایی زاگرس مرتفع و افیولیت – رادیولاریت‌های زون فرورانش زاگرس است که به علت بالا آمدن پوسته اقیانوسی در نواحی مرکزی و شمال شرقی، مواد آواری حاصل از فرسایش، به مناطق جنوب غربی و جنوب شرقی حمل شده‌اند (Alavi, 2004). در کرتاسه بالایی تا پالئوسن مواد فرسایشی حاصل از این تصادم در حوضه پیش‌خشکی در کمربند چین‌خورده زاگرس سازند امیران را تشکیل داده‌اند (Casciello et al., 2009). این سازند به‌طور عمده از رسوبات آواری تشکیل شده است که در برخی از زمان‌ها، با رسوبات کربناته مخلوط شده‌اند. سازند امیران در ناحیه لرستان عمدتاً از واحدهای ماسه‌سنگی قهوه‌ای با لایه‌بندی موازی، شیل‌های سبز و واحدهایی از سنگ‌آهک تشکیل شده است. مرز زیرین با سازند گورپی تدریجی و مرز بالایی با سازندهای کشکان و تله زنگ مشخص است. تشکیل نهشته‌های مخلوط آواری–کربناته، طی مکانیسم‌های متفاوتی از جمله اختلاط جانبی رخساره‌ها، تغییرات سطح آب دریا و تغییر در میزان ورود رسوب به‌حوضه صورت می‌گیرد (Budd and Harris, 1990). همچنین، تشخیص مکانیسم اختلاط در هر مجموعه رسوبی، نیازمند تفسیر محیط رسوبی، برخاستگاه زمین‌ساختی و نیز آب و هوای دیرینه است (Budd and Harris, 1990). حوضه رسوبی زاگرس که با بسته شدن اقیانوس تتیس تشکیل شده است، دارای ضخامت زیادی از رسوبات مزوزوییک و سنوزوییک است (Berberian and King, 1981). این توالی متشکل از یک گوه آواری پر شده از یک حوضه پیش‌خشکی کم عمق است که در اثر فرارانش ورقه‌های تراستی افیولیتی – رادیولیتی در طی کرتاسه شکل گرفته‌اند (Agard et al., 2005; Homke et al., 2009; Casciello et al., 2009). تاثیر این رسوبات در توسعه ساختارها، در بررسی‌های صحرایی، برش‌های عرضی و تهیه نقشه‌های هم ضخامت سازندهای امیران و کشکان مورد بررسی قرار گرفته است. واحد چینه‌شناسی که بیشترین تغییرات ضخامت را در توالی پالئوژن ناحیه لرستان نشان می‌دهد، سازند امیران است که ناحیه بین طاقدیس‌های چناره و خرم‌آباد را در بر گرفته و از واحدهای شیل مارنی، ماسه‌سنگ و کنگلومرا تشکیل شده که در مجموع روند به سمت بالا و کم عمق شونده را نشان می‌دهند. نقشه هم ضخامت سازند امیران نشان‌دهنده نواحی با حداکثر ضخامت (بیش از ۱۱۰۰ متر) در بخش شمال شرقی حوضه رسوبی است که این رسوبات به سمت جنوب غرب نازک می‌شوند (Homke et al., 2009; Casciello et al., 2009). همچنین حاشیه شمال شرقی این حوضه رسوبی توسط توده‌های ضخیم کنگلومرا مشخص می‌شود که در برگیرنده بخش نزدیک به منشا است. کاهش ضخامت در قسمت مرکزی – جنوب غربی حوضه می‌تواند به‌عنوان بالاآمدگی‌های توپوگرافیکی قدیمی ناشی از یک مرحله فعالیت تکتونیکی تفسیر شود (Hessami et al., 2001; Homke et al., 2009; Casciello et al., 2009).

در این تحقیق برش الگوی سازند امیران در شمال غرب طاقدیس کوه امیران در نزدیک شهر معمولان و در جاده خرم‌آباد – اهواز با مختصات جغرافیایی "۴ ′۵۰ °۳۳ N و"۱۵ ′۵۵ °۴۷ E، به‌همراه برش امامزاده پیرشمس الدین در جنوب غرب لرستان با موقعیت جغرافیایی'۳ "۲۸ °۳۳ N و "۳۹ ′۵۶ °۴۷ E و در ۶۰ کیلومتری خرم‌آباد اندازه‌گیری و نمونه‌برداری شده است (شکل ۲). هدف از این مطالعه، شناسایی و تفکیک رخساره‌های رسوبی سازند امیران در صحرا و آزمایشگاه، تفسیر محیط رسوبی و ارائه مدل رسوبگذاری است.

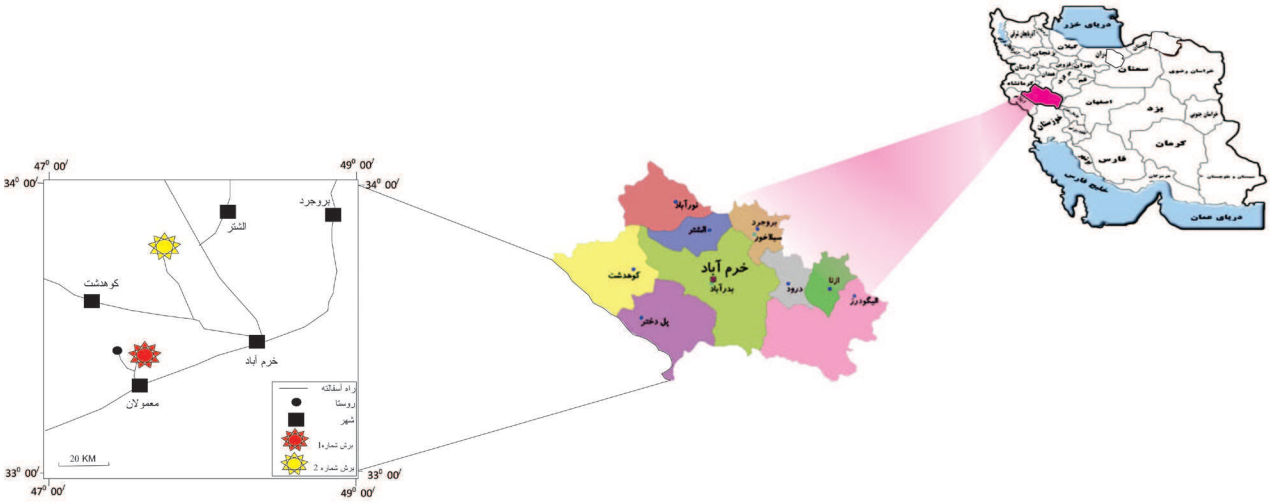
روش مطالعه

در این مطالعه از تعداد ۳۸۰ نمونه سنگی برداشت شده، ۳۰۰ مقطع نازک ماسه‌سنگ و ۸۰ مقطع نازک سنگ‌آهک تهیه و پس از رنگ‌آمیزی توسط محلول آلیزارین به روش Dickson, (1965) بررسی شده است. نام‌گذاری ماسه‌سنگ‌ها به روش Folk,



شکل ۱. ارتباط زمانی و مکانی واحدهای سنگی سنوزوییک حوضه زاگرس (آقانباتی، ۱۳۸۵)، به تغییرات جانبی سازند امیران توجه شود.

1. Foreland



شکل ۲. موقعیت جغرافیایی برش‌های مورد مطالعه.

(1980), Pettijohn et al., (1987) و کربنات‌ها به روش Dun–ham, (1962) و امبری و کلوون Embry and Kloven, (1971) انجام شده است و همچنین درصد فراوانی آن‌ها با استفاده از چارت‌های مقایسه‌ای Flugel, (2010) تعیین شده است.

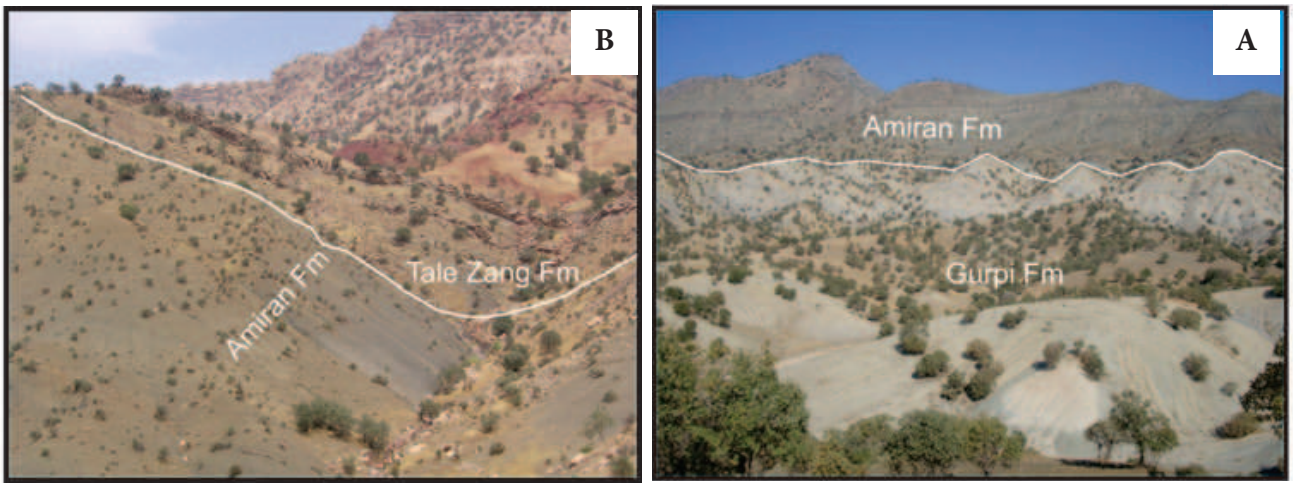
چینه‌شناسی سازند امیران

برش نمونه

سازند امیران در برش نمونه واقع در طاقدیس کوه امیران، به ضخامت ۸۹۰ متر به‌طور تدریجی بر روی سازند گورپی و با مرز مشخص در زیر سنگ‌آهک‌های سازند تله‌زنگ قرار دارد (شکل۳). این سازند از شیل‌های سبز زیتونی، سنگ‌آهک نخودی رنگ با لایه‌بندی نازک تا متوسط لایه و ماسه سنگ‌های خاکستری تا قرمز رنگ متوسط تا ضخیم لایه حاوی گرهک[1] سیلیسی، گرهک سپتاریا، فلوت مارک، ریپل مارک و آثار فسیلی کندریتس[2]، پالئودیکتون[3]، تالاسینوئیدس[4]، گوردیا[5] و زئوفیکوس[6] تشکیل شده است (نصیری و همکاران، ۱۳۹۱) (شکل۵ – الف).

برش پیر شمس‌الدین

سازند امیران در برش پیرشمس‌الدین واقع در مسیر جاده خرم‌آباد – کوهدشت به ضخامت ۹۲۰ متر به‌طور تدریجی بر روی سازند گورپی و با مرز مشخص در زیر سازند کشکان قرار دارد (شکل۴). این سازند از شیل‌های سبز رنگ، ماسه‌سنگ‌های



شکل ۳. سازند امیران در برش نمونه واقع در طاقدیس کوه امیران. A) مرز زیرین سازند امیران با مارن‌های سازند گورپی، B) مرز بالایی سازند امیران با سازند تله زنگ.

1. Nodule
2. Chondrites
3. Paleodictyon
4. Thalassinoide
5. Gordia
6. Zoophycos

قرمز رنگ متوسط تا ضخیم لایه و مقداری سنگ آهک‌های ضخیم لایه با فسیل فراوان آمفالوسیکلوس و کنگلومرای ریز تا متوسط دانه (شکل ۵ – ب) به همراه آثار فسیلی زئوفیکوس، کندریتس، پالئو دیکتون، دسموگراپتون[1]، افیومورف[2]، تالاسینوئید تشکیل شده است (نصیری و همکاران، ۱۳۹۱).

رخساره‌ها و محیط رسوبی

رسوبات سازند امیران براساس نوع و میزان فراوانی اجزای تشکیل‌دهنده، عمدتا از رخساره های آواری (۸۰%) و به طور جزئی در بخش‌های پایینی برش نمونه و هم‌چنین در بخش‌های بالایی برش پیرشمس‌الدین از رخساره‌های کربناته (۲۰%) تشکیل شده است.

رخساره‌های سیلیسی آواری: شامل سه مجموعه A، B و C است.

رخساره A: این مجموعه از لیتوفاسیس و پتروفاسیس‌ها به شرح زیر تشکیل شده است. لیتوفاسیس‌ها در جدول ۱ توضیح داده شده‌اند.

A۱) ارتو میکروکنگلومرا: این رخساره به‌صورت چند لایه در بخش‌های میانی و بالایی برش مطالعه شده دیده می‌شود. این کنگلومرا از نوع الیگومیکتیک با ریگ[3]های چرتی (۵۰ تا ۷۰ درصد) در اندازه گرانول، زاویه‌دار و لایه بندی توده‌ای تشکیل شده است. سیمان بین اجزا در این پتروفاسیس کلسیت با مقدار کمی اکسید آهن (۳۰ درصد) است (شکل ۶–A).

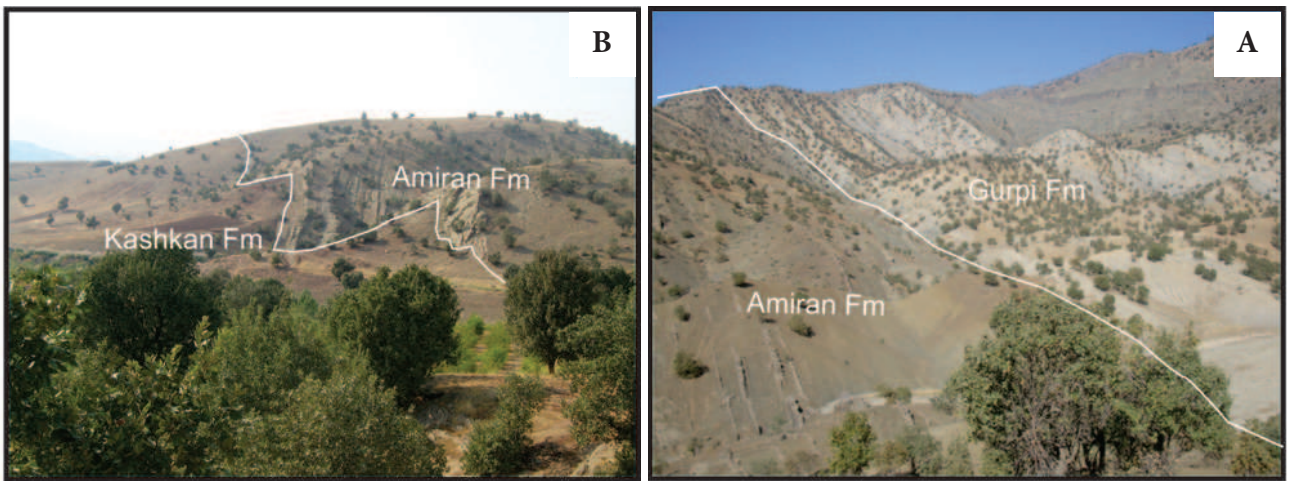
A۲) پاراکنگلومرا: این رخساره که در قسمت‌های بالای توالی دیده می‌شود. از قلوه‌ها و قطعات لایه‌های زیرین تشکیل شده است و به‌طور جانبی کاهش ضخامت پیدا کرده و یک رخساره کانالی (با قاعده فرسایشی و عدسی شکل) را نشان می‌دهد. این رخساره گل پشتیبان است که فضای بین ذرات را ماسه‌سنگ‌ها پر می‌کند (شکل ۶–B).

رخساره B: این مجموعه شامل ماسه‌سنگ‌های B۱ تا B۴ است.

B۱) چرت آرنایت: این رخساره نازک تا متوسط لایه و دارای ۷۵ درصد چرت، ۸ درصد فلدسپات و کوارتز است، اجزای فرعی این رخساره شامل گلاکونیت، خرده‌های فسیلی (فرامینیفر، رادیولر) و کانی‌های سنگین است که دارای فراوانی به‌طور متوسط ۵ تا ۱۰ درصد است. اجزای تشکیل‌دهنده این رخساره توسط سیمان کلسیتی و مقداری اکسید آهن (۱۰ درصد) به یکدیگر متصل شده اند (شکل ۶– C). دانه‌ها در این رخساره دارای اندازه‌ای بین ماسه سنگ خیلی ریز تا متوسط، بی شکل تا نیمه‌شکل‌دار و زاویه‌دار هستند. جورشدگی در این ماسه‌سنگ‌ها ضعیف است. بلوغ بافتی در این ماسه‌سنگ‌ها نارس[4] تا نیمه‌رسیده[5] است.

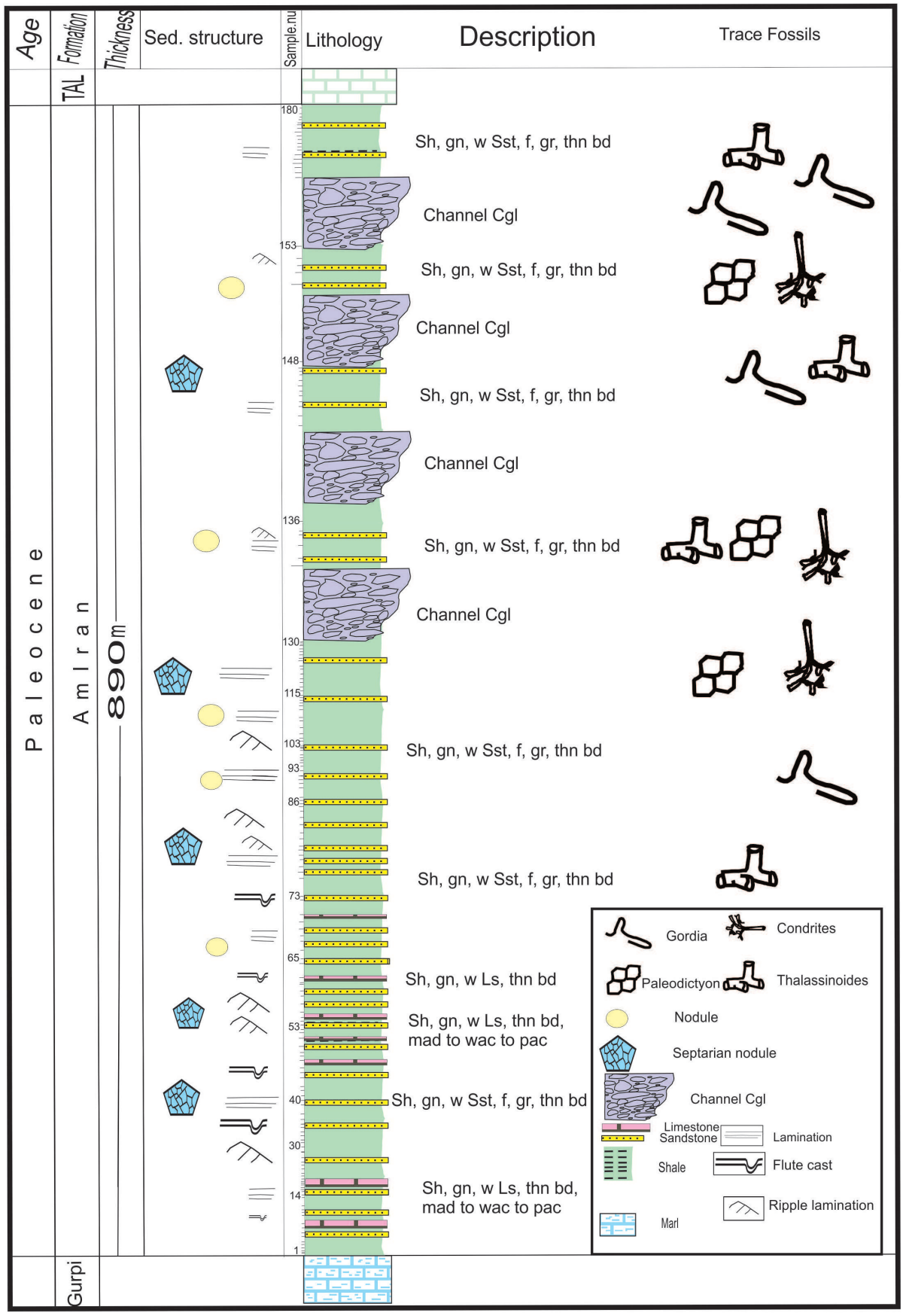
B۲) کلک‌لیتایت: رخساره B۲ به فرم متوسط لایه و دارای خرده سنگ‌های کربناته با فراوانی متوسط ۷۰ تا ۸۰ درصد، فلدسپات و کوارتز با فراوانی ۱۰ درصد، گلاکونی و کانی‌های سنگین با فراوانی ۵ تا ۱۰ درصد است. این رخساره توسط سیمان کلسیتی (۱۵ درصد) به یکدیگر متصل شده‌اند (شکل ۶– D). دانه‌ها در این رخساره دارای اندازه‌ای بین ماسه ریز تا درشت، بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و زاویه‌دار هستند. جورشدگی در این ماسه‌سنگ‌ها ضعیف است. بلوغ بافتی در این ماسه‌سنگ‌ها نارس تا نیمه‌رسیده است.

B۳) لیتارنایت: این رخساره به‌صورت نازک لایه و از خرده‌سنگ‌ها کربناته و چرتی با فراوانی متوسط ۸۰ درصد، فلدسپات و کوارتز با فراوانی ۵ درصد تشکیل شده است. اجزای فرعی شامل بیوتیت، زیرکن، تورمالین و پیروکسن (۴ درصد) است. سیمان این ماسه‌سنگ‌ها از کربنات تشکیل شده است

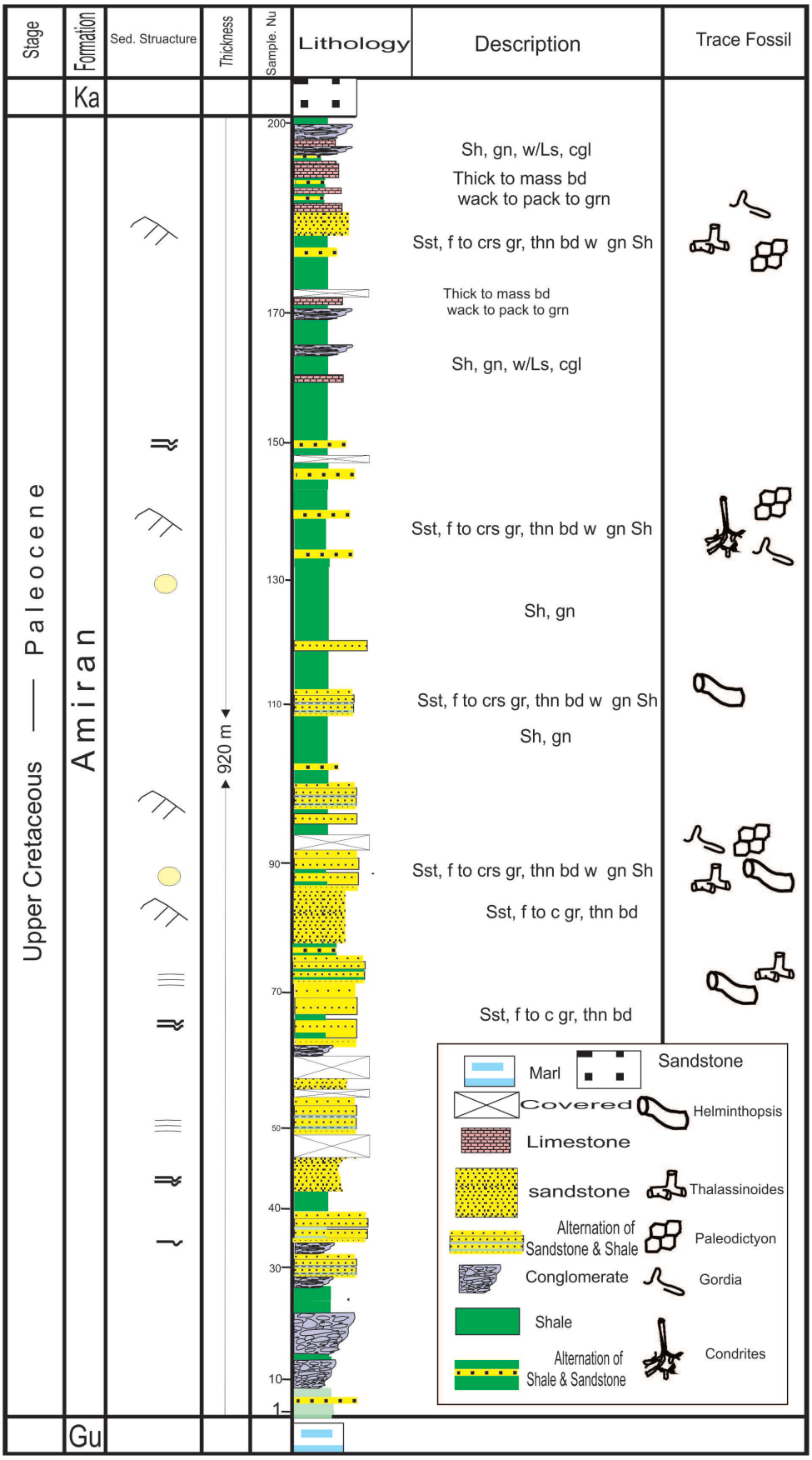


شکل ۴. سازند امیران در برش پیرشمس‌الدین واقع در مسیر جاده خرم اباد – کوهدشت. A) مرز زیرین سازند امیران با مارن‌های سازند گورپی. B) مرز بالایی سازند امیران با سازند کشکان.

1. Desmograpton
2. Ophiomorpha
3. Pebble
4. Immature
5. Submature



شکل ۵. الف) ستون چینه‌شناسی سازند امیران در برش نمونه.



ب) ستون چینه‌شناسی سازند امیران در برش پیرشمس‌الدین.

(۱۱درصد). دانه‌ها در این رخساره دارای اندازه‌ای بین ماسه خیلی ریز تا متوسط، بی‌شکل و زاویه‌دار هستند. جورشدگی در این ماسه‌سنگ‌ها ضعیف است. بلوغ بافتی در این ماسه‌سنگ‌ها نارس تا نیمه‌رسیده است (شکل ۶-E).

B۴) لیتیک‌گریوک: این رخساره نازک لایه و از خرده‌سنگ‌های چرتی با فراوانی متوسط ۵۰ درصد، فلدسپات و کوارتز با فراوانی ۵ درصد، بیوتیت، زیرکن، تورمالین و پیروکسن (مجموعا ۱۰ درصد) تشکیل شده است. این رخساره دارای بیش از ۱۵ درصد ماتریکس است (شکل ۶-F). دانه‌ها در این رخساره دارای اندازه‌ای بین ماسه خیلی ریز تا متوسط، بی‌شکل تا زاویه‌دار هستند. این ماسه‌سنگ‌ها فاقد جورشدگی‌اند. این رخساره از نظر بلوغ بافتی نارس است.

این رخساره‌ها (B۱ -B۴) در صحرا حاوی انواع ساختمان‌های رسوبی از قبیل دانه‌بندی تدریجی، فلوت کست، قالب شیاری، لامینه‌های موازی، لامینه‌های پیچیده، لامینه‌های مورب (شکل ۷)، آثار فسیلی زئوفیکوس، کندریتس، پالئو دیکتون، دسموگراپتون، افیومورف، تالاسینوئید هستند (نصیری و همکاران، ۱۳۹۱).

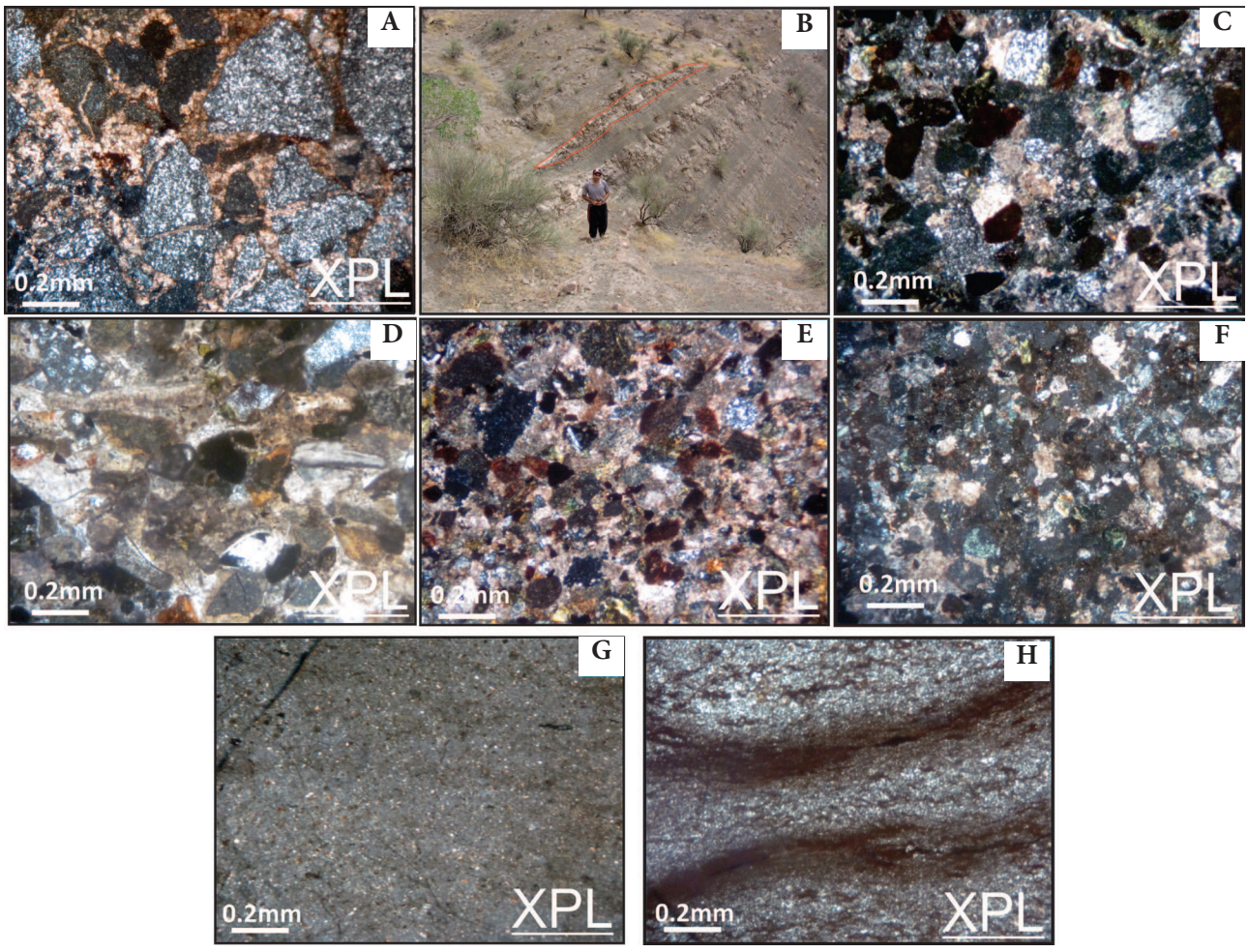
رخساره C: این مجموعه شامل ۲ رخساره C۱ و C۲ به شرح زیر است.

C۱) شیل: شیل‌ها در صحرا به رنگ سبز روشن لامینه‌ای دیده می‌شوند که قسمت عمده توالی را تشکیل می‌دهند. این رخساره حاوی رادیولر است (شکل۶-G).

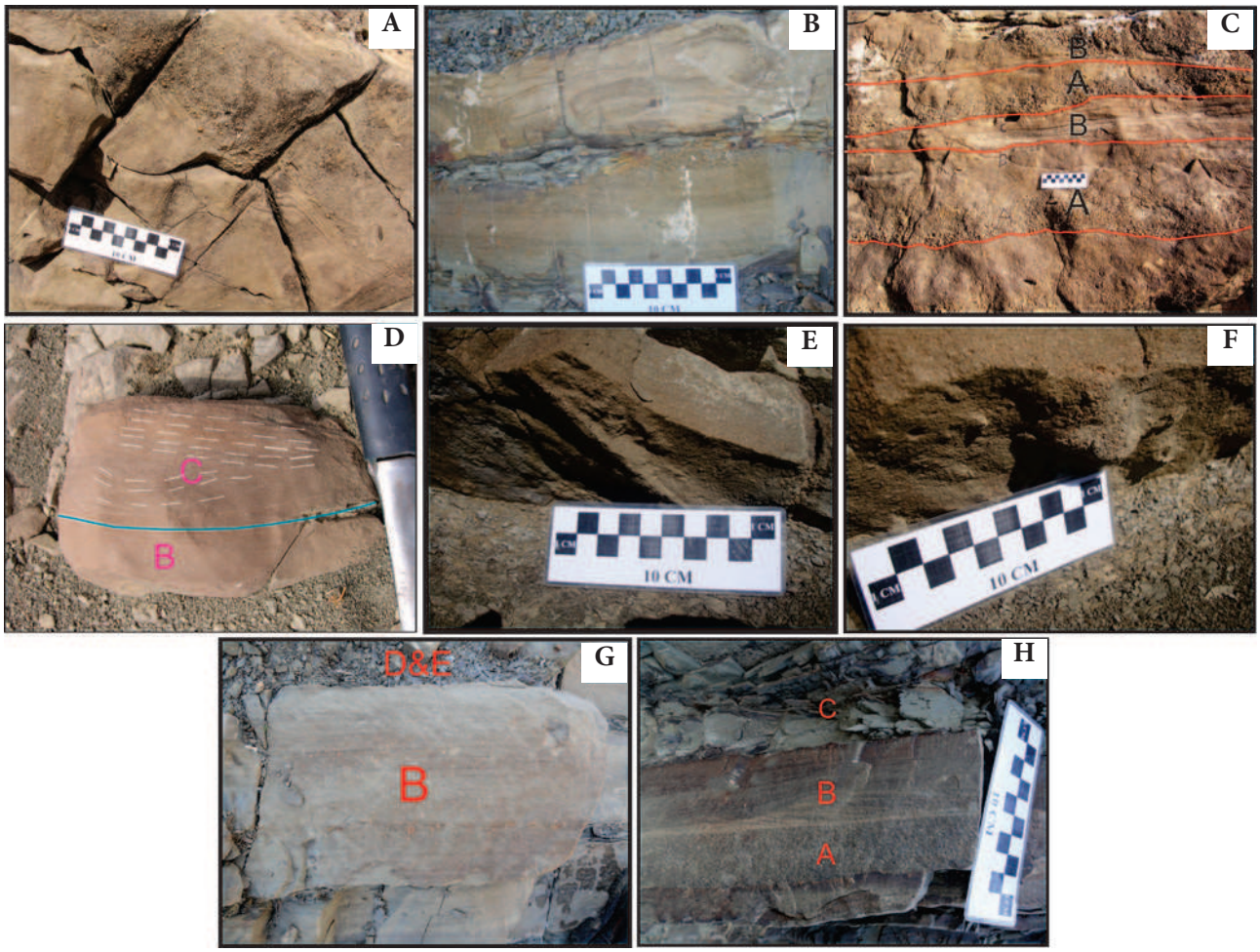
C۲) گل سنگ: این رخساره با تناوب لامینه‌های غیر ممتد تا ممتد سیلتستون درشت و گل‌سنگ مشخص می‌شود (شکل۶-H).

تفسیر مجموعه رخساره‌های سیلیسی آواری

داده‌های پتروگرافی، ساخت و بافت رسوبات سیلیسی آواری سازند امیران موید حمل و نقل و ته‌نشینی تحت تاثیر جریان‌های آشفته است که موجب حمل و نقل دانه‌های آواری از بخش‌های کم عمق‌تر حوضه به طرف مناطق عمیق توسط جریان‌های آشفته است (Bouma and Hollister, 1973; Eugenio, 2007; Bouma et al., 1985; Bouma and Stone, 2000). رخساره‌های آواری توسط جریان‌های آشفته، بادبزن‌های زیردریایی را در نواحی شیب قاره تا پهنه‌های کف اقیانوسی تشکیل داده‌اند (Shan-mugam, 2002, 2003). رخساره کانال معرف قسمت بالایی بادبزن زیردریایی است. (Bouma and Brouwer, 1964; Bouma et al., 1985) یکی از بارزترین خصوصیات توالی‌های آواری سازند امیران وجود چرخه‌های رسوبی ریزشونده است که عمدتا



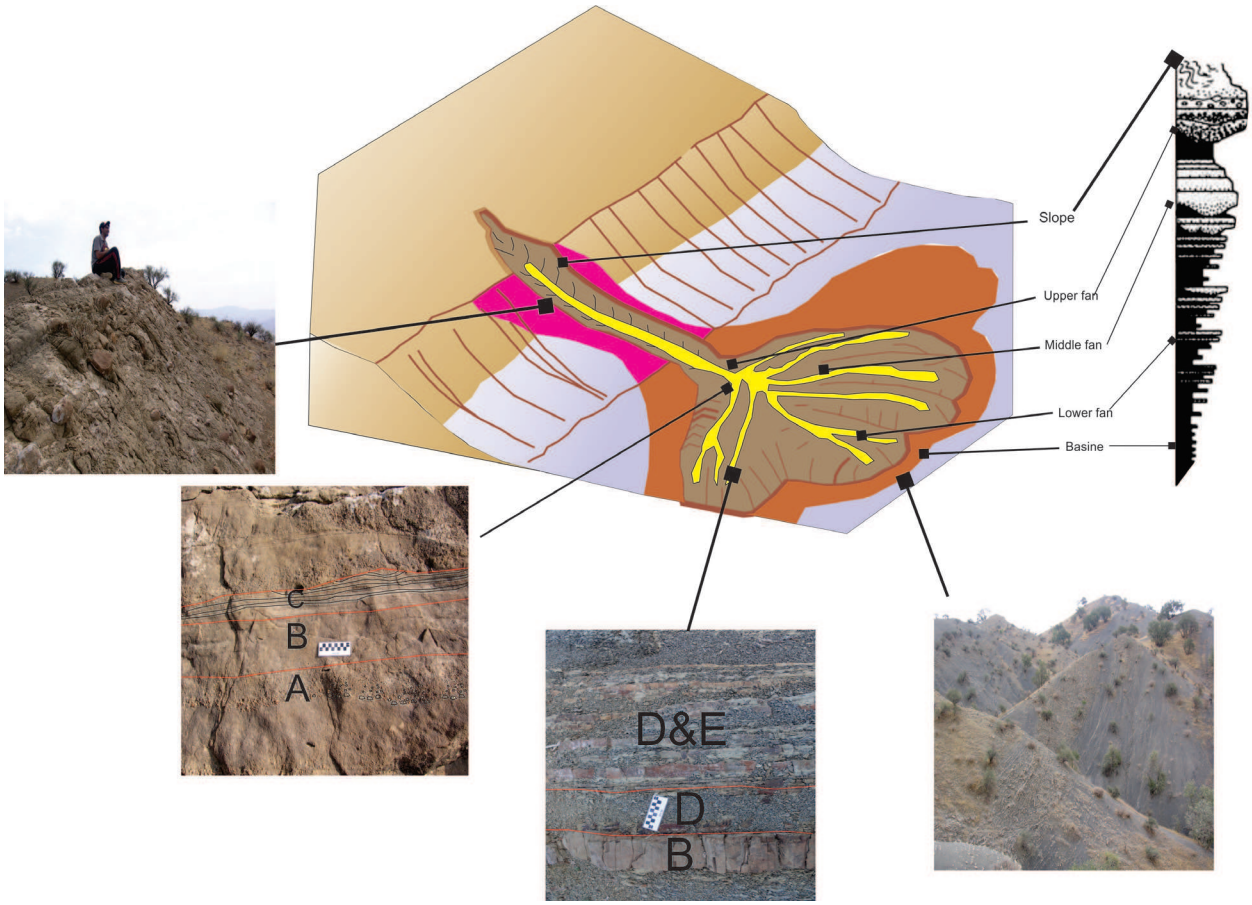
شکل ۶. A) ارتومیکروکنگلومرا، B) پاراکنگلومرا، C) چرت‌آرنایت، D) کلکلیتایت، E) لیت‌آرنایت، F) لیتیک گریوک، G) شیل، H) سیلتستون.



شکل ۷. A) دانه‌بندی‌تدریجی، B) لامینه‌های موازی و پیچیده (واحد های b و c بوما)، C و D) واحدهای مختلف سیکل بوما، E) قالب شیاری، F) فلوت کست، G و H) واحدهای مختلف بوما.

در مقیاس کمتر از یک متر دیده می‌شوند. در هر کدام از این چرخه‌ها در بخش قاعده‌ای (A) دارای فلوت کست و دانه‌بندی تدریجی است و به سمت بالا به لامینه‌های موازی (B) و سپس به لامینه‌های مورب (C) و در خاتمه به رسوبات گلی (D) ختم می‌شوند. این چرخه رسوبی نشان‌دهنده توالی بوما است که در محیط‌های آشفته تشکیل می‌شود (شکل ۹). با افزایش فاصله از منشا (کانال اصلی)، بخش‌های دانه درشت‌تر توالی بوما نازک‌تر و حذف شده و بخش‌های دانه ریز توسعه می‌یابند (Bouma and Brouwer, 1964)، به‌طوری‌که در قسمت‌های میانی مخروط‌های زیردریایی واحدهای A، B و C بوما دیده می‌شود و بخش‌های زیرین مخروط–های زیر دریایی شامل واحدهای D و E بوما است (Shanmugam, 2002, 2003) (شکل ۸). بر اساس مشاهدات صحرایی، تکرار توالی‌های بوما و نتایج حاصل از مطالعات پتروگرافی، می‌توان سه توالی رسوبی را در سازند امیران تفکیک کرد که متعلق به بخش‌های پایینی، میانی و بالایی مخروط زیردریایی هستند (شکل ۸).

مجموعه رخساره‌ای پایینی مخروط زیردریایی: رخساره‌های این بخش از نظر حجمی بیشتر از نهشته‌های دانه ریز شیل و سیلتستون تشکیل شده‌اند و نسبت شیل به ماسه‌سنگ در این مجموعه افزایش چشمگیری را نشان می‌دهد (شکل ۴). همچنین ضخامت لایه‌ها و واحدهای مختلف بوما در این مجموعه رخساره‌ای نسبت به بخش میانی و بالایی مخروط کاهش شدیدی را نشان می‌دهد (شکل۹– M و L). الگوهای رسوبی و بافتی نظیر تناوب لایه‌های شیلی و سیلتستونی با لامیناسیون موازی و لایه‌های ماسه‌سنگی با لامیناسیون‌های ریپلی موجی و پیچیده، لامیناسیون موازی مسطح تا ریپلی موجی و بدون قاعده فرسایشی موید تاثیر جریان‌های آشفته با چگالی پایین است (شکل ۸). وجود لایه‌های شیلی و سیلتستونی حاوی لامیناسیون موازی تا پیچیده (شکل ۹– L) در این مجموعه رخساره‌ای شاهد دیگری از تاثیر جریان‌های آشفته با چگالی کمتر در تشکیل آن‌ها نسبت به مجموعه رخساره میانی است که در داخل مجموعه کانال‌های بریده بریده، زبانه‌های فعال و خاک‌ریزه‌های طبیعی موجود در بخش میانی مخروط رسوب کرده‌اند. توالی بوما در این رخساره شامل واحدهای D و E است (شکل ۸). ماهیت دانه‌ریز در این نهشته‌ها حاکی از وجود جریان‌های گلی و رقیق با چگالی پایین است که نبود محدودیت چنین جریان‌هایی به کانال‌ها، موجب

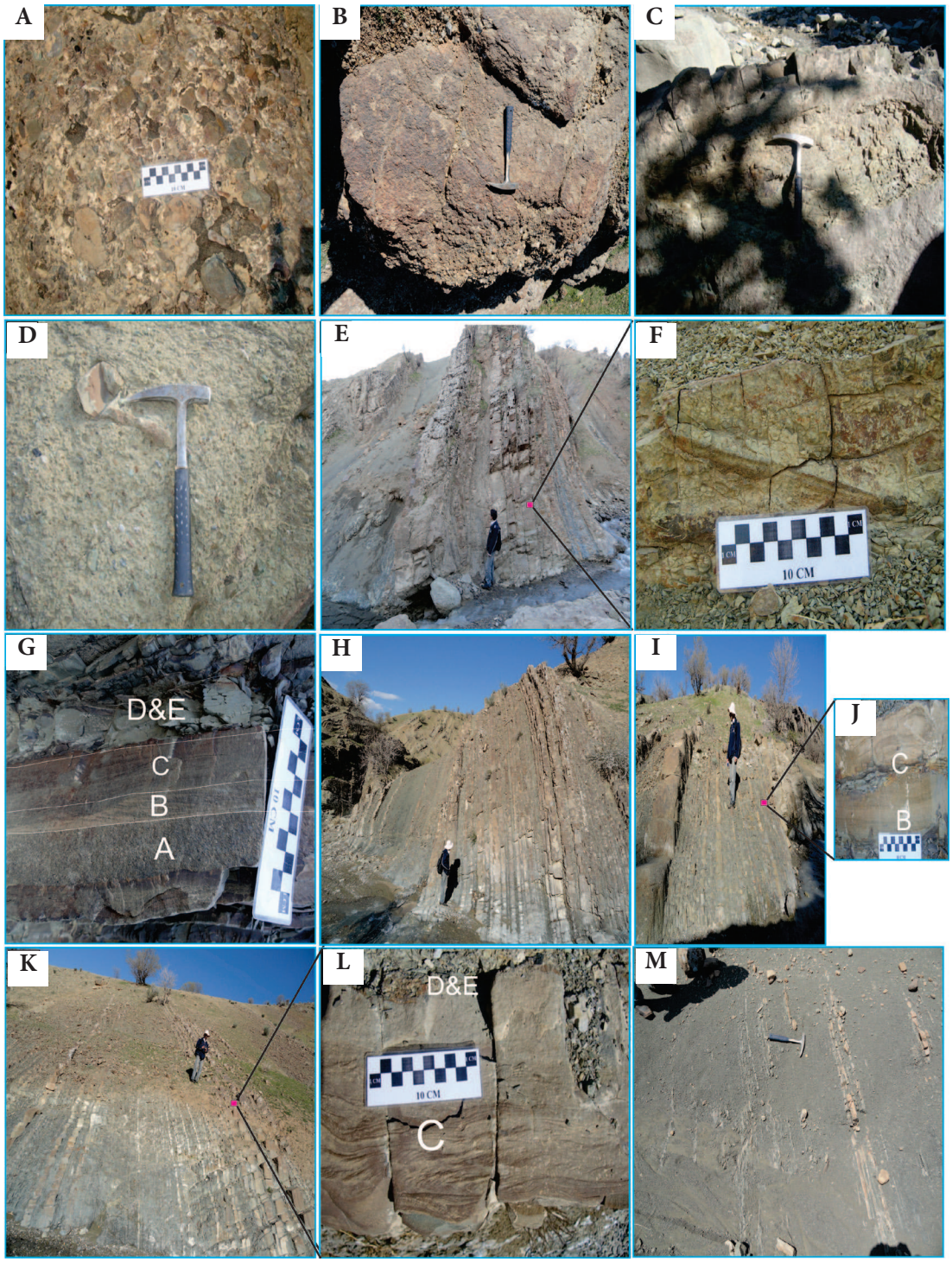


شکل ۸ مدل رسوبی رخساره‌های آواری سازند امیران. چرخه توالی بوما: از پایین به بالا شامل طبقه‌بندی تدریجی (Ta)، ماسه‌سنگ توده‌ای (به ندرت با چینه‌بندی موازی) (Tb)، ماسه‌سنگ با لامیناسیون موازی (Tc)، ماسه‌سنگ با لامیناسیون ریپلی جریانی (Td) و بالاترین بخش از گل سنگ (Te)

کاهش سرعت جریان آشفته و ایجاد رسوبات دانه ریز به فرم پهن وگسترده در بخش‌های پایینی مخروط می‌گردد (جدول ۱). همچنین نبود وجود قاعده فرسایشی در لایه‌های ماسه‌سنگی موجود در این مجموعه رخساره‌ای حاکی از نبود وجود کانال‌های حمل کننده رسوب و وجود جریان‌های رقیق آشفته به فرم پهن و گسترده است (Deptuck et al., 2007).

مجموعه رخساره‌ای میانی مخروط زیردریایی: رخساره‌های این بخش از نظر حجمی بیشتر از ماسه‌سنگ تشکیل شده‌اند و نسبت ماسه‌سنگ به شیل افزایش چشمگیری را نشان می‌دهد. الگوهای بافتی و ساختی در این مجموعه رخساره‌ای نظیر ماسه‌سنگ‌های دانه درشت ضخیم لایه توده‌ای با قاعده فرسایشی (شکل ۹ – E، F و H)، ماسه‌سنگ‌های متوسط لایه با قاعده فرسایشی و آثار قالب شیاری (شکل ۹– J, I) موید تاثیر جریان‌های آشفته با چگالی بالا نسبت به مجموعه رخساره‌ای پایینی مخروط است (شکل ۸). توالی بوما در این رخساره از پایین به بالا شامل ماسه‌سنگ‌های ریگی دانه‌درشت با طبقه‌بندی تدریجی (Ta)، ماسه‌سنگ‌های متوسط توده‌ای و به ندرت با چینه‌بندی موازی (Tb) و ماسه‌سنگ‌های ریزدانه با لامیناسیون ریپلی جریانی (Tc) (شکل های G– ۸ و ۹) است. در بیشتر موارد، این ماسه‌سنگ‌ها با میان لایه‌هایی از شیل و سیلتستون همراه هستند. الگوهای رسوبی و بافتی موجود در مجموعه رخساره موید تاثیر جریان‌های آشفته با چگالی بالا در تشکیل آن‌ها نسبت به مجموعه رخساره پایینی مخروط است. ماسه‌سنگ‌های ضخیم لایه شاهد دیگری از وجود چگالی بالای جریان آشفته (نسبت به رخساره پایینی) و محدود شدن جریان در کانال‌های بریده بریده بخش میانی مخروط است (جدول ۱).

مجموعه رخساره‌ای بالایی مخروط زیردریایی: الگوهای رسوبی و بافتی نظیر همبری فرسایشی همراه با ماسه سنگ‌های توده‌ای و به ندرت طبقه‌بندی مورب تراف با لامیناسیون موازی، ساخت‌های حفر شده و پرشده در لایه‌های کنگلومرایی بخش بالایی مخروط با طبقه‌بندی تدریجی (شکل C – ۹)، کنگلومراهای دانه پشتیبان و بدون چینه‌بندی همراه با عدسی‌هایی از ماسه‌سنگ درشت (شکل ۹– A و B) و کنگلومراهای با جورشدگی ضعیف (شکل ۹– D) تاثیر جریان‌های آشفته با چگالی بالا را در تشکیل این رسوبات نشان می دهد. چنین جریان‌هایی در بخش‌های نزدیک به منشاء یعنی در بخش‌های بالایی مخروط تشکیل می‌شوند (Navarro et al., 2007). جریان‌های آشفته با چگالی بالا قادر هستند مقدار زیادی ماسه درشت و گراول ناشی از آشفتگی جریان، فشار حاصل از برخورد دانه‌ها و نیز نیروی درونی (شناوری زمینه) را به بخش‌های بالایی مخروط حمل نمایند. وجود ضخامت



شکل۹. A) کنگلومراهای دانه پشتیبان بدون چینه‌بندی، و ماتریکس ماسه متوسط دانه، B) کنگلومرای دانه پشتیبان که به سمت بالا به ماسه‌سنگ‌های توده‌ای دانه درشت تبدیل می‌شود، C) ساختمان حفر شده و پرشده در کنگلومرای بخش بالایی مخروط، D) کنگلومراهای با جورشدگی ضعیف در ماتریکس رسی–سیلتی دانه ریز، E و F) ماسه‌سنگ‌های درشت دانه تا پبلی با قاعده فرسایشی و ساخت‌های حفرشده و پرشده و قالب‌های شیاری، G) چرخه توالی بوما: از پایین به بالا شامل طبقه‌بندی تدریجی (Ta)، ماسه‌سنگ متوسط دانه توده‌ای (به ندرت با چینه‌بندی موازی) (Tb)، ماسه‌سنگ ریزدانه با لامیناسیون موازی (Tc)، ماسه‌سنگ ریزدانه با لامیناسیون ریپلی جریانی (Td) و بالاترین بخش از گل سنگ (Te)، H) ماسه‌سنگ‌های ضخیم شونده به سمت بالا در بخش میانی مخروط به سمت بالا به رخساره‌های بخش پایینی مخروط و شیل‌های توده‌ای بخش کف حوضه تبدیل می‌شود، J و I) ماسه‌سنگ‌های متوسط لایه با قاعده فرسایشی و ضخیم شونده به سمت بالا با آثار قالب شیاری و بخش‌های B (ماسه‌سنگ‌های توده‌ای) و (لامیناسیون موجی و پیچیده) در این تصویر مشاهده می‌شود، L – توربیدایت‌های متوسط لایه موجود در بخش پایینی مخروط همراه با واحدهای Tcde بوما. M– توربیدایت‌های نازک لایه موجود در بخش پایینی مخروط با لایه‌های شیلی و سیلتی دانه ریز نیز حاوی لامیناسیون موازی تا توده‌ای توالی بوما Td, e.

زیادی از ماسه‌سنگ‌های درشت دانه توده‌ای و قاعده فرسایشی شواهد دیگری از نرخ بالای رسوبگذاری و جریان‌های آشفته با چگالی بالا در کانال‌های زیردریایی پرشیب بخش بالایی مخروط زیردریایی است (Navarro et al., 2007). همچنین در قاعده لایه‌های ماسه‌سنگ‌های آشفته سازند امیران ساختمان‌های زیرین طبقه وجود دارد که از آن جمله می توان قالب شیاری و فلوت کست را نام برد که به وفور در رخساره‌های آشفته دیده می‌شوند (Mutti et al., 2009). وجود ساختمان‌های رسوبی بیوژنیک از جمله زئوفیکوس و پالئودیکتون نیز تشکیل این رخساره‌ها را در محیط‌های عمیق دریایی تایید می‌کند (نصیری و همکاران، ۱۳۹۱).

جدول۱. داده‌های رسوب‌شناسی سازند امیران در برش‌های مورد مطالعه.

مجموعه رخساره	رخساره	سنگ‌شناسی	ساختارهای رسوبی اولیه	تفسیر
Upper fan	کنگلومرای دانه پشتیبان	ماسه‌سنگ‌های خیلی درشت (چرت آرنایت) و کنگلومرای دانه پشتیبان.	بی نظم، سطح قاعده فرسایشی و مشخص، لاگ‌های قاعده‌ای درشت در ماسه‌سنگ‌ها، ساخت‌های کنده شده و پرشده.	حاصل از جریان‌هایی با حجم و غلظت بالا همچون جریان‌های خرده‌دار یا آشفته[1]، حاصل از ته‌نشینی در کانال‌های جریان موجود در شیب قاره یا موجود در بخش‌های نزدیک به منشا[2].
	ماسه‌سنگ‌های ضخیم توده‌ای	ماسه‌سنگ‌های خیلی درشت (چرت آرنایت) و لاگ‌های قاعده‌ای درشت دانه در این ماسه‌سنگ‌ها	سطح قاعده فرسایشی و مشخص با ساخت های زیر لایه همچون قالب‌های وزنی و آثار تول مارک (فلوت مارک و شیارهای جریانی)، ساخت‌های درونی نامنظم، قطعات درونی در داخل متن ماسه سنگ‌ها فراوان، توربیدایت‌های نازک لایه به عنوان خاکریزه‌های طبیعی کانال‌های بخش نزدیک به حوضه تفسیر می شوند. طبقه بندی مورب تراف و ساخت‌های کنده شده و پرشده.	ماسه‌سنگ‌های ضخیم لایه توده‌ای به عنوان کانال‌های فرسایشی موجود در بخش‌های نزدیک به منشا در شیب قاره به عنوان محور کانال یا دره[3] توصیف می‌شود.
Middle fan	ماسه‌سنگ‌های متوسط تا ضخیم لایه با آثار از طبقه‌بندی تدریجی	ماسه‌سنگ‌های متوسط تا درشت دانه (چرت آرنایت) با جورشدگی نسبتاً خوب	توالی از ماسه‌سنگ‌های توده‌ای ریز شونده یا درشت شونده به سمت بالا، با لامیناسیون موازی پراکنده، ریپل و بخش‌های a و b توالی بوما (Ta, b)	حاصل از کاهش غلظت جریان و سرریز شدن آن به عنوان خاکریزهای طبیعی در بخش نزدیک به منشا.
	تناوبی از توربیدایت‌های نازک لایه ماسه‌سنگ، سیلتستون و شیل	تناوبی از سیلتستون و ماسه‌سنگ (چرت آرنایت) با آشفتگی زیستی متوسط تا زیاد، دارای لایه‌های ماسه–سنگی با ضخامت متغییر از ۱۰ تا ۱۰۰ سانتی‌متر	ماسه‌سنگ‌های توده‌ای با ساختمان داخلی نامنظم یا بدون ساخت داخلی، تناوبی از توربیدایت‌های نازک لایه ماسه‌سنگ، سیلتستون و شیل غالب می‌باشند،لامیناسیون ریپلی نامتقارن و لامینه‌های موازی مسطح از ساخت‌های غالب هستند. دارای سطح قاعده مشخص و فرسایشی، و بخش های c, d و e توالی بوما (Tc, d, e, Td, e).	این رخساره به عنوان نهشته‌های موجود در حاشیه کانال یا خاکریزهای طبیعی تفسیر می شود. در بیشتر موارد رسوب‌گذاری در اثر کاهش غلظت جریان‌های آشفته، از حالت معلق صورت می‌گیرد، رسوب‌گذاری با پس‌زمینه ریز بر روی خاکریزها یا بخش‌های حاشیه کانال در قسمت‌های میانی و پایینی یا کف حوضه مخروط زیردریایی صورت می‌گیرد.

1. Debris or Slurry Flows
2. Proximal Slopes
3. Channel - axis and canyon

ادامه جدول ۱.

جریان‌های آشفته در بخش‌های میانی و پایینی مخروط زیردریایی با غلظت بالا و حجم زیاد مواد معلق دانه ریز در محیط‌هایی همچون حاشیه کانال، کف حوضه و لب های جدا افتاده از مخروط زیردریایی در بخش‌های دورتر از حوضه.	ساخت‌های رسوبی شامل لامیناسیون موازی، موجی و پیچیده. بخش‌های مختلف توالی بوما شامل ماسه‌سنگ‌های توده‌ای (Tb) لامیناسیون موازی و پیچیده (Tc). نبود وجود بخش‌های قاعده‌ای توالی بوما (Ta) نامنظمی و تغییرات زیادی در روند لایه‌بندی دیده می شود.	توالی از ماسه‌سنگ‌های (چرت آرنایت) ضخیم شونده به سمت بالا با میان لایه‌های شیل و سیلتستون	توربیدایت‌های متوسط لایه	
حداقل نرخ ورود مواد آواری به حوضه، حاصل از جریان‌های رقیق آشفته بر روی بخش‌های دور از منشا[1] یا بخش‌های کف حوضه.	بدون ساختار یا دارای لامیناسیون‌های موازی پراکنده، طبقات رسی دارای رنگ روشن و بدون ساختار	گل‌سنگ و سیلتستون	ته‌نشینی گل‌های همی پلاییک	Lower fan and distal basin- floor
جریان‌های رقیق آشفته بر روی بخش‌های دور از منشا یا بخش‌های کف حوضه.	رس سنگ و سیلتستون با لامیناسیون موازی و یا توده‌ای و بدون ساختار، طبقات ماسه‌سنگی دارای لامیناسیون ریپلی موجی نامتقارن، لامیناسیون مسطح و بخش‌های Td, e توالی بوما	سیلتستون و سیلتستون رسی همراه با میان لایه‌های ماسه‌سنگ سیلتی	توربیدایت‌های نازک لایه	
حاصل از ته‌نشینی از جریان‌های آشفته با غلظت متفاوت (کم تا زیاد)، در بخش‌های پایینی مخروط زیردریایی است، وجود لایه‌های متناوب آشفته با ضخامت کم نشان‌دهنده جریان‌های آشفته با غلظت پایین و وجود لایه‌های ضخیم‌تر ماسه‌سنگی حاکی از جریان‌های آشفته با غلظت بیشتر است.	در گاهی موارد آثار دانه‌بندی تدریجی نامشخصی دیده می شود سطح لایه‌ها مشخص و بدون هر گونه ساختی می‌باشد. در بیشتر موارد دارای بخش e از توالی بوما (Te) می باشد، دارای طبقات با ساختمان–های داخلی شامل لامیناسیون ریپلی نامتقارن، لامیناسیون مسطح و بخش‌های Tc, d, e از توالی بوما	سیلتستون و سیلتستون رسی همراه با میان لایه‌های ماسه‌سنگ سیلتی	توربیدایت‌های نازک لایه تا متوسط لایه	

رخساره‌های کربناته: شامل ۱۸ رخساره است که در ۳ مجموعه رخساره‌ای D، E و F قرار گرفته و از بخش عمیق به کم عمق به شرح زیر است.

مجموعه رخساره‌ای D: این مجموعه شامل رخساره‌های پلاژیک و رخساره‌های دوباره نهشته شده D۱ تا D۷ است که در بخش پایینی برش نمونه دیده می‌شوند.

D۱) مادستون تا وکستون حاوی فرامینیفر پلانکتونیک: این رخساره که در صحرا به‌صورت نازک تا متوسط لایه رخنمون دارد حاوی فرامینیفرهای پلانکتونیک (۱۵ درصد) است. این قطعات اسکلتی سالم هستند و شکستگی خیلی کم در آن‌ها دیده می‌شود. سایر اجزا شامل گلاکونیت، پیریت و مواد آلی هستند. این رخساره معادل RMF3 Flugel, (2010) است (شکل ۱۰– A).

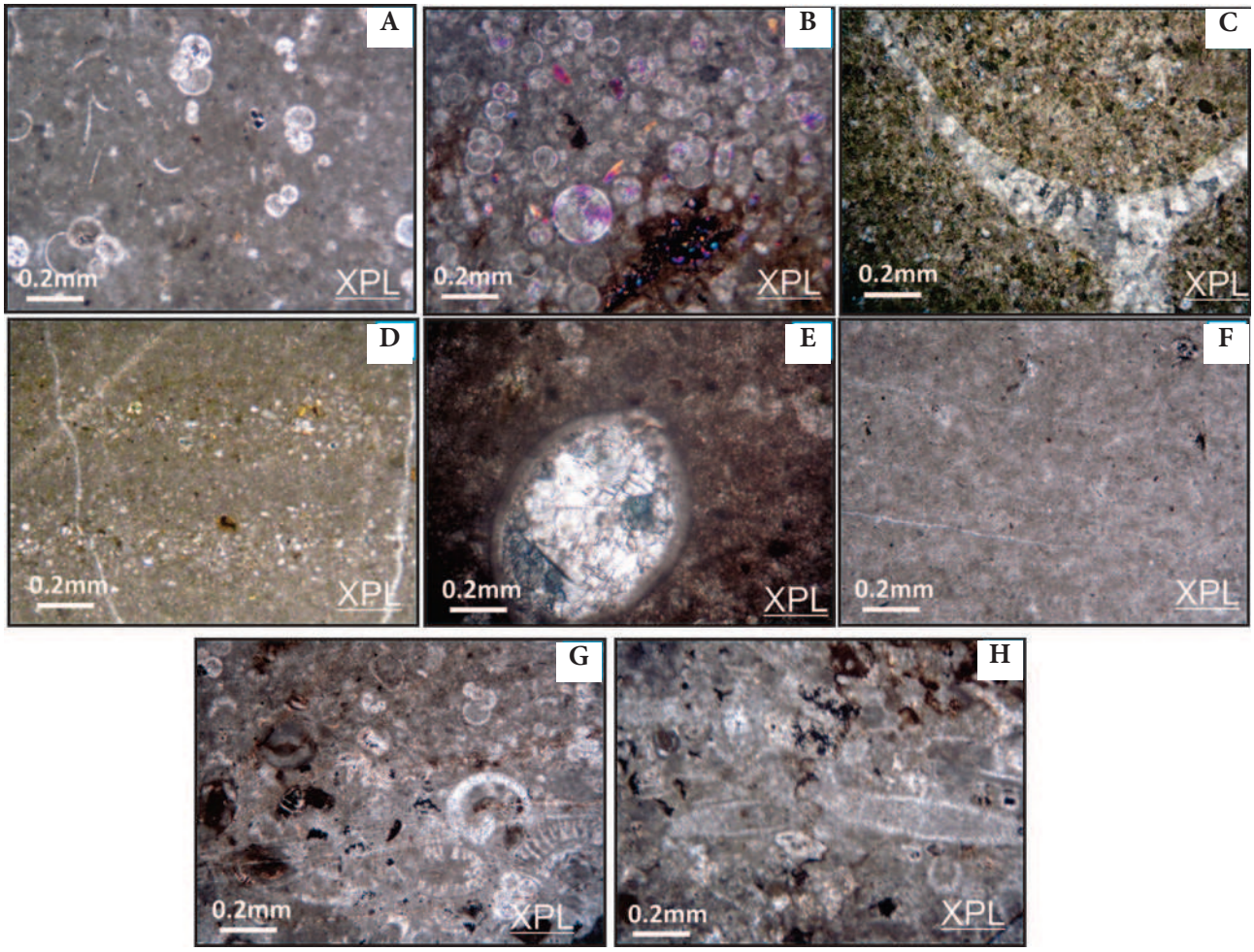
D۲) پکستون دارای فرامینیفر پلانکتونیک: این رخساره نازک تا متوسط لایه و دارای فرامینیفرهای پلانکتونیک (۵۰ درصد) و مواد آلی است. اجزای اسکلتی در این رخساره سالم هستند. رخساره D۲ معادل RMF3 فلوگل است (شکل ۱۰– B).

D۳) وکستون بیوکلاستی کوارتزدار: این رخساره نازک لایه، از فرامینیفرهای پلانکتونیک (۸ درصد) در اندازه ۰/۳ میلی متر، گاستروپود (۲ درصد) در اندازه ۰/۵ میلی متر، کوارتز (۱۴ درصد) و دوکفه ای (۱ درصد) در اندازه ۰/۷ میلی متر تشکیل شده است و فضای خالی بین دانه‌ها توسط سیمان گل آهکی پرشده است. بیشتر از ۱۰ درصد کوارتز در اندازه سیلت درشت در این رخساره وجود دارد. اجزای اسکلتی در این رخساره سالم هستند (شکل ۱۰– C). این رخساره معادل RMF1 فلوگل است.

D۴) مادستون کوارتزدار: این رخساره نازک لایه و حاوی فرامینیفرهای پلانکتونیک (۵ درصد)، کوارتز (۱۲ درصد) و لکه‌هایی از مواد آلی و پیریت است (شکل ۱۰– D). این رخساره معادل RMF1 فلوگل است.

D۵) مادستون اُستراکوددار: این رخساره نازک لایه و به طور عمده از گل آهکی حاوی پوسته‌های اُستراکود تشکیل شده (شکل ۱۰– E) است. اجزای اسکلتی در این رخساره سالم هستند. سایر اجزا شامل پیریت، گلاکونیت و مواد آلی است و معادل RMF1

1. Distal



شکل ۱۰. A) مادستون تا وکستون حاوی فرامینیفر پلانکتونیک، B) پکستون حاوی فرامینیفر پلانکتونیک، C) وکستون بیوکلاستی کوارتزدار، D) مادستون کوارتزدار، E) مادستون اُستراکوددار، F) مادستون، G،H) وکستون – پکستون داسی کلاد گلوبوژرینا.

فلوگل است.

D۶) مادستون: این رخساره نازک تا متوسط لایه، نخودی و خاکستری رنگ است و حاوی پیریت و گلاکونیت است (شکل ۱۰- F). این رخساره معادل RMF1 فلوگل است.

D۷) رخساره کلسی توربیدایت (وکستون – پکستون داسی کلاد گلوبوژرینا): این رخساره نازک تا متوسط لایه است. گلوبوژرینا فرامینیفر این رخساره از فراوانی بالایی برخوردار (۳۵ درصد) است. سایر اجزا شامل میلیولید (۹ درصد)، جلبک سبز (۲۰ درصد)، دوکفه (۱ درصد) و استراکود (کمتر از درصد) است. از دیگر اجزای می توان به گلاکونیت، کوارتز در اندازه سیلت و کانی‌های تیره به میزان کمتر از ۱ درصد اشاره نمود. در این رخساره اجزای بیوکلاستی سالم همراه انواع شکسته شده، دیده می‌شوند که این ویژگی نشان‌دهنده جابه‌جا شدن آن‌ها پس از نهشته شدن است. این رخساره معادل RMF3 فلوگل است (شکل ۱۰- G و H).

تفسیر مجموعه رسوبی واحد D

وجود فرامینیفرهای پلانکتون و عدم حضور موجودات کف‌زی در رخساره‌های D۱، D۳ و D۴ بیان‌گر محیط دریای باز است. همچنین تعداد زیاد فرامینیفرهای پلانکتون خوب حفظ شده و فقدان صدف‌های خرد شده در رخساره D۲، محیط رسوبگذاری دریای باز و شرایط انرژی کم آب را تأیید می‌کنند (Wilson, 1975; Flugl, 2010). وجود پیریت، خمیره تیره مواد آلی، وفور گل در رخساره‌های D۴، D۵ و D۶ دلایلی هستند که شرایط کم انرژی و پایین بودن مقدار اکسیژن محیط را نشان می دهند و شاخص سنگ آهک‌های عمیق و بیان‌گر رسوبگذاری در شرایط احیایی هستند (Warren, 2000; Hass and Tardy-Filaz 2004; Flugel, 2010). این حالت نشان‌دهنده نبود شرایط مناسب برای زندگی موجودات می‌باشد. در رخساره‌های A۵ و A۶ برای تشکیل گلاکونیت، پایین بودن نرخ رسوبگذاری، شرایط احیایی و شوری نرمال لازم است که در محیط رمپ خارجی امکان بوجود آمدن این شرایط میسر است (Flugel, 2010). کربنات‌های دوباره نهشته‌شده در زمان بالا بودن سطح آب دریا تشکیل می‌شوند (Tucker and Wrighte, 1990). در زمان بالا بودن سطح دریا که نرخ تولید کربنات زیاد است، دانه‌ها به یکدیگر فشرده می‌شوند و فرصت سیمانی شدن نمی‌یابند. با افزایش بیش از اندازه ضخامت

رسوبات، در صورتی‌که شیب جلو پلتفرم زیاد باشد، به‌علت کاهش پایداری این نهشته‌ها رو به پایین جابه‌جا می‌شوند. تناوب نهشته‌های بخش‌های عمیق با نهشته‌های بخش‌های کم عمق نشان دهنده جابه‌جایی و دوباره نهشته‌شدن رسوبات بخش کم‌عمق در بخش عمیق است. رخساره VD که ویژگی‌های آن با رخساره‌های کلسی‌توربیدایت مشابه است، نشان‌دهنده محیط رمپ خارجی است. وجود شواهد دانه‌بندی تدریجی و آرایش موازی قطعات بیوکلاستی در این رخساره نشان‌دهنده بخش‌های Ta و Tb توالی بوما است (Eberli, 1987).

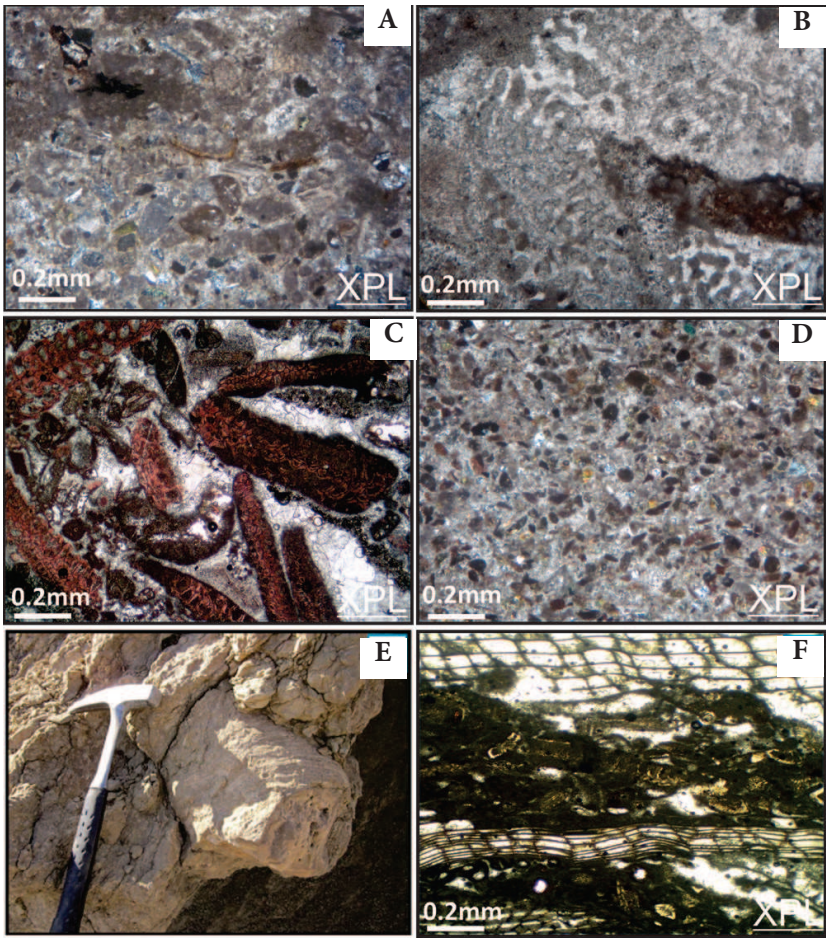
مجموعه رخساره E: این مجموعه از رخساره‌های سدی E۱ تا E۵ تشکیل شده است که در بخش بالایی برش پیرشمس‌الدین دیده می‌شوند.

E۱) گرینستون – پکستون اینتراکلاستی – بیوکلاستی: این رخساره به‌صورت سنگ‌آهک توده‌ای و شامل اجزای اسکلتی آمفالوسیکلوس، اکینوید و خرده‌های رودیست است. این ذرات اکثراً خرد شده و ۵۰ درصد ذرات را تشکیل می‌دهند. سایر اجزا شامل جلبک سبز، جلبک قرمز و گاستروپود است که کمتر از ۵ درصد فراوانی دارند. اینتراکلاست‌های در اندازه ماسه به میزان ۲۰ درصد وجود دارند (شکل ۱۱– A). این رخساره معادل RMF3 فلوگل است.

E۲) گرینستون حاوی داسی‌کلاد: این رخساره نازک لایه و دارای ۶۰ درصد جلبک سبز است. سایر اجزا شامل میلیولیده (۳ درصد)، براکیوپود (۲ درصد) و فرامینیفرهای بنتیک (۵ درصد) است (شکل ۱۱– B) این قطعات اسکلتی سالم هستند و شکستگی خیلی کم در آنها دیده می‌شود. این رخساره معادل RMF5 فلوگل است.

E۳) گرینستون حاوی آمفالوسیکلوس: رخساره B۳ به فرم توده‌ای و دارای آمفالوسیکلوس (۵۰ درصد)، سیدرولیتس و لوفتوزیا (۱۰ درصد)، خرده رودیست و کوارتز (۵ درصد) در اندازه سیلت است (شکل ۱۱– C). در این رخساره اجزای بیوکلاستی مخلوطی از پوسته‌های سالم و شکسته‌شده است. این رخساره معادل RMF5 فلوگل است.

E۴) گرینستون حاوی پلوئید: این رخساره که در صحرا به صورت سنگ‌آهک نازک تا متوسط لایه رخنمون دارد، از ۴۵ درصد پلوئید با قطر ۰/۲ تا ۰/۵ میلی متر تشکیل شده است و فضای خالی بین دانه‌ها توسط سیمان کلسیت اسپاری پرشده است. کمتر از ۱۰ درصد کوارتز در اندازه سیلت درشت در این رخساره وجود دارد. ذرات اسکلتی این رخساره شامل دوکفه‌ای



شکل ۱۱. A) گرینستون – پکستون اینتراکلاستی– بیوکلاستی، B) گرینستون حاوی داسی کلاد، C) گرینستون حاوی امفالوسیکلوس، D) گرینستون حاوی پلوئید، E) تصویری صحرایی از رودستون رودیستی، F) رودستون رودیستی(XPL).

(۲ درصد)، بریوزوئر(۲ درصد)، براکیوپود (۱ درصد)، اکینودرم (۱ درصد)، فرامینیفر بنتیک (۱ درصد) و جلبک سبز (کمتر از درصد) می‌باشد که قطعات اسکلتی سالم هستند (شکل ۱۱– D) و معادل RMF4 فلوگل است.

E۵) روداستون رودیستی: این رخساره به‌صورت سنگ‌آهک متوسط تا ضخیم لایه رخنمون دارد و حاوی رودیست و لوفتوزیا است. رودیست‌ها عمدتا حالت بالارونده دارند و در مجموع ۳۰ درصد از اجزای اسکلتی را شامل می‌گردند. آمفالوسیکلوس، لوفتوزیا و روتالیا از دیگر فرامینیفرهایی هستند که در مجموع ۲۰ درصد از اجزای اسکلتی را تشکیل می‌دهند رودیست های این رخساره Dictyoptychus و Vaccinites هستند (شکل ۱۱– E).

تفسیر مجموعه رسوبی واحد E

از خصوصیات اصلی مجموعه رخساره‌ای E، نبود گل آهکی، دانه فراوان و پر شدن فضای بین دانه‌ها توسط سیمان کلسیت اسپاری است که نشان‌دهنده رسوبگذاری در محیط‌های پر انرژی مانند پشته‌ها است (Masse et al., 2003; Hottinger 1983, 1997). در رخساره E۱ وجود خرده‌های اسکلتی نظیر آمفالوسیکلوس، اکینویید و خرده رودیست و وجود فسیل‌های بخش‌های بالای منطقه نفوذ نور نشان‌دهنده تشکیل این رخساره در شرایط انرژی بالا است. در این رخساره وجود اینتراکلاست و خرده رودیستی موید تشکیل این رخساره در مجاورت سد رو به لاگون است. اختصاصات رخساره E۲ و E۳ مشابه رخساره E۱ است با این تفاوت که گل آهکی تقریباً به صورت کامل از بین اجزای تشکیل‌دهنده آن‌ها خارج شده و جورشدگی ذرات بهتر شده و فاقد اینتراکلاست هستند. وجود داسی‌کلاد و میلیولید در رخساره گرینستون حاوی داسی‌کلاد، فرامینیفرهای بنتیک و خرده رودیست در رخساره‌های گرینستون حاوی آمفالوسیکلوس و فلوت‌استون رودیستی و همچنین پلوئید در رخساره گرینستون حاوی پلوئید موید تشکیل این رخساره ها در مجاورت سد رو به لاگون است (Masse et al., 2003; Moro et al., 2002; Abramovich et al., 2002). مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهد که افزایش تجمع رودیست‌ها با کاهش شدید تعداد و تنوع فرامینیفرهای بنتیک همراه است. مشابه چنین حالتی در سایر نواحی حوضه تتیس نیز گزارش شده است (Sanders and Baron-Szabo, 1997; Di Stefano and Ruberti, 2000; Schumann, 2000).

Sanders and Baron-Szabo, 1997 معتقدند بستری که رودیست‌ها بر روی آن زندگی می‌کنند برای فرامینیفرها مناسب نبوده و پلت‌های مدفوعی که توسط رودیست‌ها تولید می‌شوند نیز برای فرامینیفرها قابل استفاده نیست. با توجه به این‌که رودیست‌ها از مواد معلق در محیط رسوبی استفاده می کنند، احتمالا این موجودات توانایی هضم لارو فرامینیفرهای بنتیک را نیز داشته‌اند. این موضوع سبب می‌شده تعداد فرامینیفرها در محل‌های تجمعات رودیستی کاهش یابد. رودیست‌های سازند امیران به‌صورت کاملاً انفرادی، عمودی و بالارونده هستند و حالت‌های چندتایی مشاهده نگردید (شکل ۱۲). در تعریف ریف دو پارامتر اصلی نهفته است (Gili et al., 1995 a and b): ۱– یک چارچوب بیولوژیکی مستحکم. ۲– برجستگی توپوگرافی. رودیست‌ها چارچوب‌های سستی می‌سازند و معمولاً دارای برجستگی و ساختارهای بالای سطح رسوبات نیستند و حالت دارند. شکل و ساختارهای مقاوم در برابر امواج در بین آن‌ها غیر معمول می‌باشد. حساسیت رودیست‌ها نسبت به تغییرات درجه حرارت، شوری و میزان نور پایین بوده و سازگارتر می‌باشند و به همین دلیل در مناطق مختلفی از پلاتفرم‌های کربناته قابلیت زیستن داشته‌اند (Kaffman and Sohle, 1974; Skelton, 1991; Riding, 2002). بنابراین حالت انفرادی و معمولاً عدم وجود موجودات قشرساز همراه با رودیست‌های سازند امیران توانایی آن‌ها را به‌عنوان موجودات چارچوب‌ساز کاهش می‌دهد.

مجموعه رخساره F: این مجموعه شامل رخساره‌های لاگون F۱ تا F۶ است که در بخش بالایی برش پیر شمس‌الدین دیده

شکل ۱۲. حالت انفرادی اکثر رودیست‌های سازند امیران که در موقعیت رشد خود در لایه‌ها قرار گرفته‌اند. الف) نمایی کلی از لایه مورد نظر، ب) نمایی نزدیک از لایه مورد نظر.

می‌شوند.

F۱) پکستون حاوی آمفالوسیکلوس لوفتوزیا: این رخساره که در صحرا به‌صورت متوسط تا ضخیم لایه رخنمون دارد از فسیل‌های درشت لوفتوزیا (۳۰ درصد)، آمفالوسیکلوس (۵ درصد)، خرده‌های رودیست (۲ درصد)، دوکفه و جلبک سبز (۵ درصد) و پلوئید (۵ درصد) تشکیل شده است (شکل ۱۳– A). در این رخساره اجزای بیوکلاستی مخلوطی از پوسته‌های سالم و شکسته‌شده است. این رخساره معادل RMF3 فلوگل است.

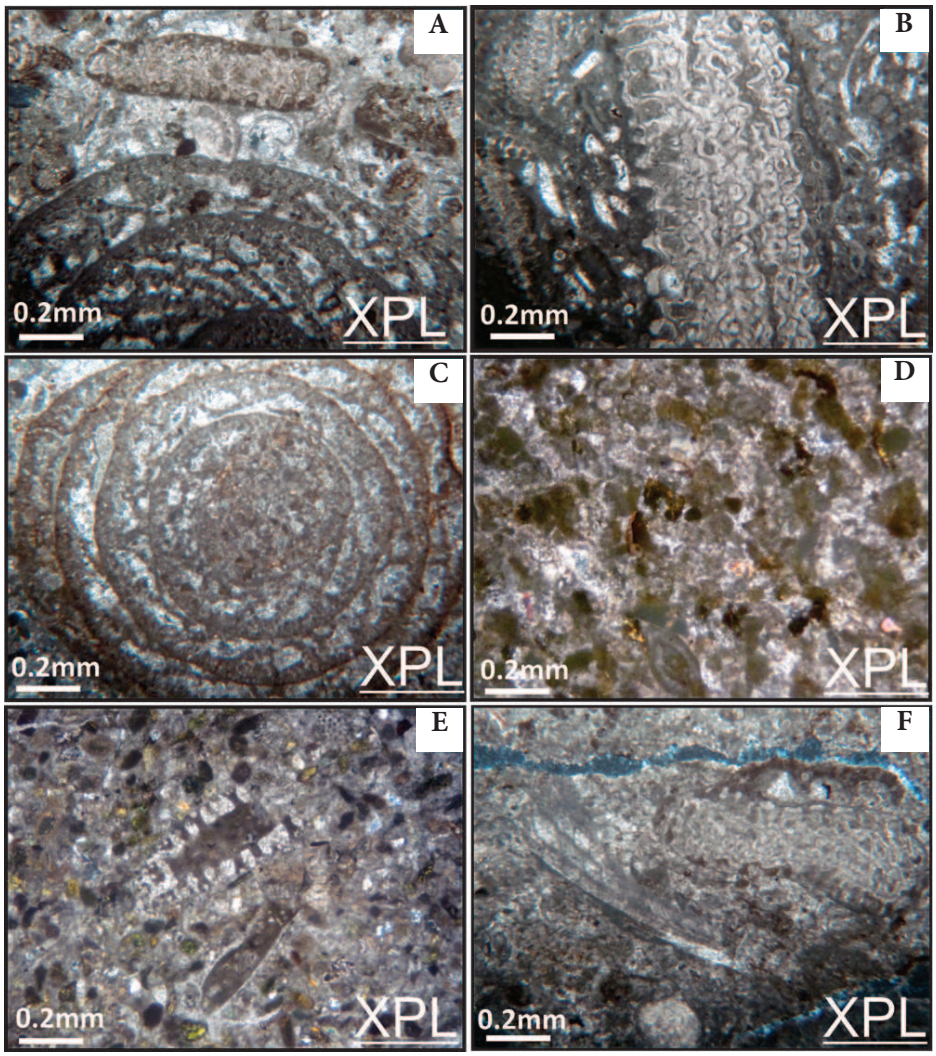
F۲) وکستون دارای آمفالوسیکلوس: این رخساره متوسط تا ضخیم لایه از آمفالوسیکلوس (۸ درصد)، دوکفه–ای‌ها، میلیولید و کرینویید (مجموعا به میزان ۵ درصد) تشکیل شده است (شکل ۱۳– B). قطعات اسکلتی در این رخساره سالم هستند. این رخساره معادل RMF3 فلوگل است.

F۳) پکستون درای لوفتوزیا: این رخساره از سنگ‌آهک‌های توده‌ای و ضخیم لایه حاوی فسیل درشت لوفتوزیا (۴۰ درصد)، خرده‌های رودیست و جلبک سبز (۵ درصد) و کمتر از ۲ درصد روتالیا تشکیل شده است (شکل ۱۳– C). قطعات اسکلتی در این رخساره سالم هستند. این رخساره معادل RMF5 فلوگل است.

F۴) پکستون دارای میلیولید: این رخساره متوسط تا ضخیم لایه دارای میلیولید (۳۰ درصد)، آمفالوسیکلوس (۵ درصد)، دوکفه‌ای، جلبک سبز و استراکد (۵ درصد) و پلوئیدها (۵ درصد) تشکیل شده است (شکل ۱۳– D). اجزای اسکلتی در این رخساره سالم هستند. این رخساره معادل RMF5 فلوگل است.

F۵) وکستون – پکستون دارای داسی‌کلاد – پلوییید: این رخساره از سنگ‌آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه دارای داسی‌کلاد (۱۵ درصد) و پلوئید (۲۰ درصد) تشکیل شده است. به‌علاوه دارای میلیولید، گاستروپود و دوکفه‌ای (۵ درصد) است (شکل ۱۳– E). این قطعات اسکلتی سالم هستند و شکستگی خیلی کم در آن‌ها دیده می–شود. این رخساره معادل RMF17 فلوگل است.

F۶) پکستون حاوی رودیست: این رخساره متوسط تا ضخیم لایه و از رودیست تشکیل شده است و در مجموع ۴۰ درصد از



شکل ۱۳. A) پکستون حاوی آمفالوسیکلوس لوفتوزیا، B) وکستون دارای آمفالوسیکلوس، C) پکستون درای لوفتوزیا، D) پکستون دارای میلیولید، E) وکستون – پکستون دارای داسی‌کلاد– پلوییید، F) پکستون حاوی رودیست.

اجزای اسکلتی را شامل می‌گردند. آمفالوسیکلوس، لوفتوزیا، (۱۰ درصد) و پلوئیدها (۵ درصد) از سایر اجزا تشکیل دهنده این رخساره هستند (شکل۱۳- F). اجزای اسکلتی در این رخساره سالم هستند. فضای بین ذرات توسط گل آهکی پر شده است. این رخساره معادل RMF3 فلوگل است.

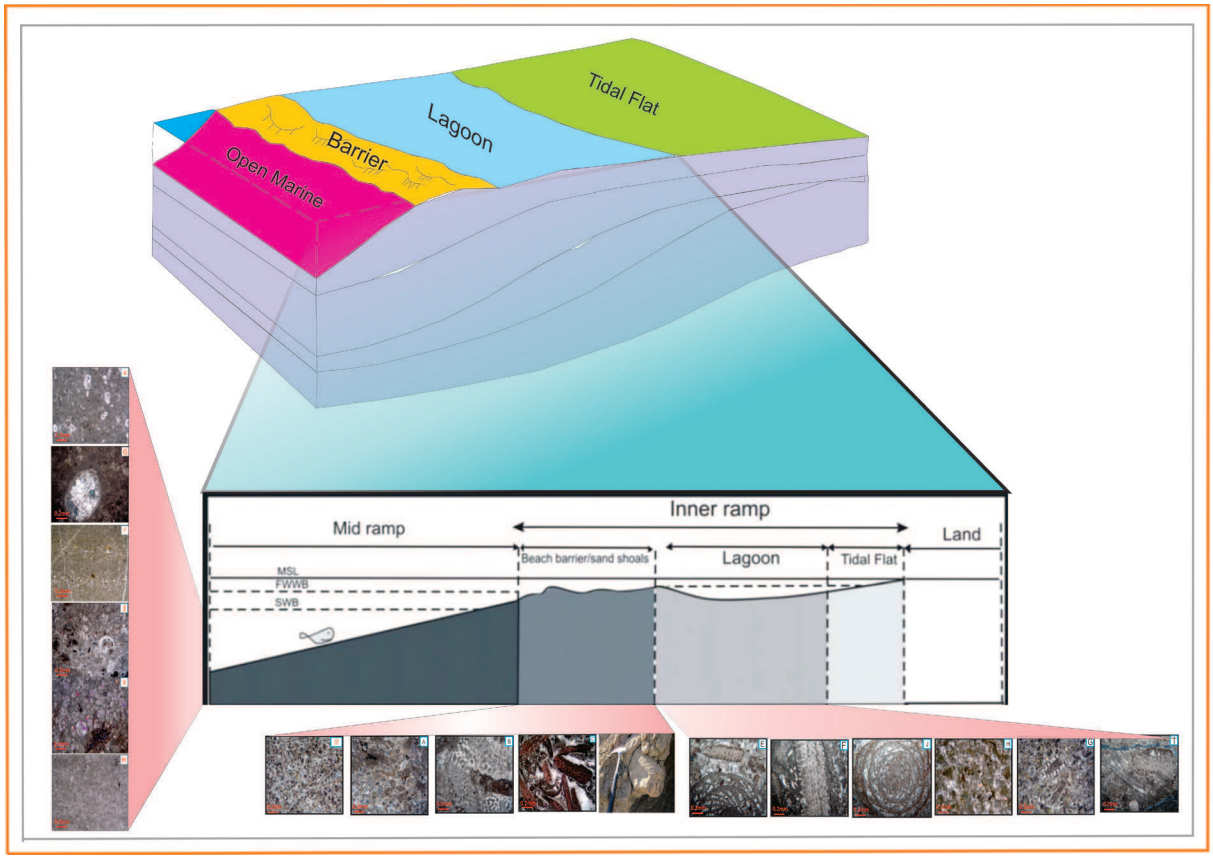
تفسیر مجموعه رسوبی واحد F

پراکندگی فرامینیفرهای بنتیک در محیط‌های عهد حاضر توسط عوامل مختلفی نظیر درجه حرارت، درجه شوری، آشفتگی آب، نفوذ نور، نرخ رسوب‌گذاری مواد غذایی بستر و عمق آب کنترل می‌شود (Dill et al., 2007; Booler, 2002). در این مجموعه رخساره فرامینیفرهای بنتیک از فراوانی نسبتاً بالایی برخوردار هستند. این فرامینیفرها در محیط‌های کم عمق و کم انرژی نظیر لاگون، پشت ریف و محیط‌های ساحلی کم عمق و نیز پائین‌تر از عمق خط اثر امواج طوفانی زیست می‌کنند (Wisler et al., 2003; Carannante et al., 2007). حضور فرامینیفرهای بنتیک نظیر میلیولیده (Dill et al., 2007; Booler, 2002; Husines et al., 2000; Pittet et al., 2000)، جلبک‌های سبز داسی‌کلاد (Booler, 2002)، پلوپید (Adachi et al., 2004) به‌همراه تنوع پایین موجودات استنوهالین موید رسوبگذاری مجموعه رخساره F در شرایط کم عمق لاگون است (Adabi and Asadi Mehmandosti, 2008; Flugel, 2010; Samanckassou et al., 2005).

در رخساره F۱، F۲، F۳ و F۶ وجود فرامینیفرهای شاخص محیط‌های کم عمق نظیر آمفالوسیکلوس و لوفتوزیا موید تشکیل در محیط لاگون است (Ruberti, 1997; Riding, 2002; Moro et al., 2002; Carannente et al., 2007). رخساره‌های F۴ و F۵ حاوی فرامینیفرهای بنتیک نظیر میلیولیده، روتالیا به همراه جلبک سبز، استراکد و پلوئیدها هستند که بیانگر شرایط کم عمق و کم انرژی نظیر لاگون است (Adachi et al., 2004; Sandulia and Raspinib, 2004; Palma et al., 2007). کاهش درصد فرامینیفرهای بنتیک و افزایش در صد جلبک سبز از F۳ به F۴ موید کم عمق‌تر شدن و نزدیک شدن به پهنه‌های جزر و مدی است.

مدل رسوبی کربناتی سازند امیران

همزمان با رسوبگذاری سیلیسی آواری‌های سازند امیران در بخش‌های عمیق‌تر حوضه رسوبات کربناته در بخش‌های کم عمق یک سکوی کربناته برجای گذاشته شده است (نصیری و همکاران، ۱۳۹۰). تغییرات عمودی رخساره‌های سازند امیران، وجود رخساره‌های حاوی فسیل‌های بنتیک و پلانکتونیک سالم و کلسی توربیدایت، حالت بالارونده، افقی و انفرادی رودیست‌ها با فابریک کانستراتال نشان می‌دهد که رسوبات کربناته سازند امیران در یک رمپ پرشیب بر جای گذاشته شده است. از سوی دیگر، نبود رخساره‌های ناشی از عملکرد فرآیندهای متداول در یک



شکل۱۴. مدل رسوبی رخساره‌های کربناته سازند امیران که نشان‌گر تشکیل رخساره‌های فوق در محیط‌های دریای باز، سدی و لاگونی در پلاتفرم کربناته است.

پلاتفرم حاشیه‌دار نظیر برش‌های دانه درشت و فقدان یک دریای کم عمق حفاظت شده با حاشیه ریف‌های سدی محصورکننده و نیز نبود رخساره‌های ریفی موید این موضوع است (Tucker and Wright, 1990; Burchette et al., 1990; Flougel, 2010; Einsele, 2000) (شکل ۱۴).

نتیجه‌گیری

مطالعات پتروگرافی سنگ‌های سازند امیران در منطقه مورد مطالعه نشان داده است که این سازند از مخلوط سنگ‌های سیلیسی آواری و کربناته تشکیل شده است. براساس نوع و میزان فراوانی اجزای تشکیل‌دهنده، سنگ‌های سیلیسی آواری به هشت رخساره و سنگ‌های کربناته به سه مجموعه رخساره‌ای (شامل ۱۸ رخساره) تفکیک شده‌اند. مجموعه رخساره‌های کربناته از طرف دریا به سمت خشکی در کمربندهای رخساره‌ای دریای باز، سد و لاگون بر جای گذاشته شده‌اند. تغییرات جانبی رخساره‌ها از برش الگو به سمت برش پیرشمس الدین نشان از تغییر محیط رسوبگذاری و مناسب شدن شرایط برای ته‌نشست رسوبات کربناته کم عمق در اثر کاهش ورود رسوبات آواری به حوضه دارد. در محیط‌های مخروط‌های زیر دریایی، رودیست‌ها در مناطق کم‌عمق در زمان‌های بالا بودن سطح آب دریا که نرخ ورود رسوبات آواری به حوضه کم بوده، تشکیل شده‌اند. نبود برش–های دانه درشت و همچنین فقدان یک دریای کم عمق حفاظت شده با حاشیه ریف‌های سدی محصورکننده و نیز نبود رخساره‌های ریفی، رسوبگذاری در یک رمپ پر شیب را مورد تایید قرار می دهند. همزمان با رسوبگذاری کربناتها در بخشهای کم عمق، رسوبات سیلیسی آواری در بخشهای عمیق تشکیل شده اند. رسوبات سیلیسی آواری براساس مطالعات پتروگرافی و وجود ساخت‌های رسوبی مانند طبقه‌بندی تدریجی، توالی بوما نشان می دهند که این رسوبات تحت جریان‌های آشفته در محیط مخروط‌های زیر دریایی برجای گذاشته شده‌اند.

منابع

– آقانباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.

– نصیری، ی.، موسوی حرمی، ر.، محبوبی، الف. و بایت گل، آ.، ۱۳۹۱. مجموعه اثر فسیل‌های دریایی عمیق و اهمیت محیطی آنها در نهشته‌های پالئوسن سازند امیران در جنوب غرب لرستان. مجله علوم زمین.

– نصیری، ی.، موسوی حرمی، ر.، محبوبی، الف. و یوسفی، ب.، ۱۳۹۰. رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند امیران در منطقه لرستان. مجموعه مقالات پانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، ۲۳ تا ۲۴ آذرماه ۱۳۹۰، دانشگاه تربیت معلم.

- Abramovich, S., Keller, G., Adatte, T., Stinnesbeck, W., Hottinger, L., Stüben, D., Berner, Z., Ramanivosoa, B. and Randriamanantenasoa, A., 2002. Age and paleoenvironment of the Maastrichtian to Paleocene of the Mahajanga Basin, Madagascar: a multidisciplinary approach, Journal of Marine. Micropaleontology, 47, 17-70.

- Adabi, M. H. and Asadi Mehmandosti, E., 2008. Microfacies and Geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-E-Rashid area, Izeh, S.W. Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 33, 267-277.

- Adachi, N., Ezaki, Y. and Liu, J., 2004. The origins of peloids immediately after the end-Permian extinction, Guizhou province shouth China. Journal of Sedimentary Geology, 164, 161-178.

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, J. and Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. International Journal of Earth Sciences, 94, 401 –419.

- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. American Journal of Science, 304, 1-20.

- Berberian, M. and King, G.C., 1981. Towards a palaeogeography and tectonics evolution of Iran. Canadian. Journal of Earth Sciences, 18, 210-265.

- Booler, J. and Tucker, M. E., 2002. Distribution and geometry of facies and early diagenesis: the key to accommodation apace variation and sequence stratigraphy: Upper Cretaceous Congost carbonate platform, Spanish Pyrenees, Journal of Sedimentary Geology, 146, 225.

- Bouma, A.H., and Brouwer, A. (Eds.), 1964. Turbidites: Developments in Sedimentology. Elsevier, Amsterdam. 264.

- Bouma, A.H., and Hollister, C.D., 1973. Deep ocean basin sedimentation. In: Middleton, G.V., -Bouma, A.H. (Eds.), Turbidites and Deep-Water Sedimentation. Anaheim, SEPM Pacific section Short Course. California, 79-118.

- Bouma, A.H., Normark, W.R. and Barnes, N.E. (Eds.), l985. Submarine Fans and Related Turbidite Systems. Springer-Verlag, New York, 351.

- Bouma, A.H. and Stone, C.G. (Eds.), 2000. Fine-grained turbidite systems. American Associon of Petroleum Geology, Memoir 72 and SEPM, Special Publication, 68, 342.

- Budd, D. A. and Harris, P. M., 1990. Carbonate siliciclastic mixtures. SEPM Reprint Series, 26, Tulsa: Society for Economic Paleontologists and Mineralogists, 185–204.

- Burchette, T. P., Wright, V. P. and Faulkner, T. J., 1990. Oolithic sandbody depositonal models and geometries Mississipian of Southwest Britain: implication in carbonate ramp setting, Sedimentary Geology, 68, 87-115.

- Carannante, G., Ruberti, D., Simone, L. and Vigliotti, M., 2007. Cenomanian carbonate depositional settings: case histories from the central-southern Apennines (Italy), In: Scott, R., (Eds.), Cretaceous rudist and carbonate platform: environment feedback. SEPM, S.P, 87, 257.

- Casciello, E., Vergés, J. Saura, E., Casini, G., Fernández, N., Blanc, E., Homke, S. and Hunt, D.W., 2009. Fold patterns and multilayer rheology of the Lurestan Province, Zagros Simply Folded Belt (Iran). Journal of the Geological Society,166, 947-959.

- Deptuck, M.E., Sylvester, Z., Pirmez, C. and Byrne, C., 2007. Migration-aggradation history and 3-D seismic geomorphology of submarine channels in the Pleisto- cene Benin-major Canyon, western Niger Delta slope. Marine and Petroleum Geology, 24, 406-433.

- Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonates in thin section: Nature, 205, 587.

- Dill, H. G., Wehner, H., Kus, J., Botz, R., Berner, Z., Stuben, D. and Alsayigh, A., 2007. The Eocene Rusay Formation Oman, carbonaceous rock in calcareous shelf sediments: Environment of deposition, altration and hydrocarbon potential. International Journal of Coal Geology, 72, 89-123.

- Di Stefano, P. and Ruberti, D., 2000. Cenomanian rudist-dominated shelf-margin limestones from the Panormide carbonate platform (Sicily, Italy), Facies Analysis and Sequence Stratigraphy. Facies, 42, 133-160.

- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (Ed.), Classifiation of carbonate rocks. American Association of Petroleum Geology, 1, 108-121.

- Eberli, G.P., 1987. Calcareous Turbidites and their relationship to sea- level fluctuations and tectonism. in: G. Einsele, W. Ricken, and A. Seilacher (Eds.), Cycles and Events in Stratigraphy. Springer, Verlag, 340- 359.

- Einsele, G., 2000. Sedimentary Basin Evolution, Facies, and Sediment Budget. 2 nd edition, Springer-Verlag, 292.

- Embry, A.F. and Kloven, J.E., 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories. Bulletin Canadian Petroleum Geology, 19, 730-781.

- Eugenio, E., 2007. Paleocurrent patterns of the sedimentary sequence of the Taitao ophiolite constrained by anisotropy of magnetic susceptibility and paleomagnetic analyses. Sedimentary Geology, 201, 446-460.

- Flugel, E., 2010. Microfacioes of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application. Springer, Verlag, Berlin Heidelberg, 976.

- Folk, R.L., 1980. Petrology of Sedimentary Rocks. second edition, Hemphill Press, Austin, Texas, 181.

- Gili, E., Skelton, P.W., Vicens, E. and Obrador, A., 1995a. Coral to rudists and environmentally induced assemblage sequence, In: In: Philip, J., Skelton, P.W.(1978) (Eds.), Palaeoenvironmental Models for the Benthic Associations of Cretaceous Carbonate Platforms in the Tethyan Realm, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 119, 127-136.

- Gili, E., Masse, J.P. and Skelton, P.W., 1995b. Rudists as gregarious sediment-dwellers, not reef-builders, on Cretaceous carbonate platform, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 118, 245-267.

- Hass, J. and Tardy-Filacz, E., 2004. Facies changes in the Triassic-Jurassic boundary interval in an interplatform basin succession at Csovar (Transdanubian Range, Hungary). Sedimentary Geology, 168, 19-48.

- Hessami, K., Koyi, H.A., Talbot, C.J., Tabasi, H. and Shabanian, E., 2001. Progressive unconformities within an evolving foreland fold– thrust belt, Zagros Mountains. Journal of the Geological Society, London, 158, 969 – 981.

- Homke, S., Verges, J., Serra-Kiel, J., Bernaola, G., Sharp, I., Garcés, M., Montero-Verdú, I., Karpuz, R. and Goodarzi, MH., 2009. Late Cretaceous –Paleocene formation of the proto-Zagros foreland basin, Lurestan Province, SW Iran. Geological Society of America Bulletin, 121, 963-978.

- Hottinger, L., 1997. Shallow benthic foraminifera assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations. Bulletin de la Societe Geologique de France, 4, 491-505.

- Hottinger, L., 1983. Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and time, Utrecht Micropaleoutology. Bulletin, 30, 239-253.

- Husines, A., Velic, I., Fucek, L., Vlahovic, I., Maticec, D., Ostric, N. and T., Korbar, 2000. Mid Cretaceous orbitolinid record from the Island of Crus and Losinj and its

regional stratigraphic correlation, Cretaceous Research, 21, 155-171.

- Kauffman, E.G. and Sohl, N.F., 1974. Structure and evolution of Antillean Cretaceous rudist frameworks. Sedimentary Petrology, 84, 339-467.

- Masse, J. P., Fenerci, M. and Pernarcic, E., 2003. Palaeobathymetric reconstraction of pritidal carbonate, Late Barremian, Urgenian, sequences of provence (SE France). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 200, 65-81.

- Moro, A., Shelton, W. and Cosoric, V., 2002. Palaeoenvironmental setting of rudists in the Upper Cretaceous (Turonian-Maastrichtian) Adriatic carbonate platform (Croatia), based on sequence stratigraphy. Cretaceous Research, 23, 489-508.

- Mutti, E., Bernoulli, D., Ricci lucchi, F. and Tinterri, D., 2009. Turbidites and turbidity currents from Alpine 'flysch' to the exploration of continental margins. Sedimentology, 56, 267-318.

- Navarro, L., Khan, Z. and Arnott, R.W.C., 2007. Depositional architecture and evolution of a deep-marine channel-levee complex: Isaac Formation (Windermere Supergroup), Southern Canadian Cordillera. In: Nilsen, T.H., Shew, R.D., Steffens, G.S., Studlick, J.R.J. (Eds.), Atlas of Deep-Water Outcrops. Sedimentary Petrology, 56, 1- 22.

- Palma, R., Lopez-Gomez, J. and Piethe, R., 2007. Oxfordian ramp system in the baradas balance area Neuquen basin, Argentina. Facies and depositional sequences sedimentary Geology, 195, 113-134.

- Pettijohn, F. J., Seever, R. and Potter, P. E., 1987. Sand and sandstone. 2nd ed., Springer, Verlag - New York, 238.

- Pittet, B., Strasser, A. and Mottioli, E., 2000. Depositional sequences in deep-shelf environment: a responseto sealevel change and shallow-platform carbonate productivity. Journalof Sedimentry Research, 9, 392-407.

- Riding, R., 2002. Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds: concepts and categories. Earth-Science Reveiw, 58, 163-231.

- Ruberti, D., 1997. Facies analysis of a Upper Cretaceous high energy rudist-dominated carbonate ramp (Matese Mts., central- southern Apennines, Italy): subtidal and peritidal cycles. Sedimentary Geolology, 103, 81-110.

- Samanckassou, E., Tresch, J. and Strasser, A., 2005. Origin of peloides in Early Cretaceous Deposits, Dorest, South England. Facies, 51, 267-273.

- Sanders, D. and Baron-Szabo, R.C., 1997. Coral-Rudist Bioconstructions in the Upper Cretaceous Haidach Section (Gosau Group); Northern Calcareous Alps, Austria. Facies, 66, 69-90.

- Shanmugam, G., 2003. Deep-marine tidal bottom currents and their reworked sands in modernand ancient submarine canyons. Marine and Petroleum Geology, 20, 471-491.

- Shanmugam, G., 2002. Ten turbidite myths. Earth-Science Review, 58, 311-341.

- Sandullia, R. and Raspinib, A., 2004. Regional to global correlation of Lower Cretaceous shallow-water carbonates of the Southern Apennines and Dinarides, Southern Tethyan Margin. Sedimentary Geology, 165, 117-153.

- Schumann, D., 2000. Paleoecology of Late Cretaceous rudist settlement in central Oman. SEPM, Middle East models of Jurassic/Cretaceous carbonate systems, 358.

- Skelton, P.W., 1991. Morphogenetic versus environmental cues for adaptive radiations. In: N. Schmidt-Kittler and K. Vogel (Editors), Constructional Morphology and Evolution. Springer, Berlin, 375-388.

- Tucker, M. E. and Wright, V. P., 1990. Carbonate Sedimentology. Blackwell Science, 482.

- Warren, W. J., 2000. Dolomite: Occurrence, evolution and economically important association. Earth Science Review, 52, 1-181.

- Wilson, J. L., 1975. Carbonate facies in Geological History. Springer-Verlag, Berlin, 471.

- Wisler, L., Funk, H. and Weissert, H. 2003. Response to early cretaceous carbonate platform to change in atmospheric carbonate dioxide level. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 200, 187-205.