



تفسیر محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند نظرکرده (آنیزین) در ناحیه‌ی آق‌دربند - شمال شرق ایران

محمّد جوانبخت^۱، رضا موسوی‌مرمی^۲، اسدالله ممبویی^۲ و امسان شریفی^{۱*}

(۱) دانشگاه آزاد اسلامی مشهد، دانشکده‌ی علوم، گروه زمین‌شناسی و باشگاه پژوهشگران جوان

(۲) دانشگاه فردوسی مشهد، دانشکده‌ی علوم، گروه زمین‌شناسی

*عهدہ دار مکاتبات

چکیده

سازند نظرکرده به عنوان دوّمین سازند از گروه آق‌دربند به سن آنیزین پیشین در پنجره‌ی فرسایشی آق‌دربند در شمال شرق ایران بروز دارد. این سازند با یک مرز تدریجی در بالای سازند سفیدکوه و با یک مرز فرسایشی در زیر سازند سینا قرار دارد. در این تحقیق سه برش به نام‌های نظرکرده (برش الگو) به ضخامت ۴۶/۵ متر، کال‌بست ۱ به ضخامت ۲۳/۵ متر و کال‌بست ۲ به ضخامت ۲۸ متر اندازه‌گیری و ۸۰ نمونه برداشت گردید. مطالعات پتروگرافی منجر به شناسایی هشت رخساره‌ی کربناته و دو رخساره‌ی آذرآواری شد. با توجه به رخساره‌های سنگی شناسایی شده، این سازند در یک رمپ کربناته‌ی هموکلین و در یک حوضه‌ی پیش‌کمانی برجای گذاشته شده است. بررسی‌های چینه‌نگاری سکانسی منجر به شناسایی یک سکانس رسوبی رده‌ی سوم در همه و برش‌ها شد که توسط یک مرز نوع دوم در قاعده و یک مرز نوع اول در بالا محصور گردیده است. منحنی تفسیری تغییرات سطح آب دریا در منطقه‌ی مورد نظر تا حدودی با منحنی‌های جهانی انطباق داشته و فرونشست تدریجی حوضه در مقیاس ناحیه‌ای منجر به تشکیل چرخه‌های کوچک مقیاس شده است. امید است اطلاعات حاصل از این مطالعه بتواند در بازسازی جغرافیای دیرینه‌ی تریاس در ایران و سایر نقاط جهان مورد استفاده قرار گیرد.

واژه‌های کلیدی: آق‌دربند، آنیزین، سکانس رسوبی، سازند نظرکرده

Environmental interpretation and sequence stratigraphy of the Nazarkardeh Formation (Anisian) in Aghdarband area, NE Iran

M. Javanbakht¹, R. Moussavi-Harami², A. Mahboubi², & E. Sharifi¹

1) Department of Geology, Faculty of Science, Islamic Azad University, Mashhad Branch, I.R. Iran
Young Researchers Club

2) Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, I.R. Iran

Abstract

The Nazarkardeh Formation with of early Anisian age crops out in the Aghdarband erosional window

in NE the northwestern part of Iran and is the second unit of the Aghdarband Group. The lower contact with the Sefidkuh Formation is gradational, while the upper contact with the Sina Formation is erosional. Three stratigraphic sections were measured with the following thicknesses: at Nazarkardeh (type locality 46.5 m), Kalbast 1 (23.5 m) and Kalbast 2 (28 m) and 80 samples were collected. Petrography studies led to the identification of 8 carbonates and 2 pyroclastic lithofacies. Based on lithofacies analysis, this formation may have been deposited in a homocline carbonate ramp within a fore arc basin. Sequence stratigraphy analysis led to the recognition of a third order depositional sequence in all measured sections bounded by sequence boundaries type II at the base and type I at the top. The interpreted sea level curve in the study area can be correlated with the worldwide sea level curve, and regional subsidence led to the deposition of several small scale cycles. We hope this information can be used in the reconstruction of Triassic paleogeography of Iran and other parts of the world.

Key words: Aghdarband, Anisian, Nazarkardeh Formation, sequence stratigraphy.

۱- مقدمه

کوه رخنمون دارد (تصویر ۱). ضخامت آن بین ۲۰ تا ۵۰ متر متغیر است. افق‌های نازکی از ماسه سنگ توفی و شیل توفی سبزرنگ در بین طبقاتی از سنگ‌های آهکی وجود دارند که به تدریج به سمت بالا ضخیم‌تر می‌شوند. سنگ‌های آهکی ندولار و نازک لایه، دارای رنگ خاکستری مایل به سبز یا آبی هستند و گاه حاوی آئید بوده و به درجات مختلف سیلیسی شده‌اند. در بالای این واحدها سنگ‌های آتشفشانی (عمدتاً تراکیتی)، قرار دارند (Baud & Brander 1991). بر اساس فسیل‌های شناسایی شده *ismidicus* Aghdarbandites n. gen. و *Nicomidites osmani* و سن این سازند آیزین تعیین شده است (Krystyn & Tatzreiter 1991).

منطقه‌ی آق دربند در شمال شرق ایران دارای رخساره‌های ویژه‌ای از اواخر پالئوزوئیک تا تریاس بالایی است. بررسی‌های ابتدائی در این منطقه به وسیله‌ی اشتوکلین (Stöcklin 1974) صورت گرفت و سپس کاملترین مطالعات بر روی این نهشته‌ها به منظور تهیه‌ی نقشه‌ی زمین‌شناسی محدوده‌ی ذغال سنگ آق دربند انجام شد (Ruttner 1980, 1984, 1991, 1993). در سال‌های اخیر قائمی و همکاران (۱۳۸۳) از دیدگاه تکتونیکی نهشته‌های پنجره‌ی فرسایشی آق دربند را مطالعه نموده‌اند. جوانبخت و همکاران (۱۳۸۴ و ۱۳۸۶) و محبوبی و همکاران (Mahboubi et al. 2006) سازندهای قره قیطان و سفیدکوه را به تفصیل مورد تجزیه و تحلیل قرار دادند. در این تحقیق سازند نظر کرده، که دومین سازند از گروه آق دربند است به طور کامل از دیدگاه سنگ‌شناسی رسوبی و چینه‌نگاری سکانشی مورد مطالعه قرار می‌گیرد.

Formation	Lithology	Description
Miankuni Fm.		Isolated Marine Basin Hyatus Late Carnian
Sina Fm.		Deep Ramp ? Early-Late Ladinian Hyatus Late Anisian Anabeh Conglomerate
Nazarkardeh Formation		Bithynian Aegean-Bithynian Early Anisian
Sefidkuh Fm.		Carbonate Ramp Late Scythian
Qara Qeitan Fm.		Alluvial Plain Early Scythian

تصویر ۱- ستون چینه‌شناسی گروه آق دربند (اقتباس از روتنر (Ruttner 1991) با اندکی تغییر)

بر روی واحد D از سازند سفید کوه، سنگ‌آهک چرتی نازک لایه‌ای قرار گرفته که حاوی روزنه‌داران، سوزن اسفنج، میکروگاستروپود، استراکود، اکینودرم، بقایای ماهی و کنودونت با سن آیزین پیشین (آوگین-بتی‌نین) است (Ruttner 1991). این واحد در ابتدا به عنوان بخشی از سازند آهکی سفیدکوه در نظر گرفته می‌شد (Ruttner 1980)، ولی بعدها توسط روتنر (Ruttner 1984) به عنوان افق فسیلی شماره‌ی یک معرفی شد. در سال ۱۹۹۱، روتنر (Ruttner) آن را به عنوان سازند جدیدی به نام نظر کرده معرفی کرد. نام این سازند از کوه نظر کرده در ۷۵ کیلومتری غرب-شمال غرب روستای آق دربند گرفته شده است و در جبهه‌ی جنوب غربی این

داده‌ها بتواند در تفسیر جغرافیای دیرینه‌ی تریاس و نیز وضعیت تکنوتیکی منطقه در این زمان کمک نماید.

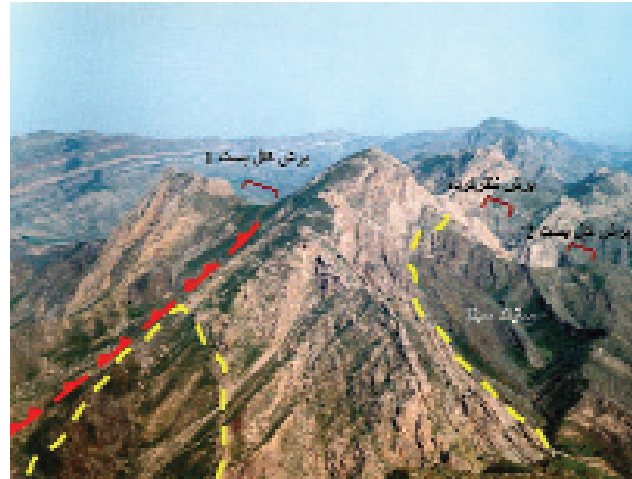
۲- روش مطالعه

در این تحقیق دو برش چینه‌شناسی الگو و کال بست ۱ در باریکه‌ی شمالی و برش کال بست ۲ در باریکه‌ی جنوبی، در بخش شمالی پنجره‌ی فرسایشی آق در بند اندازه‌گیری و ۸۰ نمونه برداشت گردید (تصویر ۳). نام‌گذاری سنگ‌های آهکی با استفاده از طبقه‌بندی دانهام (Dunham 1962) و نام‌گذاری سنگ‌های آذرآواری بر اساس طبقه‌بندی فیشر (Fisher 1966) و مک‌فی و همکاران (McPhie et al. 1993) صورت گرفت. در مطالعات پتروگرافی، علاوه بر شناسایی اجزای اصلی و فرعی تشکیل دهنده‌ی سنگ‌ها، اندیس تخریب (CI) تعیین شد. برای اندیس تخریبی قطر ائید، اینتراکلیست، اکینوئید و کوارتز اندازه‌گیری و در تعبیر و تفسیر انرژی محیط به کار گرفته می‌شود (Carozzi 1989). با استفاده از نوع و درصد فراوانی آلومک‌ها، رخساره‌ها از یکدیگر تفکیک شده و مدل رسوب‌گذاری تفسیر و سکانس‌های رسوبی آن شناسایی شد. در خاتمه منحنی تفسیری تغییرات سطح دریا در ناحیه‌ی مورد مطالعه با منحنی تغییرات سطح آب دریا در مقیاس جهانی (Haq et al. 1988) مقایسه شده است.

۳- چینه‌شناسی سازند نظر

سازند نظر کرده در محل برش الگو ۴۶/۵ متر ضخامت دارد و از سه بخش آذرآواری و کربناته‌ی زیرین به ضخامت ۲۳/۵ متر، آذرآواری و کربناته‌ی میانی به ضخامت ۱۱ متر و آذرآواری و کربناته‌ی فوقانی به ضخامت ۱۲ متر تشکیل شده است. این برش بر روی رخساره‌های کربناته‌ی سازند سفیدکوه به صورت تدریجی و با یک مرز فرسایشی (کنگلومرای تک منشأ عنابه) در زیر سازند سینا قرار گرفته است (تصویر ۴-الف). برش کال بست ۱ که در شمال غرب برش الگو و در باریکه‌ی شمالی قرار دارد، ۲۳/۵ متر ضخامت دارد و مشابه برش الگو از سه بخش با ضخامت‌های ۱۳/۵، ۶/۵ و ۳/۵ متر تشکیل شده است (تصویر ۴-ب). برش کال بست ۲ در باریکه‌ی جنوبی، ۲۸ متر ضخامت داشته و مشابه با دو برش قبلی از سه بخش با ضخامت ۱۲/۵، ۱۲ و ۳/۵ متر تشکیل شده است. این برش نیز به صورت تدریجی بر روی سازند سفیدکوه و در زیر شیل و ماسه سنگ ولکانوژنیک سینا قرار دارد (تصویر ۴-ج).

روتتر (Ruttner 1991) برونزد سازند سفیدکوه و نظر کرده را در نیمه‌ی شمالی پنجره‌ی فرسایشی آق در بند به صورت دو باریکه‌ی شمالی و جنوبی گزارش کرده و برش الگوی سازند نظر کرده را در باریکه‌ی شمالی معرفی کرده است (تصویر ۲).

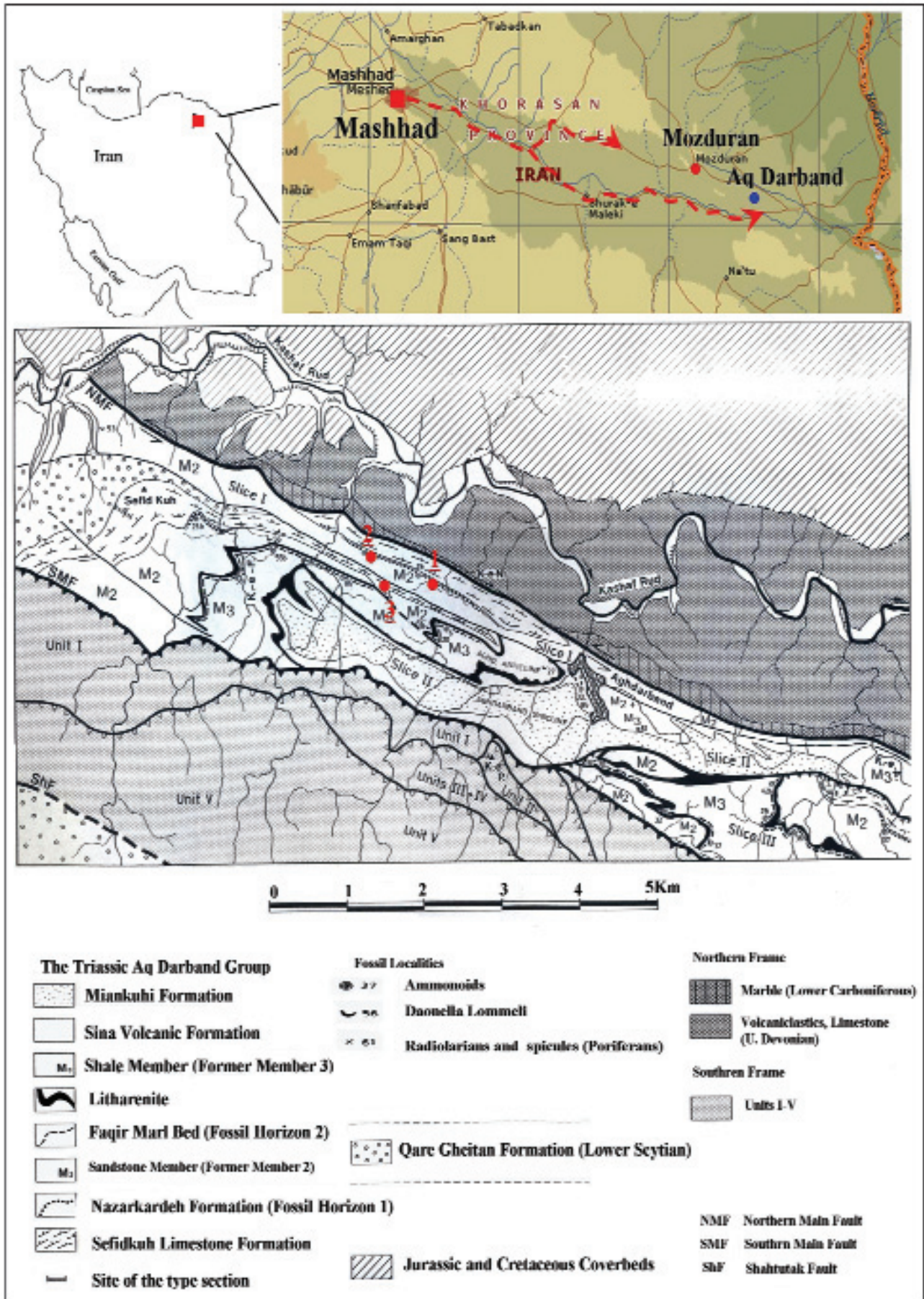


تصویر ۲- نمایی از سازند نظر کرده در منطقه‌ی مورد مطالعه

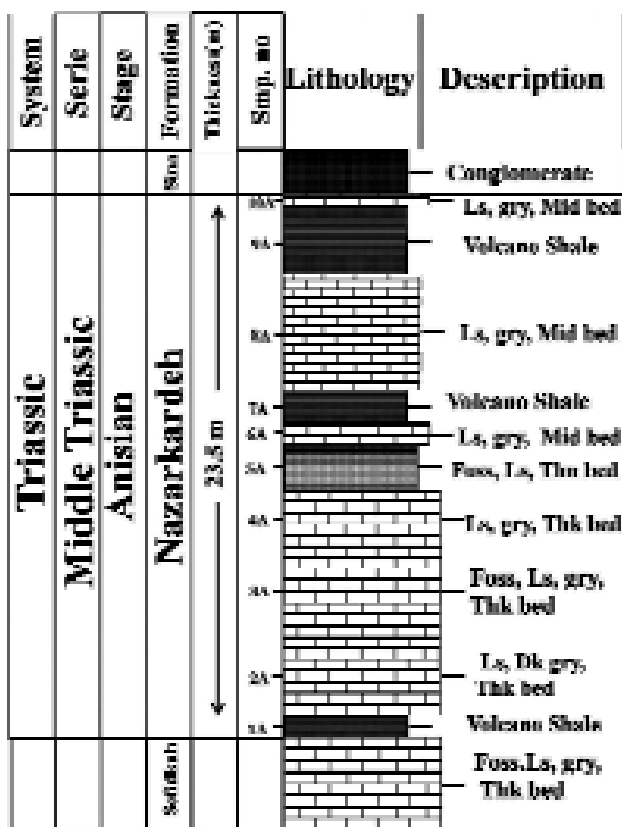
این سازند به عنوان یک گذر تدریجی از رخساره‌های کربناته‌ی سفیدکوه به آواری‌های ولکانوژنیک سینا در نظر گرفته شده است. مرز تحتانی این سازند تدریجی و مرز فوقانی آن به کمک کنگلومرای منومیکتیک عنابه مشخص می‌گردد. این واحد کنگلومرایی که در قسمت تحتانی سازند سینا قرار دارد معرف فاز فرسایشی سیمیرین پیشین در این ناحیه است. از سمت برش الگو به طرف شمال غرب از ضخامت این سازند در هر دو باریکه کاسته شده به طوری که در نواحی شمال غرب، سازند سینا با واسطه‌ی کنگلومرای عنابه بر روی سازند سفیدکوه قرار دارد که البته علت آن به طور دقیق مشخص نگردیده ولی می‌توان این احتمال را در نظر گرفت که یا سازند نظر کرده در این نواحی نهشته نشده و یا این که در اثر فاز فرسایشی از بین رفته است.

از آن جایی که تاکنون مطالعات تفصیلی بر روی این نهشته‌ها صورت نگرفته است لذا هدف از انجام این تحقیق، آنالیز چینه‌نگاری سکانسی رسوبات سازند نظر کرده بر اساس تفکیک رخساره‌های سنگی و محیط تشکیل آن‌ها (Handford & Loucks 1993, Flügle 2004, Preto & Hinnov 2003, Einsele 2000, Brett 1998, Emery & Myers 1996)

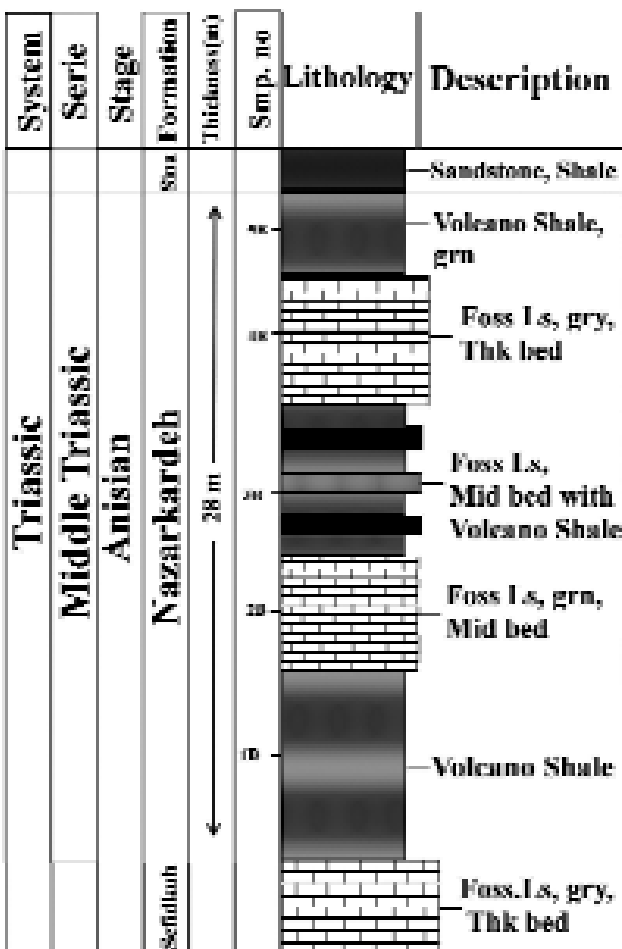
تفسیر منحنی تغییرات سطح آب دریا در زمان آنیزین در ناحیه‌ی مورد مطالعه و مقایسه‌ی آن با منحنی‌های جهانی است. امید است تا این



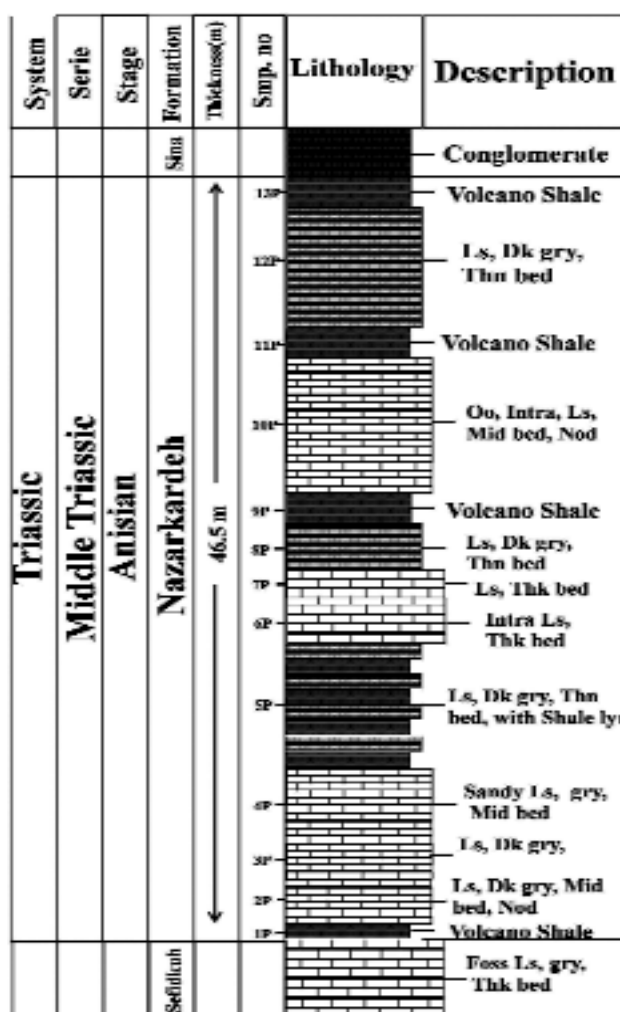
تصویر ۳- موقعیت جغرافیایی ناحیه مورد مطالعه و محل برش‌های برداشت شده در نقشه‌ی زمین‌شناسی، روتنر (Ruttner 1991). ۱- محل برش نظر کرده (برش الگو)، ۲- محل برش کال بست ۱، ۳- محل برش کال بست (2 southern)



تصویر ۴-ب- ستون چینه‌شناسی سازند نظرکرده در برش کال بست ۱



تصویر ۴-ج- ستون چینه‌شناسی سازند نظرکرده در برش کال بست ۲



تصویر ۴-الف- ستون چینه‌شناسی سازند نظرکرده در برش الگو

۴- (فشاره‌های میکروسکوپی

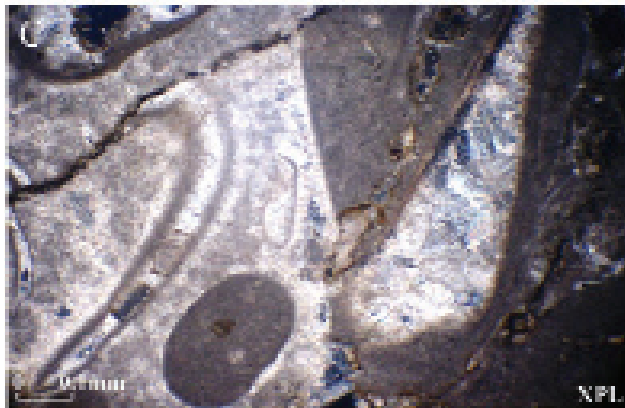
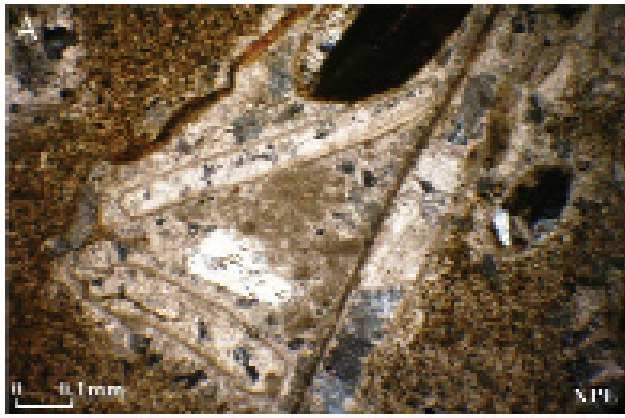
در مطالعات پتروگرافی ۱۰ رخساره‌ی سنگی شامل هشت رخساره‌ی کربناته و دو رخساره‌ی آذرآواری شناسایی شد. رخساره‌های کربناته در سه کمربند لاگونی، سد و دریای باز بر جای گذاشته شده‌اند و رخساره‌های آذرآواری نیز به دو دسته دانه ریز و متوسط تقسیم بندی می‌گردند که در زیر مورد بحث و بررسی قرار خواهند گرفت.

۴-۱- مجموعه (فشاره‌های لاگونی (A):

این مجموعه شامل سه رخساره‌ی زیر است:

۴-۱-۱- وکستون پلت بیوکست دار (A1): در این رخساره

پلت با فراوانی ۱۰-۱۲ درصد و اندازه‌ی ۰/۲-۰/۵ میلی متر همراه با خرده‌های اسکلتی شامل پوسته‌های اکینودرم و دوکفه‌ای مشاهده می‌گردد. خرده‌های اسکلتی نسبتاً ریز بوده (۰/۲ میلی متر) و فراوانی



تصویر ۵- تصاویر میکروسکوپی رخساره‌های لاگونی (A)، A: وکستون پکستون پلت بیوکلاستی دار (A1)، B: وکستون- پکستون بیوکلاستی (A2)، C: پکستون- وکستون بیوکلاستی اینتراکلاستی دار (A3).

۰/۴-۰/۳ میلی‌متر است و ۱۵-۲۰ درصد فراوانی دارند (تصویر A۶). علاوه بر این، پوسته‌ی اکینودرم با فراوانی ۱۰-۱۲ درصد از اجزای مهم در این رخساره محسوب می‌گردند. اندیس تخریبی آن‌ها ۷۶-۷۸ میلی‌متر است. از اجزای اسکلتی دیگر می‌توان به پوسته‌ی دو کفه‌ای، براکیوپود و گاستروپود اشاره کرد که در حدود ۶-۸ درصد فراوانی دارند. اکثر فضاهای خالی توسط کلسیت اسپاری متوسط بلور پُر شده است. این رخساره در برونزد سطحی متوسط تا ضخیم لایه بوده و به رنگ خاکستری تیره مشاهده می‌گردد.

در حدود ۹-۱۲ درصد دارند (تصویر A۵). در بعضی مقاطع دانه‌های کوارتز و فلدسپات با فراوانی دو درصد و اندازه‌ی ۰/۱-۰/۲ میلی‌متر وجود دارند. کلیه‌ی اجزاء تشکیل دهنده در یک زمینه‌ی گل آهکی قرار دارند. این رخساره به صورت متوسط لایه در صحرا قابل مشاهده است.

۱-۲-۱۴- وکستون بیوکلاستی (A2): قطعات بیوکلاستی

تشکیل دهنده‌ی این رخساره شامل اکینودرم، دوکفه‌ای و براکیوپود هستند که به ترتیب ۱۰-۱۲، ۱۰-۱۲، ۴-۵ درصد از دانه‌های تشکیل دهنده‌ی این رخساره را به خود اختصاص داده‌اند. پوسته‌های اکینودرم بین ۷/۲-۷/۴ میلی‌متر قطر دارند (تصویر B۵). از دانه‌های غیراسکلتی می‌توان به پلت با فراوانی ۵ درصد و ائید با فراوانی بسیار جزئی اشاره کرد. علاوه بر این، در برش کال بست ۲، این رخساره حاوی دانه‌های کوارتز و فلدسپات با فراوانی ۷-۸ درصد است. این رخساره در برونزد سطحی به صورت متوسط تا ضخیم لایه به رنگ خاکستری تیره مشاهده می‌گردد.

۱-۳-۱۴- رخساره‌های پکستون- وکستون بیوکلاستی

اینتراکلاست دار (A3): این رخساره‌ی میکروسکوپی عمدتاً از خرده‌های بیوکلاستی در حدود ۴۰-۴۵ درصد تشکیل شده که اکینودرم با ۱۰-۱۵ درصد بیشترین فراوانی را به خود اختصاص داده است. علاوه بر این، خرده‌های دوکفه‌ای ۸-۱۰ درصد فراوانی دارند. این پوسته‌ها اکثراً تبلور مجدد یافته‌اند (تصویر C۵). سایر دانه‌ها شامل اینتراکلاست گلی با فراوانی ۱۲-۱۴ درصد و قطر ۷/۲-۷/۵ میلی‌متر و خرده‌های ولکانیکی با ترکیب آندزیتی با فراوانی ۶-۸ درصد است. در برونزد سطحی این رخساره نازک تا متوسط لایه بوده و به رنگ خاکستری تا خاکستری تیره دیده می‌شود.

۱-۲-۱۴- مجموعه رخساره‌های سدّی (B):

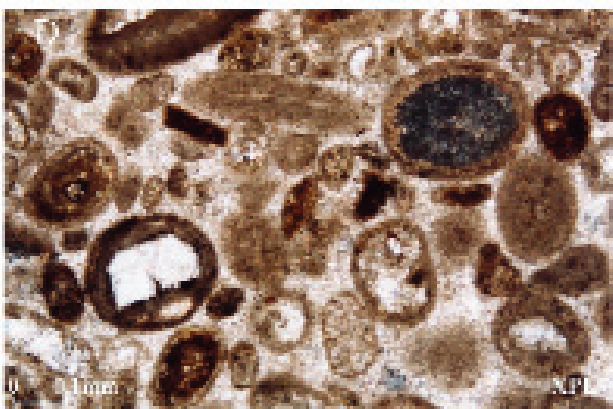
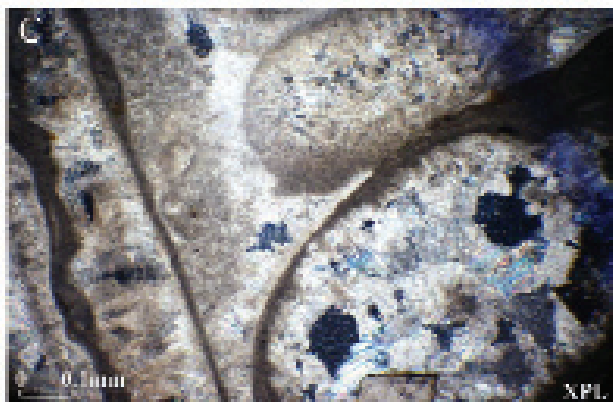
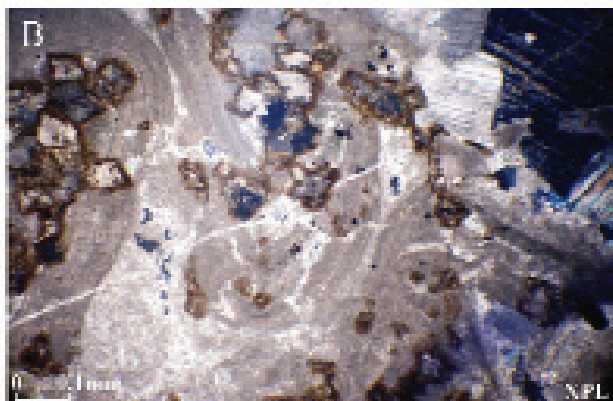
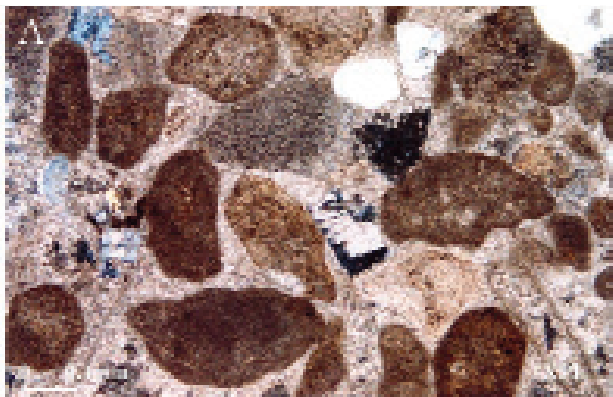
این مجموعه‌ی رخساره‌ای شامل چهار رخساره است که از سمت خشکی به دریا به شرح زیر است:

۱-۲-۱۴- رخساره‌ی گرینستون پلوتید، اکینودرم دار (B1):

پلوتیدها سازنده‌ی اصلی این رخساره هستند. قطر دانه‌های پلت بین

۱۴-۳- مجموعه رخساره‌ی دریای باز (C):

این کمر بند رخساره‌ای دارای یک رخساره است:



تصویر ۶- تصاویر میکروسکوپی رخساره‌های سدّی (B)، (A): گرینستون پلوئید- اکینودرم دار (B1)، (B): گرینستون اوئیدی- آنکوئیددار (B2)، (C): گرینستون بیوکلستی تا بیوکلستی- آنکوئیددار (B3)، (D): گرینستون اکینودرم - آنیددار (B4).

۱۴-۲-۲- رخساره‌ی گرینستون ائید، آنکوئیددار (B2): این

رخساره از ائید و اینتراکلت تشکیل شده است. دانه‌ها بیش از ۵۰ درصد سنگ را در بر می‌گیرند. ائیدها اکثراً متحدالمرکز بوده و درصد قابل توجهی (۲۵-۲۰ درصد) را تشکیل می‌دهند. قطر ائیدها در حدود ۰/۸-۱ میلی‌متر می‌باشد. پوسته‌های فسیلی در اکثر مواقع هسته‌ی ائیدها را تشکیل می‌دهند. علاوه بر ائید، آنکوئید در حدود ۱۵-۲۰ درصد با اندازه‌ی تقریبی ۷/۸-۲/۵ میلی‌متر در این رخساره مشاهده می‌شود (تصویر B۶). آنکوئیدها اکثراً دانه درشت بوده و براساس طبقه‌بندی لوگان و همکاران (Logan et al. 1964) بیشتر از نوع C و I هستند. پلوئیدها نیز در این رخساره ۸-۱۰ درصد فراوانی دارند. خرده‌های اسکلتی اکینودرم و دوکفه‌ای درصد بسیار کمی از این رخساره را تشکیل داده‌اند. در صحرا این رخساره، نازک تا متوسط لایه و به رنگ خاکستری تا نخودی مشاهده می‌گردد.

۱۴-۲-۳- رخساره‌ی گرینستون بیوکلستی، آنکوئیددار (B3):

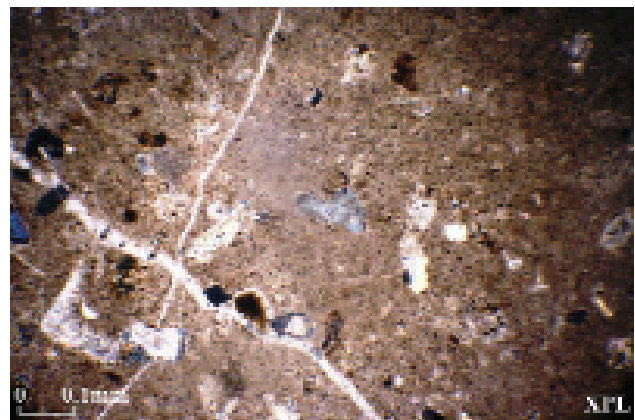
این رخساره دارای خرده اسکلتی (۳۰ درصد)، آنکوئید (۱۲-۱۵ درصد) و اینتراکلت (۸-۱۰ درصد) است (تصویر ۶ C). آنکوئیدها دارای هسته‌ی فسیلی و به طور متوسط ۲-۲/۵ میلی‌متر قطر دارند. از خرده‌های اسکلتی می‌توان به دوکفه‌ای با ۵-۶ درصد، براکیوپود با ۵-۳ درصد، گاستروپود با ۳-۴ درصد و اکینودرم با ۱۳-۱۵ درصد فراوانی اشاره نمود که در بعضی مقاطع بیش از دو میلی‌متر قطر دارند. این رخساره در صحرا به صورت ضخیم لایه و به رنگ خاکستری مشاهده می‌گردد.

۱۴-۲-۴- رخساره‌ی گرینستون اکینودرم، ائید دار (B4):

اکثر قطعات این رخساره را خرده‌های اسکلتی و در بعضی نمونه‌ها ائید تشکیل داده است. قطعات اسکلتی شامل اکینودرم و دوکفه‌ای به ترتیب با فراوانی ۳۵-۴۰ و ۲۵-۳۰ درصد هستند. اندیس تخریبی خرده‌های اکینودرم در حدود ۰/۸-۰/۹ میلی‌متر است. علاوه بر خرده‌های اسکلتی، ائید با فراوانی ۱۸-۲۰ درصد و اینتراکلت ۴-۵ درصد نیز وجود دارند (تصویر D۶). در برونزد سطحی این رخساره بیشتر متوسط لایه تا ضخیم لایه بوده و به رنگ خاکستری تا سبز است.

۱-۳-۴- (رفساره‌ی وکستون فسیل‌دار (C1):

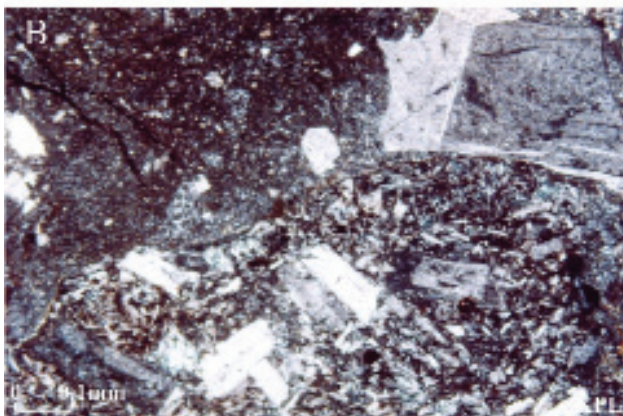
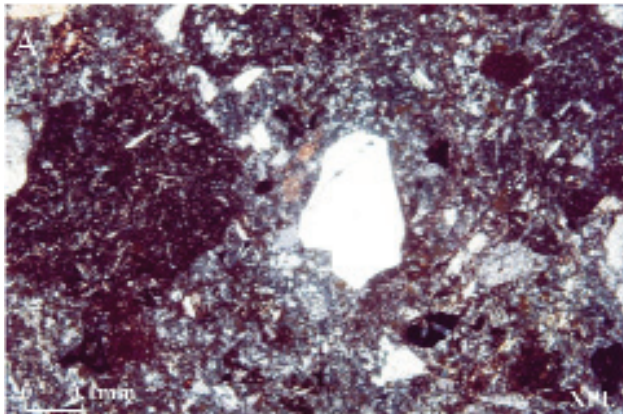
در این رخساره خرده‌های اسکلتی شامل پوسته‌های اکتینودرم، دوکفه‌ای و براکیوپود از مهمترین اجزا محسوب می‌گردند. پوسته‌های اکتینودرم ۸-۱۰ درصد قطعات را به خود اختصاص داده‌اند و اندیس تخریب آن‌ها ۰/۶-۰/۷ میلی‌متر می‌باشد. پوسته‌های دوکفه‌ای نیز ۳-۵ درصد فراوانی دارند که تجدید تبلور یافته‌اند. علاوه بر این براکیوپود با فراوانی ناچیز نیز وجود دارد. معمولاً خرده‌های غیر اسکلتی در این رخساره بسیار ناچیز بوده و شامل مقدار کمی ائید و اینتراکلیست است (تصویر ۷). در برونزد سطحی معمولاً نازک تا متوسط لایه بوده که رنگ خاکستری تیره دارد.



تصویر ۷- تصویر میکروسکوپی رخساره‌ی دریای باز (C)، وکستون فسیل‌دار (C1)

۲-۴-۴- (رفساره‌ی آذرآواری دانه متوسط (D2):

این رخساره از لحاظ پتروگرافی مشابه رخساره‌ی آذرآواری دانه ریز می‌باشد و مهمترین تفاوت آن‌ها در اندازه‌ی ذرات است (بزرگتر از ۲ میلی‌متر) (تصویر B۸). در برونزد سطحی، ضخیم لایه، سبزرنگ و با قطعات تیره می‌باشد.



تصویر ۸- تصاویر میکروسکوپی رخساره‌های آذرآواری (D)، A: آذرآواری دانه ریز (D1)، B: آذرآواری دانه متوسط (D2)

۴-۴- (رفساره‌های آذرآواری (D):

علاوه بر رخساره‌های کربناته، به طور متناوب رخساره‌های آذرآواری نیز مشاهده می‌گردد که به سمت بالای سازند، ضخامت آن‌ها افزوده می‌شود. این رخساره‌ها به دو دسته تقسیم شده‌اند.

۱-۴-۴- (رفساره‌ی آذرآواری دانه ریز (D1):

این رخساره عمدتاً از خرده‌های ولکانیکی با ترکیب آندزیتی تشکیل شده است. این قطعات ۴۰-۴۵ درصد فراوانی دارند. علاوه بر این، کوارتز و فلدسپات نیز از اجزای اصلی محسوب می‌گردند که فلدسپات‌ها اکثراً دگرسان شده‌اند. کوارتز ۸-۱۰ درصد و فلدسپات ۵-۷ درصد فراوانی دارد. فضای بین این قطعات توسط شیشه و بلورهای میکروکریستالین پر شده است (تصویر A۸). این رخساره در برونزد سطحی به رنگ سبز و به صورت نازک لایه است.

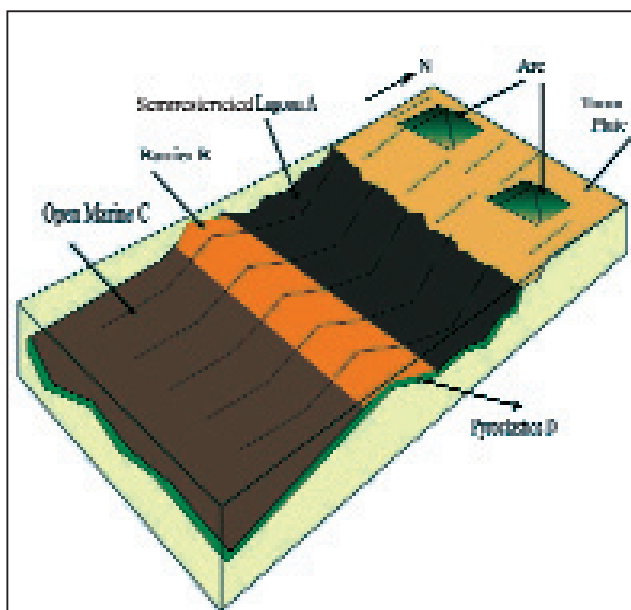
۵- تفسیر محیط رسوبی و ارائه‌ی مدل

مجموعه رخساره‌های A به دلیل داشتن مقدار زیادی پلوئید به همراه گل آهکی با لامیناسیون و لایه‌بندی نازک در روی زمین احتمالاً در یک محیط نسبتاً آرام و کم انرژی نظیر لاگون بر جای گذاشته شده‌اند. وجود اینتراکلیست‌های گلی و درشت بودن اندازه‌ی آن‌ها نشان دهنده‌ی تشکیل آن‌ها در بخش‌های پُرانرژی تر لاگون و نزدیک به پشته می‌باشد. پلت‌ها معمولاً در آب‌های کم انرژی، گرم و فوق اشباع از کربنات کلسیم (Flügel 2004) و مناطق لاگونی پشت سدها که از تأثیر امواج دور مانده‌اند، از فراوانی زیادی برخوردار هستند (Burchette & Wright 1992, Adachi et al. 2004). وجود

روتنر (Ruttner 1991) معتقد است که نهشته‌های این پنجره حداقل تا اواخر تریاس در حاشیه‌ی جنوبی پلیت توران برجای گذاشته شده‌اند. قائمی و همکاران (۱۳۸۳) نیز وجود یک حوضه‌ی پیش‌کمانی را با توجه به فرورانش پالئوتتیس به زیر پلیت توران در چنین محیطی محتمل می‌دانند. از سوی دیگر جوانبخت و همکاران (۱۳۸۴) نیز معتقدند که سازند سفیدکوه در یک پلت فرم کربناته از نوع رمپ هموکلین برجای گذاشته شده است.

بنابراین با توجه به نوع رخساره‌ها و تغییرات عمودی آن‌ها در توالی مورد مطالعه و این که سازند نظرکرده یک گذر تدریجی از رخساره‌های کربناته‌ی سازند سفیدکوه به سیلیسی آواری‌های ولکانوژنیک سینا است، لذا محیط رسوبی این سازند نیز یک پلت فرم کربناته از نوع رمپ (Bernecker 2007, Bachman & Hirsch 2006, Betzler et al. 2007) داشته تفسیر می‌شود. مهمترین تفاوت این محیط با رمپ کربناته‌ی سفیدکوه فرار داشتن کمان‌های ماگمایی در فاصله دورتری نسبت به حوضه است که مهمترین شاخصه‌ی آن تشکیل رخساره‌های آذرآواری دانه ریزتر در سازند نظرکرده نسبت به سفیدکوه است (تصویر ۹).

لازم به ذکر است که افزایش رسوبات آذرآواری از سازند سفیدکوه به سازند سینا مؤید افزایش شدت فعالیت‌های ولکانیکی است. در اواخر آنیزین با عملکرد فاز کوهزایی سیمیرین پیشین،



تصویر ۹- مدل رسوب‌گذاری سازند نظرکرده که به صورت متناوب در زمان فعالیت کمان‌ها، رخساره‌های آذرآواری و در زمان عدم فعالیت کمان‌ها، رخساره‌های کربناته برجای گذاشته شده است.

مقدار کمی از موجودات استنوهالین نظیر اکینودرم و براکیوپود مؤید این موضوع است که لاگون تشکیل شده در ارتباط با دریای باز بوده است. مجموعه رخساره‌های B که عمدتاً پرده (supported-Grain) و بدون گل هستند، در یک کمربند پراثری نظیر سد ته‌نشین شده‌اند. وجود رخساره‌های ائیدی که در آب‌های گرم، تلاطم نسبتاً شدید، درجه‌ی شوری نرمال و عمق کمتر از دو متر (Tucker 2001) تشکیل می‌شوند مؤید شرایط پراثری سدی است (Flügel 2004). وجود برخی از اجزای اسکلتی دریای باز نظیر اکینودرم و براکیوپود و نیز پلت‌ها و آنکوئیدهایی که به طرف لاگون برجای گذاشته شده‌اند، ته‌نشینی این رخساره‌ها را در یک محیط حد واسط بین لاگون و دریای باز تأیید می‌نمایند. مجموعه‌ی رخساره‌ای C، از خرده‌های اسکلتی اکینودرم، دوکفه‌ای و براکیوپود تشکیل شده است. این موجودات عمدتاً حساس به شوری هستند و شرایط مساعد برای حفظ آن‌ها یک محیط دریای باز است (Sanders & Hofling 2000, Tucker & Wright 1990, Flügel 2004). موجودات منحصراً دریایی هستند و گرچه بعضی از انواع متحرک در محدوده‌ی لاگون و خلیج دهانه‌ای با آب‌های لب شور نیز زندگی می‌کنند اما اکثراً در یک محدوده‌ی گسترده و از خط ساحلی تا عمق ۱۱۳۰ متر دریا زیست می‌کنند (Heckel 1972). براکیوپودها نیز موجودات دریایی بوده و در بسترهای نرم و سخت زندگی می‌کنند (Heckel 1972). مقادیر کمی از دانه‌های غیر اسکلتی نظیر ائید و اینتراکلسیت که در این مجموعه رخساره‌ای وجود دارد احتمالاً از کمربند‌های رخساره‌ای مجاور با انرژی بالاتر انتقال یافته‌اند. بنابراین با توجه به فراوانی موجودات استنوهالین، وجود مقادیر فراوان گل و لایه‌بندی نازک، این مجموعه در یک محیط دریای باز با انرژی پایین و نرخ رسوب‌گذاری آرام ته‌نشین شده است. لازم به ذکر است که اندازه‌ی دانه‌ها در این مجموعه‌ی رخساره‌ای با نزدیک شدن به کمربند رخساره‌ای سدی و با افزایش انرژی مکانیکی محیط، بزرگتر می‌شود.

با توجه به اطلاعات رخساره‌ای مطالعات قبلی روتنر (Ruttner 1991)، قائمی و همکاران (۱۳۸۳) و جوانبخت و همکاران (۱۳۸۴) و نیز رخساره‌های مشابه در کشورهای همجوار (Brookfield 2001, Hashmat 2001, Garzanti & Gaetani 2002) مدل رسوبی رسوبات سازند نظرکرده در ناحیه‌ی مورد مطالعه تفسیر شد.

رخساره‌ی تی اس تی (TST: Transgressive System track) از چند رخساره‌ی سنگی تشکیل شده است که به‌طور کلی یک روند پیشروی سطح دریا را نشان می‌دهد و شامل پکستون-و کستون فسیل دار محیط لاگونی، گرینستون پلت - اکینودرم دار محیط سدی و و کستون فسیل دار دریای باز است. رخساره‌ی و کستون فسیل دار معرف حداکثر سطح غرقابی (mfs: Maximum Flooding Surface) بوده و پایان دسته‌ی رخساره‌های مرحله‌ی تی اس تی (TST) را نشان می‌دهند. با توجه به ضخامت این بخش (شش متر) و سن سازند، احتمالاً این مرحله در طی حدود ۰/۶۶ میلیون سال نهشته شده است. پس از تشکیل این دسته رخساره‌ها، دسته رخساره‌های مرحله‌ی اچ اس تی (HST: High Stand System Track) ته‌نشست کرده‌اند. از آنجایی که پلت فرم کربناته اسکیتین-آنیزین در حوضه‌ی پیش‌کمانی شکل گرفته و مرتباً تحت تأثیر فعل و انفعالات تکتونیکی و فعالیت کمان‌های ماگمایی قرار داشته است، لذا منجر به تشکیل تناوبی از رخساره‌های آذرآواری - کربناته شده که این امر (ورود مواد آذر آواری) باعث به هم خوردن تعادل بین فرونشینی و میزان رسوبات وارده و تشکیل پاراسکانس‌های کم عمق شونده با ضخامت‌های مختلف شده است. بنابراین می‌توان عوامل خارج حوضه‌ای (آلوسیسیلیک) را در تشکیل این پاراسکانس‌ها مؤثر دانست. رخساره‌های مرحله‌ی سکون نسبی سطح آب دریا اچ اس تی (HST) با رخساره‌ی گرینستون پلت- اکینودرم دار شروع شده و به تدریج با افت سطح آب دریا رخساره‌های محیط لاگونی (پکستون- و کستون پلت فسیل دار، پکستون- و کستون فسیل دار و غیره) نهشته می‌شوند. در این بخش سه پاراسکانس کم عمق شونده مشاهده می‌گردد که در مجموع حالت پسرونده دارند. مرحله‌ی اچ اس تی (HST) ۴۰/۵ متر ضخامت داشته و احتمالاً در مدت زمان ۴/۳۵ میلیون سال نهشته شده است. مرز فوقانی این سکانس نیز به دلیل وجود شواهد خروج رسوبات از آب (کنگلومرای عنابه) از نوع اول (فرسایشی) است.

۸- سکانس رسوبی در برش کال بست ۱

در این برش نیز یک سکانس رسوبی رده‌ی سوم شناسایی شده است (تصویر ۱۰B). این سکانس با نهشته‌های آذرآواری آغاز می‌شود و مرز زیرین آن با سوپر سکانس سفیدکوه به دلیل عدم وجود شواهد

پسروی در این محیط رسوبی صورت گرفته که حاصل آن نهشته شدن کنگلومرای عنابه در قاعده‌ی سازند سینا است. این کنگلومرای به عقیده‌ی روتنر (Ruttner 1991) منومیکتیک بوده و اکثراً از پیل‌های کربناته‌ی سفیدکوه تشکیل یافته است.

۶- چینه‌نگاری سکانس

از آن جایی که سن سازند نظر کرده، آنیزین تعیین شده است، لذا مدت زمان رسوب‌گذاری این سوپر سکانس در حدود پنج میلیون سال است. با در نظر گرفتن این امر، مدت زمان رسوب‌گذاری هر یک از سکانس‌ها و پاراسکانس‌ها با توجه به ضخامت آن‌ها و مقایسه با ضخامت کل سازند تخمین زده شده است. لازم به ذکر است این محاسبات بدون در نظر گرفتن عواملی چون تغییر در نرخ رسوب‌گذاری، میزان فشردگی، تکتونیک و سایر عوامل بوده و شرایط در کل سازند یکسان در نظر گرفته شده است. لذا در این قسمت به تشریح سکانس‌های رسوبی در هر برش پرداخته می‌شود.

۷- سکانس رسوبی در برش الگو

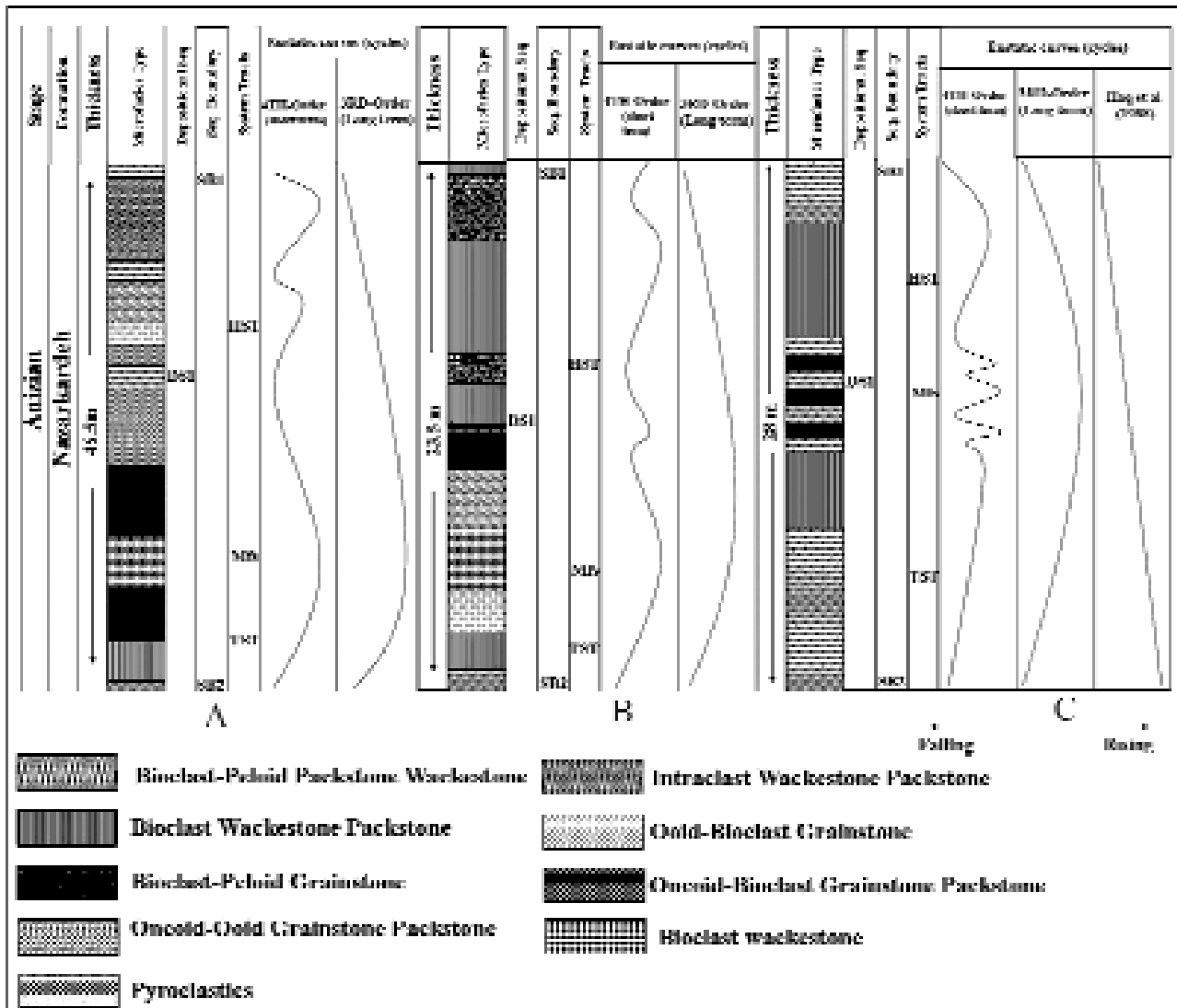
در این برش یک سکانس رسوبی شناسایی شده است که از چندین پاراسکانس رسوبی پسرونده با مقیاس کوچک‌تر تشکیل شده است. این پاراسکانس‌ها در برگیرنده‌ی رخساره‌های کربناته در زمان بالا بودن نسبی سطح آب دریا و رخساره‌های آذرآواری در زمان پایین بودن نسبی سطح آب دریا می‌باشند (تصویر ۱۰A). این سکانس عمدتاً از سنگ‌های کربناته با میان لایه‌های آذرآواری تشکیل شده است. مرز زیرین این سکانس به دلیل عدم وجود سطح فرسایشی و خروج رسوبات از آب از نوع دوم (SB2: Sequence Boundary (Type 2) است. مرز فوقانی این سکانس نیز به دلیل وجود کنگلومرای عنابه که به عقیده‌ی روتنر شاهده‌ی خروج رسوبات از آب تحت تأثیر فاز کوهزایی سیمیرین پیشین است از نوع فرسایشی (SB1: Sequence Boundary (Type 1) یا مرز نوع اول در نظر گرفته شده است (تصویر ۱۱A) (Ruttner 1991, Emery & Myers 1996, Catuneanu 2006, Coffey & Read 2004, Al-Husseini 1997) به عقیده‌ی ون و گنر و همکاران (Van Wagoner et al. 1990) این مرز نشان دهنده‌ی افت سطح آب دریا بدون تغییر موقعیت خط ساحل است. ضخامت این سکانس در حدود ۴۵ متر است. در این سکانس دسته

شامل رخساره‌های سدّی (گرینستون آنکوئیددار، گرینستون فسیل‌دار) بوده و سپس با تناوب رخساره‌های لاگونی و آذرآواری ادامه می‌یابد که در مجموع حالت پس‌رونده دارد. این بخش شامل سه پاراسکانس کم عمق شونده بوده که ضخامتی در حدود ۱۵/۵ متر دارند و در مدّت زمان ۳/۲۹ میلیون سال نهشته شده‌اند.

۹- سکانس رسوبی در برش کال پست ۲

این برش نیز همانند برش‌های قبلی از یک سکانس رسوبی رده‌ی سوّم تشکیل شده است (تصویر C۱۰). مرز زیرین و فوقانی این سکانس از نوع دوّم است. به‌طورکلی بر روی این برش رخساره‌های ماسه‌سنگی و شیلی سینا قرار دارد و شواهد خروج رسوبات از آب مانند دو برش قبلی (کنگلومرای عنابه) مشاهده نمی‌گردد (تصویر C۱۱).

خروج رسوبات از آب از نوع غیر فرسایشی (SB2) و مرز بالایی آن با توجه به قرارگیری کنگلومرای عنابه از نوع فرسایشی (SB1) است (تصویر ۱۱B). (Emery & Myers 1996). این سکانس شامل دسته رخساره‌های تی اس تی و اچ اس تی می‌باشد. مرحله‌ی تی اس تی با رخساره‌ی آذرآواری و سپس پکستون- وکستون فسیل‌دار حاوی خرده‌های ولکانیکی محیط لاگونی شروع شده و با بالا آمدن سطح آب دریا رخساره‌ی گرینستون اکینودرم - ائیددار بر جای گذاشته شده است. این مرحله با حداکثر سطح غرقابی در رخساره‌ی وکستون فسیل‌دار دریای باز خاتمه می‌یابد. این بخش در حدود ۷/۵ متر ضخامت دارد که در حدود ۷/۵۹ میلیون سال نهشته شده است. بر روی دسته رخساره‌های پیش‌رونده تی اس تی (TST)، دسته رخساره‌های اچ اس تی (HST) بر جای گذاشته شده‌اند که در ابتدا



تصویر ۱۰- آنالیز چینه‌نگاری سکانشی سازند نظرکرده و مقایسه‌ی منحنی تغییرات سطح آب در ناحیه‌ی مورد مطالعه با منحنی جهانی، A: برش الگو، B: برش کال پست ۱، C: برش کال پست ۲

مرحله‌ی اچ اس تی (HST) دارای ۱۴ متر ضخامت هستند و با رخساره‌ی لاگونی پکستون - وکستون فسیل دار آغاز می‌شود و به تدریج به رخساره‌های آذرآواری انتهایی سکانس ختم می‌گردد.

۱- تفسیر تغییرات سطح دریا

پس از شناسایی سکانس‌های رسوبی در برش‌های مختلف، منحنی تغییرات سطح آب دریا در این برش‌ها با منحنی جهانی تغییرات سطح آب دریا در زمان آنیزین (تریاس میانی) که توسط افراد مختلف از جمله هاک و همکاران (Haq et al. 1988) ارائه شده، مقایسه گردید. در این منحنی سوپر سکانس نظر کرده مطابق با بخشی از سوپرسیکل UAA-2 است که این سوپرسیکل نیز خود بخشی از Upper ABSAROKAA (UAA) محسوب می‌گردد و این مجموعه نیز بخشی از مگاسیکل (UA) Upper ABSAROKA می‌باشد. مگاسیکل (UA) در زمان آنیزین حالت پیشرونده (بالا آمدن سطح آب دریا) دارد که در حالت کلی با تغییر رخساره‌های کربناته نظر کرده به رخساره‌های توریدایتی سینا مطابقت دارد.

در مقایسه‌ی بین سوپر سکانس نظر کرده و بخش متناظر از سوپرسیکل UAA-2 تشابه کلی برقرار است و تفاوت اصلی در مرز تحتانی و تعداد سکانس‌ها است، به طوری که سوپر سکانس نظر کرده از یک سکانس رده‌ی سوم تشکیل یافته و مرز تحتانی آن از نوع دوم بوده، در حالی که در منحنی جهانی دو سکانس رده‌ی سوم مشاهده شده و مرز تحتانی از نوع اول می‌باشد. تفاوت‌های سکانس‌های رسوبی (رده‌ی سوم) و پاراسکانس‌های مشاهده شده (رده‌ی چهارم و پنجم) در برش‌های مورد مطالعه با منحنی جهانی تغییرات سطح آب دریا را می‌توان بیشتر ناشی از عوامل تکتونیکی در منطقه دانست که باعث شده در زمان رسوب گذاری مرتباً شرایط محیط تغییر کرده و به تبع آن رخساره‌های رسوبی متفاوت ایجاد شود. قائمی (۱۳۸۳) نیز با مطالعه‌ی رسوبات پنجره‌ی آق دربند از دیدگاه تکتونیکی نشان داد که شکل‌گیری این نهشته‌ها در یک حوضه‌ی پیش‌کمانی که در اثر فروانش پالئوتتیس به زیر بزرگ قاره‌ی اورازیا در حاشیه‌ی جنوبی آن تشکیل شده صورت گرفته است که خود عاملی در تشکیل سکانس‌های رسوبی محسوب می‌گردد (Rosaset al. 2007, Carpentier et al. 2007, Zecchin 2005, 2007, El-Azabi & El-Araby 2005, Zecchin et al. 2006).

این برش شامل دسته رخساره‌های تی اس تی و اچ اس تی است. دسته رخساره‌های تی اس تی (TST) ۱۴ متر ضخامت دارند. در ابتدا با پیشروی سطح آب دریا رخساره‌ی پکستون- وکستون فسیل دار محیط لاگونی شکل گرفته است. سپس به علت فعالیت کمان‌های ماگمایی رخساره‌ی آذرآواری نهشته شده است. در نهایت این سکانس با حداکثر سطح غرقابی در رخساره‌ی گرینستون فسیل دار خاتمه می‌یابد. این بخش شامل یک پاراسکانس کم عمق شونده می‌باشد. همان‌طور که عنوان گردید در این قسمت از سکانس در اثر عملکرد متقابل کمان‌های ماگمایی و پلاتفرم کربناته تناوبی از رخساره‌های آذرآواری- کربناته شکل گرفته‌اند. رخساره‌های



تصویر ۱۱- تفکیک مرزهای سکانسی در تصاویر صحرایی، A: برش نظر کرده (برش الگو)، B: برش کال بست ۱، C: برش کال بست ۲.

۱۱- نتیجه‌گیری

سازند نظر کرده به سن آنیزین یک گذر تدریجی از رخساره‌های کربناته‌ی سفیدکوه به رخساره‌های آواری و لکانوژنیک سینا است که در پنجره‌ی فرسایشی آق دربند برونزد دارد. لذا از نظر چینه‌سنگی به صورت رخساره‌های کربناته و آذرآواری در صحرا قابل مشاهده است. این سازند در سه برش نظر کرده (برش الگو)، کال بست ۱ و کال بست ۲ مورد مطالعه قرار گرفت. بر اساس مطالعات پتروگرافی هشت رخساره‌ی کربناته و دو رخساره‌ی آذرآواری شناسایی گردید که بر این اساس محیط رسوبی این سازند رمپ کربناته هموکلین تشکیل شده در یک حوضه‌ی پیش کمانی در نظر گرفته شد. از دیدگاه چینه‌نگاری سکانشی در همه‌ی برش‌ها یک سکانش رسوبی رده‌ی سوم تشخیص داده شد که در حالت کلی با تغییرات سطح آب دریا در مقیاس جهانی مطابقت دارد و اختلافات مشاهده شده بیشتر ناشی از شرایط تکتونیکی حوضه در زمان آنیزین بوده است.

مراجع

- جوانبخت، م.، موسوی حرمی، ر.، محبوبی، الف. و قائمی، ف.، ۱۳۸۴، چینه‌نگاری سکانشی سازند سفیدکوه (تریاس زیرین) در برش الگو در ناحیه‌ی آق دربند شمال شرق ایران، بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین.
- جوانبخت، م.، موسوی حرمی، ر.، محبوبی، الف. و قائمی، ف.، ۱۳۸۶، تأثیر فرایندهای تکتونیکی در تشکیل رسوبات تریاس زیرین پنجره‌ی فرسایشی آق دربند (شمال شرق ایران)، اولین کنگره‌ی زمین‌شناسی کاربردی ایران.
- قائمی، ف.، ۱۳۸۳، تاریخچه‌ی تکتونیک و رسوب‌گذاری پنجره‌ی آق دربند، پایان‌نامه‌ی دکتری، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ۲۷۷ ص.
- Adachi, N., Ezaki, Y. & Liu, J., 2004, "The origins of peloids immediately after the end-Permian extinction, Guizhou province, South China", *Sed. Geol.*, Vol. 164: 161-178.
- Al-Husseini, M., 1997, "Jurassic sequence stratigraphy of the western and southern Arabian Gulf", *Geo Arabia*, Vol. 2: 361-382.
- Baud, A. & Brander, R., 1991, "The Sefid Kuh limestone-A late Lower Triassic carbonate ramp (Aghdarband, NE Iran)", *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, Vol. 38: 111-123.
- Bachman, M. & Hirsch, F., 2006, "Lower Cretaceous carbonate platform of eastern Levant (Galilee and the Golan Heights): stratigraphy and second-order sea level change", *Cretaceous Res.*, Vol. 2: 487-512.
- Bernecker, M., 2007, "Facies architecture of an isolated carbonate platform in the Hawasina basin, The Late Triassic Jebel Kawr of Oman", *Paleogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology*, Vol. 252 (1-2): 270-280.
- Betzler, Ch., Pawellek, Th., Abdullah, M. & Kossler, A., 2007, "Facies and stratigraphic architecture of the Korallenoolith Formation in North Germany (Lauensteiner Pass, Ith Mountains)", *Sed. Geol.*, Vol. 194(1-2): 61-75.
- Brett, C. E., 1998, "Sequence stratigraphy, palaeoecology and evolution clues and responses to sea level fluctuations", *Palios*, Vol. 13: 240-262.
- Brookfield, M. E. & Hashmat, A., 2001, "The geology and petroleum potential of the North Afghan platform and adjacent areas (Northern Afghanistan, with parts of southern Turkmenistan, Uzbekistan and Tajikistan)", *Earth Sci. Rev.*, Vol. 55: 41-71.
- Burchette, T. P. & Wright, V. P., 1992, "Carbonate ramp depositional systems", *Sed. Geol.*, Vol. 79: 3-35.
- Carozzi, A. V., 1989, "Carbonate rocks depositional models: A Microfacies Approach: *Englewood Cliffs, Prentice-Hall*, 604p.
- Carpentier, C., Lathuilière, B., Ferry, S., & Sausse, J., 2007, "Sequence stratigraphy and tectonosedimentary history of the Upper Jurassic of the eastern Paris basin (Lower and Middle Oxfordian, Northeastern France)", *Sed. Geol.*, Vol. 197 (3-4): 235-266.
- Catuneanu, O., 2006, "Principle of Sequence Stratigraphy", *Elsevier, Amsterdam*, 375p.
- Coffey, B. P. & Read, J. F., 2004, "Mixed carbonate-siliciclastic sequence stratigraphy of a Paleogene transition zone continental shelf, Southeastern USA", *Sed. Geol.*, Vol. 166: 21-57.
- Dunham, R. J., 1962, "Classification of carbonate rocks according to depositional texture", In: (Ed.: W. E. Ham), *Classification of carbonate rocks, A symposium, AAPG, Memoir, Vol. 1: 108-121*.
- Einsle, G., 2000, "Sedimentary basin: evolution, facies, and sediment Budget" (2ed Edition), *Springer-Verlag*, 292p.
- El-Azabi, M. H. & El-Araby, A., 2005, "Depositional facies, environments and sequence stratigraphic interpretation of the Middle Triassic-Lower Cretaceous (pre-Late Albian) succession in Arif El-Naga anticline, Northeast Sinai, Egypt", *J. of African Earth Sci.*, Vol. 41(1-2): 119-143.
- Emery, D. & Myers, K., 1996, "Sequence stratigraphy", *Black wells, Oxford*, 297p.
- Fisher, R. V., 1966, "Rocks composed of volcanic fragments and their classification", *Earth Sci. Rev.*, Vol. 1: 287-298.
- Flügel, E., 2004, "Microfacies analysis of carbonate rocks: analyses, interpretation and application", *Springer-Verlag*, 976p.
- Garzanti, E. & Gaetani, M., 2002, "Unroofing history of late Paleozoic magmatic arcs within the Turan plate (Turkmenistan)", *Sed. Geol.*, Vol. 151: 67-87.

- Handford, C. R. & Loucks, R. G., 1993**, "Carbonate depositional sequences and system tracts-responses of carbonate platforms to relative sea level change", In: (Eds.: R.G. Loucks and J. f. Sarg), *Carbonate sequence stratigraphy: Recent developments and applications*, AAPG, *Memoir*, Vol. 57: 3-41.
- Haq, B. U., Hrdenbol, J. & Vial, P. R., 1988**, "Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles", In P.D. Grevello, J. L. Wilson, J. F. Sarg & J. F. Read (Eds.), *Controls on carbonate platform and basin development*, *SEPM (Soc. Econ. Paleont. Mineral), Special Pub.*, Vol. 44: 71-108.
- Heckel, P. H., 1972**, "Possible inorganic origin for stromatolites in calcilutite mounds in the Tully limestone, Devonian of New York", *J. Sed. Petrol.*, Vol. 42: 7-18.
- Krystyn, L. & Tatzreiter, F., 1991**, "Middle Triassic amonoids from Aghdarband (NE Iran) and their paleobiogeographical significance", *Abhandlungen Der Geologischen Bundesanstalt*, Vol. 38: 139-163.
- Logan, B. W., Rezak, R. & Ginsburg, R. N., 1964**, "Classification and environmental significance of algal stromatolites", *J. Geol.*, Vol. 72: 62-83.
- Mahboubi, A., Mousavi Harami, R. & Javanbakht, M., 2006**, "Tectonic and sedimentation history of early Triassic sediments of Aghdarband area, NE Iran", *21th Earth Sci. Congress, Dijon, French*, 218.
- McPhie, J., Doyle, M. & Allen, R. L., 1993**, "Volcanic texture: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks", *Tasmania Government Printing Office, Australia*, 196p.
- Preto, N. & Hinnov, L. A., 2003**, "Unraveling the origin of carbonate platform cyclothems in the Upper Triassic, Durrenstein Formation (Dolomite, Italy)", *J. Sed. Res.*, Vol. 73: 774-789.
- Rosas, S., Fontbote, L. & Tankard, A., 2007**, "Tectonic evolution and paleogeography of the Mesozoic Pucar? basin, central Peru", *J. South American Earth Sci.*, Vol. 24 (1): 1-24.
- Ruttner, A. W., 1980**, "Sedimentation und gebirgsbildung in Ost-Iran", *Erlautert an drei Beispielen, Berliner geowiss, Abhandlungen*, Vol. 20: 3-20.
- Ruttner, A. W., 1984**, "The pre-Liassic basement of the eastern Kopet Dagh rang: Neuse Jahrbuch fur geologie und palantologie", *Abhandlungen*, Vol.168: 256-268.
- Ruttner, A. W., 1991**, "Geology of the Aghdarband area (Kopet Dagh NE Iran)", *Abhandlungen Der Geologischen Bundesanstalt*, Vol. 38: 7-79.
- Ruttner, A. W., 1993**, "Southern borderland of Triassic Laurasia in northeast Iran", *Geologisches Rundschau*, Vol. 82: 110-120.
- Sanders, D. & Hofling, R., 2000**, "Carbonate deposition in mixed siliciclastic-carbonate environments on top of an orogenic wedge (Late Cretaceous, Northern Calcareous Alps, Austria)", *Sed. Geol.*, Vol. 137: 127-146.
- Stöcklin, J., 1974**, "In possible ancient continental margin in Iran", (Eds.: Burk, G. D., & Dark, C. I.), *Geology of Continental Margins*, Springer-Verlag, New York, 873-887.
- Tucker, M. E. & Wright, V. P., 1990**, "Carbonate sedimentology", *Blackwell, Oxford*, 482p.
- Tucker, M. E., 2001**, "Sedimentary petrology", (3rd Ed.), *Blackwell, Oxford*, 260p.
- Van Wagoner, J. C., Mitchum, R. M., Campion, K. M. & Rahmanian, V. D., 1990**, "Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops", *AAPG, Methods in Exploration*, Vol. 7: 1-55.
- Zecchin, M., 2005**, "Relationships between fault-controlled subsidence and preservation of shallow-marine small-scale cycles: example from the lower Pliocene of the crotone basin (southern Italy)", *J. Sed. Res.*, Vol. 75: 300-312.
- Zecchin, M., Mellere, D. & Roda, C., 2006**, "Sequence stratigraphy and architectural variability in growth fault-bounded basin fills: A review of Plio-Pleistocene stratal units of the crotone basin, southern Italy", *J. Geol. Soc., London*, Vol. 163: 471-486.
- Zecchin, M., 2007**, "The architectural variability of small-scale cycles in shelf and ramp clastic systems, the controlling factors", *Earth Sci. Rev.*, Vol. 84: 21-55.