



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

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches University of Isfahan
E-ISSN: 2423-8007
Document Type: Research Paper
Vol. 36, Issue 3, No. 80, Autumn 2020, pp.55-76
Received: 15.01.2020 Accepted: 13.07.2020

Microfacies, depositional environment, sequence stratigraphy and diagenetic process affected the Doroud Formation in the Eram Section (south Neka), north flank of central Alborz

Hamideh Noroozpour*

Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Payame Noor University (PNU), Tehran, Iran
hamideh.noroozpour@pnu.ac.ir

Abstract

The Permian deposits (Doroud Formation) are exposed in a wide area of central Alborz. A stratigraphic section of Permian deposits in the Eram section (South Neka) has been selected for the study of facies, depositional environments, sequence stratigraphy, and diagenetic processes. The 320 m thick Doroud Formation in the study area mainly consists of intercalation of limestones and sandstones. Field and petrographic studies of thin sections led to identifying four siliciclastic petrofacies and three carbonate microfacies. These facies are deposited in four facies belts, including fluvial, coastal, lagoon, and shoal. The low diversity of facies and the gradual change of facies belts, the absence of turbidites, and the absence of large barrier reef indicate that the Permian deposits in the study area were deposited on a carbonate ramp. Also, based on the absence of turbidite deposits of a deep marine environment, it can be deduced that the depositional environment of the Doroud Formation is homoclinal. Two third-order depositional sequences have been identified in the studied interval of the Doroud Formation. Different diagenetic processes have been affected on the studied interval in the study area, most notably dolomitization, cementation, mechanical and chemical compaction, pyritization, fracturing, and neomorphism.

Keywords: Doroud Formation, Facies, Sedimentary environment, Diagenesis, Permian, Alborz

Introduction

The Alborz zone is one of the important geological zones of Iran, which is spread east-west in the northern part of Iran and extends from Azerbaijan to Khorasan (Aghanabati 2004). The study of the rock units of the Permian system in Iran has been done by Assereto (Assereto 1963) and Glaus (Glaus 1964), so that the type section of Doroud and Ruteh formations was first introduced by Assereto (Assereto 1963). During the Permian, carbonate sediments belonging to shallow marine environments were mainly composed of small and large benthic foraminifera along with green and red algae (Vachard et al. 2001; 2002; 2011; Boudagher-Fadel 2008; Parvizi et al. 2013). The studied stratigraphic section is located in the south of Neka city and the west of Eram village and is located in the geographical position of 36° 25' 28" north latitude and 53° 36' 42" east longitude in the northern flank of Alborz. The lower and upper boundaries of Doroud Formation in the Eram section with Mobarak and Ruteh formations are in the form of erosive discontinuities. So far, numerous paleontological, sedimentological, and stratigraphic studies have been studied on the Doroud, Ruteh and Nesen formations, especially in the western and central Alborz and to a lesser extent, the eastern Alborz. In this research, the determination of the palaeoenvironmental model, sequence stratigraphy, and diagenesis processes of the Doroud Formation in the Eram section are the main targets.

Materials & Methods

This research is conducted in two stages including field and laboratory. Overall the number of 26 hand specimens collected from 320 meters thickness of the Doroud Formation in the Eram stratigraphic section. The petrographic analysis was performed by a polarizing microscope. Pettijohn classification (1987) and Dunham classification (Dunham, 1962) have been used to name clastic and carbonate rocks, respectively. The investigation of the sedimentary environment and facies types are based on the study of their lateral and vertical changes, and comparison with modern and ancient environments (Flügel 2010). The combination of the results obtained from field and laboratory studies in the study section has led to the identification and description of the main carbonate and clastic facies. Sequence stratigraphic studies have been done by considering methods described by Hunt and Tucker (Hunt and Tucker 1992).

Discussion of Results & Conclusions

The Doroud Formation in Eram section with a thickness of 320 meters is one of the remarkable outcrops of Lower Permian deposits in the northern flank of Central Alborz. Field observations and detailed petrographic examination of samples of the Doroud Formation in the Eram section led to the identification of seven siliciclastic and carbonate facies

*Corresponding author

Copyright©2020, 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.

types (subarkose, chertarnaite, mixed calcareous sandstone, imperforate foraminifera packstone, oncoids packstone-grainstone, bioclast grainstone, and ooid grainstone) belonging to the four facies belts of the fluvial, coastal, lagoon, and sand shoal (Wilson 1975, Lasemi; 1990, Flugel 2010). The low diversity of facies and the gradual change of facies belts, the absence of turbiditic deposits, and the absence of large barrier reef indicate that the Permian deposits in the study area were deposited on a carbonate ramp. In this study, two third-order depositional sequences have been identified

in the studied interval of the Doroud Formation. The most important diagnostic diagenetic processes affecting the siliciclastic and carbonate deposits of Doroud Formation can be micritization, boring, cementation, neomorphism, mechanical and chemical compaction, dolomitization and pyritization, silicification and fracturing. According to the field and petrographic studies on Permian deposits in the study area, it can be concluded that the deposits have gone through three stages of eugenics, mesogenesis, and telogenesis diagenetic environments.

بررسی رخساره‌ها، محیط رسوبی، چینه‌نگاری سکansı و فرایندهای دیاژنزی مؤثر بر نهشته‌های سازند دورود در برش ارم (جنوب شهرستان نکا) در دامنه شمالی البرز مرکزی

حمیده نوروزپور*، استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

hamideh.noroozpour@pnu.ac.ir

چکیده

نهشته‌های پرمین (سازند دورود) در گستره وسیعی از ناحیه البرز مرکزی رخنمون دارند. در این پژوهش یک برش چینه‌شناسی از نهشته‌های پرمین در برش ارم (جنوب شهرستان نکا) برای بررسی رخساره‌ها، محیط رسوبی، چینه‌نگاری سکansı و فرایندهای دیاژنزی مؤثر بر آنها انتخاب شده است. ضخامت سازند دورود در این برش، ۳۲۰ متر بوده و به‌طور عمده از تناوب سنگ آهک و ماسه‌سنگ تشکیل شده است. بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی مقاطع نازک میکروسکوپی، امکان تفکیک ۴ رخساره آواری و ۳ رخساره کربناته را میسر کرده است. این رخساره‌ها در چهار کمربند رخساره‌ای رودخانه‌ای، ساحلی، لاگون و تپه‌های ماسه‌ای زیرآبی نهشته شده‌اند. تنوع کم رخساره‌ها و تدریجی بودن روند تبدیل کمربندهای رخساره‌ای به یکدیگر، نبود نهشته‌های توربیدیتی و نیز نبود آثار ریف‌های بزرگ سدی نشان می‌دهد بخش‌های آواری نهشته‌های پرمین در ناحیه بررسی شده در محیط ساحلی و رودخانه‌ای و بخش‌های کربناته در یک پلتفرم کربناته از نوع رمپ با شیب یکنواخت ته‌نهشت یافته‌اند. در توالی مطالعه‌شده از سازند دورود، دو سکانس رسوبی درجه ۳ شناسایی شده است. در ناحیه بررسی شده، فرایندهای گوناگون دیاژنزی بر توالی مطالعه‌شده این سازند مؤثر بوده که مهم‌ترین آنها، دولومیتی‌شدن، سیمانی‌شدن، فشردگی مکانیکی و شیمیایی و پیریتی‌شدن، شکستگی و نوشکلی است.

واژه‌های کلیدی: سازند دورود، رخساره، محیط رسوبی، دیاژنزی، پرمین، البرز

* نویسنده مسئول: ۰۹۲۲۱۸۹۷۶۴۷

مقدمه

عبور از کربونيفر به پرمين با يك دوره گسترش شديد يخچال‌ها همراه بوده و موجب ذوب يخچالی در آسيلين پسین - ساکمارين پيشين (Wopfner 2001) و پيشروی دریای پرمين شده است. بر اثر اين پيشروی در حوضه البرز، رسوبات مختلط سيلیسی‌آواری - کربناته سازند دورود نهشته شده‌اند. گسترش جغرافیایی نهشته‌های پرمين در ايران بسيار زياد بوده و اين باور وجود دارد که در زمان کربونيفر پایانی يا پرمين پيشين، با آرام گرفتن رخدادهاي زمين‌ساختی هرسي‌نين و فرونشینی زمين، شرايط لازم برای پيشروی گسترده دريا فراهم آمده است؛ به گونه‌ای که بسياری از فرايوم‌های قدیمی با دریای کم‌ژرفا و پيش‌رونده پرمين پوشيده شده است و سنگ‌های پرمين روی ردیف‌های گوناگون کربونيفر، دونين، سيلورين، اردويسين و کامبرين دیده می‌شود. در اين زون، سه واحد سنگ‌چينه‌ای به نام‌های سازند دورود (در زیر)، روته (در وسط) و نسن (در بالا)، معرف توالی‌های پرمين است. اين سازندها هریک به تنهایی یک چرخه رسوبي کامل است که میان دو سطح فرسایشی جای دارند (Aghanabati 2004).

در البرز برون‌زدهای گسترده‌ای از سنگ‌های پرمين وجود دارد؛ با وجود اين در البرز، به‌ویژه در البرز شرقی فقط پژوهش‌های محدودی درباره رخساره‌ها و محیط رسوبي این نهشته‌ها انجام شده است که ضرورت نگرش دقیق‌تر را ايجاد می‌کند. در اين پژوهش، رخنمون‌های توالی پرمين در برش ارم بررسی شده است. اين منطقه در چهارگوش کياسر، بخشی از زون البرز شرقی واقع است. هدف پژوهش حاضر، بررسی رخساره‌ها و محیط رسوبي، چينه‌نگاری سکانسی و فرایندهای دیاژنتیکی مؤثر بر توالی است.

تاریخچه موضوع و پیشینه پژوهش

برای نخستین بار در ايران آسرتو (Assereto 1963) و گلاوس (Glaus 1964) واحدهای سنگی سیستم پرمين را بررسی کردند؛ به طوری که مقطع نمونه سازندهای دورود و روته را

برای نخستین بار آسرتو (Assereto 1963) به ترتیب در مجاورت دهکده دورود در بالای دره جاجرود در محل دوراهی دورود - شمشک معرفی کرد؛ همچنین مقطع نمونه سازند نسن را برای نخستین بار گلاوس (Glaus 1964) در دهکده نسن در دره علیای نور معرفی و اندازه‌گیری کرد.

آلباخ (Allenbach 1966)، سازند روته را در جنوب اسک بررسی کرده است. ضخامت سازند روته در این ناحیه به سمت باختر کاهش می‌یابد و در بالا با سنگ‌های آهک الیکا پوشیده می‌شود.

بزرگ‌نیا (Bozorgnia 1973) نیز، طی بررسی مقاطع مختلف پالئوزوئیک البرز مرکزی و شرقی، رسوبات سیستم پرمين را در این مقاطع واکاوی و فسیل‌های آنها را شناسایی و سن آنها را مشخص کرده است.

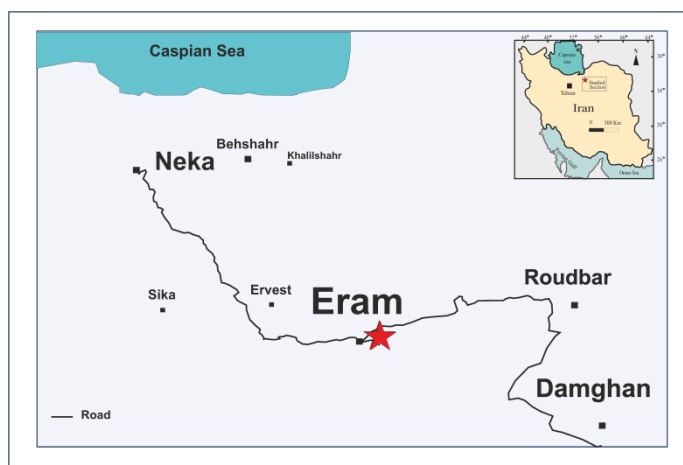
آقانباتی (Aghanabati 2004) برخلاف باور آسرتو (Assereto 1963)، مرز زیرین سازند روته را در همه‌جا ناپیوسته و هم‌شیب می‌داند. وی سطح بالایی سازند روته را در بیشتر نواحی البرز جنوبی با سازند الیکا و سازند شمشک می‌داند؛ ولی معتقد است در البرز شمالی سنگ‌های آهک روته با ردیف‌های جوان‌تر پرفسیل (سازند نسن) فصل مشترک ناپیوسته دارد. سازندهای دورود، روته و نسن به‌ویژه رخنمون‌های البرز غربی و مرکزی و به مقدار کمتر، البرز شرقی در قالب پژوهش‌های فسیل‌شناسی، رسوب‌شناسی و چينه‌شناسی متعدد بررسی شده است؛ برای نمونه در پژوهش‌های (Bozorgnia 1973; Gaetani et al. 2009; Leven and Gorgig 2006, 2011; Jenny and Stampfli 1978; Nabavi and Hamdi 1975; Hoseinnejad 1992; Partoazar 1995; Sajadi and Partoazar 2005; Vaziri et al. 2005; Glaus 1964; Leven and Taheri 2003; Assereto 1963; Jenny-Deshusses 1983, 1988; Lankarani et al. 2009).

موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی محدوده پژوهش

ارتفاعات ۲۴۰۰ متری ارم در منطقه (جنوب شهرستان نکا) از توابع روستای آکرد در نواحی جنوبی هزارجریب و دهستان استخرپشت است و در غرب روستای ارم واقع شده است.

دامغان- ساری- نکا- استخرپشت- دوراهی سیکا، ارم- روستای سیکا- امامزاده یحیی- ارم امکان‌پذیر است؛ علاوه بر این از طریق جاده دامغان- کیاسر- دیدو- وناجم- به جدم- ورن- امامزاده یحیی- کفرات نیز امکان‌پذیر است (شکل ۱).

این منطقه در چهارگوش کیاسر، بخشی از زون البرز شرقی واقع است و در موقعیت جغرافیایی $28^{\circ} 25' 36''$ عرض شمالی و $53^{\circ} 36' 42''$ طول شرقی در دامنه شمالی البرز قرار دارد. دسترسی به محدوده مدنظر از طریق جاده آسفالتی



شکل ۱- نقشه موقعیت جغرافیایی و راه دسترسی به منطقه پژوهش

شده است (Jenny and Stampfli 1978). به دلیل تنوع رخساره‌ها در سازند دورود، این سازند به ۵ سازند تفکیک شده است و همگی در گروه دورود قرار داده شده‌اند. گیتانی و همکاران (Gaetani et al. 2009) با نگرشی نوین، گروه دورود معرفی شده توسط جنی و استمپفلی (Jenny and Stampfli 1978) را از دیدگاه ویژگی‌های لیتولوژیکی و فسیل‌شناسی بررسی و با تغییر نام، حذف و افزودن سازندهای جدید به آن، گروه دورود را به ترتیب به ۴ سازند تویه، عمارت، غزنوی و شاهزید تقسیم کرده‌اند (شکل ۲). آنها چون در ابتدای سازند دورود، فوزولین‌هایی هم‌ارز با سازند زلدو (Leven and Gorgij 2006, 2011; Leven and Taheri 2003) یافتند، آن را به Latest Gzhelian- Sakmarian نسبت داده‌اند.

سازند دورود در برش ارم با ضخامت ۳۲۰ متر، یکی از رخنمون‌های درخور توجه پرمین زیرین در دامنه شمالی البرز مرکزی است. این سازند در منطقه با $46/85$ متر ماسه‌سنگ

موقعیت زمین‌شناسی محدوده پژوهش

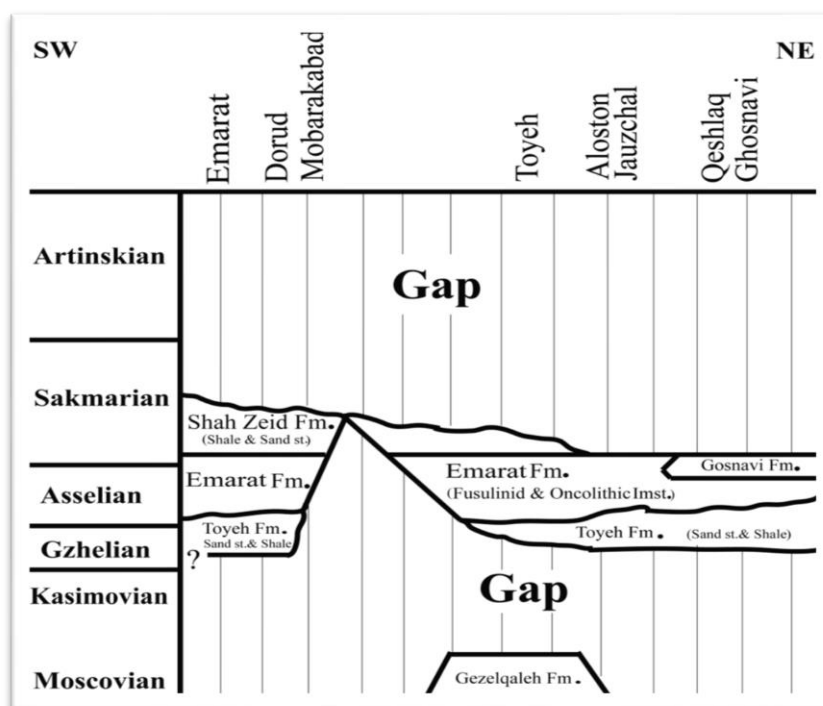
علوی (Alavi 1990) از نظر تکتونیکی ایران را به چند بلوک تقسیم کرده است. زون البرز، یکی از زون‌های مهم زمین‌شناسی ایران است که به صورت شرقی- غربی در نوار شمالی کشور گسترده شده است و از آذربایجان تا خراسان امتداد دارد (Aghanabati 2004). البرز حاصل چین‌های حاشیه ایران مرکزی است که برخورد صفحه ایران در جنوب و اوراسیا در شمال طی تریاس پسین موجب بسته شدن پالتوتیس و تشکیل این رشته‌کوه شده است (Stocklin 1968, Berberian and King 1974, 1977).

چینه‌نگاری سازند دورود

سازند دورود را به‌مثابه نخستین چرخه رسوبی پرمین البرز، در ابتدا آسرتو (Assereto 1963) در بالادست دره جاجرود بررسی و معرفی کرده است. بیشتر کارهای انجام‌شده سن آسلین- ساکمارین پیشین برای سازند دورود در البرز گزارش

ناپوستگی فرسایشی است (شکل ۴ و ۷). عمده نهشته‌های این منطقه، کربنات‌های خاکستری ضخیم‌لایه و آهک آنکوئیدی کرم‌رنگ است که ۴ واحد سنگی عمده دارد. ستون چینه‌شناسی سازند دورود در منطقه بررسی شده در شکل ۴ ارائه شده است.

قرمز شروع می‌شود (شکل ۳). در ادامه دو بخش کربنات آواری در قسمت زیرین و بالایی و یک بخش میانی کربنات آنکوئیدی دارد. انتهای سازند آهک ماسه‌ای قرمز نهشته شده است که شرایط کاملاً اکسیده و هوازده را نشان می‌دهد و پس از آن، ماسه‌سنگ سفید دیده می‌شود. مرز پایین و بالای سازند دورود در ارم با سازندهای مبارک و روته به صورت



شکل ۲- پراکندگی سازندهای متعلق به گروه دورود در زون‌های مختلف البرز (Gaetani et al. 2009)

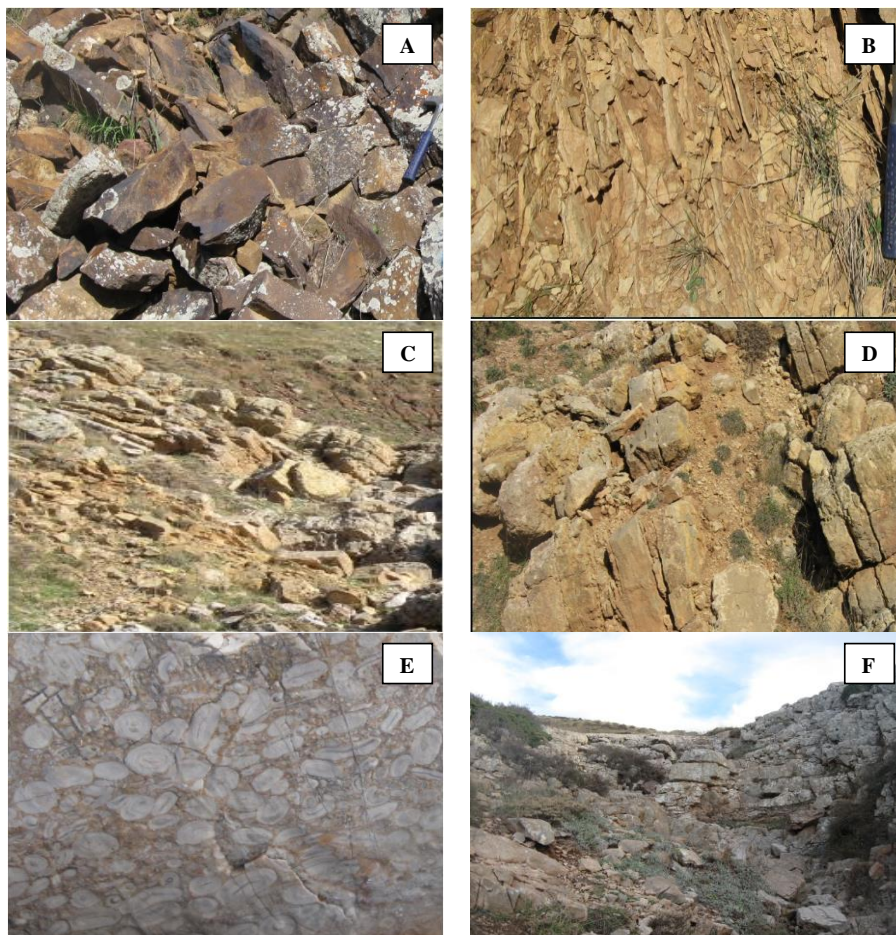
روش پژوهش

شد. در ادامه ضخامت واحدهای اصلی و کل برش اندازه‌گیری و تعداد ۲۶ نمونه برمبنای تغییرات ترکیب، ساخت و محتوای فسیلی برای بررسی‌های آزمایشگاهی و پتروگرافی انتخاب و با میکروسکوپ پلاریزان مطالعه شد. با استفاده از بررسی‌ها و برداشت‌های صحرائی، ضخامت واقعی طبقات تعیین و ستون چینه‌شناسی ترسیم شد. برای نام‌گذاری سنگ‌های آواری و کربنات، به ترتیب طبقه‌بندی پتی‌جان (Pettijohn et al. 1987) و طبقه‌بندی دانهم (Dunham 1962) به کار رفت. بررسی محیط رسوبی و رخساره‌ها برپایه بررسی تغییرات جانبی و عمودی آنها و مقایسه با محیط‌های امروزی

پس از بررسی‌های کلی در منطقه، مانند بررسی نقشه زمین‌شناسی و عکس‌های هوایی و ماهواره‌ای و وضعیت زمین‌شناختی عمومی منطقه، برش ارم در دامنه شمالی البرز به‌مثابه نمایانگر نهشته‌های پرمین در البرز مرکزی انتخاب شد. ماهیت سطوح طبقه‌بندی (واضح، فرسایشی، تدریجی، پیوسته یا ناپیوسته)، فرم هندسی، ساخت‌های رسوبی، آثار فسیلی و فسیل‌های ماکروسکوپی و عوارض دیاژنزی ماکروسکوپی در مطالعات صحرائی دقیق بررسی شدند؛ همچنین قاعده و رأس سازند دورود و مرز آن با سازندهای زیرین و بالایی مشخص

آزمایشگاهی در برش مدنظر، به شناسایی و توصیف رخساره‌های اصلی کربناته و آواری منجر شده است.

و دیرین (Wright and Tucker 1990; Flügel 2010) انجام شده است. تلفیق نتایج به‌دست‌آمده از بررسی‌های صحرایی و



شکل ۳- نمای صحرایی از رخنمون‌های سازند دورود در منطقه مطالعه‌شده؛ A. ماسه‌سنگ قرمز؛ B و C. آهک شیلی و آهک دولومیتی؛ D. آهک متوسط تا ضخیم لایه؛ E و F. آهک آنکوئیدی با میان‌لایه‌های نازک آهک خاکستری

Age			Formation	Sample No.	Thickness	Lithology	Description	Sequence Stratigraphy
System	Series	Stage						
Permian	Early Permian	Assilian-Kongurian	Ruthe	T 26	2.90		Intercalation of thin-bedded shaly limestone	SB 1
			T 25	4.20				
			T 24	1.50	Brown limestone			
			T 23	26.00	White sandstone White vermiculate traces White sandstone			
			T 22	9.10	Covered			
			T 21	1.00	Brownish gray sandstone and limestone			
			T 20	3.10				
			T 19	9.10	Intercalation of red and green sandstone and conglomerate			
			T 18	6.00	fossiliferous green limestone			
			T 17	8.10	red siliciclastic			
			T 16	6.10				
			T 15	3.25				
			T 14	1.00	gray limestone			
			T 13	9.30	Intercalation of fossiliferous red siliciclastics and limestone			
			T 12	3.20				
			T 11	1.50	Fossiliferous green limestone			
			T 10	7.50				
			T 9	15.40	Light red thick-bedded siliciclastic			
			T 8	5.90				
			T 7	4.50	Intercalation of medium to thin-bedded sandy and siliciclastic limestone			
			T 6	4.80				
			T 5	1.60				
			T 4	4.30	Intercalation of limestone and sandstone			
			T 3	24.0	Ooidal limestone			
T 2	4.23							
T 1	6.70							
	1.25							
	6.85							
	11.5	Intercalation of conglomerate and sandstone						
		Mobarak	T 1					

شکل ۴- ستون چینه‌نگاری سازند دورود در برش ارم

بحث و تحلیل یافته‌های پژوهش

این بخش شامل تحلیل یافته‌های پژوهش از جمله رسوب‌شناسی، چینه‌نگاری سکاسی و فرایندهای دیاژنزی است.

مطالعه رسوب‌شناسی

یافته‌های صحرایی و بررسی دقیق پتروگرافی نمونه‌های سازند دورود در برش ارم به شناسایی ۷ رخساره در قالب چهار کمربند رخساره‌ای رودخانه‌ای، ساحلی، لاگون و تپه‌های

ماسه‌ای زیرآبی (shoal) انجامیده است (جدول ۱). در این بررسی‌ها، افزون بر در نظر گرفتن تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌ها، به چگونگی تماس لایه‌ها، بافت‌ها و ساختمان‌های رسوبی توجه شده است؛ از سوی دیگر، در بررسی‌های میکروسکوپی، نوع و درصد آلوکم‌ها، نوع اورتوکم و فابریک‌های موجود بررسی و در تفکیک و رده‌بندی رخساره‌ها و تفسیر محیط ته‌نشینی از آنها استفاده شده است (Wilson 1975; Lasemi 2000; Wright and Tucker 1990; Flügel) (2010).

چرتی (حدود ۲۵٪) از فراوانی بیشتری برخوردار است. کوارتز (حدود ۷۰٪) (غالباً مونوکریستالین) و فلدسپات (۱۰٪-۵)، از دیگر اجزای تشکیل‌دهنده آن هستند. سیمان در این رخساره، کلسیتی است (شکل ۵B). پس‌روی آب دریا موجب افت شدید سطح آب دریا و مانع تشکیل رخساره‌های کربناته شده است؛ بنابراین ورود مواد تخریبی فراوان به حوضه باعث ایجاد این رخساره شده است.

ماسه‌سنگ مختلط آهکی

در این رخساره ماسه‌سنگ متشکل از کوارتز مونوکریستالین و پلی‌کریستالین همراه با سایر قطعات تخریبی نظیر فلدسپات‌های دگرسان‌شده است. سیمان این ماسه‌سنگ‌ها آهکی است و خرده‌های اسکلتی نظیر براکیوپود، خارپوست، بریوزوا، روزن‌بران بنتیک و غیراسکلتی مانند پلویید و اینتراکلت به‌طور پراکنده در رخساره‌های متفاوت وجود دارد (شکل ۵C). دو عامل برون‌حوضه‌ای (ورود رسوبات آواری از خشکی) و درون‌حوضه‌ای (کربنات) در ساخت این ماسه‌سنگ نقش داشته (Tucker 2001) و فابریک مختلط یا هیبریدی را ایجاد کرده است. وجود کوارتز فراوان گویای پایین‌آمدن سطح آب است. این رخساره براساس ویژگی‌های بیان‌شده در محیط ساحلی تشکیل شده است.

رخساره‌های لاگونی

پکستون تا گرینستون دارای روزن‌بران کوچک پوسته‌تیره بافت این رخساره دانه‌پشتیبان و آلوم اصلی آن، بیوکلت و به میزان کمتر پلویید است (شکل ۵D). روزن‌بران کوچک با دیوارهٔ پرسلانوز مانند *Calcitornella*، *Calcivertella* و *Rectogordius*، از فسیل‌های موجود در این رخساره است. به‌ندرت فوزولین کروی شکل - نشان‌دهندهٔ محیط کم‌انرژی و لاگونی (Ross 1982) - جلبک و بریوزوا نیز وجود دارد. روزن‌بران‌های کوچک دیگر نظیر *Nodosinelloides*، *Pseudovidalina*، *Tetrataxis*، *Climacammina* و *Globivalvulina* به‌طور پراکنده در بعضی

در این بخش رخساره‌های سازند دورود تفسیر و سپس مدل رسوبی نهشت سازند ارائه می‌شود. در توصیف رخساره‌ها نخست متشکله‌های اصلی، سپس عناصر فرعی، ویژگی‌های زمینه یا سیمان و در پایان محیط تشکیل و انرژی حاکم بر آنها بیان شده است. آلوم‌های تشکیل‌دهندهٔ این سازند قابل تفکیک به دو گروه است؛ اول، دانه‌های اسکلتی شامل فوزولین، روزن‌بران کوچک، جلبک، خارپوست، پلسی‌پود، گاستروپود، مرجان، استراکود، براکیوپود و بریوزوا؛ دوم، دانه‌های غیراسکلتی شامل آنکوئید، ایید، پلویید و اینتراکلت. اورتوکم‌های سازندهٔ رخساره‌ها نیز عمدتاً اسپاریت و به مقدار کمتر میکریت است.

پتروفاسیس‌های سازند دورود

پتروفاسیس رودخانه‌ای

ساب‌آرکوز

این پتروفاسیس از فلدسپات (۲۰٪-۱۰)، به مقدار کمتر خرده‌سنگ (۱۰٪-۵) و کوارتز (۸۰٪-۷۰) تشکیل شده است. سیمان تشکیل‌شده در این پتروفاسیس، سیمان آهکی است (شکل ۵A) و از نظر ویژگی‌های بافتی به‌صورت نیمه‌گردشده تا گردشده و جورشدگی در حد خوب است؛ در نتیجه بلوغ بافتی در این رخساره بالغ و بلوغ کانی‌شناسی در حد بالغ است. موج‌نقش‌های نامتقارن نیز در این پتروفاسیس مشاهده شده است. براساس مجموع شواهد صحرایی و پتروگرافی و بیشتر بودن میزان فلدسپات می‌توان نتیجه گرفت که این پتروفاسیس در محیط رودخانه‌ای تشکیل شده است. رسوبات رودخانه فلدسپات بیشتری نسبت به ماسه‌سنگ‌های ساحلی مناطق کم‌عمق دریا و بادی دارد (Mack 1978).

پتروفاسیس‌های ساحلی

چرت آرنایت

از میان ذرات تشکیل‌دهندهٔ این پتروفاسیس، خرده‌سنگ‌های

نمونه‌ها حضور دارد. کوارتز به میزان کم در بعضی نمونه‌ها دیده می‌شود. وجود روزن‌بران فراوان با دیواره تیره، فوزولین‌های کروی شکل و کوارتز زیاد نشان‌دهنده تشکیل این رخساره در محیط لاگون ساحلی است (Flügel 2010).

پکستون تا گرینستون آنکویدی

بافت این رخساره دانه‌پشتیبان است و از پکستون تا گرینستون در تغییر بوده و آنکوید، آلومک اصلی موجود در این رخساره است. هسته بیشتر آنکویدها را فسیل‌هایی مانند فوزولین‌های دوکی شکل، براکیوپود و خارپوست تشکیل داده‌اند. این رخساره به‌طور کلی تنوع فسیلی خوبی دارد و از اجزای فسیلی آن، استراکود، مرجان، بریوزوا و روزن‌بران کوچک است. در این رخساره میزان کوارتز از ۱۰ تا ۲۰ درصد در تغییر و دولومیتی شدن، یکی از فرایندهای دیاژنزی اصلی مؤثر بر این رخساره است (شکل ۵E). براساس فونای موجود در این رخساره، از جمله روزن‌بران پوسته‌تیره، بافت پکستونی تا گرینستونی و توالی عمودی، محیط تشکیل آن، لاگون پشت سد با انرژی متوسط تا زیاد است.

رخساره‌های پشته‌های ماسه‌ای زیرآبی

رخساره‌های این گروه به دو دسته سدهای بیوکستی و اییدی تقسیم می‌شوند که به ترتیب به شرح زیر هستند:

گرینستون بیوکستی

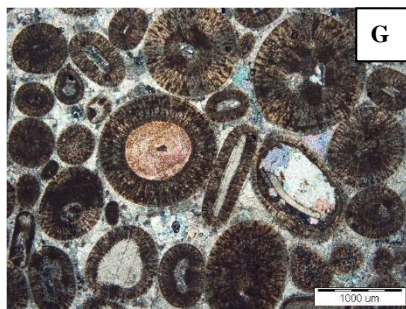
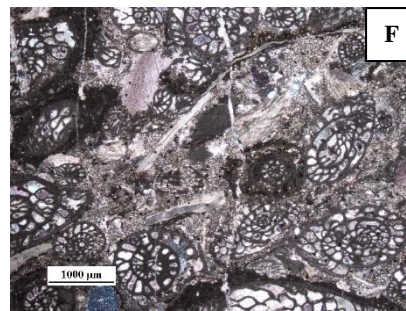
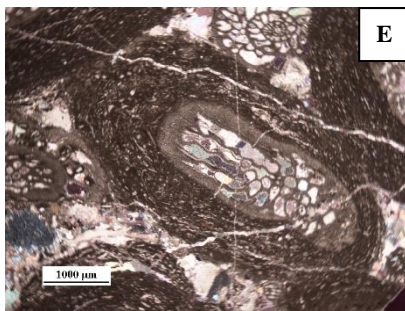
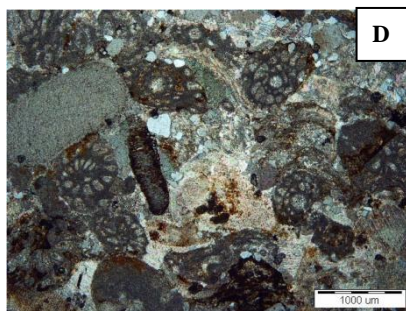
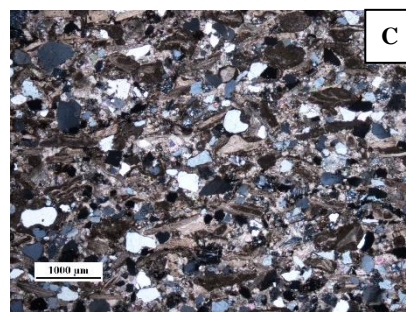
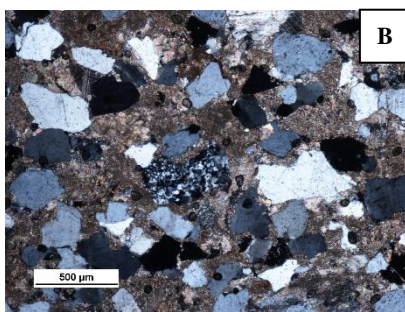
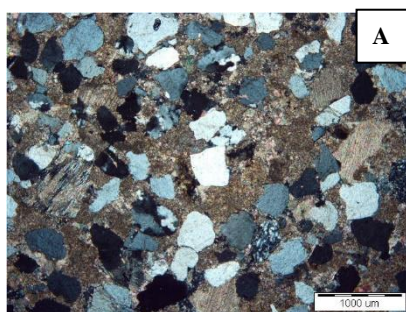
بافت این رخساره دانه‌پشتیبان و گرینستونی و آلومک اصلی

آن، بیوکست‌هایی نظیر فوزولین است. فوزولین‌ها معمولاً دوکی شکل و بزرگ هستند؛ علاوه بر این بیوکست‌هایی نظیر جلبک، خارپوست، براکیوپود، بریوزوا، استراکود، روزن‌بران کوچک، مرجان، گاستروپود و تیویفایتس که معمولاً دیواره ضخیم دارند، در نمونه‌های مختلف دیده می‌شوند. آلومک‌ها در زمینه‌ای از کلسیت اسپاری قرار دارند؛ علاوه بر این پلویید و به مقدار کم کوارتز نیز وجود دارد (شکل ۵F). وجود فوزولین‌های دوکی شکل و بزرگ نشان‌دهنده پرانرژی بودن محیط است (Ross 1982). تنوع زیاد آنها نیز پرانرژی بودن محیط را تأیید می‌کند (Haijun et al. 2006)؛ بنابراین این رخساره به محیط سدی متعلق و انرژی حاکم بر محیط زیاد بوده است.

گرینستون اییدی

بافت این رخساره گرینستونی و مهم‌ترین آلومک سازنده آن، ایید با فابریک شعاعی است. از اجزای اسکلتی موجود در آن می‌توان به فوزولین، خارپوست، بریوزوا، روزن‌بران کوچک، گاستروپود، جلبک داسی‌کلاداسه و براکیوپود اشاره کرد (شکل ۵G). یک فاز سیمان اولیه به‌صورت حاشیه هم‌ضخامت اطراف آلومک‌ها دیده می‌شود؛ پس از آن، فضای باقی‌مانده با یک فاز سیمان کلسیتی به‌صورت موزاییکی پر شده است. محیط تشکیل این رخساره، سدی و انرژی حاکم بر آن زیاد بوده است؛ زیرا اییدها نشان‌دهنده محیط پرانرژی هستند (Samankassou 2001; Atakul 2006) و دانه‌پشتیبان بودن زمینه نیز این موضوع را اثبات می‌کند.

ردیف	نوع رخساره	نام رخساره	محیط	آلوم های اسکلتی	آلوم های غیراسکلتی
۱	آواری	ساب آرکوز	رودخانه		
۲	آواری	چرت آرنایت	ساحلی		
۳	مختلط	ماسه سنگ مختلط آهکی	ساحلی	براکوپود، خارپوست، بریوزوا، روزن بران	پلویید و ایتراکست
۴	کربناته	پکستون تا گرینستون دارای روزن بران کوچک پوسته تیره	لاگون	روزن بران کوچک، فوزولین، جلبک، بریوزوا	پلویید
۵	کربناته	پکستون تا گرینستون آنکوئیدی	لاگون پشت سد	فوزولین های دوکی شکل، براکوپود و خارپوست استراکود، مرجان، بریوزوا و روزن بران کوچک فوزولین، جلبک، خارپوست، براکوپود، بریوزوا، استراکود، روزن بران کوچک، مرجان، گاستروپود و تیویفایتس	آنکوئید
۶	کربناته	گرینستون بیوکستی	تپه های ماسه ای زیرآبی (shoal)		پلویید
۷	کربناته	گرینستون اییدی	تپه های ماسه ای زیرآبی (shoal)		ایید



شکل ۵- رخساره های شناسایی شده در توالی مورد مطالعه. A- ساب آرکوز، نور پلاریزه. B- چرت آرنایت، نور پلاریزه. C- ماسه سنگ مختلط آهکی، نور پلاریزه. D- پکستون تا گرینستون دارای روزن بران کوچک، نور طبیعی. E- پکستون تا گرینستون آنکوئیدی، نور پلاریزه. F- گرینستون بیوکستی، نور پلاریزه. G. گرینستون اییدی، نور پلاریزه.

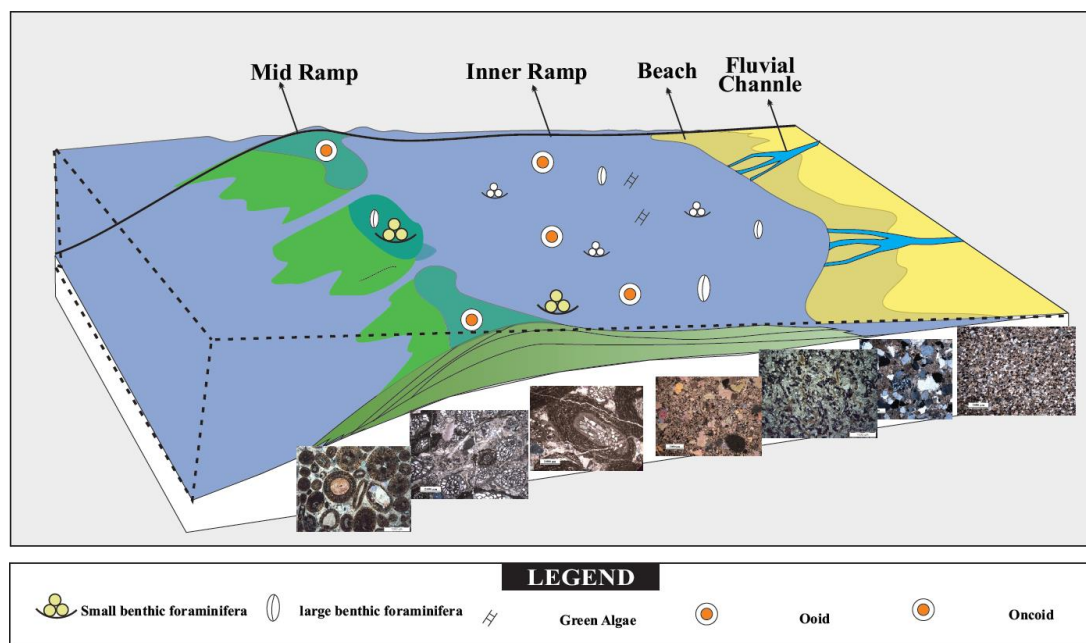
مدنظر تشخیص داده شد. این زیرمحیط‌های رسوبی از بخش کم‌عمق‌تر به سمت مناطق عمیق‌تر شامل گستره رمپ داخلی و بخش‌های ابتدایی رمپ میانی است. با توجه به نوع رخساره‌های شناسایی شده و بافت رسوبی غالب آنها (عمدتاً پکستونی تا گریستونی)، شرایط انرژی در این پلتفرم کربناته به صورت متوسط تا زیاد است. با توجه به اجزای تشکیل‌دهنده پلتفرم کربناته سازند دورود، برای این نهشته‌ها از اصطلاح سیستم رمپ کربناته با فراوانی روزن‌بران و جلبک استفاده می‌شود (Algae and foram-dominated carbonate ramp system). مدل رسوبی ارائه شده برای کربنات‌های سازند دورود در ناحیه مدنظر (شکل ۶) با دیگر پلتفرم‌های کربناته مطالعه شده از سازند دورود در زمان پرمین حوضه رسوبی البرز همخوانی چشمگیری نشان می‌دهد (Lankarani and Amini 2019; Bastami et al. 2009).

بررسی‌های متعدد روی پلتفرم‌های کربناته زمان پرمین در دیگر مناطق حوضه رسوبی البرز نشان می‌دهد در زمان پرمین، پلتفرم غالب کربناته از نوع رمپ بوده است که سازندگان اصلی این پلتفرم را روزن‌بران بتتیک بزرگ و کوچک به همراه انواع مختلف جلبک‌ها تشکیل می‌دهند. با توجه به بررسی‌های رخساره‌ای انجام شده در این پژوهش، نظیر چنین پلتفرم کربناته‌ای نیز در این منطقه برای نهشته‌های کربناته سازند دورود سرشار از جلبک و روزن‌بران بتتیک کوچک با پوسته‌های تیره قابل استنباط است. این وضعیت در حاشیه غیرفعال جنوبی اقیانوس پالئوتتیس واقع در شمال ابرقاره گندوانا توسعه داشته است (Lankarani and Amini 2009).

در زمان پرمین رسوبات کربناته متعلق به محیط‌های دریایی کم‌عمق، عمدتاً از روزن‌بران بتتیک کوچک و بزرگ به همراه جلبک‌های سبز و قرمز تشکیل شده‌اند (Vachard et al. 2001, Ebrahim Nejad et al. 2013; Boudagher-Fadel 2008; Parvizi et al. 2011; 2002). شناسایی انواع مختلف روزن‌بران بتتیک (Ebrahim Nejad et al. 2015) و جلبک‌ها به همراه دیگر آلوکم‌های اسکلتی و غیراسکلتی غالب در این زمان، ابزاری باارزش برای تعیین عمق نسبی محیط رسوبی در زمان پرمین است. از آنجا که سازند بررسی شده، سازندی کربناته با روزن‌بران بتتیک کوچک و جلبک به سن پرمین است، با استفاده از این محتوای فیسیلی و دیگر اجزای اسکلتی و غیراسکلتی (نظیر الیید، آنکوئید، اینتراکست و پلوئید) موجود در سازند، می‌توان نوع محیط رسوبی دیرینه این سازند را بازسازی کرد.

تنوع کم رخساره‌ها و تدریجی بودن روند تبدیل کمرنده‌های رخساره‌ای، نبود نهشته‌های توربیدیتی، پرانرژی بودن رخساره‌ها در بخش نزدیک ساحل و نیز نبود آثار ریف‌های بزرگ سدی پدیدآورنده نقطه عطف در نیمرخ پلتفرم در این توالی، مؤید این موضوع است که این نهشته‌ها در یک پلتفرم کربناته از نوع رمپ ته‌نهشت یافته‌اند؛ همچنین براساس نبود رخساره‌های توربیدیتی عمیق، این گونه استنباط می‌شود که محیط نهشت سازند دورود رمپ با شیب یکنواخت یا هموکلینال بوده است.

براساس توزیع آلوکم‌های اسکلتی و غیراسکلتی شناسایی شده و روابط هندسی رخساره‌ها، دو زیرمحیط رسوبی اصلی برای رسوب‌گذاری نهشته‌های کربناته پرمین در ناحیه



شکل ۶- مدل رسوبی شماتیک سازند دورود به همراه تغییرات رخساره‌ای

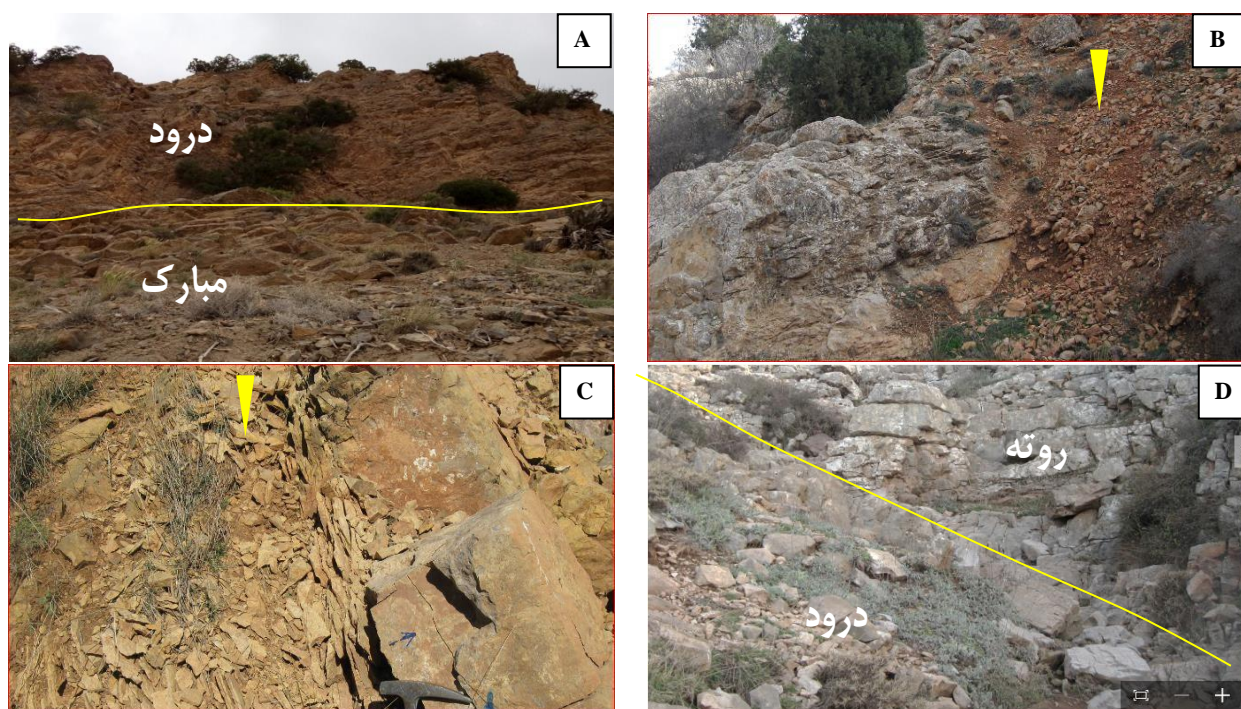
چینه‌نگاری سکانسی

در این پژوهش بر مبنای تلفیق نتایج به دست آمده از بررسی‌های صحرایی و بررسی مقاطع نازک میکروسکوپی و با استفاده از مدل هانت و تاگر (Hunt and Tauker 1995)، مطالعه چینه‌نگاری سکانسی انجام و دو سکانس رسوبی درجه سوم در این توالی شناسایی شده است. این سکانس‌ها از قاعده به رأس بررسی می‌شوند (شکل ۴).

سکانس رسوبی اول: این سکانس در قاعده توالی مطالعه شده قرار دارد. مرز زیرین این سکانس منطبق بر مرز بین سازند دورود (نهشته آواری) و آهک‌های کربونیفر زیرین سازند مبارک و یک ناپیوستگی فرسایشی و مرز سکانسی نوع اول است (شکل ۷A). دسته رخساره ترازپایین (LST) در این سکانس از تناوب کنگلومرا و ماسه‌سنگ قرمز محیط رودخانه‌ای تشکیل شده است. تفکیک دسته رخساره پیش‌رونده (TST) از دسته رخساره ترازپایین (LST) به روش‌های تکمیلی نیاز دارد. سطح بیشترین پیشروی آب دریا (MFS) در این سکانس با تغییرات رخساره‌ای شناسایی و با ظهور لایه‌های کربناته متشکل از ایدید گریستون مشخص می‌شود. دسته رخساره ترازبالا از سنگ آهک ایدیدی محیط

تپه‌های سدی ماسه‌ای تشکیل شده است. مرز بالایی سکانس با یک افق خاک قدیمی مشخص شده و بنابراین نشانه خروج از آب طولانی مدت است و از نوع اول محسوب می‌شود (شکل ۷B).

سکانس رسوبی دوم: مرز زیرین این سکانس منطبق بر مرز بالایی سکانس رسوبی اول است. دسته رخساره ترازپایین سطح آب دریای این سکانس از تناوب لایه‌های آهک و لایه‌های مختلط کربناته سیلیسی‌کلاستی قرمز و فسفیل‌دار مشخص می‌شود و با آهک خاکستری در نمای صحرایی ادامه می‌یابد. دسته رخساره پیش‌رونده شامل روزن‌بران کوچک پوسته‌تیره مربوط به محیط لاگون است. سطح بیشترین پیشروی آب دریا با ظهور لایه شیلی مشخص می‌شود (شکل ۷C). دسته رخساره ترازبالای آب دریا در این سکانس از تناوب لایه‌های ماسه‌ای متوسط تا نازک‌لایه و سنگ‌های آهک مختلط و لایه‌های متشکل از پکستون و گریستون آنکوئیدی تشکیل شده است. مرز بالایی این سازند مطابق با مرز سازند دورود و سازند روته و از نوع ناپیوستگی فرسایشی و نوع ۱ است (شکل ۷D).



شکل ۷- نمای صحرایی از مرزهای سکانسی شناسایی شده در برش مطالعه شده؛ A. مرز زیرین سکانس ۱ معادل با مرز سازند دورود و مبارک که فرسایشی و از نوع ۱ است؛ B. مرز بالایی سکانس ۱ همراه با افق خاک دیرینه (مرز سکانسی نوع ۱)؛ C. سطح بیشترین پیشروی در سکانس ۲ متشکل از لایه شیلی؛ D. مرز بالایی سکانس ۲ مطابق با مرز سازند دورود و روته که فرسایشی و از نوع ۱ است.

فرایندهای دیاژنزی

به تغییراتی که در ویژگی‌ها و ترکیب رسوبات از زمان نهشته شدن در محیط رسوبی تا سنگ شدن و پیش از وارد شدن به محیط دگرگونی روی می‌دهد، دیاژنز گفته می‌شود (Moore 1999; Machel 2001). دیاژنز طیف گسترده‌ای از فرایندهای فیزیکی، شیمیایی و زیستی پس از رسوب‌گذاری را شامل می‌شود که رسوبات اولیه با آب‌های میان‌منفذی در حوضه رسوبی واکنش نشان می‌دهند تا به یک تعادل بافتی و ژئوشیمیایی پایدار با محیط دست یابند (Schmid et al. 2004). شناخت فرایندهای دیاژنز برای تفسیر ویژگی‌های ریزرخساره‌ها اهمیت بسیاری دارد. ترکیب و بافت رسوب، تاریخچه تدفین و شیمی آب‌های میان‌دانه‌ای درون حوضه رسوب‌گذاری از جمله مهم‌ترین عوامل تأثیرگذار بر دیاژنز است (Kim et al. 2007). سن رسوبات و شکل هندسی لایه‌ها، اقلیم و محیط رسوبی و رخصاره‌های سنگی، نقش مهمی در

دیاژنز دارند (Molennar et al. 2006; Tucker 2001; Parcerisa et al. 2006). در ناحیه مدنظر، فرایندهای گوناگون دیاژنز بر سنگ‌های کربناتی مؤثر بوده است. از مهم‌ترین آنها، میکریتی شدن، بورینگ، سیمانی شدن، نوریختی، فشردگی مکانیکی و شیمیایی، دولومیتی شدن، پیریتی شدن، سیلیسی شدن و شکستگی است (جدول ۲). تأثیر این متغیرها به درجه اشباع‌شدگی، دما و سرعت جریان‌های سیال دیاژنزی بستگی دارد (Gonzalez et al. 1992). در این بخش، فرایندهای دیاژنتیکی شناسایی شده توصیف و در نهایت بر مبنای بافت‌های مشاهده شده و ارتباط زمانی بین پدیده‌ها، تاریخچه دیاژنتیکی رسوبات کربناته و توالی پاراژنتیکی آنها ارائه می‌شود.

میکریتی شدن

این فرایند در نمونه‌های بررسی شده به‌طور عمده روی خرده‌های اسکلتی رخ داده است؛ به‌طوری که در بیشتر مواقع

شده‌اند و بافت xenotopic تا hypidiotopic را نشان می‌دهند. جانشینی سنگ آهک با دولومیت به صورت بخشی در نمونه‌ها دیده می‌شود. در این حالت، فرایند دولومیتی شدن به صورت بخشی بر زمینه تأثیر گذاشته است (شکل ۸C). با پیشرفت فرایند دولومیتی شدن، جانشینی در آلوکرها از جمله فسیل‌ها و انکوئیدها هم رخ داده است. در این حالت بلورهای دولومیت شکل‌دار (یوهدرال) و درشت (دولواسپاریت) تشکیل شده‌اند که عمدتاً زون‌بندی نشان می‌دهند (شکل ۸D). **Error! Reference source not found.** و ۸E).

پیریتی شدن

جانشینی با پیریت، یکی از انواع جانشینی در نمونه‌های بررسی شده است. در این حالت خرده‌های فسیلی به صورت بخشی تا کامل با پیریت جانشین شده‌اند (شکل ۸F). در بعضی فسیل‌ها نیز فضاهای خالی درون آنها با پیریت پر شده است (شکل ۸G). در بعضی از نمونه‌های حاوی روزن‌بران، پرشدن حجرات داخلی این روزن‌بران با پیریت بسیار معمول است. پیریت البته به صورت بلورهای بی‌شکل و گاهی شکل‌دار پراکنده در ماتریکس نیز متداول است (شکل ۸H). تشکیل پیریت نشان‌دهنده شرایط احیایی است (Flugle 2010).

سیلیسی شدن

فرایند جانشینی رسوبات و سنگ‌های کربناتی با سیلیس را سیلیسی شدن می‌گویند. در توالی مطالعه شده سیلیسی شدن به میزان کم رخ داده است. طی این فرایند پوسته بعضی فسیل‌ها مانند خارپوستان به صورت بخشی (شکل ۸I) تا کامل با سیلیس جانشین شده است. سیلیسی شدن ممکن است در مراحل اولیه دیاژنز در سطوح فرسایشی یا در مراحل دیاژنز تدفینی تشکیل شود.

تشخیص منشأ اولیه دانه غیرممکن بوده و پلویید ایجاد کرده است (شکل ۸A). در مراحل اولیه این فرایند، یک پوشش میکریتی در اطراف خرده‌های اسکلتی ایجاد شده است (شکل ۸B). این فرایند در محیط فریاتیکی دریایی رخ داده (Longman 1980) و در کف دریا در نزدیک فصل مشترک آب و رسوب یا حتی در عمق بیش از یک متر با جلبک‌های اندولیتیک، قارچ‌ها و باکتری‌ها بر رسوبات تأثیر گذاشته و باعث دگرسانی آنها شده است (Tucker 2001).

بورینگ

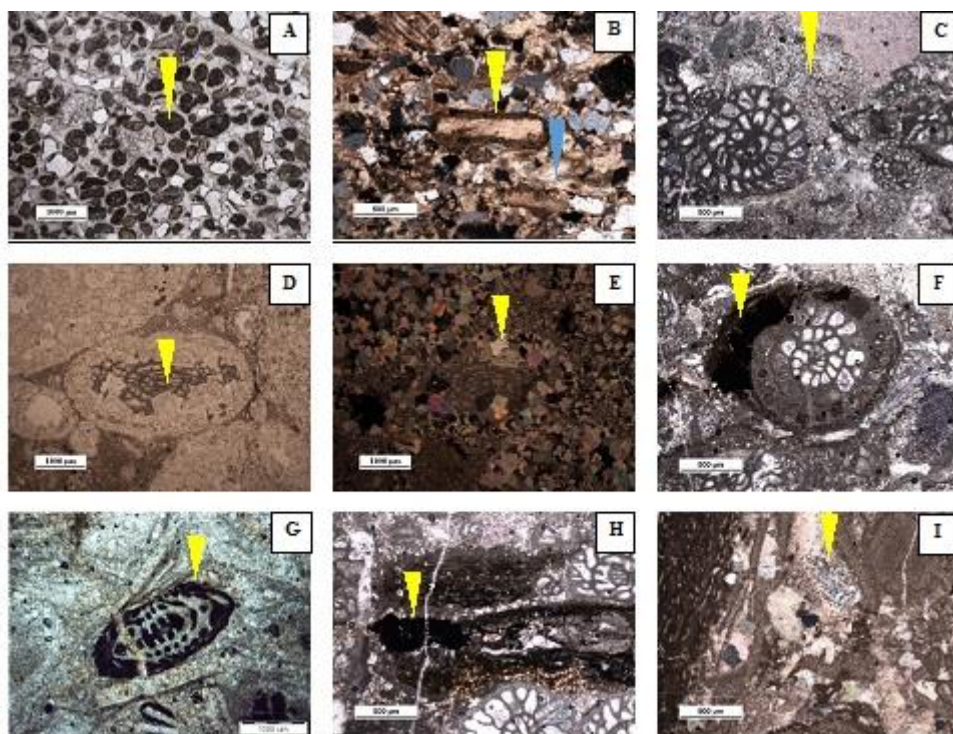
طی این فرایند روی خرده‌های اسکلتی مانند پوسته خارپوستان (شکل ۸C)، سوراخ‌ها و شکاف‌هایی ایجاد شده است که بعد با سیمان یا میکریت پر شده‌اند. این سوراخ‌ها با باکتری‌ها، قارچ‌ها و جلبک‌ها و در مقیاس بزرگ‌تر با اکتینوئیدها، اسفنج‌ها و بریوزویرها ایجاد شده‌اند (Tucker and Wright 1990).

جانشینی

این فرایند به طور گسترده و به شکل‌های مختلف از جمله دولومیتی شدن، پیریتی شدن و سیلیسی شدن در نمونه‌ها مشاهده می‌شود.

دولومیتی شدن

دولومیتی شدن، فرایندی است که در آن سنگ آهک در نتیجه جایگزینی کربنات کلسیم اولیه به طور کامل یا بخشی به دولومیت تبدیل می‌شود. دولومیتی شدن، مهم‌ترین فرایند جانشینی است که در نمونه‌های بررسی شده دیده می‌شود. اندازه بلورها بر مبنای طبقه‌بندی فولک (Folk 1965) در بازه دولومیکرواسپاریت و دولواسپاریت قرار می‌گیرد. دولومیت‌ها چندان‌دازه‌ای هستند و از بلورهای بی‌شکل (anhedral)، نیمه‌شکل‌دار (subhedral) و شکل‌دار (euhedral) تشکیل



شکل ۸. فرایندهای دیاژنزی شناسایی شده در توالی مطالعه شده؛ A. میکریتی شدن آلوکم‌ها، نور طبیعی؛ B. تشکیل پوشش میکریتی (فلش زرد) و بورینگ (فلش آبی) در خرده‌های اسکلتی، نور پلاریزه؛ C. دولومیتی شدن به صورت بخشی در زمینه، نور پلاریزه؛ D. دولومیتی شدن به صورت بخشی در فسیل فوزولین، متشکل از بلورهای دارای زون بندی، نور طبیعی؛ E. تصویر D در نور پلاریزه؛ F. تشکیل پیریت در زمینه، نور پلاریزه؛ G. پیریتی شدن بخشی در بیوکست، نور پلاریزه؛ H. پیریتی شدن بخشی و پرشدن حجرات درونی روزن‌بران، نور پلاریزه؛ I- سیلیسی شدن، نور پلاریزه.

سیمانی شدن

سیمانی شدن، یکی از مهم‌ترین فرایندهای دیاژنزی است که طی آن رسوب سست کربناتی به سنگ آهک سخت تبدیل می‌شود (Tucker 2001). سیمانی شدن در بیشتر مواقع سبب کاهش تخلخل و تراوایی می‌شود. برای تشکیل سیمان، شرایط فوق اشباع سیال نسبت به کانی سیمانی‌کننده ضروری است (Flügel 2010). بررسی پتروگرافی سنگ‌های توالی مطالعه شده به تشخیص انواع سیمان‌های کلسیتی با فابریک‌های مختلف منجر شده است.

سیمان حاشیه هم‌ضخامت

این سیمان با حاشی هم‌ضخامت پیرامون آلوکم‌هایی نظیر الییدها و بیوکست‌ها در رخساره گریستونی دیده می‌شود

(شکل ۹A). این نوع سیمان هم‌زمان با رسوب‌گذاری یا کمی پس از آن بر اثر جریان آب دریا (کشند یا امواج) تشکیل می‌شود. تشکیل سیمان به صورت حاشیه هم‌ضخامت در مراحل اولیه دیاژنز و پیش از تراکم چشمگیر، از ویژگی‌های محیط فریاتیک دریایی است (Shinn 1969; Folk 1965; Moore 2001).

سیمان کلسیت هم‌بعد

در نمونه‌های مطالعه شده، این سیمان از فراوانی بسیاری برخوردار است و در حجرات درونی روزن‌بران بتتیک (شکل ۹B) و به میزان کمتر در شکستگی‌ها (شکل ۹C) دیده و یک سیمان پرکننده حفره محسوب می‌شود. این نوع سیمان از

(Flügle 2010). فشردگی به صورت فرایندهای مکانیکی و شیمیایی انجام می‌شود.

فشردگی مکانیکی

فرایند فشردگی مکانیکی بی‌درنگ پس از رسوب‌گذاری آغاز می‌شود. این فرایند باعث ایجاد انواع مرزهای نقطه‌ای، خطی و محدب-مقعر (شکل ۹F و ۹G) و مضرس در بدنه روزن‌برانی شده است که با هم در تماس بوده‌اند. این فرایند بر اثر فشار رسوبات بالایی طی مراحل تدفین رسوب رخ داده و نزدیک شدن دانه‌ها و تداخل آنها در یکدیگر را موجب شده است.

فشردگی شیمیایی و انحلال فشاری

محصول فرایند فشردگی در توالی مطالعه شده با فراوانی کم به صورت رگچه‌های انحلالی (شکل ۹H) و استیلولیت دیده می‌شود. فرایند فشردگی شیمیایی معمولاً در محیط‌های تدفینی در اعماق بیش از چند صدمتری رخ می‌دهد (Tucker and Wright 1990). انواع استیلولیت‌های با دامنه کوتاه و بلند در توالی مطالعه شده دیده می‌شود.

شکستگی

این فرایند به طور محدود در توالی مطالعه شده دیده می‌شود. در امتداد بعضی شکستگی‌ها، بازشدگی دیده می‌شود (شکل ۸H). بعضی شکستگی‌ها حالت متقاطع دارند که نشان می‌دهد طی چند فاز رخ داده‌اند (شکل ۸C). یک فاز سیمان کلسیت اسپاری این شکستگی‌ها را پر کرده است (شکل ۹I).

بلورهای درشت کلسیت، به شکل موزاییکی و بدون جهت‌یافتگی در فضاهای خالی میان دانه‌ها و درون دانه‌ها رشد کرده است. این سیمان بیشتر در رخساره‌های گرینستونی دارای تخلخل قالبی و مربوط به محیط فریاتیک متئوریک و فریاتیک تدفینی دیده می‌شود (Hardwood 1988; Tucker 2001).

سیمان هم‌محور

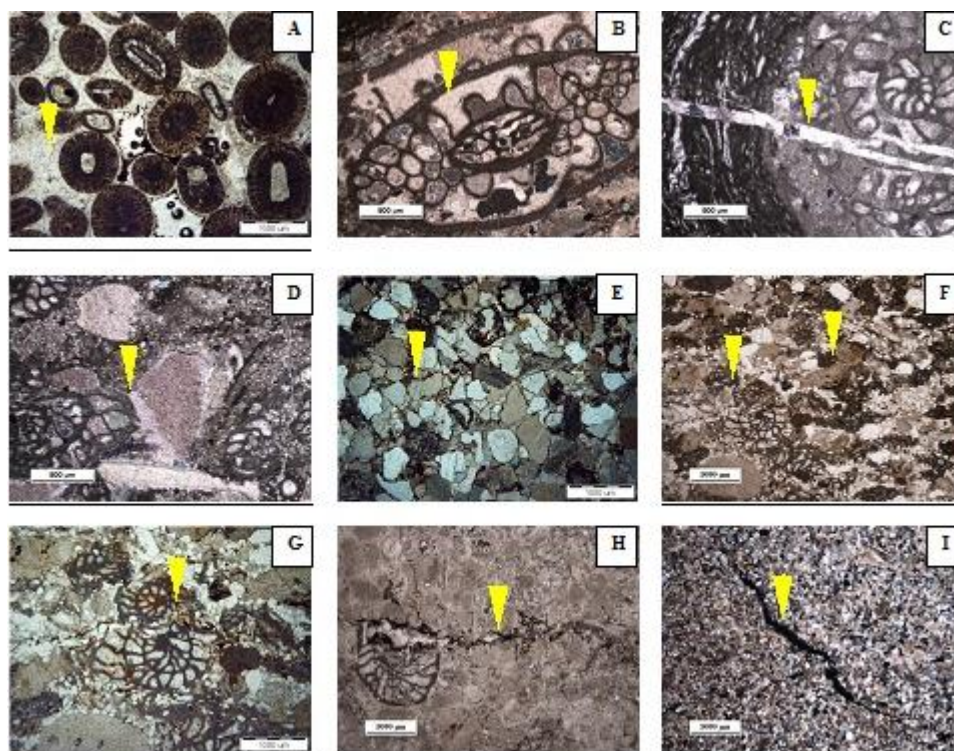
در نمونه‌های بررسی شده، این سیمان روی قطعات خارپوستان تشکیل شده است؛ به طوری که هم‌جهت با محور بلوری قطعات خارپوست است (شکل ۸D). گاهی بلورهای بزرگی شکل گرفته و قطعات اطراف را نیز دربرگرفته است.

سیمان اکسید آهن

این سیمان در نمونه‌های بررسی شده، پیرامون دانه‌های آواری از جمله کوارتز دیده می‌شود (شکل ۸E). سیمان اکسید آهن از جمله سیمان‌های فراوان در سنگ‌های آواری است و به شکل پوشاننده سطح دانه‌ها دیده می‌شود و گاهی با سیمان رسی همراه است. در نمونه‌های بررسی شده این سیمان به شکل پوششی نازک و به رنگ قهوه‌ای دیده می‌شود. این سیمان بیشتر از جنس هماتیت است و به طور معمول در ژرفای کم تدفین و در مناطق وادوز تشکیل می‌شود؛ به علاوه طی بالآمدگی نیز امکان تشکیل آن وجود دارد (Einsele 2000).

فشردگی

فرایند فشردگی یا تراکم شامل همه فرایندهایی است که باعث کاهش حجم توده سنگ، کاهش تخلخل و سنگی شدن است



شکل ۹. فرایندهای دیاژنوزی شناسایی شده در توالی مطالعه‌شده؛ A. سیمان حاشیه هم‌ضخامت، نور پلاریزه؛ B. سیمان کلسیت هم‌بعد به صورت پرکننده فضاهای خالی درون حجره‌ای، نور پلاریزه؛ C. سیمان کلسیت هم‌بعد به صورت پرکننده شکستگی، نور پلاریزه؛ D. سیمان هم‌محور پیرامون خرده‌های خارپوست، نور طبیعی؛ E. سیمان اکسید آهن، نور طبیعی؛ F. فشردگی مکانیکی باعث ایجاد انواع مرزهای خطی و محدب-مقعر شده است، نور طبیعی؛ G. نمای نزدیک‌تر از تصویر F، نور طبیعی؛ H. رگچه انحلالی، نور طبیعی؛ I. شکستگی، نور پلاریزه.

توالی رخدادهای دیاژنتیکی

براساس بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی انجام‌شده روی نهشته‌های پرمین در ناحیه مدنظر می‌توان نتیجه گرفت که توالی مطالعه‌شده سه مرحله ائوزنز، مزوزنز و تلوزنز را در محیط‌های دریایی، متئوریک و تدفینی پشت سر گذاشته است (جدول ۲).

محیط دیاژنتیکی دریایی

نخستین مرحله دیاژنز در محیط دیاژنتیکی دریایی رخ می‌دهد (Tucker and Wright 1990). در نمونه‌های توالی مطالعه‌شده، فرایندهای مختلفی در این محیط رخ داده‌اند. آشفستگی زیستی، بورینگ، تشکیل سیمان حاشیه هم‌ضخامت در رخساره

گرینستونی و تشکیل سیمان هم‌محور پیرامون خرده‌های خارپوست در این محیط رخ داده است.

محیط دیاژنتیکی تدفینی

در توالی مطالعه‌شده، فشردگی مکانیکی به صورت ایجاد انواع مرزهای نقطه‌ای، تماسی، خطی و محدب-مقعر، مژرس و نفوذی (شکل ۴-۶) و فشردگی شیمیایی به صورت تشکیل رگچه‌های انحلالی و حضور انواع استیلولیت و شکستگی شواهدی از حضور نهشته‌های پرمین در این محیط است.

محیط دیاژنتیکی متئوریک

در توالی‌های مطالعه‌شده، فرایندهای دیاژنتیکی مختلفی روی

مهم‌ترین فرایندهای دیاژنتیکی مؤثر بر توالی سازند دورود، میکریتی‌شدن، بورینگ، سیمانی‌شدن، نئومورفسم، فشردگی مکانیکی و شیمیایی، دولومیتی‌شدن، پیریتی‌شدن، سیلیسی‌شدن و شکستگی است.

براساس بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی انجام‌شده روی نهشته‌های پرمین در ناحیه مدنظر، توالی مطالعه‌شده سه مرحله‌اژنزی، مزوزن و تلوزن را پشت سر گذاشته است.

آشفستگی زیستی، بورینگ تشکیل سیمان هم‌محور پیرامون خرده‌های اکینودرم در این محیط دیاژنتیکی دریایی رخ داده است. فشردگی مکانیکی به‌صورت ایجاد انواع مرزهای نقطه‌ای، تماسی، خطی و محدب-مقعر، مضرس و نفوذی (شکل ۴-۶) و فشردگی شیمیایی به‌صورت تشکیل رگچه‌های انحلالی و حضور انواع استیلولیت و شکستگی شواهدی از حضور نهشته‌های پرمین در محیط دیاژنتیکی تدفینی است. در این محیط، فرایند نوشکلی نیز رخ داده و کانی‌های ناپایدار موجود مانند آراگونیت به کلسیت تبدیل شده‌اند؛ همچنین رخساره‌های دیاژنزی مانند دولومیتی‌شدن و سیلیسی‌شدن در محیط دیاژنتیکی متشوریک رخ داده است.

عمده نهشته‌های پرمین سازند دورود در بخش‌های کم‌عمق‌تر و کم‌انرژی‌تر از کربونيفر، محیط‌های لاگون ساحلی، متأثر از موج و همچنین سکانس‌های کربناته انتهایی (پیش از نهشت ماسه‌سنگ‌ها) در محیط لاگون محدود تا نیمه‌محدود شده تشکیل شده‌اند.

References

- Aghanabati A. 2004. The Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 586 p. (In Persian).
- Alavi M. 1990. "Sedimentary and structural characteristics of the paleoTethys remnants in northeastern Iran". Geological Society of America Bulletin, 103: 983-992.
- Allenbach P. 1966. Geologie und petrologie des Demavand und seiner Umgebung (Zentral Elburz) Iran. Mitt. Geol. Inst. E. T. H. Zurich, N. F63: 1-144.
- Assereto R. 1963. "The Paleozoic formation in central elburz (Iran) (Preliminary note)". Rivista Italiana di paleontologia e Stratigrafia, 69: 503 - 543

نهشته‌های پرمین در محیط متشوریک طی رخنمون تحت جوئی رخ داده است که از جمله می‌توان به تشکیل سیمان کلسیتی اشاره کرد. در این محیط، فرایند نوشکلی نیز رخ داده است؛ همچنین رخساره‌های دیاژنزی مانند دولومیتی‌شدن، سیلیسی‌شدن و سیمان اکسید آهن در این محیط رخ داده است.

جدول ۲- توالی رخساره‌های دیاژنتیکی مؤثر بر سازند دورود در ناحیه

مطالعه‌شده

فرایندهای دیاژنتیکی	اژنزی مزوزن تلوزن
میکریتی‌شدن	-----
بورینگ	-----
دولومیتی‌شدن	-----
سیمان کلسیتی	-----
هم‌بعد	-----
شکستگی	-----
فشردگی مکانیکی	-----
استیلولیت	-----
پیریت	-----
سیمان اکسید آهن	-----

نتیجه

در این پژوهش برمبنای بررسی‌های پتروگرافی و صحرایی چهار رخساره آواری و سه رخساره کربناته شناسایی شدند. این رخساره‌ها در چهار کمربند رخساره‌ای رودخانه‌ای، ساحلی، لاگون و تپه‌های ماسه‌ای زیرآبی (shoal) نهشته شده‌اند.

براساس ویژگی‌هایی چون تنوع کم رخساره‌ها و تدریجی‌بودن روند تبدیل کمربندهای رخساره‌ای، نبود نهشته‌های توریدایتی، پارانرژی‌بودن رخساره‌ها در بخش نزدیک ساحل و نیز نبود آثار ریف‌های بزرگ سدی پدیدآورنده نقطه عطف در نیمرخ پلتفرم می‌توان نتیجه گرفت سازند دورود در منطقه مطالعه‌شده رمپ هموکلینال ته‌نشست یافته است.

- Granath (Eds.), South Caspian to Central Iran Basins: Geological Society, Special Publications, London 312: 79-128.
- Glaus M. 1964. "Trias und Oberperm in Zentralen Elburs (persian)". *Eclogae Helveticae*, 57: 497-508.
- Gonzalez L. A. Carpenter S. J. and Lohmann K. C. 1992. Inorganic calcite morphology, roles of fluid chemistry and fluid flow. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62: p. 382- 399.
- Gregg J.M. and Sibley D.F. 1984. Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53, 908-931.
- Haijun Z. Xunlian W. Lin D. Guoying X. and Lei W. 2006. The species diversity of fusulinaceans and high-frequency sea-level changes in Carboniferous-Permian boundary section at Xikou, Zhen, a country, Shaanxi Province, China." *Science in China: Series D Earth Sciences*, 49: 673-683.
- Hardwood G.M. 1988. Principles of sedimentary petrography. In: *Technique in Sedimentology* (Ed.) by Tucker, M. Black well Oxford. p.108-174.
- Hoseininejad S.M. 1992. Stratigraphy, biostratigraphy and sedimentology of Permian Deposit in the Emarat-Mangol Area, MSc Thesis, Tarbiat Moallem University, p.139 (in Persian).
- Hunt, D. and Tucker, M. E., 1995. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base level fall – reply. *Sedimentary Geology*, 95:147–160.
- Jahani D. Gelareh Babae Khou G. Adabi M.H. Babae Khou G. and Vaziri S.H. 2013. The role of calcareous algae in reconstruction of sedimentary environment of Ruteh Formation in Sibestan area (Central Alborz), *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 29(1):43-58. (In Persian).
- Jenny J. and Stampfli G. 1978. Lithostratigraphic du Permian de l'Elbourz oriental en Iran. *Eclogae Geologiae Helveticae*, 71: 551-580
- Jenny J. Stampfli G. 1978. Lithostratigraphic du Permian de l'Elbourz oriental en Iran. *Eclogae Geologiae Helveticae*, 71, 551-580.
- Jenny-Deshusses C. 1983. Le Permian de Elbourz centralet oriental (Iran): stratigraphie et micropaleontology (foraminiferes et algues). Ph. D. thesis, Universite de Geneve, p.414.
- Jenny-Deshusses C. 1988. "New approach to the internal structure of Paraglobivalvulina mira Reitlinger, Benthic foraminifer from the Tethyan upper Permian." *Revue de Paleobiologie, Spec. Pub.* 69-74
- Atakul, A. 2006. Lower-Middle Carboniferous boundary in central Taurides, Turkey (Hadim area): Paleontological and sequence stratigraphic approach, M. Sc Thesis. Middle East Technical University, p 2019.
- Bastami L. Moussavi M.R Hosseini-Barzi M. 2019. Provenance of Dorud Formaiton sand stones on petrography and geochemical data, Khur section, Central Alborz. *Geoscinces*, 28(111):105-120. (In Persian).
- Bastami L. Moussavi M.R. and Hosseini-Barzi M. 2019 Microfacies, sedimentary environment and relative sea level changes of the Ruteh Formation, Sangsar and Makaroud sections, Central Alborz, 32(4):1-28 (In Persian).
- Berberian M. and King G.C.P. 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Can. J. Earth Sci.*, 18: 210-265.
- BouDagher– Fadel M.K. 2008. Evolution and geological significance of larger benthic foraminifera. In *Development in Paleontology and Stratigraphy*, Elsevier, 21: 1-540
- Boudagher-Fadel M. K. 2008- Evolution and geological significance of larger benthic foraminifera. *Developments in Paleontology and Stratigraphy* 21. 544 p.
- Bozorgnia F. 1973. Paleozoic foraminiferal biostratigraphy of central and east Albourz Mountains, Iran. National Iranian Oil Company, Geological Laboratories Publication, 4: 185 p., 45 plates.
- Dunham R.J. 1962. Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. In: W. E. Ham (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks*. AAPG Memoir, 1: 108-121.
- Ebrahim Nejad M. Vachard D. Siabeghodsy A. A. and Abbasi S. 2015- Middle-Late Permian (Murgabian-Djulfian) foraminifers of the northern Maku area (western Azerbaijan, Iran). *Palaeontologia Electronica*, 18.1.19A: 1-63.
- Einsele G. 2000. *Sedimentary Basin Evolution, Facies and Sediment Budget* (2nd edition), Springer, 792 p.
- Folk R. L. 1965. Some aspect of recrystallization in ancient limestones: in L.C. Pray, and R. S. Murray (Eds.), *Dolomitization and limestone diagenesis: Tulsa, SEPM Special Publication*, 13: 14-48.
- Flügel E. 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks Analysis, Interpretation and Application*, Springer-Verlag, Berlin, 976 pp.
- Gaetani M. Angiolini L. Ueno K. Nicora A. Stephenson M. Sciunnach D. Rettori R. Price G. D. and Sabouri J. 2009- Pennsylvanian- Early Triassic stratigraphy in the Alborz Mountains (Iran). In: M. F. Brunet M. Wilmsen J. W.

- evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework: Amsterdam, Elsevier, p. 444.
- Nabavi M.H. and Hamdi B. 1975, Permian limestone with holothurian sclerites, Semnan area, south-central Alborz, Iran Geol.Survey of Iran, Report, 32: 4-17, Tehran.
- Parcerisa D. Gomez- Graz Trave A., Martin J. D. and Maestro E. 2006. Fe and Mn in calcites cementing red beds: record of Oxidation – Reduction conditions examples from the Catalan coastal ranges (NE Spain). Jour. Geochemical. Exportation 89: 318- 322.
- Partoazar H. 1995. Permian system in Iran, Geological Society of Iran, 22: 340. (In Persian).
- Parvizi T. Rashidi K. and Vachard D. 2013- Middle Permian calcareous algae and microproblematica (Dalan Formation, Dena Mountain, High Zagros, SW Iran). Facies, 59: 149-177.
- Pettijohn F.J. Potter P. E. and Siever R. 1987. Sand and Sandstone, Springer-Verlag, 553.
- Ross C. A. 1969. Paleoecology of Late Pennsylvanian fusulinids (foraminiferada) Texas. C. R. Intenational Congress on Carboniferous stratigraphy and geology (Sheffield)." Masstricht, E. Van Aelst, 4: 1429-1440.
- Ross M. E. 1982. Geologic input into coastal land use planning in northern Oregon: a national model?: Geological Society of America Abstracts with Programs, 14(7): 603.
- Sajadi F. and Partoazar H. 2005. Lithostratigraphy and biostratigraphy of Permian deposits in Marsalan section, Sangroud (west Alborz), Journal of Secince, Tehran University, 31:116-89. (In Persian).
- Samankassou E. 2001. Internal structure and depositional environment of Late Carboniferous mounds from the San Emiliano Formation, Ca rmenes Syncline, Cantabrian Mountains, Northern Spain, Sedimentary Geology, 145: 235-252
- San E. Iliano Schmid S. Worden R. H. & Fisher Q. J. 2004. Diagenesis and Reservoir Quality of the Sherwood sandstone (Triassic), Corrib field Slyne basin west of Ireland, Marine and Petroleum Geology, 21: 299-315.
- Shinn E. A. 1969. Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks. J. Sediment. Petrol., 38(1): 21 5-223.
- Stocklin J. 1968. Structural history and tectonics of Iran: A review. Am. Ass. Petr. Geol Bull. 52: 1229-1258.
- Stocklin J. 1974. Possible ancient continental margin in Iran. In: Burk C. A. Drake C. L. (Eds.), Geology of the continental margin. Springer, New York, 873- 887.
- Kim J. C. Lee Y. I. and Hisada K. 2007. Depositional and composition control on sandstone diagenesis the Tetori grope (Middle Jurassic Early Cretaceous), central Japan. Geology, V.195, p. 183- 202.
- Lankarani M. Amini. A. and Mosaddegh H. 2009. Facies analysis and depositional environment of the Permian siliciclastic-carbonate Transition, central Alborz, Iran". Journal of Damghan University of Basin Sciences, 2: 25-36.
- Lankarani M. and Amini A. 2009. Sequence stratigraphy of Permian deposits (Middle Absaroka), in Gaduk area, central Alborz, Iran. Iranian Journal of Geology, 2(8):22-45. (In Persian).
- Lasemi Y. 2000, Microfacies, depositional environemt and sequence stratigraphy of Percambrian and Paleozoic Iran, Geological Society of Iran. p. 180. (In Persian).
- Leven E. and Gorgig M.N. 2006. Upper Carboniferous-Permian stratigraphy and fusulinids from the Anarak region, central Iran. Russian Journal of Earth Sciences. 8:1-25.
- Leven E. and Gorgig M.N. 2011. Fusulinids and stratigraphy of the Carboniferous and Permian in Iran. Stratigraphy and Geological Correlation, 19(7):687–776.
- Leven E. and Taheri A. 2003. Carboniferous-Permian stratigraphy and fusulinids of east Iran. Gezelian and Asselian deposits of the Ozbak-kuh region. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia. 109(3):399-415.
- Leven E.Ja. and Gorgij M.N. 2009. Section of Permian deposits and fusulinids in the Halvan Mountains, Yazd Province, Central Iran, Stratigr. Geol. Korrelatsya, 17: 47–65 [Stratigr. Geol. Correlation (Engl. Transl.), 17:155–172.
- Longman M. W. 1980. Carbonate diagenetic texture from near surface diagenetic environments. AAPG. 64 (4), p. 461-487.
- Mack G. H. 1978. The survivability of labile light-mineral grains in fluvial, aeolian, and littoral marine environments: The Permian Cutler and Cedar Mesa Formation. Moab. Utah. Sedimentology, 25: 587-604.
- Machel H. C. 1999. Effect of groundwater flow on mineral diagenesis, with emphasis on carbonate aquifers: Hydrogeology Journal. 7: 97- 107.
- Mazzullo S.J. and Harris P.M. 1992. Mesogenetic dissolution: its role in porosity development in carbonate reservoirs: AAPG Bulletin, 76: 607-620.
- Molennar N. Cyzien J. and Sliupa S. 2006. Quartz cementation mechanisms and porosity Variation in Baltic Cambrian Sandstone. Sedimentary Geology, 1-25.
- Moor C. H. 2001. Carbonate reservoirs porosity

- Paleontologia e Stratigrafia. 107:169- 195.
- Vachard D. and Moix P. 2011. Late Pennsylvanian to middle Permian algal and foraminiferan biostratigraphy and paleogeography of the Lycian Nappes (SW Turkey): paleogeographic implications". *Revue de Micropaleontologie*, 54: 141-174.
- Vaziri S. H. Yao A. and Kuwahara K. 2005. Lithofacies and microfacies (foraminifers and radiolarians) of the Permian sequence in the Shalamzar area, Central Alborz, North Iran: *Journal of Geosciences*, Osaka City University, 48:39-96.
- Wilson J. L. 1975, *Carbonate Facies in Geologic history*: Springer, New York, 471p.
- Wopfner H. 2001. Late Palaeozoic to Early Triassic climatic transition between Africa and the Southern Alps. *International Conference Geology of Oman*, Muscat, January 12-16, Abstracts, p.89.
- Stocklin J. 1977. Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and central Asia. *Soci te Geologique de France, Me moire Hors-Serie*, 8: 333-353.
- Tucker M. E. 2001, *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*: Blackwell, Scientific Publication, London, 260 p.
- Tucker M.E. and Wright V.P. 1990, *Carbonate Sedimentology*, Blackwell. Sci. Pub. p.482.
- Vachard D. Hauser M. Martini R. Zaninetti L. Matter A. and Peters. T. 2002- Middle Permian (Midian) foraminiferal assemblages from the Batain plain (Eastern Oman): their significance to neothethyan paleogeography. *Journal of Foraminiferal Research*, 32: 155-172.
- Vachard D. and Krainer K. 2001. Smaller foraminifers, characteristic algae and pseudo-algae of latest Carboniferous/early Permian Rattendorf Group, Carin Alps (Australia/ Italy). *Rivista Italiana*