



<http://ui.ac.ir/en>

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches University of Isfahan
E-ISSN: 2423-8007
Document Type: Research Paper
Vol. 35, Issue 2, No. 75, Summer 2019, pp. 73-108
Received: 28.04.2019 Accepted: 26.06.2019

Sedimentary environment, sequence stratigraphy, diagenesis and geochemistry of the carbonate Ruteh Formation in north of Mahabad section

Youssef Mohammadi Moghaddas

*Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Tabriz branch, Islamic Azad University, Tabriz, Iran
mohamadiyusef88@yahoo.com*

Rahim Mahari*

*Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Tabriz branch, Islamic Azad University, Tabriz, Iran
mahari@iaut.ac.ir*

Rahim Shabanian

*Associate Professor, Department of Geology, Payame Noor University of Tabriz, Iran
rahimshabanian@pnu.ac.ir*

Adel Najafzadeh

*Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Tabriz branch, Islamic Azad University, Tabriz, Iran
najafzadeh.adel@yahoo.com*

Abstract

The Ruteh Formation is the second sedimentary cycle in Alborz basin. The petrography and laboratory studies of these deposits led to the identification of 15 microfacies which were deposited in seven sub-environments including supratidal, intertidal, lagoon, shoal, open marine, middle ramp, and outer ramp. Since there were no turbidity deposits, the lack of marginal reef belt and the gradual changes of facies, it turned out that these sediments were deposited in a homoclinal carbonate ramp. The study of relative sea level changes was done according to vertical distribution of facies and their stacking patterns. These studies lead to identification of four depositional sequences. The petrography data and geochemical analyzes were used in order to identify the diagenetic processes and geochemical changes. The recognized diagenesis processes include micritization, cementation, compaction, stylolitization, silicification, ferrugination and neomorphism. These diagenetic processes took place in three diagenetic environments: marine-phreatic, meteoric-phreatic and burial. Geochemical analyzes confirms that the carbonate sediments of Ruteh Formation were originally composed of aragonite, which was eventually recrystallized to calcite during diagenesis. Plotting Sr/Ca versus Mn diagram approved that sediments was subjected to a meteoric diagenesis in a semi-closed to open diagenetic system. The results of this research can be used to provide a sedimentary model for these deposits which completes the palaeogeographical data for the Tethys Ocean.

Keywords: Ruteh Formation, Sequence stratigraphy, Diagenesis, Sedimentary environment, Mahabad

Introduction

The geological observations indicating a coherent Iranian-Gondwanaland continental landmass during the Late Precambrian to Permian are consistent with palaeomagnetic data (Berberian and King 1980). Palaeomagnetic evidences from the Upper Precambrian rocks and iron ores of Bafq area in central Iran (Becker et al. 1973), the Lower Paleozoic rocks of kuh-e-Gahkom and Surmeh of the Zagros (Burek and Furst 1975), the Cambrian purple sandstone of the salt range of Pakistan (McElhiny 1970), the Upper Devonian-Lower Carboniferous of the Alborz Mountain in north Iran (Geiroud Formation; Wensink et al. 1978) and from the Upper Precambrian, Ordovician and Permian rocks of central Iran (Soffel et al. 1975; Soffel and Forster 1977) show similar

geomagnetic poles with those of Afro-Arabia. These data and the widespread similarity of Paleozoic sedimentary succession indicate that during the Late Precambrian and Paleozoic, Central Iran, the Alborz in northern Iran and the Zagros in south Iran were parts of Gondwana (Berberian and King 1981). In the Late Carboniferous-Early Permian, continental rifting separated these lands from Gondwana due to the expansion of Neo-Tethys Ocean. Due to the glaciers growth and Hercynian orogeny movements in that time (Berberian and King 1981; Lasemi 2000), the Early Permian sedimentary facies in Iran are mainly siliciclastic (Dorud Formation in Alborz-Azarbaijan zone). In the Late Permian, after deposition of the Droud Formation, glaciers regression, tectonic tension activities and increasing volume of mid

* Corresponding author

Copyright©2019, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they can't change it in any way or use it commercially.

Doi: [10.22108/jssr.2019.116667.1096](https://doi.org/10.22108/jssr.2019.116667.1096)

ocean ridges led to the sea progress and carbonate platforms restoring in the southern margin of Paleo-Tethys (Lasemi 2000). The carbonate rocks of the Upper Permian Ruteh (Asserto 1963) and Nesen (Glaus 1964) formations in the Alborz–Azarbaijan zone and the Jamal Formation in central Iran, record the development of these carbonate platforms. The Ruteh Formation studied here is exposed about 15 km north of Mahabad city. Since no studies have been carried out on the Ruteh Formation in this area so far, this research aims to identify the sedimentary environment, sequence stratigraphy, diagenesis and geochemistry of this formation.

Material & Methods

After literature review and preliminary visits of the study area, for the most complete and appropriate succession in the field was selected. Then, its rock units were delineated by means of horizontal and vertical scrolling. Based on the geometric features of sedimentary units, stratigraphic planes, sedimentary structures and biotic and abiotic components, the existing sedimentary units were divided and separated into diverse facies. In order to determine the microfacies and sedimentary environment of the Ruteh Formation 101 rock samples were collected systematically, and by taking into account the changes in the facies. To analyze the microfacies, textures, depositional environments, the facies components, the ratio between its components and various diagenesis processes, the samples were sent to the laboratories, and a thin microscopic section was made from the collected rock samples. Thin sections were studied under polarizing microscopes. In order to determine the frequency of allochems, the comparison charts (Bacelle and Bosellini 1965) were used. The microfacies naming was done by means of Folk's (1962) and Danham's (1962) methods, environmental energy detection based on Flügel's method (2010), texture studies based on Tucker's (2002) method, diagenesis evidences, energy detection and sedimentary environments were done by means of Wilson's (1975) and Flügel's (2010) methods. To detect depositinal sequences, the models presented by Hunt and Tucker (1992) were also used. To study the early mineralogy of the Permian carbonate rocks in northern region of Mahabad, after thoroughly studying thin sections petrography, eight limestones samples with the highest micritic matrix and least alternation and lowest fossil contents were selected. Then they were subjected to elemental analysis using ICP-MS (Inductively Coupled

Plasma Mass Spectrometry) and alkali melting methods in laboratory of Zarazma Company (Tehran), then geochemical values plotted in geochemical diagrams for early mineralogy determination.

Discussion of Results & Conclusions

With regard to the identified microfacies, the process of the basin deepening from the carbonate platform towards the deep basin, the absence of oncoids, pisoid and aggregate grains, which are specific to carbonate shelf and rarely found in carbonate ramps (Flügel 2010), also, lack of re-deposited carbonate facies, sediments related to gravity flow processes in sediments of the Ruteh Formation indicates sedimentation of these sediments in a low-slope and approximately uniform gradient in the basin floor slope a homoclinal ramp profile can be predicted for the deposits of the Ruteh Formation in this study area (Wilson 1975; Read 1985; Lee et al. 2001; Flügel 2010). Due to the low expansion of the reefs in the carbonate ramp compared to the rimmed carbonate platforms, the lack of widespread barrier reef and the presence of patch reef in the Ruteh Formation is another reason for this fact that the sedimentary environment of this formation is a homoclinal carbonate ramp (Bastami 2016). On the other hand, by reviewing of distributed facies in sub-environments and their constituents it can be concluded that Ruteh Formation depositional environment is a bioclastic carbonate ramp similar to that introduced by Kolodka (2012) for Dalan Formation in Fars province. Based on the vertical distribution of facies, relative sea level changes these studies lead to identification of four depositional sequences. Early marine diagenetic processes like micritization and marginal micrite cements well represente transgression of sea level. During the sea level regression (sequence boundaries), sediments have been affected by meteoric diagenetic processes such as granular calcite cement, blocky calcite cement, syntaxial cement, ferrugination and neomorphism. Also the evidences of deep burial diagenetic process observed by physical compaction, druzy calcite cement, stylolization, poikilotopic calcite cement and silification processes. Geochemical analyzes confirms that the carbonate sediments of Ruteh Formation were originally composed of aragonite, which was eventually recrystallized to calcite during diagenesis. Plotting Sr/Ca vs. Mn diagram approved that sediments was subjected to a meteoric diagenesis in a semi-closed to open diagenetic system.

محیط رسوبی، چینه‌نگاری سکانشی، دیاژنز و ژئوشیمی سازند کربناته روته در برش شمال مهاباد

یوسف محمدی مقدس، دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، واحد تبریز، دانشگاه آزاد اسلامی، تبریز، ایران

mohamadiyusef88@yahoo.com

رحیم مهاری*، استادیار، گروه زمین‌شناسی، واحد تبریز، دانشگاه آزاد اسلامی، تبریز، ایران

mahari@iaut.ac.ir

رحیم شعبانیان، دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور تبریز، تبریز، ایران

rahimshabanian@pnu.ac.ir

عادل نجف‌زاده، استادیار، گروه زمین‌شناسی، واحد تبریز، دانشگاه آزاد اسلامی، تبریز، ایران

najafzadeh.adel@yahoo.com

چکیده

سازند روته دومین چرخه رسوب‌گذاری پرمین در حوضه البرز است. مطالعه‌های پتروگرافیکی و آزمایشگاهی این رسوبات در برش شمال مهاباد به شناسایی ۱۵ میکروفاسیس منجر شدند که در ۷ زیرمحیط سوپراتایدال، اینترتایدال، لاگون، بار، دریای باز، رمپ میانی و رمپ خارجی ته‌نشست شده‌اند. بررسی تغییرات نسبی سطح آب دریا بر اساس شیوه توزیع رخساره‌های رسوبی شناسایی شده و طرح برانبارش قائم آنها انجام شد. این مطالعه‌ها به شناسایی چهار چرخه رسوبی منجر شدند. داده‌های پتروگرافیکی و تجزیه و تحلیل‌های ژئوشیمیایی نمونه سنگ‌های آهکی به منظور شناسایی فرایندهای دیاژنزی و تغییرات عناصر فرعی استفاده شدند. فرایندهای دیاژنزی تشخیص داده شده عبارتند از: میکرایتی شدن، سیمانی شدن، فشردگی، استیلولیتی شدن، سیلیسی شدن، آهن‌دار شدن و ثنومورفیزم. این فرایندهای دیاژنزی در سه محیط دیاژنیتیکی فریاتیکی دریایی، فریاتیکی متئوریک و محیط تدفینی انجام شده‌اند. تجزیه و تحلیل‌های ژئوشیمیایی نشان دادند کانی‌شناسی اولیه رسوبات کربناته سازند روته آراگونیتی بوده و در نهایت، طی دیاژنز به کلسیت تبدیل شده است. ترسیم مقادیر نسبت استرانسیم به کلسیم در برابر منگنز روی نمودارهای استاندارد نشان داد این رسوبات تحت‌تأثیر دیاژنز متئوریک در محیط دیاژنزی نیمه‌بسته تا باز قرار گرفته‌اند. نتایج پژوهش حاضر می‌تواند به منظور ارائه مدل رسوب‌گذاری برای این نهشته‌ها استفاده شوند و تکمیل‌کننده داده‌های ناحیه‌ای پالئوژئوگرافی دریای تیس باشند.

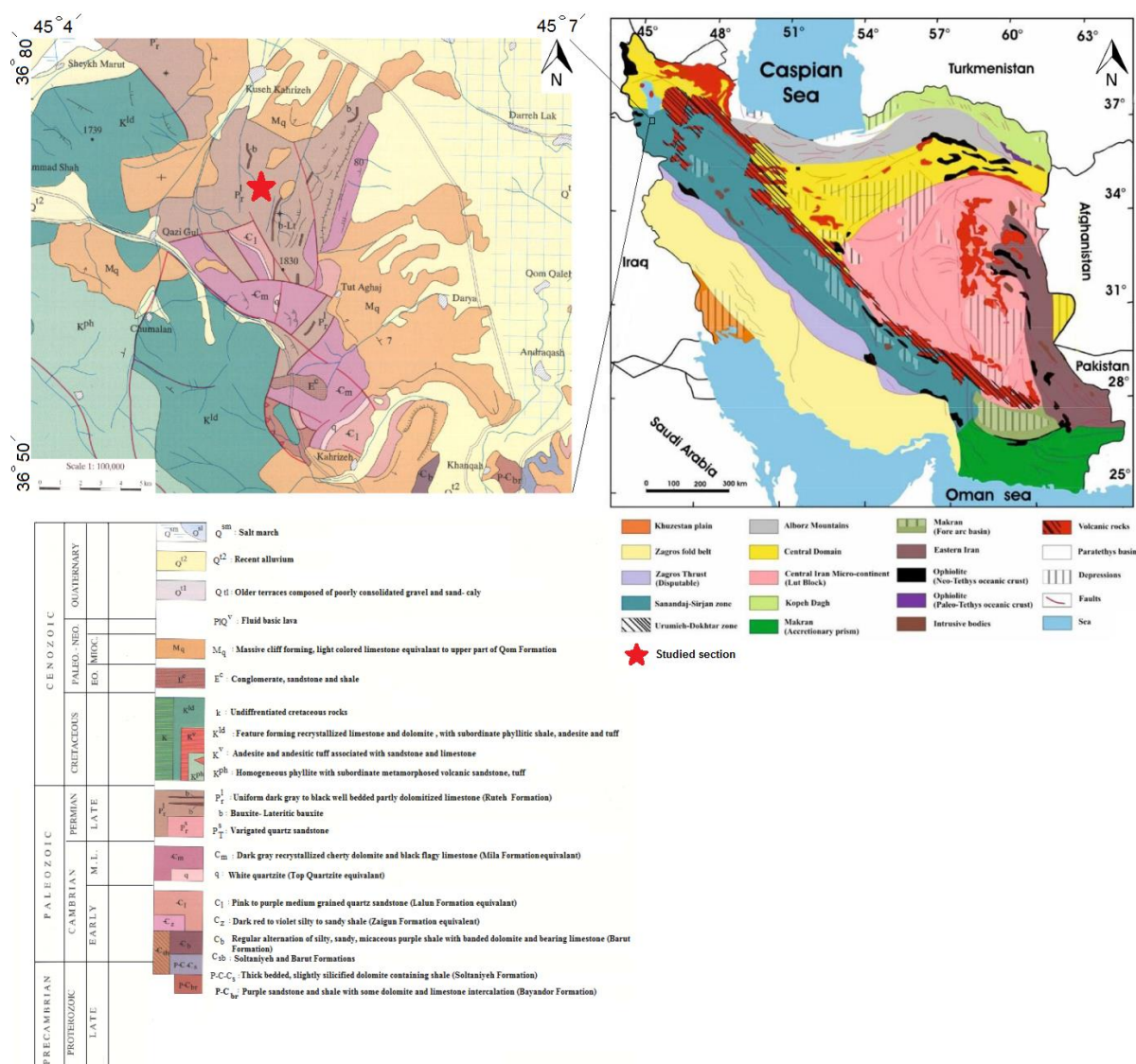
واژه‌های کلیدی: سازند روته، چینه‌نگاری سکانشی، دیاژنز، محیط رسوب‌گذاری، مهاباد

*نویسنده مسؤول: ۰۹۱۴۳۰۰۷۰۱۸

مقدمه

شواهد زمین‌شناسی و پالئومگنتیکی نشان می‌دهند از پرکامبرین بالایی تا پرمین ایران بخشی از گندوانا بوده است (Berberian and King 1980). شواهد پالئومگنتیکی موجود از سنگ‌های پرکامبرین بالایی و کانه‌های آهن بافق در ایران مرکزی (Becker et al. 1973)، سنگ‌های پالئوزوئیک پایینی کوه گهکم و سورمه در کمربند کوه‌زایی زاگرس (Burek and Furst 1975)، ماسه‌سنگ‌های ارغوانی‌رنگ کامبرین منطقه نمکی پاکستان (McElhiny 1970)، کربنات‌های دونین بالایی - کربونیفر پایینی سازند جیرو در کوه‌های البرز در شمال ایران (Wensink et al. 1978) و سنگ‌های پرکامبرین بالایی - اردوئین و سنگ‌های پرمین در ایران مرکزی (Soffel et al. 1975; Soffel and Forster 1977) با سازندهای معادل خود در عربستان نشان می‌دهند؛ این داده‌ها و تشابه‌های گسترده رسوب‌گذاری در پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک نشان می‌دهند ایران مرکزی، کوه‌های البرز در شمال ایران و زاگرس در جنوب و غرب ایران در گندوانا بوده‌اند (Berberian and King 1981). در کربونیفر بالایی - پرمین پایینی، ریف‌زایی درون‌قاره‌ای این زمین‌ها را به علت پیدایش اقیانوس نئوتتیس از گندوانا جدا کرده است و به علت گسترش یخچال‌ها و جنبش‌های کوه‌زایی هرسینین در آن زمان (Berberian and King 1981; Lasemi 2000)، رخساره‌های پرمین آغازین در ایران عمدتاً سیلیسی آواری‌اند (سازند دورود در البرز - آذربایجان). در پرمین پایانی، پس از رسوب‌گذاری سازند دورود، پسروری یخچال‌ها، فعالیت‌های تکتونیکی کششی و افزایش حجم پشته‌های میان‌اقیانوسی باعث پیشروی دریاها و تشکیل پلت‌فرم‌های کربناته در حواشی جنوبی اقیانوس پالئوتتیس شده است (Lasemi 2000)؛ سنگ‌های کربناته سازند روته

(Asserto 1963) و سازند نسن (Glaus 1964) در زون البرز - آذربایجان و سازند جمال در ایران مرکزی شواهدی از ایجاد این پلت‌فرم‌های کربناته در آن زمان هستند. از نظر دیرینه‌شناسی، سازند روته یکی از پرفسیل‌ترین واحدهای سنگی پرمین در البرز - آذربایجان است که ضخامت‌های متغیری در نقاط مختلف دارد. پژوهشگران بسیاری مرجان‌ها، بازوپایان، جلبک‌ها، روزن‌داران و سایر فسیل‌های سازند روته را مطالعه کرده‌اند و سن آن را معادل بخش زیرین پرمین بالایی (مرغابین) دانسته‌اند. توالی رسوبی پرمین بالایی در برش چینه‌شناسی شمال مهاباد در ۱۵ کیلومتری شمال شهرستان مهاباد و در موقعیت جغرافیایی ۴۵ درجه و ۴۶ دقیقه طول شرقی و ۳۶ درجه و ۷۰ دقیقه عرض شمالی رخنمون دارد. شکل ۱ موقعیت جغرافیایی منطقه مطالعه‌شده را نشان می‌دهد. سازند روته در این برش روی سازند میلا به سن کامبرین قرار گرفته و با سازند قم پوشیده شده است. مطالعه‌های مختلفی که به بررسی محیط رسوبی و چینه‌نگاری سازند روته در دیگر مناطق البرز و آذربایجان پرداخته‌اند (Mokhtarpoor 1997; Noorafkan Kondroud 2000; Lankarani et al. 2008; Hosni et al. 2012; Babakhouie et al. 2013; Bastami et al. 2016) محیط رسوبی این سازند را رمپ هموکلینالی مشابه با محیط‌های رسوبی سواحل جنوبی خلیج فارس عهد حاضر دانسته‌اند. از آنجاکه تاکنون مطالعه‌ای در زمینه سازند روته در برش شمال مهاباد انجام نشده است، پژوهش حاضر با هدف شناسایی محیط رسوبی، ژئوشیمی، دیاژنز و چینه‌نگاری سکانشی این سازند انجام شد.



شکل ۱- نقشه زمین شناسی ناحیه مورد مطالعه و راه های دسترسی به آن (Eftekhari Nezhad 1980)

روش مطالعه

پس از مطالعه پژوهش های انجام شده در زمینه موضوع مورد بررسی، محل دقیق مقطع رسوبی و کامل ترین و مناسب ترین برش در صحرا انتخاب و سپس با پیمایش افقی و قائم به توصیف واحدهای سنگی آن پرداخته شد. واحدهای رسوبی موجود بر اساس ویژگی های هندسی، سطوح چینه ای و اجزای زیستی و غیرزیستی به رخساره های مجزایی در سطح زمین تقسیم و تفکیک شدند. به منظور تعیین دقیق رخساره ها و محیط رسوب گذاری نهشته های سازند روته، علاوه بر توصیف صحرایی، تعداد ۱۰۱ نمونه سنگی به طور سیستماتیک و

با در نظر گرفتن تغییرات رخساره ای نمونه برداری شدند. به منظور توصیف ریزرخساره ها، بافت ها، شرایط و محیط تشکیل رخساره، اجزای تشکیل دهنده رخساره و نسبت اجزای آن و انواع فرایندهای دیاژنزی، نمونه ها به آزمایشگاه فرستاده شدند و مقطع نازک میکروسکوپی هریک از آنها تهیه شد. مقاطع نازک میکروسکوپی زیر میکروسکوپ های پلاریزان مطالعه شدند. به منظور تعیین فراوانی آلومک ها از نمودارهای مقایسه ای (Bacelle and Bosellini 1965) کمک گرفته شد؛ سپس محیط تشکیل هر کدام از ریزرخساره های شناسایی شده بر اساس نوع اجزای تشکیل دهنده، انرژی محیط تشکیل و ویژگی های

بافتی آنها تخمین زده شد. نام‌گذاری ریزخساره‌ها بر اساس روش‌های فولک (Folk 1962) و دانهام (Dunham 1962)، تشخیص انرژی محیط بر اساس روش فلوگل (Flugel 2010)، مطالعه‌های بافتی بر اساس روش تاکر (Tucker 2002)، شواهد دیاژنزی و تشخیص انرژی و محیط رسوبی بر اساس روش‌های ویلسون (Wilson 1975) و فلوگل (Flugel 2010) انجام شد؛ همچنین برای تشخیص و تفکیک سکانس‌ها و سیستم تراکت‌ها از مدل‌هایی بهره گرفته شد که هانت و تاکر (Hunt and Tucker 1992) ارائه کرده‌اند. به‌منظور مطالعه ژئوشیمی سنگ‌های کربناته رسوبات پرمین برش شمال مهاباد، پس از مطالعه دقیق پتروگرافی مقاطع نازک، تعداد ۸ نمونه سنگ‌آهک که بیشترین زمینه میکرایتی را داشتند، انتخاب و بخش‌های مناسب آنها که کمترین دگرسانی و کمترین آلوکم‌های فسیلی را داشتند، مشخص و سپس با روش‌های Inductively Coupled Plasma ICP-MS (Mass Spectrometry) و ذوب قلیایی در آزمایشگاه مطالعه‌های مواد معدنی شرکت زرازا (تهران) تجزیه و تحلیل عنصری شدند.

بحث

چینه‌شناسی سازند روته

نخستین بار، آسرتو (Asserto 1963) سازند روته را برای توالی‌های کربناته نهشته‌های پرمین در البرز معرفی کرد. رسوبات سازند کربناته روته در برش شمال مهاباد روی سازند میلا به سن کامبرین زیرین قرار گرفته‌اند و مرز سازند روته با سازند میلا به شکل ناپیوستگی فرسایشی است. سازند روته در انتها به شکل ناپیوستگی زاویه‌دار با سازند قم به سن الیگومیوسن پوشیده شده است. سازند روته از نظر سنگ‌شناسی عمدتاً از سنگ‌آهک‌های تیره و روشن فسیل‌دار تشکیل شده است و در برخی از مناطق نیز میان‌لایه‌های سنگ‌آهک قرمز رنگ معادل افق‌های لاتریتی پرمین در ناحیه البرز مشاهده می‌شوند. ستبرای

سنگ‌های سازند روته در این منطقه ۲۰۱ متر است. سازند روته در برش مطالعه‌شده بر اساس مطالعه‌های صحرایی، ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ماکروسکوپی از جمله رنگ و ضخامت لایه‌ها به ۸ واحد سنگی مختلف به شرح زیر تقسیم‌بندی می‌شود:

واحد سنگی a: این واحد با ضخامت ۲۶ متر از سنگ‌آهک‌های ضخیم تا متوسط لایه به رنگ کرم تا خاکستری روشن تشکیل شده و با ناپیوستگی فرسایشی روی دولومیت و آهک تیره رنگ سازند میلا قرار گرفته است.

واحد سنگی b: این واحد با ضخامت ۲۰ متر از سنگ‌آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه کرم و قرمز رنگ پرفسیل تشکیل شده است.

واحد سنگی c: این واحد متشکل از ۳۴ متر سنگ‌آهک‌های ضخیم لایه کرم رنگ فسیل‌دار است.

واحد سنگی d: این واحد از ۱۶ متر سنگ‌آهک‌های ضخیم لایه مرجانی و فسیل‌دار به رنگ خاکستری روشن تا کرم رنگ تشکیل شده است.

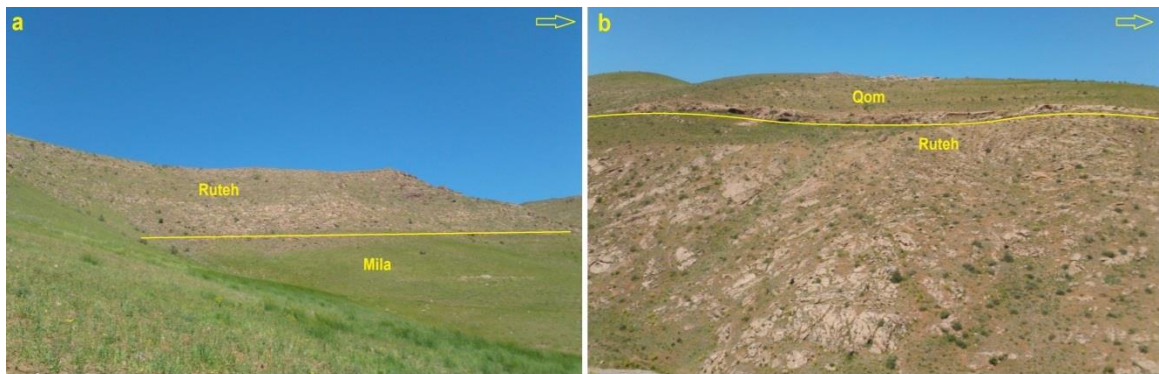
واحد سنگی e: این واحد از یک توالی سنگ‌آهک قرمز رنگ به ضخامت ۵ متر تشکیل شده است.

واحد سنگی f: این واحد به ضخامت ۲۸ متر از سنگ‌آهک‌های خاکستری تیره ضخیم تا متوسط لایه تشکیل شده است.

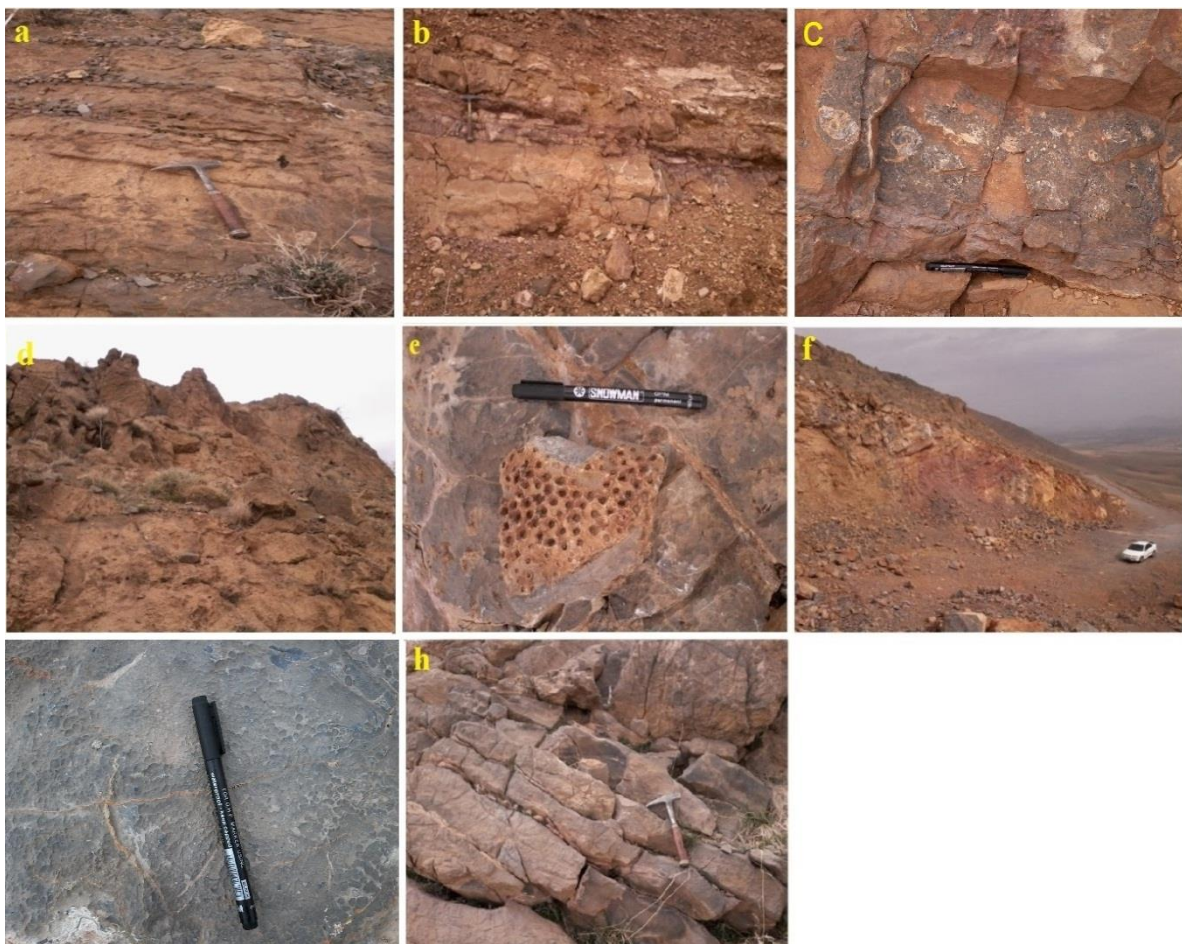
واحد سنگی g: این واحد از ۳۰ متر سنگ‌آهک‌های ضخیم لایه خاکستری تیره مرجانی تشکیل شده است.

واحد سنگی h: این واحد از ۴۰ متر سنگ‌آهک‌های متوسط لایه کرم رنگ تشکیل شده است و در رأس به سازند قم منتهی می‌شود.

شکل ۲ مرزهای زیرین و بالایی و شکل ۳ ویژگی‌های صحرایی واحدهای سنگی سازند روته در برش شمال مهاباد را نشان می‌دهد.



شکل ۲- a. تصویر صحرایی مرز زیرین سازند روته، b. تصویر صحرایی مرز بالایی سازند روته



شکل ۳- ویژگی‌های صحرایی واحدهای سنگی سازند روته در برش شمال مهاباد: a. سنگ‌آهک‌های ضخیم تا متوسط‌لایه کرم‌رنگ، b. سنگ‌آهک‌های متوسط تا ضخیم‌لایه کرم و قرمزرنج، c. سنگ‌آهک فسیل‌دار واحد c. d و e. سنگ‌آهک‌های مرجانی کرم‌رنگ، f. سنگ‌آهک قرمزرنج، g. سنگ‌آهک‌های خاکستری تیره مرجانی، h. سنگ‌آهک‌های متوسط‌لایه کرم رنگ

شرح ریزرخساره‌ها

جزرومدی، لاگون، پشته‌های کربناته (سد)، دریای باز، رمپ میانی و رمپ خارجی است. ریزرخساره‌های شناسایی شده در این کمربندها از بخش‌های کم‌عمق

مطالعه مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه شده از سازند روته در برش شمال مهاباد نشان‌دهنده نهشته شدن این رسوبات در ۷ کمربند رخساره‌ای پهنه بالای جزرومدی، پهنه بین

حوضه به سمت بخش‌های عمیق حوضه به ترتیب عبارتند از:

رخساره‌های رمپ داخلی

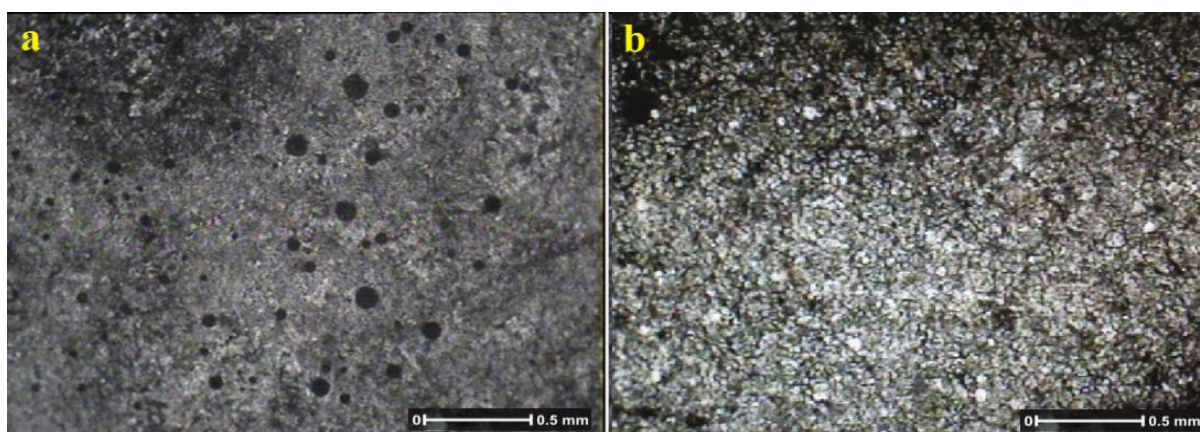
رمپ داخلی شامل زون یوفوتیک است که بین حاشیه ساحلی و قاعده امواج عادی، جایی که کف دریا دائماً توسط امواج تحت تأثیر قرار می‌گیرد، واقع شده است (Wilson 1975).

رخساره پهنه بالای جزرومدی (سوپراتایدال)

توصیف: گل‌سنگ آهکی خالص با بافت حفره‌ای و دولومادستون معرف این زیرمحیط است. گل‌سنگ آهکی متشکل از میکرایت خالص و بدون هر نوع فسیل است و کوارتزهای پراکنده در اندازه سیلت به میزان ۵ درصد در آن مشاهده می‌شوند. این رخساره در صحرا به شکل سنگ آهک‌های عمدتاً متوسط لایه و خاکستری رنگ مشاهده می‌شود. رخساره دولومادستون از بلورهای دولومیت کاملاً ریزدانه تشکیل شده است (شکل ۴).

تفسیر: بافت حفره‌ای در رخساره گل آهکی ممکن است شاهده‌ی بر در معرض هوا قرار گرفتن این رخساره

باشد؛ همچنین ممکن است در نتیجه انقباض و انبساط، تشکیل حفره‌های گاز، خروج هوا، حبس شدن هوا بین رسوبات یا در نتیجه حفاری توسط موجودات حفار و کرم‌ها تشکیل شده باشد (Sheen 1983)؛ وجود این نوع بافت از ویژگی‌های شاخص رخساره‌های تشکیل شده در این زیرمحیط رسوب‌گذاری است (Shin et al. 1965; Ginsburg and Hardy 1975; Adabi and Asadi 2008; Adabi et al. 2010). این ریزرخساره معادل ریزرخساره استاندارد شماره ۱۹ فلوگل (RMF19) در مدل رمپ کربناته استاندارد است که در زیرمحیط سوپراتایدال ته‌نشست می‌شود. در رخساره دولومادستون به علت فابریک و اندازه ریز بلورهای تشکیل دهنده و وجودنداشتن هر گونه فسیل نتیجه گرفته می‌شود این نوع دولومیت از نوع دولومیت‌های اولیه است که در شرایط دمای کم و محیط‌های کم‌عمق تشکیل شده است (زیرمحیط سوپراتایدال) (Adabi 2004). این ریزرخساره معادل ریزرخساره شماره ۲۲ فلوگل (RMF19) در مدل رمپ کربناته استاندارد است که در مناطق بالایی زیرمحیط سوپراتایدال ته‌نشست می‌شود.



شکل ۴- رخساره‌های سوپراتایدال؛ a. مادستون حفره‌دار، b. دولومادستون

رخساره پهنه بین جزرومدی (ایترتایدال)

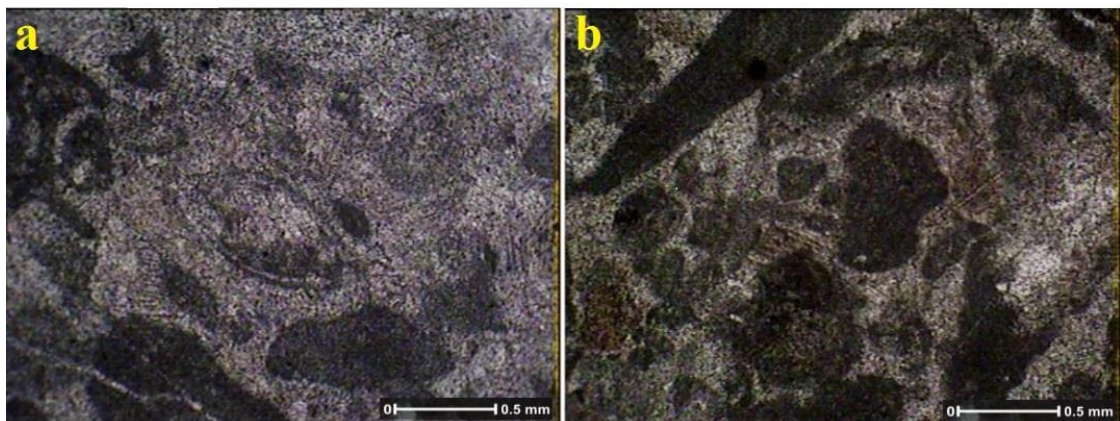
ایتراکلست گرینستون

توصیف: آلوکم‌های اصلی این رخساره شامل

ایتراکلست‌ها و دیگر ذرات غیراسکلتی مانند پلت‌های مدفوعی‌اند. اگرچه تنوع ذرات اسکلتی اندک است، استراکد و اکینودرم به مقدار اندک در این رخساره

تفسیر: اینتراکلیست‌ها در اثر خشک‌شدگی، تخریب و فرسایش ساحل از رسوبات کربناته قبلاً ته‌نشین‌شده تشکیل و معمولاً در محیط‌های دریایی کم‌عمق یافت می‌شوند. محیط‌های دریایی کم‌عمق که در آنها اینتراکلیست‌ها تشکیل می‌شوند با رژیم‌های جریانی و جزرومدی پرنرژی شناسایی می‌شوند که به‌طور مداوم کربنات‌های ساحل را جابه‌جا می‌کنند. اینتراکلیست‌ها معمولاً رسوباتی شناخته می‌شوند که در اثر فرسایش رسوبات مختلف قبلاً ته‌نشین‌شده توسط امواج طوفانی حمل و در محیط‌های کم‌عمق دریایی ته‌نشت می‌شوند (Flügel 2010). اکینودرم و استراکد نیز شوری طبیعی محیط رسوب‌گذاری و چرخش خوب آب را در محیط نشان می‌دهند. وجود داشتن میکرایت در این رخساره نشان می‌دهد انرژی محیط در زمان رسوب‌گذاری به‌قدری بوده که ماتریکس بین‌دانه‌ای را شسته و به محیط‌های کم‌انرژی منتقل کرده است.

مشاهده می‌شوند. اینتراکلیست‌ها و پلوئیدها در شکل و اندازه‌های متفاوتی دیده می‌شوند، اما به‌طور عمده گردش‌دگی ضعیفی دارند؛ به‌طوری‌که شکل لبه آنها کاملاً زاویه‌دار است و ساختار داخلی ندارند؛ این آلوکم‌ها در مجموع حدود ۴۰ درصد از اجزای تشکیل‌دهنده رخساره را تشکیل می‌دهند. از اجزای فرعی این رخساره می‌توان به حضور جلبک‌ها (کمتر از ۵ درصد) اشاره کرد. اندازه تقریبی اینتراکلیست‌ها و پلوئیدها در این رخساره به ترتیب ۲ و ۰/۵ میلی‌متر است. اجزای تشکیل‌دهنده این رخساره جورشدگی متوسط تا ضعیفی دارند و سیمان بین آلوکم‌های این رخساره عمدتاً از نوع کلسیت گرانولار است که به‌شکل متصل بین ذرات تشکیل‌دهنده رخساره ته‌نشت شده است (شکل ۵). این رخساره در طول توالی سازند روته گسترش کمی دارد و تقریباً در بخش‌های انتهایی چرخه‌های رسوبی مشاهده می‌شود (شکل ۱۴).



شکل ۵- رخساره اینترتایدال؛ a. بافت ژئوپتال در رخساره گریستون، b. اینتراکلیست گریستون

رخساره لاگون

توصیف: سه رخساره زیر معرف زیرمحیط لاگون هستند:

آلگال بایوکلست و کستون

این رخساره در صحرا بیشتر به‌شکل کالکارنایت و به رنگ خاکستری تیره مشاهده می‌شود. بایوکلست‌های اصلی این رخساره عبارتند از: گاستروپودها، فرامینیفرهای بتتیک با پوسته تیره (با درصد فراوان) و جلبک‌های قرمز.

بایوکلست‌های این ریزرخساره عمدتاً پوسته‌های فسیلی سالم و خردنشده دارند. در مواردی، اندازه جلبک‌ها و گاستروپودها در این رخساره به ترتیب تا حدود ۰/۵ و ۱ میلی‌متر می‌رسد. فضای بین ذرات از ماتریکس آهکی تشکیل شده و رخساره دارای بافت گل پش‌تیبان است.

آلگال پلوئید پکستون

این رخساره در صحرا عمدتاً به‌شکل سنگ‌آهک‌های

نازک تا متوسط لایه و گاهی صخره‌ساز مشاهده می‌شود. پلوتید با درصد فراوانی تقریبی ۳۰ تا ۴۰ درصد از اجزای اصلی تشکیل‌دهنده این رخساره است. ویژگی اصلی این رخساره، تنوع زیاد آلوم‌های اسکلتی مانند جلبک‌های آهکی به‌ویژه جنس *Vermiporella* و همچنین فرامینفرهای بنتیک کوچک با پوسته تیره است. اندازه پلوتیدها کمتر از ۰/۵ میلی‌متر است که بیشتر آنها تحت فرایند میکرایتی شدن قرار گرفته‌اند. اकिनودرم، استراکد و فرامینفرهای بنتیک از دیگر بایوکلست‌های این رخساره‌اند که در زمینه‌ای کاملاً میکرایتی قرار گرفته‌اند.

Poorly washed biosparite

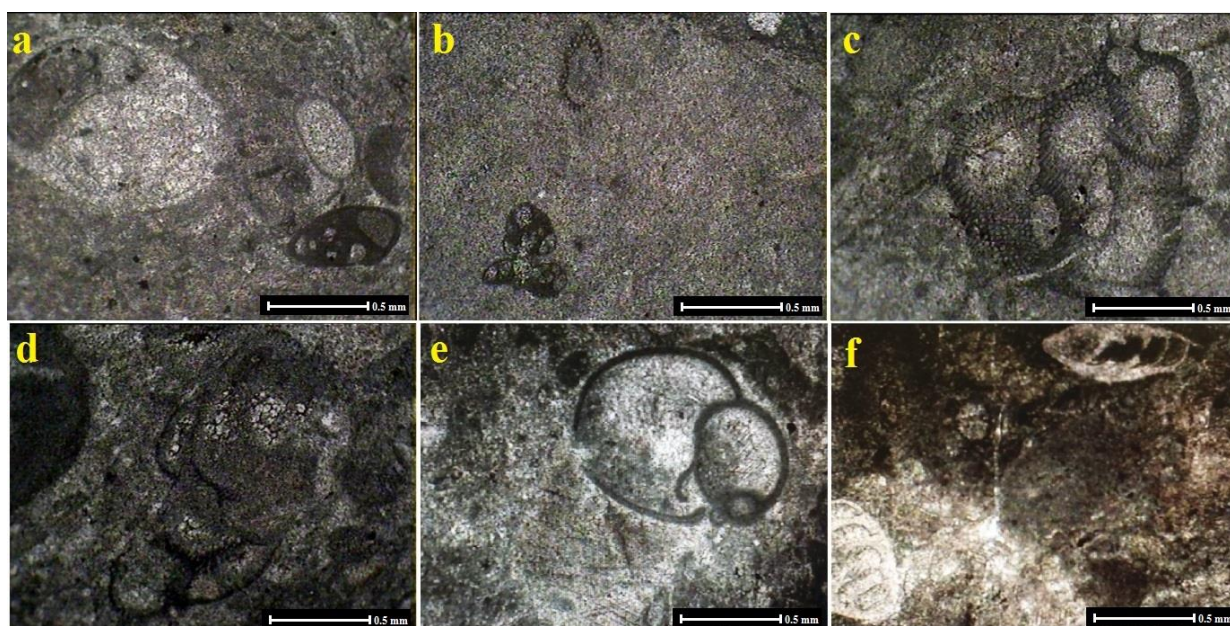
در این رخساره، بایوکلست‌ها با هر دو نوع زمینه سیمان اسپارایتی و میکرایت احاطه شده‌اند؛ بایوکلست‌ها عمدتاً فرامینفرند.

تفسیر: تنوع کم آلوم‌های کربناته، فراوانی زیاد گل آهکی و بقایای سالم پوسته‌های فسیلی معرف انرژی اندک محیط رسوب‌گذاری است؛ همچنین وجود گاستروپودها و فرامینفرهای بنتیک به‌عنوان فسیل‌های غالب مانند میلیولیدها معرف مناطق داخلی زیرمحیط لاگون و زون یوفوتیک است. تنوع ریزموجودات

استنوهالین به‌علت تغییرات منظم شوری کاهش یافته و محیط‌های مساعدی برای رشد ریزموجودات یوری‌هالین مانند گاستروپودها و استراکدها ایجاد شده است (Washard et al. 2002). در محیط‌های پرتنش مانند محیط‌های با شوری زیاد، گاستروپودها می‌توانند اجزای اصلی تشکیل‌دهنده رخساره‌ها باشند (Scholle and Scholle 2006). گل آهکی در این رخساره به مقدار زیاد یافت می‌شود که ممکن است جلبک‌ها منشأ آن باشند. میکروفاسیس‌هایی که آلوم‌های اصلی آنها، داسی‌کلاداسه‌آ و فرامینفرهای با پوسته تیره‌اند، به بخش‌های مرکزی زیرمحیط لاگون تعلق دارند (Mamet 1991). هر دو فرامینفرهای منفذدار و بدون منفذ در رخساره Poorly washed مشاهده می‌شوند که نشان می‌دهد رسوب‌گذاری این رخساره در مناطق پرانرژی‌تر محیط لاگون باز با چرخش طبیعی آب دریا و آب‌های دارای اکسیژن کافی انجام شده است (Pomar 2001; Romero et al 2002; Renma 2006). شکل‌های ۶ و ۷ به‌ترتیب ویژگی‌های صحرایی و ریزرخساره‌های زیرمحیط لاگون را نشان می‌دهند.



شکل ۶- ویژگی‌های صحرایی رخساره لاگون



شکل ۷- ریزرخساره‌های زیرمحیط لاگون؛ a و b. آلگال بایوکلست و کستون، c و d. آلگال پلوئید پکستون e. بافت ژئوپتال در رخساره

Poorly washed biosparite f. Poorly washed

رخساره‌های بار کربناته

توصیف: سه رخساره زیر معرف زیرمحیط بار کربناته‌اند:

ائید گریستون

این رخساره در مطالعه‌های صحرایی به شکل سنگ‌آهک‌های متوسط‌لایه و عمدتاً به رنگ خاکستری روشن تا کرم مشاهده می‌شود و در مقطع مطالعه‌شده ضخامت کمی دارد. ائیدهای با فابریک مماسی و شعاعی و فراوانی تقریبی ۳۰ درصد اجزای اصلی این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند. هسته برخی از ائیدها در نتیجه فرایند دیاژنزی میکرایتی شدن از بین رفته و تشخیص آنها دشوار شده است. اجزای تشکیل‌دهنده این ریزرخساره در زمینه کاملاً سیمان اسپارایتی شفاف قرار گرفته‌اند. متوسط اندازه ذرات تشکیل‌دهنده این ریزرخساره حدود ۰/۵ میلی‌متر است. ائیدهای تشکیل‌دهنده این رخساره در مواردی تحت‌تأثیر فرایند آهن‌دارشدن قرار گرفته‌اند و به رنگ تیره مشاهده می‌شوند.

بایوکلست گریستون

بایوکلست‌ها اجزای اصلی تشکیل‌دهنده این رخساره‌اند و

دانه‌های اسکلتی متنوع مانند جلبک‌ها، بریوزوآ، دوکفه‌ای‌ها، براکیوپود، فوزولینید، اکینودرم و در مقادیر کمتر استراکد و فرامینیفرها نیز حضور دارند. جلبک‌های قرمز و ریزموجودات دیگر با منشأ نامشخص از دیگر اجزای تشکیل‌دهنده این رخساره‌اند و پلوئیدها نیز با درصد فراوانی تقریبی ۵ درصد مشاهده می‌شوند. فضای بین آلوک‌ها در این ریزرخساره با سیمان اسپارایتی ریزبلور اشغال شده و دارای بافت دانه پشتیبان است.

آلگال گریستون

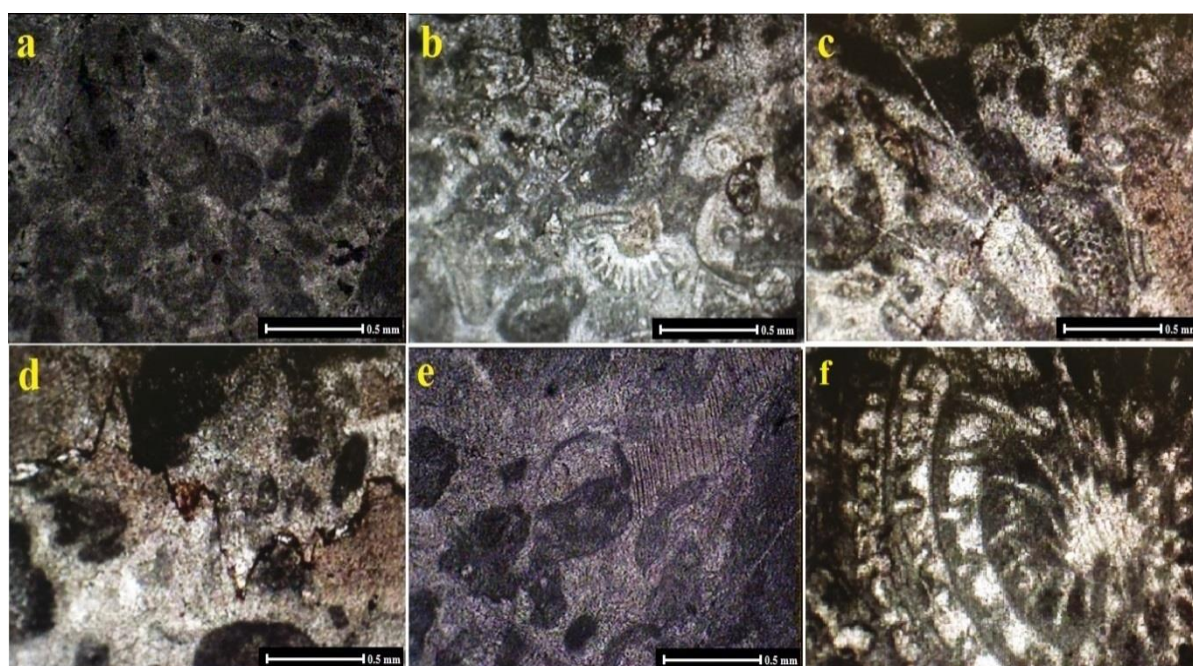
دانه‌های اسکلتی با غالبیت جلبک‌های قرمز و فراوانی ۳۰ تا ۳۵ درصد، آلوک‌های اصلی تشکیل‌دهنده این رخساره‌اند. از دیگر اجزای این ریزرخساره که به مقدار بسیار کم مشاهده می‌شوند، عبارتند از: جلبک‌های *Vermiporella*، فرامینیفرهای با پوسته‌های آهک هیالین و براکیوپودها که به شکل پراکنده در برخی از مقاطع مربوط به این رخساره مشاهده می‌شوند. اکینودرم و پلوئید نیز در مقادیر کمتر مشاهده می‌شوند.

تفسیر

رخسارهٔ ائید گریستون: بیشتر ائیدهای سطحی غالباً در محیط‌های دریایی پرانرژی تشکیل می‌شوند (Flügel 2010). این ریزرخساره معادل ریزرخسارهٔ استاندارد شمارهٔ ۲۹ (RMF 29) در مدل استاندارد رمپ کربناته فلوگل است که در محیط‌های رو به دریای بارهای کربناته تشکیل می‌شود.

بایوکلست گریستون: حضور فرامینفر فوزولینید در این رخساره معرف جریان آب دریا با شوری طبیعی و ضروری برای زنده ماندن آنهاست (Kak Mam 2013). حضور پلوئیدهای حمل‌شده، بافت گریستونی، وجود جلبک‌های آهکی و جورشدگی خوب این آلوکم‌ها تأییدی بر محیط پرانرژی برای این رخساره است. انرژی زیاد این رخساره، میکرایت بین آلوکم‌ها را شسته و سیمان اسپارایتی در فضای خالی بین آلوکم‌ها رسوب کرده است. این ریزرخساره معادل ریزرخسارهٔ استاندارد شمارهٔ ۲۶ (RMF 26) در مدل رمپ کربناته فلوگل است که در مناطق با انرژی متوسط و پرانرژی بار کربناته

ته‌نشست می‌شود؛ همچنین این رخساره در مدل کمرندهای رخساره‌ای استاندارد ویلسون (Wilson 1975) در کمرند رخساره‌ای FB5 قرار می‌گیرد. وجودنداشتن میکرایت در رخسارهٔ آگال گریستون نشان می‌دهد انرژی محیط به حدی بوده که میکرایت را شسته و از محیط دور کرده است. جلبک‌های قرمز در محیط‌های کم‌عمقی زندگی می‌کنند که بالای بیشترین عمق نفوذ نور قرار می‌گیرند (Kak Mam 2013). از زمینهٔ اسپارایتی کامل و فراوانی جلبک قرمز در این رخساره نتیجه گرفته می‌شود این رخساره در محیط کم‌عمق و پرانرژی ته‌نشست شده است. این ریزرخساره معادل ریزرخسارهٔ استاندارد شمارهٔ ۲۷ (RMF 27) در مدل رمپ کربناته فلوگل است که در محیط‌های بار کربناته تشکیل می‌شود. نکتهٔ درخور توجه در این رخساره، وجود بافت ژئوپتال و استیلولیت به‌ویژه در رخسارهٔ بایوکلست گریستون است. شکل ۸ ریزرخساره‌های زیرمحیط بار کربناته را نشان می‌دهد.



شکل ۸- ریزرخساره‌های بار کربناته: a. ائید گریستون، b. بیوکلست پلوئید گریستون، c. آگال گریستون، d. استیلولیت در رخسارهٔ گریستون، e. بافت ژئوپتال، f. فوزولینید در رخسارهٔ گریستون

رخساره‌های دریای باز

سه رخساره زیر معرف زیرمحیط دریای باز هستند:

پکستون/وکستون فرامینیفردار

حدود ۸۰ درصد آلوکم‌ها، فرامینیفرهایی با پوسته‌های بزرگ و خوب حفظ‌شده‌اند که در زمینه کاملاً میکرایتی قرار گرفته‌اند. اندازه تقریبی فرامینیفرها حدود ۱ میلی‌متر است که در برخی از مقاطع به ۲ میلی‌متر نیز می‌رسد. دوکفه‌ای‌ها و استراکدها از دیگر آلوکم‌های تشکیل‌دهنده‌اند که به مقدار بسیار اندک حضور دارند. جنس پوسته فرامینیفرها در این ریزرخساره عمدتاً از نوع آهک هیالین است که زیر میکروسکوپ به شکل کاملاً شفاف دیده می‌شود. مجموع آلوکم‌های این ریزرخساره در زمینه گل آهکی همراه با مقدار اندکی سیمان اسپارایتی قرار گرفته‌اند.

بایوکلست پکستون

آلوکم‌های این رخساره شامل انواع مختلفی از بایوکلست‌ها مانند پوسته‌های فرامینیفرها و دوکفه‌ای‌ها و همچنین بایوکلست‌های با منشأ نامعلوم هستند. بایوکلست‌ها با فراوانی تقریبی ۳۵ تا ۴۰ درصد، اجزای اصلی این رخساره را تشکیل می‌دهند. زمینه این رخساره کاملاً از گل آهکی تیره‌رنگ تشکیل شده و دارای بافت گل پشتیبان است. بایوکلست‌ها اکثراً حمل‌شده‌اند و پوسته‌های خردشده دارند.

بایوکلست وکستون

بایوکلست‌ها در این رخساره عمدتاً فرامینیفرهای بتتیک کوچک هستند و اکینودرم و صدف‌های دوکفه‌ای در مقادیر کمتر مشاهده می‌شوند. مقدار آلوکم‌ها در این

رخساره کمتر از ۳۰ درصد است. مشابه ریزرخساره قبل، آلوکم‌ها در زمینه‌ای کاملاً میکرایتی قرار گرفته‌اند. اندازه پوسته فرامینیفرها در این ریزرخساره به مراتب کمتر از ریزرخساره پکستون/وکستون فرامینیفردار است و بیشترین اندازه آنها به ۰/۵ میلی‌متر می‌رسد.

در رخساره اول، بایوکلست‌های فرامینیفر خوب حفظ شده‌اند و پوسته‌های خرد نشده دارند؛ همچنین زمینه میکرایتی در این رخساره نشان می‌دهد این آلوکم‌ها در محیط آرام و به شکل درجا در محیط ته‌نشست شده‌اند. فراوانی ماتریکس نشان‌دهنده وجودداشتن انرژی کافی برای انتقال گل آهکی است؛ همچنین حضور مقادیر اندک سیمان در برخی از بخش‌های آن نشان‌دهنده محیط دریای باز با انرژی بیشتر است (Folk 1962). این ریزرخساره معادل ریزرخساره استاندارد شماره ۱۳ (RMF 13) در مدل رمپ کربناته فلوگل است که در مناطق بالایی دریای باز ته‌نشین می‌شود.

معیارهای حفظ‌شدگی شامل شکل، گردش‌دگی، شکستگی، اندازه و جورشدگی فسیل‌ها نشانه‌های خوبی برای میزان حمل فسیل‌ها و رسوبات نابرجا هستند (Flügel 2010). در رخساره بایوکلستیک پکستون، افزایش آلوکم‌های حمل‌شده و خردشده و کاهش میزان میکرایت نشان‌دهنده رسوب‌گذاری این رخساره در محیط دریای باز است. در رخساره بایوکلستیک وکستون، کاهش آلوکم‌ها، افزایش میکرایت و کاهش اندازه بایوکلست‌ها نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در محیط با انرژی کمتر (محیط عمیق‌تر) نسبت به رخساره‌های قبلی در مناطق عمیق‌تر دریای باز است. شکل ۹ میکروفاسیس‌های زیرمحیط دریای باز را نشان می‌دهد.



شکل ۹- رخساره‌های دریای باز؛ a. پکستون/وکستون فرامینفردار، b. بایوکلاستیک پکستون، c. بایوکلاستیک وکستون

رخساره‌های رمپ میانی

توصیف: بایوکلاستیک وکستون میکروفاسیس معرف این زیرمحیط رسوب‌گذاری است. این رخساره در صحرا به‌شکل سنگ‌آهک‌های نازک تا متوسط‌لایه خاکستری تیره‌رنگ مشاهده می‌شود. ویژگی درخور توجه این رخساره، حضور قطعه‌های خارپوست به مقدار زیاد و با فراوانی تقریبی ۴۰ درصد است. دوکفه‌ای، براکیوپود، فرامینیفرا و در مقادیر کمتر استراکدها با فراوانی تقریبی کمتر از ۱۰ درصد از دیگر اجزای فسیلی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره‌اند. فرایند میکرایتی‌شدن و آشفستگی زیستی در زمینه گلی این ریزرخساره مشاهده می‌شود. اندازه قطعه‌های فسیلی گاهی به چندین سانتی‌متر می‌رسد؛ به‌طوری‌که در مشاهده‌های صحرایی با چشم غیرمسلح دیده می‌شوند (شکل ۱۰، a). فراوانی این قطعه‌ها در برخی از موارد به حدیست که کل سنگ از این قطعه‌ها تشکیل شده است. در مقاطع میکروسکوپی نیز قطعه‌های فراوان خارپوست‌ها با فواصل کم در زمینه میکرایتی قرار گرفته‌اند.

کورال باندستون

این رخساره در صحرا به‌شکل سنگ‌آهک‌های ریفی

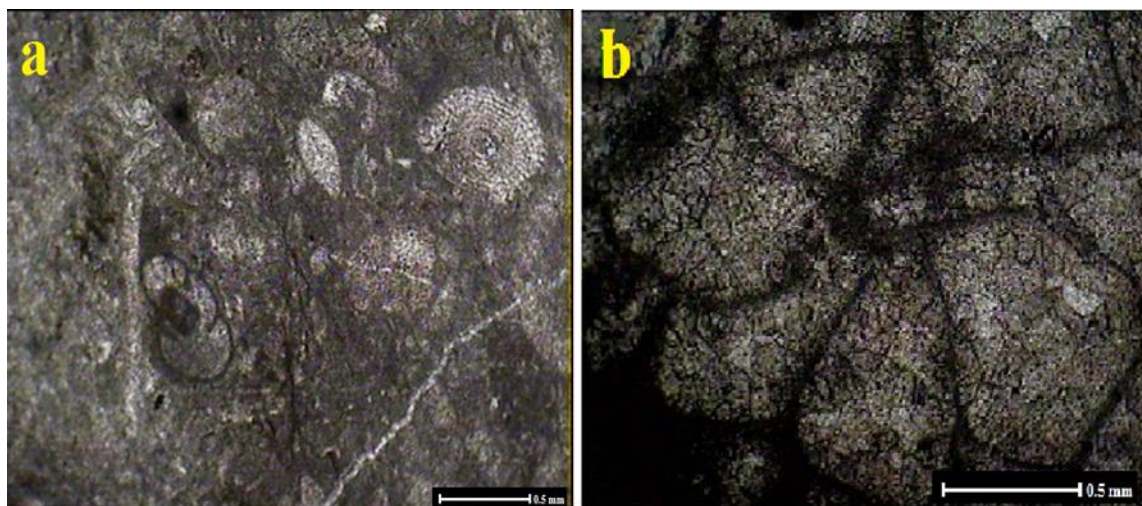
خاکستری تیره مشاهده می‌شود. همان‌طور که در شکل ۱۰، d دیده می‌شود، این سنگ‌آهک‌های ریفی برخلاف سنگ‌آهک‌های ریفی مربوط به پلت‌فرم‌های کربناته لبه‌دار معمولاً در سطح زمین به‌طور ناپیوسته و منقطع مشاهده می‌شوند. این رخساره به‌طور کامل از مرجان تشکیل شده است.

تفسیر: رخساره اول معادل ریزرخساره استاندارد شماره ۷ (RMF 7) در مدل رمپ کربناته فلوگل است که در محیط‌های کم‌عمق رمپ میانی تشکیل می‌شود.

رخساره کورال باندستون به‌طور کامل از مرجان‌های روگوزا که در زمینه کاملاً اسپارایتی قرار گرفته‌اند، تشکیل شده است. در مطالعه‌های صحرایی انجام‌شده، سنگ‌آهک‌های مرجان‌دار به‌شکل پیوسته روی زمین، مشابه آنچه در ریف‌های سدی مشاهده می‌شود، وجود ندارند، بلکه به‌شکل انفرادی و مجزا هستند (ریف‌های کومه‌ای). این ریزرخساره معادل ریزرخساره استاندارد شماره ۱۲ (RMF 12) در مدل رمپ کربناته فلوگل است که به‌عنوان ریف کومه‌ای در محیط رمپ میانی ته‌نشست شده است. شکل‌های ۱۰ و ۱۱ به‌ترتیب ویژگی‌های صحرایی و میکروسکوپی این رخساره را نشان می‌دهند.



شکل ۱۰- ویژگی‌های صحرایی رخساره‌های رمپ میانی: a و b. سنگ‌آهک‌های اکتینودرم‌دار، c و d. سنگ‌آهک مرجانی



شکل ۱۱- ریزرخساره‌های رمپ میانی: a. بایوکلستیک پکستون، b. باندستون

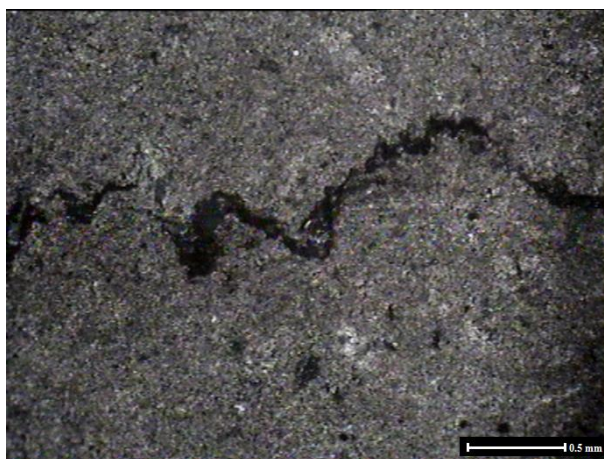
رخساره رمپ خارجی

مادستون فسیل‌دار میکروفاسیس معرف این زیرمحیط رسوبی است. این رخساره شامل گل‌آهکی حاوی قطعه‌های فسیلی بسیار ریز از دوکفه‌ای‌های دارای دیواره

نازک و خارپوست است؛ سوزن‌های اسفنج نیز به مقدار بسیار کم و به‌طور پراکنده در برخی از مقاطع میکروسکوپی مشاهده می‌شوند. این ریزرخساره تنها در طول توالی مربوط به چرخه رسوبی دوم از رسوبات

سازند روته در برش شمال مهاباد (شکل ۱۴) مشاهده شده است. در این چرخه رسوبی، دسته رخساره‌های مربوط به مرحله پیشروی سطح آب دریا با رخساره‌های معرف محیط بار کربناته شامل گریستون فرامینفردار و کربنئیددار آغاز شده و سپس با پیشروی بیشتر آب دریا به سمت ساحل با رخساره‌های پکستون/وکستون فرامینفردار و جلبک‌دار که شاخص محیط دریای باز هستند، ادامه یافته است؛ به طوری که شواهد تغییرات تدریجی رخساره‌ها از رخساره‌های شاخص محیط بار کربناته به رخساره‌های شاخص محیط دریای باز با کاهش تدریجی انرژی محیط (میکرایتی شدن رخساره‌ها) و همچنین افزایش میزان آلوم‌های شاخص محیط دریای باز مانند فرامینفرهای بتیک با پوسته‌های سالم و درشت‌دانه به خوبی مشهود است. با افزایش عمق آب در طول توالی قائم این چرخه رسوبی، اندازه آلوم‌ها کاهش و درصد گل آهکی رخساره‌ها افزایش یافته و بافت رخساره‌ها به طور تدریجی از دانه‌پشتیبان به گل‌پشتیبان تغییر کرده

است؛ این روند تا جایی ادامه یافته که رخساره به گل آهکی با مقادیر بسیار اندک فسیل‌های بسیار ریز مانند پوسته‌های خردشده دوکفه‌ای‌ها و مقدار بسیار کمی از قطعه‌های خارپوست‌های پراکنده تبدیل شده است. این ریزرخساره به عنوان ریزرخساره معرف محیط رمپ خارجی شناسایی و سطح حداکثر سیلابی در چرخه رسوبی دوم در نظر گرفته شده است. این ریزرخساره معادل ریزرخساره استاندارد شماره ۵ فلوگل (Flugel 2010) است که در بخش‌های ابتدایی رمپ خارجی ته‌نشست می‌شود. در زمینه سنگ، سطوح موازی انحلال شیمیایی و میکرواستیلولیت وجود دارند. استیلولیت‌ها عموماً در نتیجه فشار حاصل از وزن طبقه‌های بالایی در رسوبات به وجود می‌آیند. در مناطق عمیق پلت‌فرم‌های کربناته که گل‌های کربناته رسوب می‌کنند، فشار حاصل از وزن ستون آب بالایی سبب فشردگی و انحلال شیمیایی در کربنات‌کلسیم می‌شود. شکل ۱۲ میکروفاسیس معرف این محیط را نشان می‌دهد.



شکل ۱۲. میکروفاسیس رمپ خارجی؛ گل‌سنگ آهکی با سطوح انحلال فشاری در آن

محیط رسوب‌گذاری

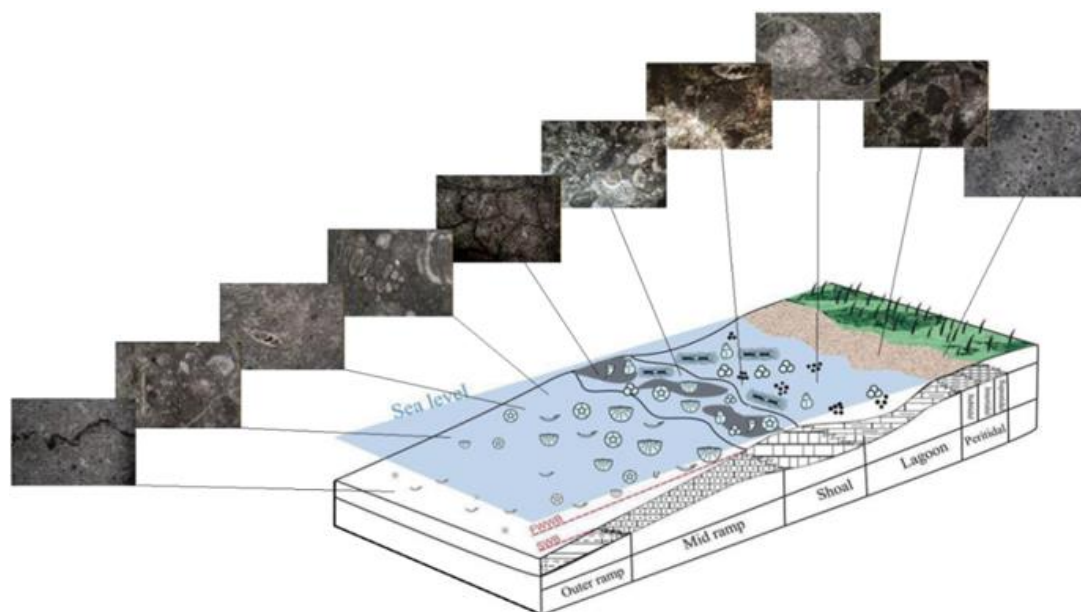
مشابه بسیاری از مناطق خاورمیانه، رسوب‌گذاری پالئوزوئیک بالایی در ایران در محیط دریایی کم‌عمق رخ داده است (Brberian and King 1981). رمپ‌های کربناته معمولاً در بسترهای کم‌عمق مانند حوضه‌های فورلند و

حواشی غیرفعال قاره‌ای تشکیل می‌شوند (Burchette and Wright 1992). هم‌زمان با تکامل بستر اقیانوس پالئوتتیس در دونین میانی، حاشیه شمالی خرده‌قاره ایران به حاشیه غیرفعال تبدیل شده و این شرایط تا تریاس پایانی ادامه یافته است؛ بنابراین در زمان رسوب‌گذاری سازند روته،

سازند روته نشان می‌دهند رسوب‌گذاری این رسوبات در بستری با شیب کم انجام شده است؛ بنابراین، رمپ هموکلینال کربناته به‌عنوان محیط رسوب‌گذاری این سازند در منطقه مطالعه شده پیشنهاد می‌شود (Wilson 1975; Read 1985; Lee et al. 2001; Flugel 2010). گسترش کم ریف‌ها در پلت‌فرم‌های کربناته از نوع رمپ نسبت به پلت‌فرم‌های حاشیه‌دار، وجودداشتن ریف‌های سدی گسترده و وجود ریف‌های کومه‌ای در رسوبات سازند روته دلیل دیگری برای رسوب‌گذاری این رسوبات در رمپ کربناته است (Bastami 2016)؛ به عبارتی، با مرور رخساره‌های گسترش‌یافته در زیرمحیط‌های رسوبی و اجزای تشکیل‌دهنده آنها می‌توان نتیجه گرفت محیط رسوب‌گذاری این سازند، رمپ کربناته بایوکلستی است (مشابه آنچه Kolodka برای سازند دالان در منطقه فارس معرفی کرده است) (Kolodka et al. 2012). شکل ۱۳ محیط رسوب‌گذاری پیشنهادی برای سازند روته در منطقه شمال مهاباد را نشان می‌دهد.

شرایط برای توسعه پلت‌فرم کربناته از نوع رمپ مناسب بوده است. به‌علت شیب کم بستر رمپ‌های کربناته، رخساره‌های کم‌عمق به‌تدریج به رخساره‌های عمیق‌تر تبدیل می‌شوند؛ همچنین در رابطه با گسترش عمودی رخساره‌ها در سازند روته (که در شکل ۱۴ نشان داده شده است)، رخساره‌های پهنه بالای جزرومدی و پهنه جزرومدی به‌تدریج به رخساره‌های لاگون، بار، دریای باز، رمپ میانی و رمپ خارجی تبدیل می‌شوند. در پلت‌فرم‌های کربناته حاشیه‌دار به‌علت تغییر ناگهانی شیب، بستر مرزهای رخساره‌ها معمولاً شارپ است.

در ارتباط با رخساره‌های شناسایی شده در سازند مطالعه شده، فرایند عمیق‌شدگی حوضه از پلت‌فرم کربناته به سمت حوضه عمیق (شکل‌های ۱۳ و ۱۴)، حضورداشتن آنکوئید، پیژوئید و دانه‌های آگرگات که مختص شلف‌های کربناته‌اند و به‌ندرت در رمپ‌های کربناته یافت می‌شوند (Flugel 2010)، وجودداشتن رخساره‌های دوباره‌ته‌نشست‌شده کربناته، وجودداشتن مقاطع و رسوبات مربوط به جریان‌های ثقلی در رسوبات



شکل ۱۳- توزیع رخساره‌های سازند روته در منطقه برش مورد مطالعه

سکانسی، روش هانت و تاکر (Hunt and Tucker 1992) به منظور شناسایی تغییرات نسبی سطح آب دریا در حوضه رسوبی مربوطه استفاده شد. در این روش، هر سکانس رسوبی متشکل از چهار بخش سیستم تراکت است: سیستم تراکت تراز پایین (LST)، سیستم تراکت پیش‌رونده (TST)، سیستم تراکت بالا و سیستم تراکت تراز افت (FRST). پسروری سطح آب دریا در بسیاری از حوضه‌های رسوبی به شکل تهنشست رسوب ثبت نمی‌شود؛ بنابراین به علت وجودنداشتن شواهد کافی، تشخیص سطوح پسرونده (RS) و پیش‌رونده (TS) در این سکانس‌ها بسیار مشکل است؛ به عبارتی، سطوح مرزی سکانس‌ها (SB) و سطوح حداکثر سیلابی (mfs) مهم‌ترین سطوح در تشخیص مرزهای سکانسی‌اند (Galloway 1989). توزیع جانبی رخساره‌ها به محیط رسوب‌گذاری بستگی دارد؛ درحالی‌که تغییرات سطح آب دریا، توزیع عمودی رخساره‌ها را کنترل می‌کند. در پژوهش حاضر، سطوح یادشده به منظور شناسایی چرخه‌های رسوبی استفاده و به عبارتی، الگوهای پسرونده و پیش‌رونده سطح آب دریا از شیوه توزیع عمودی رخساره‌ها استنباط شدند؛ به این منظور، مرزهای چرخه‌های رسوبی توسط رخساره‌های معرف پهنه‌های سوپراتایدال و سطوح حداکثر سیلابی توسط رخساره‌های معرف عمیق‌ترین نواحی حوضه شناسایی شدند؛ بر این اساس، چهار چرخه رسوبی از قاعده سازند روته تا انتهای آن به شکل زیر شناسایی شدند:

چرخه رسوبی اول: این چرخه با ضخامت حدود ۶۴ متر بین دو مرز چرخه‌ای نوع اول (SB-1) با شاخصه رخساره مادستون روزنه‌دار که معرف پهنه‌های بالای جزرومدی است، قرار دارد. مجموعه رخساره‌های پیش‌رونده این چرخه رسوبی (TST) ۲۶ متر ضخامت دارد و با رخساره وکستون ایتراکست و پلوئیددار آغاز می‌شود. به علت پسروری آب دریا در روند عمیق‌شدگی، رخساره‌های پکستون بایوکست‌دار، گرینستون

بایوکست‌دار و گرینستون ایتراکست‌دار شاخص محیط سدی رسوب کرده‌اند و سپس رخساره وکستون بایوکست‌دار روی آنها رسوب کرده است. با پسروری آب دریا به سمت ساحل و افزایش عمق آب در محیط‌های رسوبی مربوط به رخساره‌های تهنشست‌شده یادشده، فرایندهای دیاژنزی دریایی روی آنها اثر کرده‌اند؛ به طوری‌که فرایندهای سیمان میکراتی حاشیه دانه‌ها به وضوح در اطراف فرامینفرهای بتیک مربوط به رخساره‌های وکستونی دریای باز و میکراتی‌شدن روی آلوم‌های مربوط به رخساره‌های گرینستونی بار کربناته مشاهده می‌شوند (شکل ۱۴، b). از آنجاکه رخساره‌های وکستون بایوکست‌دار معرف عمیق‌ترین محیط در این چرخه رسوبی‌اند، سطح حداکثر غرقابی در نظر گرفته می‌شوند. در بالای این سطح، دسته رخساره‌های رسوبی تراز بالا (HST) قرار گرفته‌اند که با پسروری آب دریا در روند کاهش عمق به ترتیب سبب تهنشست‌شدن رسوبات مربوط به محیط‌های سدی (گرینستون ایتراکست و بایوکست‌دار)، لاگون و رخساره‌های شاخص پشت بار و ایترتایدال شده است. گستره سیستم تراز پایین آب دریا یکی از مهم‌ترین موقعیت‌های زمین‌شناسی برای دیاژنز است؛ زیرا رسوبات دریایی عمدتاً با کانی‌های نیمه‌پایدار در معرض آب‌های جوی قرار می‌گیرند و به این ترتیب، تغییرات زیادی را در پیشبرد دیاژنز در سیستم کربناته به وجود می‌آورند. طی موقعیت تراز پایین آب دریا و پسروری خط ساحلی به سمت دریا در رمپ‌های کربناته، گستره وسیعی از رسوبات رمپ‌های کربناته در معرض دیاژنز جوی قرار می‌گیرند. به علت اشباع‌بودن آب‌های جوی از کربنات کلسیم، در منطقه وادوز عمدتاً فرایندهای انحلال و توسعه کارست‌ها و در منطقه فریاتیک بیشتر فرایندهای انحلال و سیمانی‌شدن انجام می‌شوند. در رخساره‌های مربوط به سیستم تراز پایین این چرخه رسوبی، شواهد دیاژنز جوی عمدتاً به شکل تهنشست سیمان بلوکی بین آلوم‌های تشکیل‌دهنده رخساره‌های

است. روی این رخساره‌ها، رخساره مادستون روزنه‌دار به‌عنوان مرز چرخه‌ای نوع اول قرار گرفته است.

چرخه رسوبی سوم: مرز زیرین و بالایی این چرخه رسوبی با رخساره شاخص محیط سوپراتایدال مشخص می‌شود. ضخامت این چرخه رسوبی حدود ۶۰ متر است. دسته رخساره‌های پیش‌رونده این چرخه با ضخامت ۲۴ متر با رخساره گریستون پلوئیددار شاخص محیط سدی آغاز می‌شوند و پس‌از آن، رخساره‌های باندستون مرجانی که شاخص محیط‌های کم‌عمق هستند، قرار دارند؛ روی آن، رخساره‌های دریای باز شامل وکستون و پکستون‌های فرامینفر و خارپوست‌دار قرار می‌گیرند. رخساره اخیر، سطح حداکثر غرقابی در نظر گرفته شده است. در گستره سیستم‌های پیش‌رونده، دیاژنز تحت‌الجوی تنها روی بخش‌های بالایی هر چرخه مؤثر است. فضای رسوب‌گذاری با افزایش پیشروی خط ساحلی به سمت خشکی افزایش و در نتیجه، دیاژنز دریایی غلبه می‌یابد (Rahimpoor Bonab 2010). در بالای سطح حداکثر غرقابی، دسته رخساره‌های پس‌رونده شامل رخساره‌های مادستون و وکستون گاستروپوددار و فرامینفردار قرار گرفته‌اند که شاخص محیط لاگون هستند. مجموعه رسوبات این دسته ۳۶ متر ضخامت دارد. مرز بالایی این چرخه رسوبی با رخساره مادستون روزنه‌دار مشخص می‌شود که مرز چرخه‌ای نوع اول تشخیص داده شده است. شواهد دیاژنز جوی در این دسته رخساره عمدتاً به‌شکل فرایندهای نئومورفیسم در پوسته‌های بایوکلست‌هایی مانند گاستروپودها و همچنین نئومورفیسم در گل آهکی در رخساره‌های میکرایتی مربوط به محیط لاگون به‌وضوح مشاهده می‌شوند (شکل ۱۵، k و l).

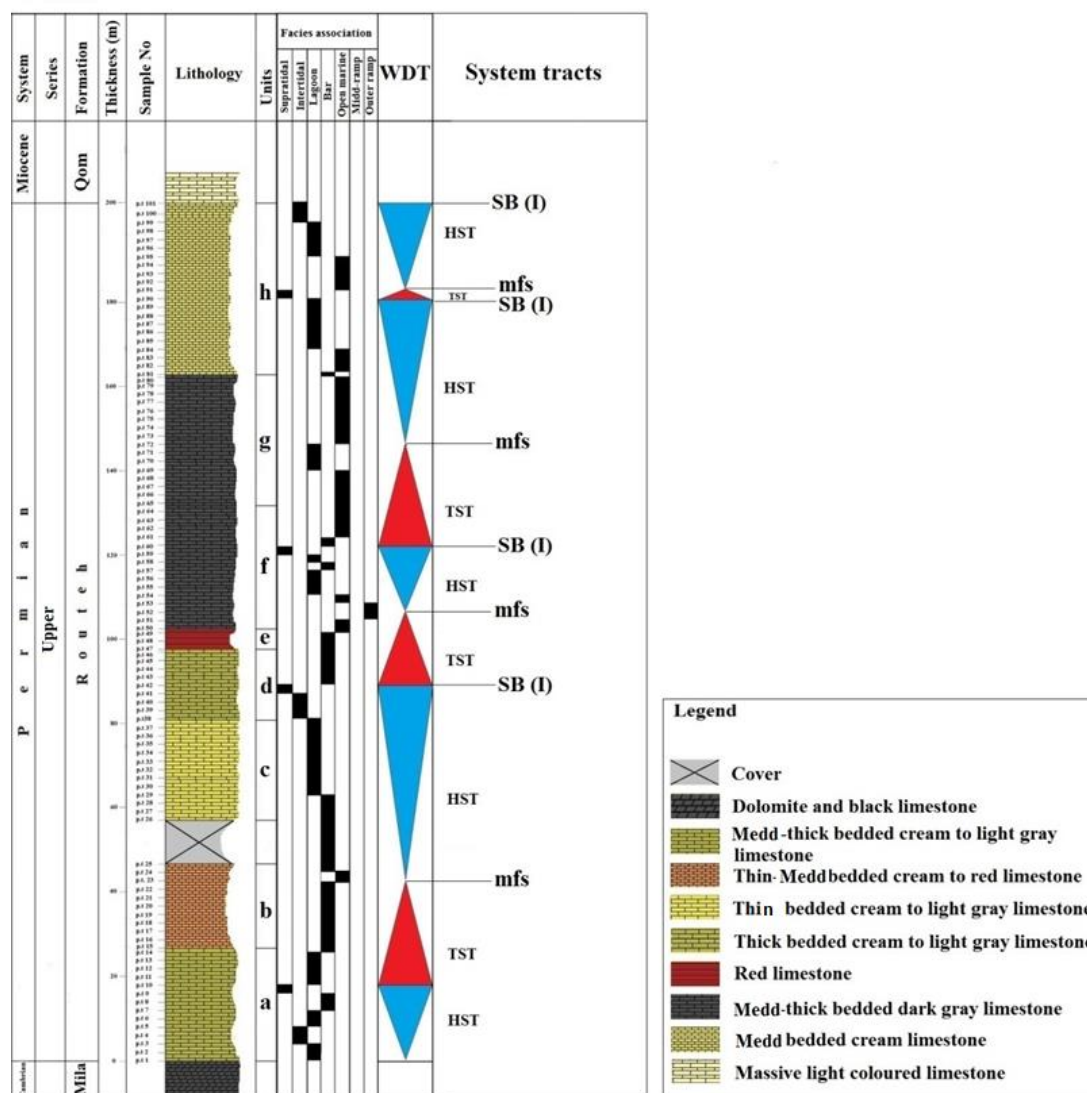
چرخه رسوبی چهارم: این چرخه رسوبی با ضخامت حدود ۲۰ متر بین دو مرز سکانسی نوع اول با شاخصه دولومادستون‌های روزنه‌دار قرار گرفته است. این سکانس با رخساره‌های شاخص دریای باز شامل وکستون و پکستون بایوکلستی که بیشتر آلوکم‌های آنها را

گریستونی مشاهده می‌شوند. ضخامت دسته رخساره‌های پس‌رونده ۳۸ متر است. مرز بالای این چرخه رسوبی به رخساره مادستون روزنه‌دار منتهی می‌شود که به‌عنوان مرز چرخه نوع اول (SB-1) تشخیص داده شده است.

چرخه رسوبی دوم: مرز زیرین این چرخه رسوبی با رخساره مادستون و مرز بالایی آن با رخساره دولومادستون روزنه‌دار مشخص می‌شود و ضخامت آن حدود ۳۶ متر است. رخساره‌های مربوط به سیستم تراکت تراز پایین ۲۰ متر ضخامت دارند و از پایین به بالا شامل رخساره‌های دولومادستون، گریستون فرامینفر و کرینوئیددار، پکستون/وکستون گاستروپود، فرامینفر و جلبک‌دار هستند. رخساره مادستون استیلولیت‌دار مربوط به دریای عمیق روی این رخساره‌ها قرار گرفته است و سطح آن، سطح حداکثر غرقابی در نظر گرفته می‌شود. با افزایش پیشروی آب دریا به سمت ساحل، فرایندهای دیاژنزی دریایی اثرکرده روی رسوبات رخساره‌های قبلی ازجمله فرایندهای میکرایتی‌شدن آلوکم‌ها در رخساره‌های گریستونی به‌وضوح مشاهده می‌شوند. فرایند میکرایتی‌شدن در برخی از آلوکم‌ها به‌قدریست که آلوکم کاملاً میکرایتی و تشخیص آن کمی دشوار شده است. در بالای سطح حداکثر سیلابی، رسوبات مربوط به دسته رخساره‌های پس‌رونده با ضخامت ۱۶ متر رسوب کرده‌اند. با پیشروی دریا، رسوبات روند کم‌عمق‌شوندگی را که از پایین به بالا شامل رخساره‌های دریای باز، بار، ریف و لاگون است، نشان می‌دهند. این رخساره‌ها معادل دسته رخساره‌های سیستم تراکت تراز بالا هستند. شواهد پیشروی آب دریا از طریق فرایندهای دیاژنزی انجام‌شده روی رخساره‌های مربوط به دسته رخساره‌های پس‌رونده به‌وضوح مشاهده می‌شوند. مهم‌ترین فرایندهای دیاژنزی جوی انجام‌شده در این چرخه رسوبی، تشکیل سیمان بلوکی و سیمان گرانولار بین آلوکم‌ها و فرایند آهن‌دارشدن به‌شکل ته‌نشست هماتیت به‌ویژه در طول استیلولیت‌ها و آغشتگی آهن در رخساره‌های گریستونی

رخساره مادستون روزنه‌ای منطبق است که مرز سکاسی شناخته شده است. شکل ۱۳ سیستم تراکت‌ها، سکاس‌ها و تغییرات نسبی سطح آب دریا را در حوضه مربوط به نهشته‌های سازند روته در برش شمال مهاباد نشان می‌دهد.

خارپوست تشکیل می‌دهد، آغاز می‌شود. باتوجه به اینکه این رخساره عمیق‌ترین رخساره این سکاس است، سطح حداکثر غرقابی تشخیص داده شده است. رخساره‌های وکستون و پکستون پلویید و فرامینفردار روی این رخساره قرار گرفته‌اند و مجموعه رخساره‌های پس‌رونده این سکاس را تشکیل داده‌اند. انتهای این سکاس بر



شکل ۱۴- ستون چینه‌شناسی، سکاس‌های رسوبی و تغییرات نسبی سطح آب دریا در رسوبات سازند کربناته روته در برش شمال مهاباد

مرحله بالآآمدگی رسوبات ادامه داشته‌اند. مهم‌ترین فرایندهای دیاژنتیکی شناسایی شده در این برش عبارتند از: میکرایتی‌شدن، سیمان میکرایتی حاشیه دانه، سیمان رورشدی هم‌محور، سیمان کلسیتی گرانولار، سیمان

فرایندهای دیاژنتزی

رسوبات کربناته سازند روته در برش مطالعه‌شده تحت‌تأثیر فرایندهای دیاژنتزی مختلفی قرار گرفته‌اند؛ این فرایندها از مراحل اولیه رسوب‌گذاری آغاز شده‌اند و تا

کلستی بلوکی، سیمان پویکیتوپیک، سیمان دروزی، فشردگی، جانمایی و نومورفسم افزایشی (شکل ۱۴).

میکرایتی شدن

در اثر هجوم موجودات حفار به سطح دانه‌های اسکلتی در مقیاس میکروسکوپی و به‌ویژه در مناطق کم‌عمق، حفره‌های ریزی در سطح دانه‌ها به وجود می‌آیند که بعداً رشته‌های سیانوباکترها، جلبک‌های قرمز، جلبک‌های سبز و قارچ‌ها روی این سطوح کلنی‌زایی می‌کنند (Flügel 2010). در بسیاری از موارد، برخی از جلبک‌ها در اوایل رسوب‌گذاری دانه‌ها را حفر و به درون آنها نفوذ می‌کنند و پس از آغاز فعالیت، دانه‌ها را میکرایتی می‌کنند (Tucker and Wright 1990; Clari and Martire 1996). این فرایند ممکن است سرانجام یک دانه کاملاً میکرایتی شده را تولید کند. میکرایتی شدن فرایندی است که در مراحل اولیه دیاژنز دریایی و در حفاصل آب دریا و رسوب رخ می‌دهد (Macneil and Jones, 2003; Samankassou et al. 2005). در نمونه‌های مطالعه‌شده، پوشش میکرایتی در اطراف دانه‌های اسکلتی نظیر فرامینیفرها، گاستروپودها و دوکفه‌ای‌ها ایجاد شده است؛ اما برخی از دانه‌های غیراسکلتی نظیر ائیدها و ایتراکلاست‌ها به‌طور کامل میکرایتی شده‌اند (شکل ۱۵، a). در نمونه‌های مطالعه‌شده، این فرایند در آلوکم‌های گریستون‌های محیط بار و به مقدار کمتر در وکستون‌ها و پکستون‌های محیط لاگون دیده می‌شود. در رخساره سدی، ائیدها اغلب در اثر میکرایتی شدن، فابریک اولیه خود را از دست داده‌اند و به پلئیدهای نوع باهامیت تبدیل شده‌اند. از آنجاکه میکرایتی شدن دانه‌ها سبب افزایش مقاومت آنها در برابر انحلال و تراکم شیمیایی و مکانیکی در طول دیاژنز تدفینی و جوی می‌شود (Bathurst 1975; Jordan and Abdullah 1988)، اغلب آلوکم‌های اسکلتی نمونه‌های مطالعه‌شده که به‌طور کامل میکرایتی شده‌اند (به‌ویژه در رخساره‌های بایوکلاستی رمپ داخلی) به‌شکل سالم و

خردنشده مشاهده می‌شوند.

سیمان میکرایتی اطراف دانه

در محیط‌های کربناته کم‌عمق به‌علت فراوانی هسته‌ها و زیادبودن حالت فوق اشباع از کربنات کلسیم، نهشت سیمان‌های دریایی سریع‌تر و بیشتر است. در محیط‌هایی که هسته‌های زیادی وجود دارند، رشد روی تعداد زیادی از این هسته‌ها انجام می‌شود و شانس کافی برای رشد زیاد بلورهای سیمان وجود ندارد و بلورهای حاصل کوچک خواهند بود؛ به‌این‌ترتیب، سیمان‌های میکرایتی تشکیل می‌شوند. ترکیب کانی‌شناسی این سیمان‌ها در مراحل اولیه رسوب‌گذاری اغلب آراگونیت و کلسیت پرمیزیم است. این سیمان معمولاً در اطراف دانه‌ها و فضاهای خالی تشکیل می‌شود (Haijun et al. 2006). سیمان‌های حاشیه‌ای اطراف دانه‌ها مؤید تشکیل محیط‌های دیاژنزی اولیه دریایی‌اند و جزو سیمان‌های نسل اول محسوب می‌شوند (Sanders 2001; Haijun et al. 2006). در نمونه‌های مطالعه‌شده، این سیمان عمدتاً در رخساره‌های گریستون بایوکلاستی محیط سدی به‌خوبی گسترش یافته است (شکل ۱۵، b).

سیمان رشد اضافی هم‌محور

این سیمان به‌شکل رورشدی در اطراف دانه‌های کربناته‌ای (معمولاً خرده‌های اکینودرم) که اغلب از جنس کلسیت پرمیزیم هستند، تشکیل می‌شود. سیمان‌های رورشدی هم‌محور معمولاً با دانه میزبان اختلاف رنگ دارند. این سیمان در محیط‌های دیاژنزی مختلف مانند محیط‌های دریایی، جوی، منطقه اختلاط و محیط دیاژنزی تدفینی عمیق تشکیل می‌شوند. سیمان‌های سین‌تکسیال مربوط به محیط‌های دریایی نزدیک سطح، وادوز دریایی و فریاتیک جوی اینکلوزن‌دار هستند (Flügel 2010). در نمونه‌های مطالعه‌شده، این سیمان در محیط‌های بار کربناته و دریای باز به‌ویژه در ریزرخساره‌های گریستونی غنی از

قطعه‌های خارپوست توسعه یافته است. اغلب این سیمان‌ها نسبت به آلوم اسکلتي شفاف‌تر دیده می‌شوند (شکل ۱۵، c).

سیمان گرانولار

این نوع سیمان اغلب به شکل بلورهای کوچک و هم‌اندازه دیده می‌شود و عمدتاً در محیط‌های آب شیرین و دفنی تشکیل و جزو سیمان‌های نسل دوم محسوب می‌شود (Tucker 2001; Flugel 2010). در نمونه‌های مطالعه‌شده، این نوع سیمان به شکل بلورهای کلسیتی کوچک نسبتاً هم‌اندازه و بدون جهت‌یافتگی دیده می‌شود و مرز بین بلورها صاف است. این سیمان در اغلب نمونه‌ها، فضای بین آلوم‌ها را پر کرده است (شکل ۱۵، m).

سیمان بلوکی

در سیالاتی که نسبت منیزیم به کلسیم کم است، رشد جانبی بلورهای کلسیت به خوبی انجام می‌شود و طول و عرض بلورها کم‌وبیش باهم برابر است؛ علت دیگر هم‌بودن این بلورها، نرخ کم ورود یون کربنات و در نتیجه نرخ کم رشد بلورهاست (Rahimpoor Bonab 2010; Ahmad et al. 2006). این سیمان به شکل بلورهای درشت با حاشیه نسبتاً مشخص، فضای بین ذرات را پر می‌کند. این نوع سیمان علاوه بر محیط‌های آب شیرین، در محیط‌های تدفینی نیز تشکیل (Tucker 2001; Flugel 2010; Heidari et al. 2009) و سیمان نسل دوم و سوم محسوب می‌شود. این سیمان گاهی به شکل پرکننده شکستگی‌ها دیده می‌شود و می‌تواند نشان‌دهنده تشکیل آنها در محیط دیاژنزی آب شیرین باشد (Seeling et al. 2005). در نمونه‌های سازند روته در منطقه مطالعه‌شده، بلورهای این سیمان بیشتر به شکل بلورهای درشت‌دانه شفاف، هم‌بعد و هم‌اندازه دیده می‌شوند که اغلب شکستگی‌ها را پر کرده‌اند (شکل ۱۵، d). بیشترین گستره تشکیل این نوع سیمان در برش مطالعه‌شده در ریزرخساره‌های

گرینستونی ته‌نشست‌شده طی پسروی سطح آب دریا به‌ویژه در چرخه رسوبی اول مشاهده می‌شود.

سیمان دربرگیرنده

این نوع سیمان بلورهای بزرگی دارد که چند دانه را در بر می‌گیرد. اندازه بلورها تا چند میلی‌متر هم می‌رسد و اینها حاصل هسته‌زایی با نرخ بسیار کم بلورهای کلسیت و رشد بسیار آهسته‌اند (شکل ۱۵، e).

سیمان دروزی

این سیمان به شکل بلورهای کلسیت پرکننده حفره‌های بین دانه‌ها، آلوم‌های اسکلتي و شکستگی‌ها دیده می‌شود و ویژگی شاخص آن، بلورهای کلسیت بدون آهن بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار است که اندازه آنها معمولاً بزرگ‌تر از ۱۰ میکرومتر است (شکل ۱۵، f). اندازه بلورها به سمت مرکز حفره افزایش می‌یابد. این نوع سیمان شاخص محیط‌های دیاژنزی تدفینی و همچنین متئوریک نزدیک سطح است (Flugel 2010).

فشردگی

فشردگی به مجموعه فرایندهایی گفته می‌شود که حجم توده سنگ را کاهش می‌دهند (Flugel 2010). این وضعیت ناشی از فشار بیش از حدیست که از وزن رسوبات و سنگ‌های بالایی حاصل می‌شود؛ فشار ناشی از تنش‌های تکتونیکی نیز باعث ایجاد این فرایند می‌شود. مهم‌ترین عوامل مؤثر بر تراکم عبارتند از: عمق تدفین، دمای تدفین، فشار آب‌های منفذی و ترکیب شیمیایی آب‌های منفذی (Flugel 2010). در نمونه‌های مطالعه‌شده، آثار فشردگی به دو شکل فیزیکی و شیمیایی مشاهده می‌شوند. در نمونه‌های پکستونی، تراکم زیاد دانه‌ها ممکن است در اثر تراکم مکانیکی باشد که به شکل فشردگی و خردشدگی دانه‌های اسکلتي، خردشدگی و تغییر شکل انیهدا و ایتراکست‌ها مشاهده می‌شود. افزایش عمق

تدفین به ایجاد تراکم شیمیایی منجر می‌شود که در نمونه‌های برش مطالعه‌شده به‌شکل تماس‌های محدب-مقعر، مضرس (میکرواستیلولیت) و استیلولیتی شدن نمایان شده است (شکل ۱۵، g). فشردگی شیمیایی یا انحلال فشاری پس از عملکرد فشردگی فیزیکی روی می‌دهد که در آن، ضخامت لایه‌های آهکی ممکن است بین ۲۰ تا ۳۵ درصد کاهش یابد. طی این فرایند، مواد لازم برای تشکیل سیمان‌های دفنی فراهم می‌شوند (Tucker and Wright 2006; Lambert et al. 1990). استیلولیت‌ها در اعماق متوسط تا کم تشکیل می‌شوند و یکی از شواهد خاص محیط‌های دیاژنزی دفنی‌اند (Tucker 1993; Budd et al. 2000). استیلولیت‌های کم‌ویش موازی در ریزرخساره‌های گرینستونی و مادستونی مشاهده می‌شوند.

جانشینی

فرایند جانشینی در رسوبات سازند روته به‌شکل‌های آهن‌دارشدن و سیلیسی‌شدن دیده می‌شود:

آهن‌دارشدن

ترکیبات آهن‌دار بیشتر در امتداد استیلولیت‌ها، رگچه‌های انحلالی، داخل حجره‌های فسیلی یا در فضای متخلخل دیده می‌شوند. هماتیت طی هوازدهی و اکسیداسیون پیریت یا سایر کانی‌های سولفیدی آهن تشکیل می‌شود (Scholle and Scholle 2006). در سازند روته، آهن‌دارشدن رسوبات فراوان است و عمدتاً به‌شکل پرکننده حفره‌های داخل اسکلتی، حفره‌های انحلالی، آغشتگی زمینه میکرایتی، پرکننده رگه‌ها و در امتداد استیلولیت‌ها مشاهده می‌شود. تصور کلی بر اینست که واردشدن آهن به سیستم‌های رسوبی در اثر آزادشدن آن از سنگ منشأ و سپس فعالیت تحت‌تأثیر شاخص‌های کنترل‌کننده ژئوشیمیایی در محیط‌های رسوبی است. حلالیت آهن در شرایط مختلف ژئوشیمیایی، سازوکار حمل‌ونقل این عنصر و ترکیبات آن را کنترل می‌کند؛ در این میان،

شاخص‌های ژئوشیمیایی مانند Eh، pH و پتانسیل یونی اهمیت دارند. به‌طورکلی، آهن سه‌طرفیتی در Eh احیایی و محیط اسیدی به‌شکل محلول است و در محیط اکسیدی به‌شکل اکسید آهن رسوب می‌کند. از سویی، تغییرات سطح آب دریا در کنترل کردن مقدار آهنی اهمیت دارد که می‌تواند در اثر حرکت مجدد تولیدات حاصل از هوازدهی خشکی به محیط‌های دریایی تأمین شود. در محیط‌های رسوبی دریایی کم‌عمق نزدیک به ساحل، در شرایط آب‌وهوای گرم و مرطوب و محیط اکسیدان، آهن به‌شکل کانی هماتیت ته‌نشین می‌شود؛ همچنین تمرکز آهن در آب‌های جوی معمولاً زیاد است؛ به‌طوری که سنگ‌آهک‌هایی که تحت دیاژنز جوی قرار می‌گیرند، معمولاً مقادیر آهن در آنها افزایش نشان می‌دهد. تجزیه و تحلیل شیمیایی نمونه‌های کربناته رسوبات سازند روته در برش شمال مهاباد نیز نشان داد مقدار میانگین آهن در آنها افزایش چشمگیری نسبت به معادل‌های آراگونیتی عهد حاضر خودشان نشان می‌دهد (جدول ۱). فرایند آهن‌دارشدن در رسوبات برش مطالعه‌شده اغلب در رخساره‌های گرینستونی حاوی سیمان‌های کلسیتی شفاف که مختص محیط‌های دیاژنتیکی جوی‌اند، مشاهده می‌شود. به نظر می‌رسد ورود آهن به محیط رسوبی در نمونه‌های مطالعه‌شده، ورود آب‌های متوریکی غنی از آهن به محیط رسوبی و دیاژنز در محیط اکسیدان بوده است. در نهشته‌های برش مدنظر، فابریک ژئوپتال نیز مشاهده می‌شود. در فابریک ژئوپتال، بخش پایین حفره‌ها با گل آهکی و بخش بالایی با سیمان اسپارایتی پر شده است. فابریک ژئوپتال شاخص خوبی برای تعیین بخش بالایی لایه است. این ساختارها سطح افقی را در زمان رسوب‌گذاری ثبت می‌کنند و در برخی از موارد، شیب اولیه را نشان می‌دهند (Tucker and Wright 1990).

سیلیسی‌شدن

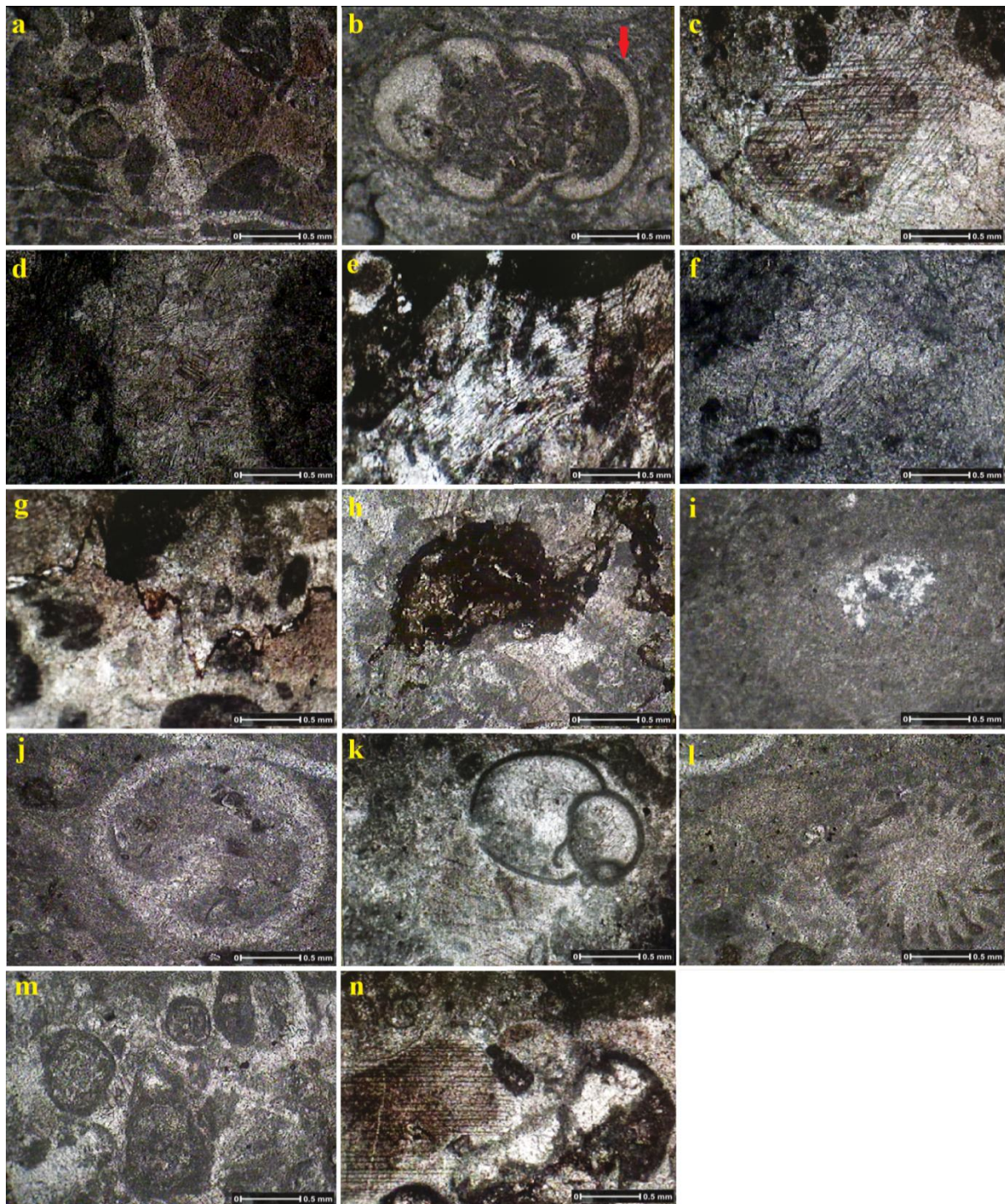
سیلیسی‌شدن فرایند دیاژنزی مهمی در سنگ‌های رسوبی

کربناته است؛ زیرا مطالعه سیلیس‌ها و چرت‌های تشکیل‌شده در این فرایند، بسیاری از جنبه‌های تاریخچه دیاژنز سنگ میزبان را مشخص می‌کند. برخی از مسائل محیط دیاژنزی نظیر میزان غلظت سیلیس در سیالات درون حفره‌ها و زمان سیلیسی‌شدن نسبت به سایر فرایندهای دیاژنزی را می‌توان با بررسی سیلیسی‌شدن مشخص کرد (Hese 1990). سوزن‌های اسفنجی همراه با دیاتومه‌ها و رادیولرها منابع اصلی سیلیس هستند. شکل ۱۵، i سیلیسی‌شدن را به شکل تشکیل بلورهای میکروکوارتز نشان می‌دهد.

نئومورفیسم افزایشی

نئومورفیسم افزایشی نوعی نئومورفیسم و تبلور مجدد

است که در آن، اندازه بلورها افزایش می‌یابد و موزائیک بلورهای ریزتر توسط موزائیک بلورهای درشت‌تر از جنس همان کانی یا پلی‌مورف آن و بدون ایجاد تخلخل بین‌ذره‌ای جایگزین می‌شود (Bathurst 1975)؛ این فرایند می‌تواند به شکل کلسیتی‌شدن بایوکلست‌های آراگونیتی (Ahmad et al. 2006) (شکل ۱۵، j) یا تبدیل کلسیت‌های ریزبلور به درشت‌بلور باشد (Flugel 2004) (شکل ۱۵، k). در بسیاری از موارد، بایوکلست‌های نئومورف‌شده فابریک انتخابی نشان می‌دهند در آنها، بلورهای سیمان تنها داخل پوسته فسیلی تشکیل شده و زمینه بدون تغییر مانده است (Ahmad et al. 2006) (شکل ۱۵، l).



شکل ۱۵- فرایندهای دیاژنزی شناسایی شده در سازند روته؛ **a.** میکرایتی شدن، **b.** سیمان میکرایتی حاشیه دانه، **c.** سیمان سین تکسیال، **d.** سیمان کلسیتی بلوکی، **e.** سیمان پوکیلو توپیک، **f.** سیمان دروزی، **g.** تراکم شیمیایی (استیلولیت) و آهن دار شدن، **h.** سیمان آهن دار **i.** سیلیسی شدن، **j.** نئومورفیسم افزایشی (در پوسته فسیلی)، **k.** نئومورفیسم افزایشی (در زمینه میکرایتی و داخل حجره فسیلی)، **l.** نئومورفیسم افزایشی (تنها داخل حجره فسیلی)، **m.** سیمان گرانولار، **n.** بافت ژئوپتال و سیمان سین تکسیال

مطالعه‌های ژئوشیمیایی

غیرصدفی (غیرآلی) و فراوانی کانی‌های مختلف کربناته از

نوع و میزان اجزای صدفی (اسکلتی و زیستی) و

عوامل کنترل‌کننده فراوانی عناصر فرعی در کربنات‌ها

هستند (Tucker and Wright 1990; Morse and Mackenzie 1990). طی مراحل دیاژنز، کانی‌شناسی و ترکیب کربنات‌ها به‌سوی پایداری بیشتر پیش می‌رود و کانی‌های کربناته مانند آراگونیت و کلسیت پرمینیزم ناپایدار به کلسیت کم‌مینیزم و دولومیت پایدار تغییر می‌یابند. داده‌های ژئوشیمیایی تنها زمانی در دیاژنز رخساره‌ها استفاده می‌شوند که روند دیاژنز و نیز اختصاصات

سنگ‌شناسی شناخته شده باشند. اگر انواع رخساره‌ها با استفاده از شاخص‌های عمده رخساره‌ای تعریف شده باشند، انطباق داده‌های ژئوشیمیایی و میکروفاسیس‌ها موفق خواهد بود (Flügel 2004). جدول ۱ مقادیر عناصر اصلی و فرعی نمونه‌های کربناته سازند روته در منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

جدول ۱- مقادیر عناصر اصلی و فرعی اندازه‌گیری‌شده سنگ‌های کربناته سازند روته در منطقه مورد مطالعه

Sample no	Ca (%)	Mg (%)	Sr (ppm)	Na (ppm)	Mn (ppm)	Fe (ppm)
p.t.23	55.08	0.74	404	140	37	607
p.t.41	54.03	0.69	748	114	49	514
p.t.56	54.24	0.84	631	92	27	663
p.t.59	54.42	0.45	367	100	73	938
p.t.61	54.46	0.58	448	111	44	1062
p.t.68	54.03	0.62	559	111	60	1491
p.t.75	54.14	0.65	664	113	42	915
p.t.84	54.08	0.69	581	100	56	1165
Average	54.31	65.75	550	110.12	48.5	919.37

استرانسیم

در نمونه‌های برش مورد مطالعه، کمترین و بیشترین مقدار استرانسیم به ترتیب ۳۶۷ و ۷۴۸ پی‌پی‌ام و میانگین استرانسیم ۵۵۰ پی‌پی‌ام است. مقدار استرانسیم در نمونه‌های کل کربناته مناطق حاره‌ای بین ۸۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ پی‌پی‌ام متغیر است (Milliman 1974). مقدار استرانسیم با افزایش میزان آراگونیت، افزایش و با افزایش میزان کلسیت، کاهش می‌یابد. معمولاً کانی‌های نیمه‌پایدار کربنات کلسیم هنگام دیاژنز متوریک یا تدفینی به کلسیت تغییر می‌یابند و از این رو، میزان استرانسیم در کلسیت دیاژنتیکی عمدتاً به ضریب توزیع و تمرکز آن در محلول‌های دیاژنزی بستگی دارد. از آنجاکه ضریب توزیع استرانسیم کمتر از ۱ و تمرکز آن در آب‌های متوریکی ناچیز است، کلسیت دیاژنتیکی حاصل از نظر میزان استرانسیم تمرکز کمی خواهد داشت (Adabi and Rao 1991). توالی کربناته سازند روته در برش مورد مطالعه شامل چهار چرخه رسوبی است. مرزهای چرخه‌های رسوبی تشخیص داده‌شده در طول این توالی معرف

بیشترین پسروری آب دریا و به تبع آن، بیشترین رخنمون جوی این رسوبات هستند. شواهد دیاژنز جوی در ریزرخساره‌های مطالعه‌شده به شکل انواع سیمان‌های محیط جوی، نئومورفیسم و آهن‌دار شدن به خوبی مشاهده می‌شود؛ به عبارتی، کاهش میزان استرانسیم در نمونه‌های برش مورد مطالعه به علت تأثیر دیاژنز غیردریایی و متوریکی است (شکل ۱۶، A).

سدیم

مقدار سدیم در سنگ‌آهک‌های سازند روته در برش شمال مهاباد بین ۹۲ تا ۱۴۰ پی‌پی‌ام و میانگین آن ۱۱۰/۱۲ پی‌پی‌ام است. ضریب توزیع سدیم کمتر از ۱ است و تمرکز کمی در آب‌های متوریکی دارد؛ از این رو، مقدار آن در سنگ‌های کربناته‌ای که تحت تأثیر دیاژنز متوریکی قرار می‌گیرند، بسیار کم خواهد بود (Adabi and Rao 1991). یکی از عواملی که در کاهش مقدار سدیم در سنگ‌های آهکی نقش اساسی دارد، ورود آب‌های متوریک و تأثیر دیاژنز جوی به دنبال رخنمون‌یافتن

(Veizer 1986; Rao 1989).

آهن

طی دیاژنز، هنگامی که رسوبات در اعماق و شرایط محیطی احیایی قرار می‌گیرند، کاتیون آهن وارد شبکه کلسیت می‌شود و در صورت قرارگرفتن در محیط اکسیدان به شکل سیمان آهن‌دار در رسوبات کربناته تشکیل می‌شود (شکل ۱۵، g و h). تمرکز آهن در نمونه‌های سازند روته در منطقه مورد مطالعه بین ۵۱۴ تا ۱۴۹۱ پی‌پی‌ام متغیر است (میانگین ۹۱۹/۳۷ پی‌پی‌ام). روند تغییرات مقادیر آهن در نمونه‌های مورد مطالعه ارتباط مستقیمی با تغییرات مقادیر منگنز دارد؛ به‌طوری‌که با افزایش مقدار منگنز طی دیاژنز، مقادیر آهن نیز افزایش می‌یابد.

نسبت استرانسیم به سدیم (Sr/Na) در برابر منگنز

در سنگ‌آهک‌های آراگونیتی حاره‌ای عهد حاضر، مقدار منگنز کم و نسبت استرانسیم به سدیم زیاد (حدود ۳ تا ۵) است؛ درحالی‌که در سنگ‌های آهکی کلسیتی مناطق معتدله عهد حاضر، مقدار منگنز زیاد و نسبت استرانسیم به سدیم کم (حدود ۱) است. سنگ‌آهک‌های سازند روته، نسبت استرانسیم به سدیم زیاد (بیشینه ۵/۸ و میانگین ۴/۸) و منگنز متوسط تا زیاد دارند؛ این مقادیر با نمونه‌های آهکی آراگونیتی حاره‌ای اردوئین تاسمانیا مشابه است. نسبت‌های استرانسیم به سدیم زیاد سنگ‌آهک‌های سازند روته با رسوبات آراگونیتی دریا‌های آب گرم عهد حاضر نیز مشابه است. نمودار تغییرات استرانسیم به سدیم در برابر منگنز (شکل ۱۶، D) نشان می‌دهد همه نمونه‌های سنگ‌آهک‌های روته درون محدوده تعیین‌شده برای سنگ‌آهک‌های آراگونیتی حاره‌ای گوردون قرار می‌گیرند. تشابه بین عناصر فرعی کربنات‌های آراگونیتی دیرینه و عهد حاضر تأییدی بر اینست که سنگ‌آهک‌های سازند روته (واقع در بخش

رسوبات به‌علت افت سطح آب دریاست (مرز چرخه‌های رسوبی تشخیص داده‌شده). مقدار سدیم با افزایش شوری و عمق آب و میزان آراگونیت افزایش می‌یابد؛ ازاین‌رو، معمولاً آب‌های شیرین جوی برخلاف آب‌های شور دریا فقیر از سدیم هستند و با ورود به سیستم‌های کربناته باعث تخلیه سدیم از محیط می‌شوند. مشابه عنصر استرانسیم، مقدار سدیم در این نمونه‌ها کمتر از معادل‌های کربناته عهد حاضر آنهاست. همان‌طور که در شکل ۱۶ مشاهده می‌شود، مقادیر دو عنصر سدیم و استرانسیم نسبت به معادل‌های آراگونیتی عهد حاضر کاهش درخور توجهی نشان می‌دهد. قرارگیری مقادیر استرانسیم و سدیم نمونه‌های سازند روته در محدوده مقادیر متناسب به نمونه‌های سازندهای آراگونیتی مزدوران (Adabi and Rao 1991) و گوردون تاسمانیا (Rao 1990) تأییدی بر ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی این سازند است. شکل ۱۶، B و C تغییرات مقادیر سدیم در برابر منگنز و استرانسیم را در سنگ‌آهک‌های سازند روته نشان می‌دهد.

منگنز

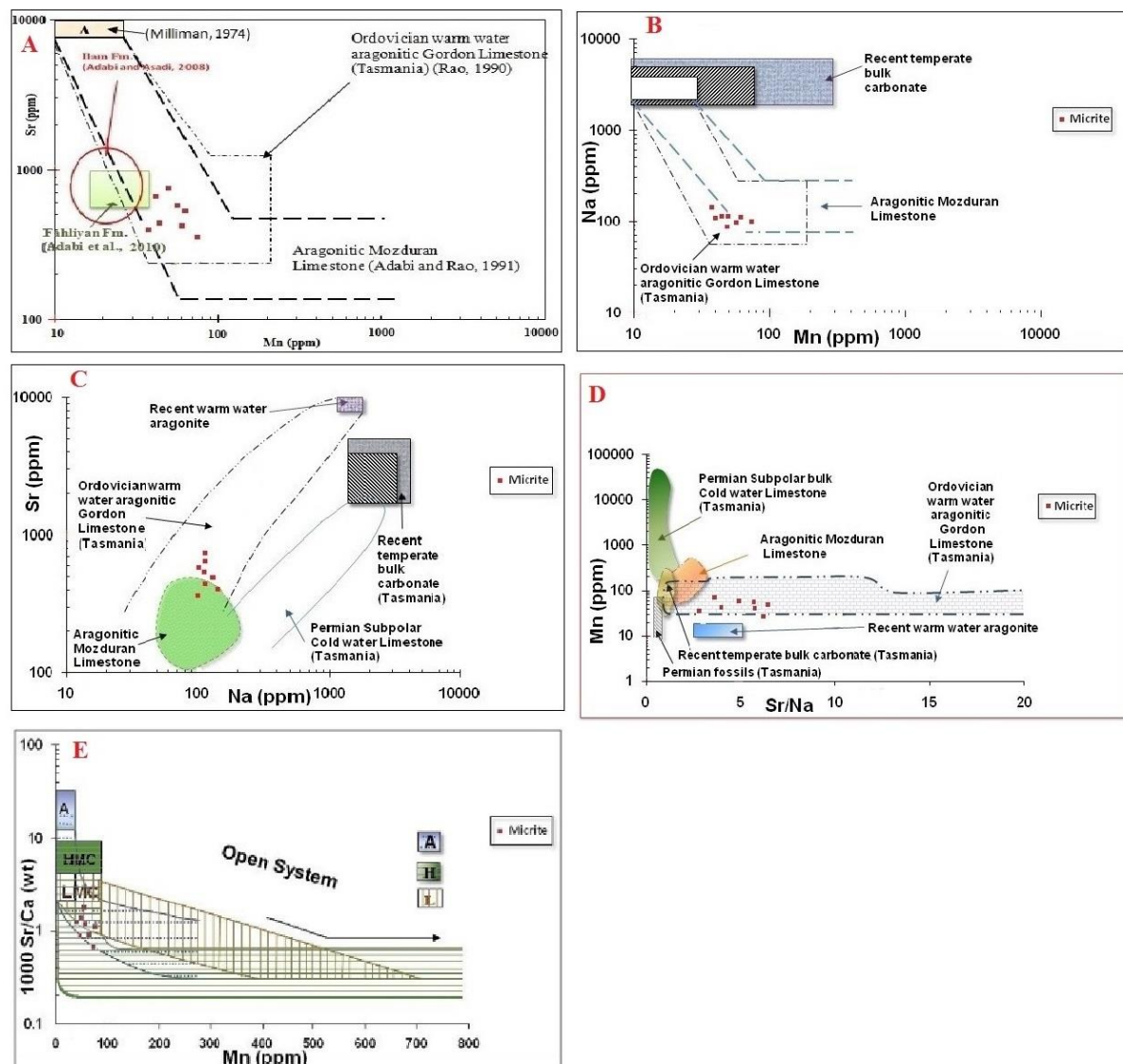
میانگین مقدار منگنز در برش شمال مهاباد ۴۸/۵ پی‌پی‌ام است. همان‌طور که در شکل‌ها مشاهده می‌شود، مقدار منگنز نسبت به نمونه‌های کربناته آب گرم عهد حاضر افزایش یافته و روند افزایش آن بر الگوی ترسیم‌شده برای سازندهای گوردون تاسمانیا و مزدوران دقیقاً منطبق است. ضریب توزیع منگنز حدود ۱۵ است و تمرکز بسیار زیادی در آب‌های متئوریکی دارد. با مشاهده شواهد دیاژنز متئوریکی در ریزرخساره‌های مطالعه‌شده می‌توان دریافت ورود آب‌های قاره‌ای و به دنبال آن، دیاژنز متئوریکی در فضای دیاژنتیکی باز، علت افزایش چشمگیر مقدار منگنز است. این فرایند به تبدیل آراگونیت و کلسیت پرمینیم به کلسیت کم‌مینیم و افزایش سیمان اسپاری در رسوبات منجر می‌شود که کنترل‌کننده میزان منگنز است (Brand and Veizer 1980; Al-Aasm and

کم‌عمق حوضه) کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی داشته‌اند.

نسبت استرانسیم به کلسیم (Sr/Ca) در برابر منگنز

بر اساس نسبت استرانسیم به کلسیم و مقادیر منگنز می‌توان روند دیاژنز غیردریایی در سیستم‌های باز و بسته و نسبت فعل‌وانفعالات آب به سنگ و شرایط اکسیداسیون و احیا را مشخص کرد (Brand and Veizer 1980; Cicero and Lohman 2001). افزایش یافتن میزان منگنز در کلسیت دیاژنتیکی نشان‌دهنده بازبودن سیستم و تأثیر آب‌های احیاکننده است (Cicero and Lohman 2001; Knorich and Mutti 2006). در سیستم دیاژنزی باز، با افزایش تبادلات آب به سنگ (Water-rock interaction)، میزان استرانسیم به کلسیم نسبت به ترکیبات اولیه کاهش

می‌یابد؛ اما در سیستم‌های دیاژنزی نیمه‌بسته (Partly closed) که فعل‌وانفعالات آب و سنگ کمتر از سیستم‌های دیاژنزی باز است، فازهای دیاژنزی تغییرات محسوسی نسبت به ترکیبات اولیه ندارند. مقادیر منگنز در نمونه‌های سازند روته اندکی نسبت به نمونه‌های آراگونیتی اولیه افزایش نشان می‌دهد؛ همچنین نسبت استرانسیم به کلسیم در این نمونه‌ها کاهش یافته است (شکل ۱۶، E). اگرچه میزان تغییرات این عناصر روی نمودار محسوس است، به حدی نیست که به محدوده ترسیم‌شده برای نمونه‌هایی که تحت تأثیر دیاژنز در سیستم باز قرار گرفته‌اند، وارد شود؛ بنابراین استنباط می‌شود این رسوبات تحت تأثیر دیاژنز متوریک در سیستم دیاژنزی نیمه‌بسته قرار گرفته‌اند.



شکل ۱۶- A. مقایسه تغییرات مقادیر استرانسیم و منگنز در سازند روته با محدوده‌های مربوط به سازندهای آراگونیتی مزدوران (adabi and Rao 1991)، سنگ آهک‌های گوردون تاسمانیا (Rao 1990)، سنگ آهک‌های قطبی پرمین (Rao 1991) و آراگونیت‌های آب گرم عهد حاضر (Rao 1991). B. تغییرات مقادیر سدیم و منگنز در سنگ آهک‌های سازند روته همراه با محدوده‌های تعیین شده برای سنگ آهک‌های حاره ای گوردون تاسمانیا (Rao 1990)، سنگ آهک‌های مزدوران و آراگونیت‌های آب‌های گرم عهد حاضر، C. تغییرات سدیم و استرانسیم در سنگ آهک‌های سازند روته؛ داده‌ها درون محدوده ترسیم شده برای سنگ آهک‌های حاره‌ای گوردون با کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی قرار گرفته‌اند، D. تغییرات منگنز در برابر نسبت استرانسیم به سدیم در سنگ آهک‌های سازند روته، E. تغییرات میزان منگنز در برابر نسبت استرانسیم به کلسیم در سنگ آهک‌های سازند روته

ائوژنز (محیط دیاژنزی دریایی)

شواهد دیاژنز دریایی توسط فرایندهای دیاژنزی میکراتیتی شدن، سیمان سین‌تکسیال و سیمان میکراتیتی حاشیه دانه تشخیص داده شده‌اند. تشکیل سیمان سین‌تکسیال در برخی از موارد در رابطه با دیاژنز اولیه

توالی دیاژنتیکی

بر اساس شواهد پتروگرافی و تجزیه و تحلیل‌های عنصری، فرایندهای دیاژنتیکی سنگ آهک‌های سازند روته در برش شمال مهاباد طی سه مرحله ائوژنز، مزوژنز و تلوزنز انجام شده‌اند.

دریایی است (Ahmad et al. 2006)؛ اشباع‌شدگی محیط، آزادشدن گاز دی‌اکسیدکربن، فوق‌اشباع‌شدن محیط از بیکربنات و عبور آب و سیالات از داخل رسوبات از جمله شرایط تشکیل این نوع سیمان در رسوبات به شمار می‌آیند (Tucker and Wright 1990). در نمونه‌های مورد مطالعه، در بسیاری از رخساره‌های گریستونی تشکیل‌شده در محیط بار کربناته، پوشش میکرایتی اطراف آلوم‌ها مشاهده می‌شود و برخی از آلوم‌ها (به‌ویژه ائیدها و بایوکلست‌ها) به‌طور کامل میکرایتی شده‌اند. سیمان میکرایتی اطراف دانه‌ها عمدتاً در رخساره‌های گریستونی مربوط به بار و همچنین رخساره‌های پکستونی مشاهده شده است.

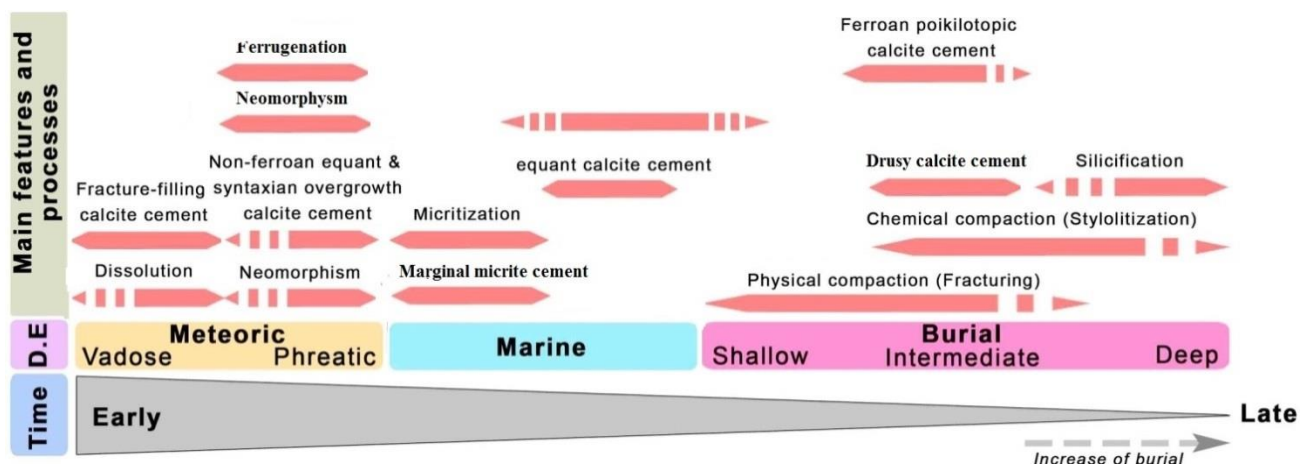
موزونز (محیط دیاژنزی تدفینی)

در نمونه‌های مورد مطالعه، آثار دیاژنزی تدفینی به‌شکل فشردگی فیزیکی، سیمان کلسیتی دروزی، استیلولیتی‌شدن، سیمان کلسیتی پویکیلوتوپیک و سیلیسی‌شدن مشاهده شده‌اند. در برخی از نمونه‌های گریستونی، استیلولیت‌هایی مشاهده می‌شوند که هر دوی آلوم‌ها و سیمان را قطع کرده‌اند. آلوم‌های خردشده و خمیده‌شده و تماس‌های بین‌دانه‌ای محدب-مقعر معرف فشردگی مکانیکی حاصل از افزایش فشار ناشی از افزایش عمق تدفین است.

تلولونز (محیط دیاژنزی متوریک)

شیوه گسترش عمودی رخساره‌های سازند روته در برش شمال مهاباد (شکل ۱۴) نشان می‌دهد این رسوبات در مجموع چهار بار رخنمون جوی یافته‌اند و در معرض

آب‌های متوریک قرار گرفته‌اند. این آب‌ها معمولاً شوری کمی (چندین میلی‌گرم در لیتر) دارند و میزان کلسیم در این آب‌ها متفاوت، اما معمولاً مقادیر منیزیم و سدیم در آنها کم است (Rahimpoor Bonab 2010). همان‌طور که در بخش ژئوشیمی گفته شد، اثر آب‌های جوی در محیط دیاژنزی متوریک باعث غنی‌شدن این رسوبات از آهن و منگنز و تخلیه سدیم و استرانسیم شده است. در محیط‌های فریاتیک آب شیرین، فضاهای خالی بین آلوم‌ها همیشه پر از آب است و ممکن است باعث انحلال کانی‌های ناپایدار مانند آراگونیت کلسیت پرمیزیم شود. عوامل تأثیرگذار بر فرایندهای دیاژنزی در این محیط‌ها عبارتند از: اندازه دانه‌ها، تخلخل و نفوذپذیری رسوبات، شیمی آب‌های درون‌حفره‌ای، آب‌وهوا، پوشش گیاهی و موقعیت جغرافیایی (James and Choquete 1990; Tucker and Wright 1990). در نمونه‌های مورد مطالعه، آثار دیاژنزی متوریک به‌شکل فرایندهای سیمان کلسیتی بلوکی، سیمان کلسیتی غیرآهن‌دار، سیمان سین‌تکسیال، کلسیت اسپاری، انحلال، نئومورفیسم و آهن‌دارشدن مشاهده می‌شود. (Halley and Harris 1979) و (Longman 1980) معتقدند در این مرحله، برخی از سیمان‌های نسل دوم شامل موزائیک سیمان هم‌بعد، سیمان بلوکی و سیمان سین‌تکسیال ممکن است ته‌نشست شوند؛ نئومورفیسم افزایشی به‌شکل تبدیل میکرایت به میکرواسپار نیز ممکن است در این مرحله اتفاق افتد (Heidari 2009)؛ وجود اکسید آهن به‌شکل آهن‌دارشدن و سیمان آهن بین آلوم‌ها و فسیل‌ها این واقعیت را تأیید می‌کند (شکل ۱۵، g و h). شکل ۱۷ فرایندهای دیاژنزی اصلی سازند روته و محیط‌های دیاژنتیکی آنها را در سازند روته نشان می‌دهد.



شکل ۱۷- فرایندهای دیاژنزی اصلی سازند روته و محیط‌های دیاژنتیکی آنها

نتیجه

دیاژنز متئوریک قرار گرفته‌اند. شواهد دیاژنز جوی بیشتر به‌شکل فرایندهای سیمان کلسیتی گرانولار، سیمان کلسیتی بلوکی، سیمان سین‌تکسیال، آهن‌دار شدن و ئئومورفیسم و شواهد تدفین عمیق توسط فرایندهای فشردگی فیزیکی، سیمان کلسیتی دروزی، استیلولیتی‌شدن، سیمان کلسیتی پویکیلوتوپیک و سیلیسی‌شدن مشاهده می‌شوند. ورود آب‌های جوی باعث غنی‌شدن این رسوبات از منگنز و آهن و تهی‌شدن آنها از سدیم و استرانسیم شده است. مقایسه تغییرات عناصر فرعی سازند روته با عناصر فرعی سازندهای مشابه روی نمودارهای ژئوشیمیایی نشان می‌دهد کانی‌شناسی اولیه این رسوبات آراگونیت بوده است. طی پسروری سطح آب دریا در مرز چرخه‌های رسوبی، دیاژنز جوی در حضور آب‌های اشباع از کربنات کلسیم باعث تبدیل آراگونیت ناپایدار به کلسیت کم‌منیزیم پایدار شده است. نمودار نسبت استرانسیم به کلسیم در برابر منگنز نیز تأثیر دیاژنز متئوریک را در سیستم دیاژنزی نیمه‌بسته تا باز تأیید می‌کند.

References

- Adabi M.H. and Rao C.P. 1991. Petrographic and geochemical evidence for original mineralogy of upper Jurassic carbonate (Mozduran formation), Sarakhs area, Iran. *Sedimentary Geology*, 72: 253-267.
- Adabi M. H. Salehi M.A. and Ghabeishavi A. 2010. Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of lower

سازند روته در برش شمال مهاباد متشکل از سنگ‌های کربناته عمدتاً متوسط تا ضخیم‌لایه کرم تا خاکستری‌رنگ است. مطالعه‌های پتروگرافی و میکروسکوپی رخساره‌ها به شناسایی ۱۵ ریزرخساره منجر شدند که در ۷ کمربند رخساره‌ای سوپراتایدال، اینترتایدال، لاگون، بار، دریای باز، رمپ میانی و رمپ خارجی ته‌نشین شده‌اند. محیط رسوبی این سازند به‌علت وجودنداشتن رخساره‌های دوباره‌نهشته‌شده، مقاطع و رسوبات مربوط به جریان‌های ثقلی در این رسوبات، وجودنداشتن آنکوئیدها، پیژوئیدها و آگرگات‌ها و وجودنداشتن ریف‌های پیوسته سدی به‌عنوان رمپ کربناته هموکلینال تشخیص داده شد. توزیع عمودی رخساره‌های تشکیل‌دهنده سازند روته به شناسایی دسته رخساره‌های معرف پیشروی و پسروری آب دریا و به دنبال آن، شناسایی توالی‌ها، سیستم‌تراکت‌ها و مرزهای سکانسی منجر شد؛ بر این اساس، چهار چرخه رسوبی شناسایی شدند. شواهد پیشروی آب دریا و روند عمیق‌شوندگی توسط فرایندهای دیاژنزی دریایی انجام‌شده به‌ویژه در رخساره‌های معرف سیستم تراکت پیش‌رونده (TST) به‌خوبی مشاهده شدند. این فرایندها اغلب شامل میکرایتی‌شدن و سیمان میکرایتی حاشیه دانه‌ها هستند. طی پسروری آب دریا (مرز چرخه‌های رسوبی)، رسوبات رخنمون جوی یافته‌اند و تحت تأثیر

- area, Central Iran. *Zeitschrift fur Geophysics*, 39: 953-963.
- Berberian M. and King G.C.P. 1981. Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science*, 18: 210-265.
- Brand U. Veizer J. 1980. Chemical diagenesis of multicomponent carbonate system, Stable isotopes. *Journal of sedimentary Petroleum*, 51:987-997.
- Budd D.A. 1992. Dissolution of high-Mg calcite fossils and the formation of biomolds during mineralogical stabilization. *Carbonates and Evaporites*, 7: 74-81.
- Budd D.A. Hammes U. and Ward W.B. 2000. Cathodoluminescence in calcite, New insights on Mn-activation, Fe-quenching and sensitizing by Pb and Zn using synchrotron X-ray fluorescence. *Journal of Sedimentary Petrology*, 70: 217-226.
- Burchette T.P. Wright V.P. 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79: 3-5
- Burek P.J. and Furst M. 1975. Paleo magnetic implications of the Lower Paleozoic uplifts (Kuh-e-Kahkum and Surmeh) in the Zagros mountains, Iran. *Proceedings of Tehran Symposium, Geodynamics of SW Asia. Geological Survey of Iran (abstract)*.
- Cicero A. and Lohman K.C. 2001. Sr/Mg variation during rock-water interaction: Implication for secular changes in the elemental chemistry of ancient seawater. *Geochimical et Cosmochimical Acta*, 65: 741-761.
- Clari P.A. Martire L. 1996. Interplay of cementation, mechanical, compaction and chemical compaction in nodular limestone of the rosso ammonitico veronese (Middli-Upper Jurassic, Northeast Italy). *Journal of Sedimentary Research*, 66: 447-458.
- Dunham, R.G. 1962. Classification of carbonate rocks According to depositional texture. *American Association of Petroleum Geologists*, 108-121.
- Eftekhari Nezhad j. 1980. Geological map of Mahabad, 1:100000, Geological survey of Iran, Tehran.
- Flügel E. 2010. *Microfacies of carbonate rocks*, Springer, 984 p.
- Folk R.L. 1962. Practical petrographic classification of lime stones. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 43:1-38.
- Ghasemi Nejad E. 2002. Biostratigraphy and depositional history of the Paleozoic deposits in the south of Alborz basin, Based cretaceous carbonates (Fahlian Formation), southwest Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39:148-160.
- Ahmad A.H.M. Bhat G.M.M. and Azim Khan H. 2006. Depositional environments and diagenesis of the Kuldhar and Keera Dome carbonates (Late Bathonian-Early Callovian) of western India. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27: 765-778
- Al-Aasm I.S. and Veizer J. 1986. Diagenetic stabilization of aragonite and low-Mg calcite, II. Stable isotopes in Rudists. *Jour, Sedimentary Petrology*, 56:763-770.
- Angiolini L.M. Balini E. Garzanti A. Nicora A. Tintori S. Crasquin-Soleau. and Muttoni G. 2003. Permian climatic and paleo geographic changes in northern Gondwana: the Khuf Formation of interior Oman. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, 191:269-300.
- Asserto R. 1963. The Paleozoic formations in central Elborz (Iran). Preliminary Note *Rivista Italiana di Paleontology Stratigraphic*, 69:503-543.
- Babakhoie G. Adabi M.H. Jahani D. and Zobeyri M. 2013. Sedimentary environment and sequential stratigraphy of the Ruteh Formation in the Sibestan region (Central Alborz). *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 29(1):43-58.
- Bacelle L. and Bosellini A. 1965. Diagrammi per lastima visiva della composizione percentuale nelle rocce sedimentary. *Science Geologic he e Paleontologiche*, 4: 59-62.
- Bastami L. M. Mousavi R. Hosseini Barzi M. 2016. Microfacies, sedimentary environment and relative changes in sea level in the Ruteh Formation, Sangsar and Makarood sections, Central Alborz, *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 32(65):1-28
- Bastami Bandpei L. Mousavi Tasouj M. and Hosseini Barzi M. 2017. Diagenesis and geochemistry processes of Ruteh Formation in Khor, Sangsar (Southern Range of Central Alborz) and Makarood (Northern Range of Central Alborz). *Earth Knowledge Researches*, 34: 53-74.
- Bathurst R.G.C 1971. Carbonate sediments and their diagenesis. Elsevier, Amsterdam, p. 620.
- Bathurst R.G.C. 1975. Carbonate sediments and their diagenesis. New york, Elsevier Science Publication Company, p. 658.
- Becker H. Forste H. and Soffel H. 1973. Central Iran, a former part of Gondwana? Paleomagnetic evidence from Infra Cambrian rocks and iron ores of the Bafq

- the Oligo-Miocene of the central Mediterranean. *Journal of Sedimentary Research*, 76: 871-888.
- Lambert L. Durlot C. Loreau J.P. and Marnier G. 2006. Burial dissolution of micrite in Middle East carbonate reservoirs (Jurassic-Cretaceous), Keys for recognition and timing. *Marine and Petroleum Geology*, 23:79-92.
- Lankarani M. and Amini A.H. 2008. Sequence stratigraphy of Permian deposits (middle asaroka super sequence) in Gaduk area, central Alborz, Iran. *Iranian Journal of Geology*, 2(8): 29-45.
- Lasemi Y. (2000). Facies, sedimentary environments, and sequential stratigraphy of Upper Precambrian and Paleozoic sediments of Iran, Geological Survey & Mineral Explorations of Iran, p.180
- Lee Y.I. Hyeong K. and Yoo C.M. 2001. Cyclic sedimentation across a middle Ordovician carbonate ramp (Suwibong Formation), Korea. *Facies*, 44:61-74
- Longman M.W. 1980. Carbonate diagenetic textures from near surface diagenetic environments. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 64: 461-487.
- Macneil A. and Jones B. 2003. Dolomitization of the Pedrocastle Formation (Pliocene), Cayman Brac, British West Indies. *Sedimentary Geology*, 162: 219-238.
- Maliva R.G. Siever R. 1989. Nodular chert formation in carbonate rocks. *J. Geol*, 97: 421-433.
- Mamet B. 1991. Carboniferous calcareous algae, In: R. Riding, *Calcareous algae and stromatolites* (Ed.). Springer-Verlag, Berlin, 370-451.
- Mc Elhinny M.W. 1970. Paleo magnetism of the Cambrian purple sandstone from the salt range, West Pakistan. *Earth and Planetary Science Letters*, 8:149-156.
- Meyers W.J. 1977. Chertification in the Mississippian Lake Valley Formation, Sacramento mountains, New Mexico. *Sedimentology*, 24: 75-105.
- Milliman J.D. 1974. *Marine carbonates*. Springer-Verlag, New York.
- Milliman J.D. Freile D. Steinen R.P. and Wilber R.J. 1993. Great Bahama bank aragonite muds: Mostly inorganically precipitated, mostly exported. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63:589-595.
- Mokhtarpour H. 1997. Petrography, sedimentary environments and sequences of Permian rocks in Alborz area, north of Iran: Ph.D. thesis, Islamic Azad University, Science and Research Branch, 229 p.
- on foraminifera. *Iranian International Journal of Science*, 3(1): 93-114.
- Ginsburg R.N. and Hardie L.A. 1975. Tidal and storm deposits northwestern Andros Island, Bahamas. In: Ginsburg, R. (Ed.), *Tidal Deposits*, 23: 201-208.
- Glaus M. 1964. Trias und oberperm in zentralen Elburs (Persian). *Eclogae Geol. Helv.* 57(2): 497-508.
- Halley R.B. and Harris P.M. 1979. Fresh water cementation of a 1000 year-old oolite. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49: 969-988.
- Haijun Zh. Lin D. Xulian W. Qingshan W. and Guoyin X. 2006. Carbonate diagenesis controlled by glacioeustatic sea-level changes, A case study from Carboniferous-Permian boundary section at Xikou, China. *Journal of China University of Geosciences*, 17(2): 103-114.
- Heidari A. Mahboobi A. Mousavi Harami R. 2009. Diagenesis history of Carbonate rocks from Chehel Kaman Formation (Late Paleocene) in western Kopeh-Dagh sedimentary basin. *Geology of Iran*, 12: 13-28.
- Hesse R. 1990. Silica diagenesis, Origin of Inorganic and replacement cherts, In: McIlreath A. Morrow D.W. (Eds.), *Diagenesis*. Geosciences Canada, 4: 253-275.
- Hosni R. Mousavi M. Lankarani M. and Aharipour R. 2010. Facies, sedimentation environments and sequential stratigraphy of Permian deposits in the Khosh Yeylagh region: Iran *Geology*, 24, pp. 19-32.
- Hunt D. and Tucker M.E. 1992. Stranded Para-sequences and the forced regressive wedge systems tract deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, 81: 1-9.
- James N.P. and Choquette P.W. 1990. Limestones, the meteoric environment. In, McIlreath I.A. Morrow D.W. (Eds.) *Diagenesis*. Geoscience Canada, 7:13-34.
- Jordan C.F. and Abdullah M.V. 1988. Arun field, a giant gas-condensate field producing from Miocene reef facies, North Sumatra basin, Indonesia. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Tulsa, 72: 203.
- Kak Mam O. Adabi M.H. Sadeghi A. and Nikandish A.A. 2013. Assessment of microfacies, diagenetic processes and sedimentary environment of Asmari Formation in southern Rig anticline. *Earth Science Researches*, 4:76-94
- Knorrich A.C. and Mutti M. 2006. Missing aragonitic biota and the diagenetic evolution of heterozoan carbonates, a case study from

- Ross C.A. and Rosss J.P.R. 1987. Paleozoic sea level and depositional sequences. Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publications, 24:137-149.
- Samankassou E. Tresch J. and Strasser A. 2005. Origin of peloids in early Cretaceous deposits, Dorset. South England Facies, 51: 264-273.
- Sanders D. 2001. Burrow-mediated carbonate dissolution in rusidit biostromes (Aurisina, Italy), Implications for taphoomy in tropical, shallow subtidal carbonate enviroments. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 168: 39-74.
- Scholle P.A. and Scholle D.S. 2006. A Colore Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Textures, Porosity, Diagenesis. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, U.S.A, p. 459.
- Seelin M. Emmeric A. Bechsta T. and Zuhlke R. 2005. Accommodation/sedimentation development and massive eraly marine cementation, Latemarvs Concarena (Middle-Upper Triassic, Southern Alps). Sedimentary Geology, 175: 439-457.
- Shinn E. R. Ginsburg N. Lyuod R.M. 1965. Recent supratidal dolomite from Andros island, Bahamas. Paleontologists and Mineralogists, 180 p.
- Shinn E. 1983. Tidal X ats, In: Acholle P.A. et al. (Eds.), Carbonate depositional environments. American Association Petroleum Geology, 33: 171-210.
- Soffel H. and Forster H.G. 1977. Preliminary polar wander path of central Iran and Lut block (abstract). American Geophysical Union, 58 (9): 898.
- Soffel H. Forster H. and Becker H. 1975. Preliminary polar wander path of central Iran. Journal of Geophysics (Zeitschrift fur Geophysics), 41: 541-543.
- Stocklin J. 1974. Passive ancient continental margins in Iran. In: Burk C. A. Drake C. L. (Eds.), The Geology of Continental Margins. Springer- Verilog, New York, p. 873-887
- Tucker M.E. 2001. Sedimentary petrology: An introduction to the origin of sedimentary rocks. Blackwell Science, p. 272
- Tucker M.E. Wright V.P. 1990. Carbonate sedimentology. Blackwell, Oxford, p. 482.
- Vachard D.P. Lavein S. Zhang G. and Lemoigene Y. 1991. Calcareous microfossils from the upper Visean of Jinhu near Guangzhou, republic of China. Geobis, p. 675-681.
- Vachard D. and Flores A. 2002. Discovery of Late Devonian/Earliest Mississippian microfossil
- Noble J.P.A. and Van Stempvoort D.R. 1989. Early burial quartz authigenesis in Silurian platform carbonates, New Brunswick, Canada. J, Sidimentary Petrology, 59:65-76.
- Noorafkan Kondrood Kh. 2000. Facies, sedimentary environment and upper Permian rocks sequences in the Ajbashir region, East Azarbaijan, Master's thesis, Tarbiat Moallem University.
- Partoazar H. 1995. Permian System in Iran: Geological Survey & Mineral Explorations of Iran, 340 pp.
- Pomar L. 2001. Types of carbonate platforms: a genetic approach. Basin Research, 13: 313-334.
- Rahimpoor Bonab H. 2010. Carbonate Petrology. Tehran Uiversity Press, p. 550.
- Rao C.P. 1981. Geochemical differences between tropical (Ordovician) and subpolar (Permian) carbonates, Tasmania, Australia. Geology, 9: 205-209.
- Rao C.P. 1989. Geochemistry of Gordon limestone (Ordovician), Mole Creek, Tasmania, Australia. Aust. Journal of Earth Sciences, 36: 65-71.
- Rao C.P. 1990. Geochemical characteristics of cool-temperate carbonates, Tasmania, Australia. Carbonates and Evaporites, 5: 209-221.
- Rao C.P. 1991. Geochemical differences between subtropical (Ordovician), Temperate (Recent and Pleistocene) and subpolar (Permian) carbonates, Tasmania, Australia. Carbonates and Evaporites, v. 6, p. 83-106.
- Rao C.P. and Adabi M.H. 1992. Carbonate minerals, Major and minor elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with water depth in cool, temperate carbonates, Western Tasmania, Australia. Marine Geology, 103: 249-272
- Robertson A. H. F. 1977. The origin and diagenesis of cherts from Cyprus. Sedimentology, 24: 11-30.
- Read F. 1985. Carbonate platform facies models. American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 69(1): 1-21.
- Renema W. 2006. Large benthic foraminifera from the deep photic zone of a mixed siliciclastic-carbonate marine. Micropaleontology, 58: 73-82.
- Romero J. E. Caus. and Rossel J. 2002. A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on Late-middle Eocene deposits on the margin of the south pyrenean basin. Paleogeography, paleoclimatology, Paleoecology, 179: 43-56.

- Wendt J. Kaufmann B. Belka Z. Farsan N. and Karimi Bavandpur K. 2002. Devonian/lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and paleogeography of Iran, part I, Southeastern Iran. *Acta Geological Polonica*, 52: 129-168.
- Wensink H. Zuderveld J.D.A. and Varekamp J.C. 1978. Paleomagnetism and ore mineralogy of some basalts of the Geiroud Formation of late Devonian-early Carboniferous age from the southern Alborz, Iran. *Earth and Planetary Science Letters*, 41 (4): 441-450.
- Wilson J.L. 1975. Carbonate facies in Geological history, Springer, 471 p.
- in Salvador patlanoay (Pueblo, Mexico): Biogeographic and Geodynamic Consequences. *Geosciences*, 15:1094-1101.
- Veizer J. 1983. Trace element and isotopes in sedimentary carbonate. *Review in Mineralogy*, 11: 265-300
- Weedman Suzanne D. Brantley Susan L. Shiraki R. and Simon R. 1996. Diagenesis, compaction and fluid chemistry modeling of sandstone near a pressure seal, Lower Tuscaloosa Formation, Gulf coast. *American Association of Petroleum Geologists*, 80:1045-1063.

