



<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 1, No. 74, Spring 2019, pp. 37-54
Received: 10.03.2019 Accepted: 07.05.2019

Petrography and isotope-geochemistry of the Bayandor Formation dolomites at the type section, south-west of the Zanjan

Sara Pourdivanbeigi Moghaddam

*MSc of Geology, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran
mpsara1994@gmail.com*

Mohamad Ali Salehi*

*Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran
ma.salehi@sci.ui.ac.ir*

Afshin Zohdi

*Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Iran
a.zohdi@yahoo.com*

Mahdi Jafarzadeh

*Assistant Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Iran
jafarzadeh25@gmail.com*

Abstract

The Late Precambrian Bayandor Formation has a thickness of 402 m and consists of shale and sandstone with dolomite interlayers (with a thickness of about 2 to 8 m) in the type section of the south-west of Zanjan. Based on fieldwork studies lithofacies of the Bayandor Formation belong to a coastal plain and shallow marine environments have been considered for this formation. Distribution and expansion of the dolomites in this formation are parallel with the sedimentary layers and has considerable lateral extension in the field. Carbonate sequences of these deposits have all been thoroughly dolomitized, due to the effects of dolomitizing fluids and it is difficult to recognize the original depositional textures. In these dolomites, the abundant chert nodules and blue-green algae (stromatolites) clearly observed along with the sedimentary bedding. During the petrographic study, the dolomites of Bayandor Formation based on fabric and crystal size divided into the three groups including fine, medium and medium to coarse crystalline dolomites. In these samples the contents of ^{13}C isotope are varies between -1.63 to -2.02 ‰PDB and the contents of ^{18}O isotope are varies between -5.94 and -8.15 ‰PDB. These values are almost similar to the carbon and oxygen values of the Late Precambrian seawater. Based on fieldwork, petrography and geochemical results and also by determining of temperature formation (around 38°C), the source of magnesium for fine and medium crystalline dolomites are seawater, and likely the conditions for the formation of these dolomites are seepage-reflux dolomitization model during the shallow burial environments. With increasing temperature during the burial process, medium to coarse crystalline dolomites also formed from the previous ones. The oxygen isotope data for the medium to coarse crystalline dolomite does not show a significant difference with the fine and medium crystalline dolomites. This can show that these types of dolomites also formed during the shallow burial conditions and perhaps from the recrystallization process of the fine crystalline dolomites. These results in addition to a shallow marine sedimentary environment of the Bayandor Formation show that the formation of these dolomites might be because of seepage-reflux model by seawater during the shallow burial.

Keywords: Dolomitization, Carbon and Oxygen isotope, Late Precambrian, Bayandor Formation, Zanjan

Introduction

Dolomite-capped shallow-water carbonate successions have been reported throughout the geologic record (Geske et al. 2012). Amongst these, pervasive secondary dolomitization of shallow-water carbonates is the most abundant dolomite type, but also one that is genetically the least understood (Warren 2000). This is because many shallow-water carbonates, formed under different depositional and diagenetic environments worldwide, are characterized by similar fabrics and geochemical features. On the other hand the dolomites are more common in Precambrian than in Phanerozoic and these dolomites are still one of the puzzles

of geology. The Bayandor Formation dolomite case example represents one of the so frequent case examples of late Precambrian dolomite deposits worldwide. Due to the importance and also spread amount of dolomites in the Late Precambrian rocks of the Alborz Basin, dolomite layers of the Bayandor Formation in the type section which are located in the south-west of Zanjan into the Soltanieh Mountains have been discussed in this research. In this paper we aim to provide a comprehensive characterization of the petrography, isotope geochemistry and spatial architecture of Bayandor Formation dolostones.

* Corresponding author

Material & Methods

For the present study, one major outcrop exposing the Bayandor Formation in the south-west of the Zanjan region (at the type locality) were logged and studied bed-by-bed. The section measured a total length of 402 m and consists of shale and sandstone with dolomite interlayers. During the fieldwork studies, 50 rock samples from carbonate deposits (limestone and dolomite) have been taken for petrography and geochemical studies of these dolomites. Almost 25 thin sections of pervasively dolomitized intervals were studied using transmitted light microscopy. The aim was to assess precursor depositional fabrics, general dolomite crystal properties and textures. In order to differentiate ferroan and non-ferroan calcite from ferroan and non-ferroan dolomite in thin sections, the staining method of Dickson (1965) was applied. According to Sibley and Gregg (1987) and based on petrographic characteristics (e.g., crystal size and shape, extinction, characteristics of allochems and fabric), several main phases of dolomite development are recognized. Oxygen and carbon isotope analyses were performed on 10 bulk-rock dolostone at the Erlangen University, Germany.

Discussion of Results & Conclusions

Stratigraphically, the Bayandor Formation consists of the nine lithostratigraphic units and starts with red shale beds with some sandstone intercalations. The thirteen dolomites intercalations (with a thickness of about 2 to 8 m) are found through this succession. Dolomite layers in this formation contain microbial structures. The uppermost 30 m of the succession is made up of green-colored shale beds with dolomite interbeds. The upper contact with Soltanieh

Formation is sharp and conformable. Here in this research for the first time, we have documented several lines of evidence all pointing to an early diagenetic origin of the vast majority of the Bayandor Formation limestone dolomitization. Moreover it should be noted that, fieldwork studies of the Bayandor Formation are indicative a coastal plain and shallow marine environments sensitive to sea-level change. Distribution and expansion of the Bayandor dolomites are parallel with the sedimentary layers and has considerable lateral extension in the field. Carbonate sequences of these deposits have all been thoroughly dolomitized, due to the effects of dolomitizing fluids and it is difficult to recognize the original depositional textures. During the petrographic study, the dolomites of Bayandor Formation divided into the three groups including fine, medium and medium to coarse crystalline dolomites. In these samples the contents of ^{13}C isotope are varies between -1.63 to -2.02 ‰PDB and the contents of ^{18}O isotope are varies between -5.94 and -8.15 ‰PDB. Based on fieldwork, petrography and geochemical results and also by determining of temperature formation (around 38°C), the source of magnesium for fine and medium crystalline dolomites are seawater, and likely the conditions for the formation of these dolomites are seepage-reflux dolomitization model during the shallow burial environments. With increasing temperature during the burial process, medium to coarse crystalline dolomites also formed from the previous ones. These results in addition to a shallow marine sedimentary environment of the Bayandor Formation show that the formation of these dolomites might be because of seepage-reflux model by seawater during the shallow burial.

پetroگرافی و ژئوشیمی ایزوتوپی دولومیت‌های سازند بایندور در برش نمونه، جنوب غرب زنجان

سارا پوردیوانیگی مقدم، کارشناسی ارشد زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، ایران

mpsara1994@gmail.com

محمدعلی صالحی^{*}، استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، ایران

ma.salehi@sci.ui.ac.ir

افشین زهدی، استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، ایران

a.zohdi@yahoo.com

مهدی جعفرزاده، استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران

jafarzadeh25@gmail.com

چکیده

سازند بایندور به سن پرکامبرین پسین در برش نمونه واقع در جنوب غرب زنجان ۴۰۲ متر ضخامت دارد و از شیل و ماسه سنگ با میان لایه‌های دولومیتی (با ضخامت حدود ۲ تا ۸ متر) تشکیل شده است. بر اساس مطالعه‌های صحرایی، رخساره‌های سنگی مربوط به پهنه ساحلی و دریای کم عمق در سازند بایندور شناسایی شده‌اند. گسترش و تشکیل دولومیت‌ها در سازند بایندور به موازات لایه‌های رسوبی است و لایه‌های دولومیتی گسترش جانبی درخور توجهی را نشان می‌دهند. توالی‌های کربناته این نهشته‌ها در نتیجه تأثیر سیالات دولومیت‌ساز به‌طور کامل دولومیتی شده‌اند؛ به‌طوری‌که شواهد بافت رسوبی اولیه به میزان کم حفظ شده است. این دولومیت‌ها حاوی مقادیر درخور توجهی ندول‌های چرت و آثار جلبک‌های سبز-آبی (استروماتولیت‌ها) به موازات لایه‌بندی‌های رسوبی‌اند. بر اساس مطالعه‌های پتروگرافی، دولومیت‌های سازند بایندور بر اساس فابریک و اندازه بلور به سه گروه دولومیت‌های ریز، متوسط و متوسط تا درشت‌بلور تقسیم می‌شوند. میزان ایزوتوپ کربن ۱۳ در این نمونه‌ها بین ۱/۶۳- تا ۲/۰۲ ‰ PDB و مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ بین ۵/۹۴- تا ۸/۱۵ ‰ PDB- متغیر است. این مقادیر تقریباً مشابه با مقادیر ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن آب دریای پرکامبرین پسین است. با توجه به نتایج مطالعه‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی و همچنین دمای تشکیل دولومیت‌های ریز و متوسط‌بلور (حدود ۳۸ درجه سانتی‌گراد)، احتمالاً آب دریا منشأ یون منیزیم در این دولومیت‌ها بوده است و این دولومیت‌ها تحت تأثیر مدل دولومیتی‌شدن نفوذ و تراوش در محیط‌های تدفین کم عمق شکل گرفته‌اند. با ادامه روند تدفین و افزایش دمای سیالات دولومیت‌ساز، دولومیت‌های متوسط تا درشت‌بلور از دولومیت‌های ریز و متوسط‌بلور حاصل شده‌اند. داده‌های ایزوتوپ اکسیژن در دولومیت‌های متوسط تا درشت‌بلور نیز تفاوت مشهودی بین این نوع دولومیت با دولومیت‌های نوع اول و دوم نشان نمی‌دهد که احتمالاً بیان‌کننده تشکیل این دولومیت‌ها در شرایط تدفین کم عمق و در نتیجه فرایند تبلور مجدد دولومیت‌های ریزبلور است. این نتایج به همراه محیط رسوبی کم عمق زمان ته‌نشست سازند بایندور، تشکیل شدن دولومیت‌ها در نتیجه سازوکار نفوذ و تراوش توسط آب دریا و طی تدفین کم عمق را تأیید می‌کنند.

واژه‌های کلیدی: دولومیتی‌شدن، ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن، پرکامبرین پسین، سازند بایندور، زنجان

^{*} نویسنده مسئول: ۰۳۱۳۷۹۳۲۱۶۴

مقدمه

سازند بایندور از جمله واحدهای سنگ‌چینه‌ای پرکامبرین بالایی (نئوپروتروزوئیک پسین) ایران است که نخستین‌بار، اشتوکلین (Stöcklin 1972) آن را در کوه‌های سلطانیه زنجان، در نزدیکی روستای بایندور معرفی کرد. این توالی عمدتاً از نهشته‌های شیلی-ماسه‌سنگی و دولومیتی تشکیل شده و به شکل دگرشیب روی گرانیته دوران به سن پرکامبرین قرار گرفته و به‌وضوح به سازند دولومیتی سلطانیه ختم شده است. وجودداشتن فسیل شاخص، قرارگیری به شکل ناپیوسته روی گرانیته پرکامبرین و یا نهشته‌های چین‌خورده سازند کهر به سن پرکامبرین سبب شده است سازند بایندور به همراه سه واحد سنگ‌چینه‌ای دیگر به نام‌های سلطانیه، باروت و زاگون بخشی از نهشته‌های موسوم به اینفراکامبرین در نظر گرفته شود؛ باوجوداین، در مطالعه‌های فسیل‌شناسی بعدی (باتوجه به حضور گونه *Trichophycus pedum* در بخش‌های بالایی شیل زیرین از سازند سلطانیه) و ژئوشیمی ایزوتوپی (تغییرات ایزوتوپ کربن)، سازند بایندور و بخش‌های زیرین سازند سلطانیه به پرکامبرین بالایی و بخش‌های بالایی سازند سلطانیه به همراه سازندهای باروت و زاگون به کامبرین پایینی نسبت داده شده‌اند (Ciabeghods et al. 2006; Aghanabati 2010; Shahkarami et al. 2017). با تکیه بر جایگاه چینه‌شناسی سازند بایندور می‌توان این واحد سنگی را با تمام و یا بخشی از نهشته‌های مردابی، دلتایی-قاره‌ای ایران مرکزی نظیر سری ریزو، دزو و راور در ایران مرکزی و یا بخشی از سری (مجموعه) هرمز در زاگرس مقایسه کرد (Aghanabati 2010; Vaziri et al. 2018). قدمت این نهشته‌ها و تأثیر دیاژنز زیاد روی آنها سبب شده است به مطالعه‌های سنگ‌شناسی رسوبی درباره این نهشته‌ها در ایران کمتر توجه شود و تنها می‌توان به نام‌گذاری این سازند برای نخستین‌بار توسط اشتوکلین در کوه‌های سلطانیه زنجان (Stöcklin 1972)، مطالعه پالینولوژیکی

سازند بایندور در برش نمونه واقع در شمال دهکده دوران (Ghavidel-Syooki 1995)، بررسی خاستگاه زمین‌ساختی ماسه‌سنگ‌های سازند بایندور در برش چقلو، شمال‌غرب ایران (Etemad-Saeed and Hosseini- Barzi 2017) و بررسی ژئوشیمی عنصری کربنات‌های پرکامبرین بالایی برش چقلو در شرق زنجان طی مطالعه‌های پیله‌کوهی و همکاران (Pilekouhi et al. 2018) اشاره کرد. باتوجه به مطالعه‌های انجام‌شده درباره این نهشته‌ها و به‌منظور بررسی مدل دولومیتی‌شدن این کربنات‌ها و شناسایی انواع دولومیت‌ها (به روش پتروگرافی و ژئوشیمی)، برش نمونه سازند بایندور در جنوب‌غرب زنجان انتخاب و از نظر پتروگرافی و ژئوشیمیایی به‌دقت مطالعه شد. امید است زمین‌شناسان بتوانند از نتایج پژوهش حاضر برای انطباق هرچه بهتر این سازند در بخش‌های مختلف حوضه رسوبی البرز و در نهایت، بازسازی جغرافیای دیرینه زمان پرکامبرین پسین در حوضه رسوبی البرز بهره ببرند.

روش مطالعه

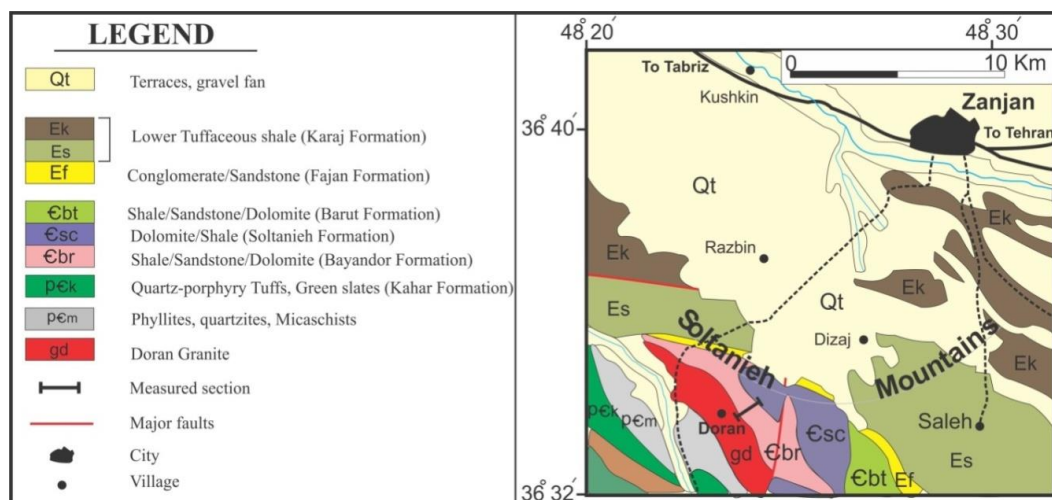
پس از مطالعه‌های اولیه منابع و نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ زنجان (Stöcklin and Eftekhari-nezhad 1969)، مطالعه صحرایی برش مدنظر انجام شد. طی مطالعه‌های صحرایی، برداشت‌های مختلف زمین‌شناسی نظیر اندازه‌گیری ضخامت برش و همچنین نمونه‌برداری با هدف انجام تجزیه و تحلیل‌های مدنظر انجام شد. نمونه‌برداری بر اساس تغییرات مشاهده‌شده در سنگ‌شناسی واحدها انجام شد؛ همراه با نمونه‌برداری، لاگ توصیفی از وضعیت واحدها و ارتباط آنها با یکدیگر، وضعیت مرز بین واحدها و ساختمان‌های رسوبی انجام شد. در مجموع طی مطالعه‌های صحرایی، تعداد ۵۰ نمونه دستی از سازند بایندور برداشت شدند که از این تعداد، ۲۵ نمونه به لایه‌های دولومیتی مربوط بودند و از تمام آنها مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه و مطالعه

قزوین- همدان در جنوب شرقی تا خمیدگی رودخانه قزل‌اوزن جنوب میانه در شمال غربی گسترش دارد. این کوه‌ها که در شمال غرب ایران و در جنوب زنجان قرار دارند، نشان‌دهنده بالآمدگی هورست‌مانند باریکی از سنگ‌های پرکامبرین، پالئوزوئیک و مزوزوئیک در داخل حوضه کششی سنوزوئیک ایران مرکزی‌اند (Stöcklin 1972). این توالی در بالای سنگ بستر پرکامبرین شامل حدود ۵۰۰۰ متر از سنگ‌های رسوبی پرکامبرین بالایی، پالئوزوئیک و مزوزوئیک است (شکل ۱) و حدود ۵۰۰۰ متر از سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی با سن سنوزوئیک در قسمت‌های شمال شرقی آن قرار دارند (Stöcklin 1972). باتوجه به نقشه زمین‌شناسی منطقه، واحدهای زمین‌شناسی عمدتاً به پرکامبرین بالایی- کامبرین پایینی و به میزان کمتر به پالئوژن تعلق دارند. این واحدها از قدیم به جدید گرانیته دوران، شیل‌های دگرگون‌شده سازند کهر، شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های سازند بایندور، دولومیت‌ها و شیل‌های سبزرنگ سازند سلطانیه، شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های سازند باروت را شامل می‌شوند. رخنمون‌هایی از سازندهای جوان‌تر متعلق به سازند فجن (پالئوسن) و سازند کرج (ائوسن) نیز به علت فعالیت زیاد فرایندهای زمین‌ساختی در منطقه مطالعه شده دیده می‌شوند. بخش‌های شمالی برش مطالعه شده عمدتاً با رسوبات و تراس‌های مخروط‌افکنه‌ای و رودخانه‌ای مربوط به زمان کواترنر پوشیده شده‌اند (شکل ۱). مسیر زنجان- بیجار به منظور دسترسی به برش مطالعه شده استفاده می‌شود؛ راه فرعی روستای دوران به طول حدود ۲ کیلومتر در ۱۷ کیلومتری جنوب غرب زنجان، دسترسی به این برش را که در چند صد متری شمال روستا قرار دارد ممکن می‌کند.

شد. به منظور تقسیم‌بندی دولومیت‌های این برش از روش Friedman 1965، Sibley and Gregg 1987 و Mazzullo 1992 استفاده شد. همه مقاطع نازک برای تشخیص کانی کلسیت از دولومیت با محلول آلزارین قرمز (Red-S) به روش (Dickson 1965) رنگ‌آمیزی شدند. به منظور اندازه گیری نسبت ایزوتوپ‌های پایدار ^{18}O و ^{13}C در نمونه‌های دولومیتی، ۱۰ نمونه از دولومیت‌های دارای اندازه بلوری مختلف انتخاب و به آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه ارلانگن کشور آلمان ارسال شدند. تجزیه و تحلیل به این شکل انجام شد که کربنات موجود در نمونه‌های خردایش شده در دمای ۷۰ درجه سانتی‌گراد با فسفریک‌اسید ۱۰۰ درصد واکنش داد و گاز CO_2 تولید کرد. این گاز از طریق دستگاه ورودی دوگانه (Dual-Inlet) به دستگاه اسپکترومتر جرمی (Thermo Fisher Delta Vplus MS) نسبت ایزوتوپی تزریق و نسبت جرم‌های $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ و $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ اندازه‌گیری شد. میزان ایزوتوپ اکسیژن و کربن به شکل δ (دلته) و بر حسب در هزار (پرمیل) بیان و مقدار آن نسبت به استاندارد مرجع V-PDB گزارش شد. به منظور تفسیر مدل دولومیتی شدن و شرایط تشکیل دولومیت‌های سازند بایندور از منابع مناسب (e.g. Adams and Rhodes 1960; Hanshaw et al. 1971; Badiozamani 1973; Bush 1973; Land 1985; Rosen et al. 1989; Warren 1991; Ayalon and Longstaffe 1995) استفاده شد که ویژگی‌ها و شرایط هریک از مدل‌های دولومیتی شدن در آنها ارائه شده است.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مطالعه شده در پژوهش حاضر بر اساس مطالعه‌های اشتوکلین (Stöcklin 1968) در بخش غربی زون البرز و در کوه‌های سلطانیه قرار دارد. کوه‌های سلطانیه بخش مرکزی رشته‌کوهیست که حدود ۱۶۰ کیلومتر از جاده

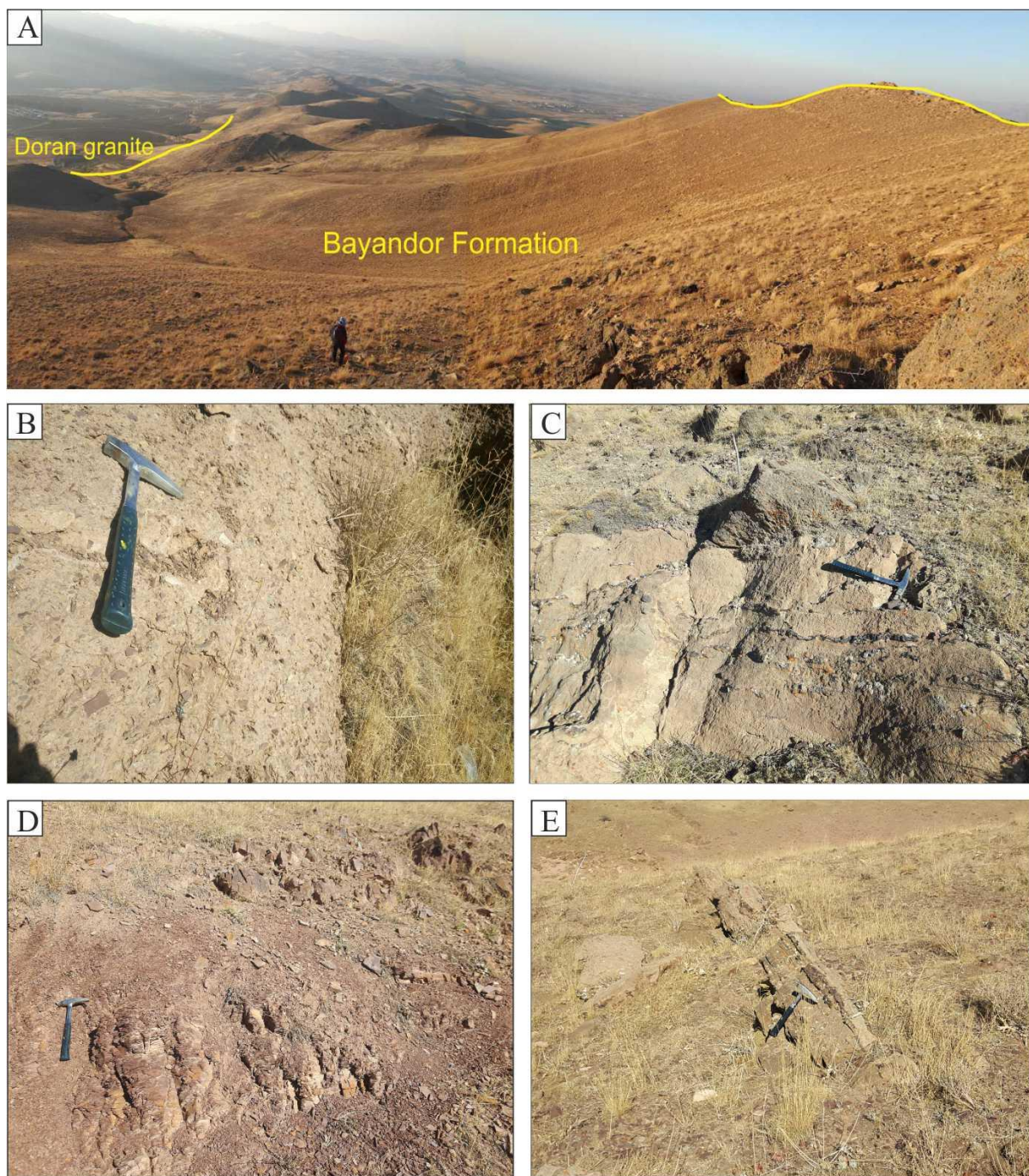


شکل ۱- موقعیت برش مطالعه‌شده از سازند بایندور در جنوب‌غرب زنجان در نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ زنجان (برگرفته با تغییراتی از Stöcklin and Eftekhari-nezhad 1969).

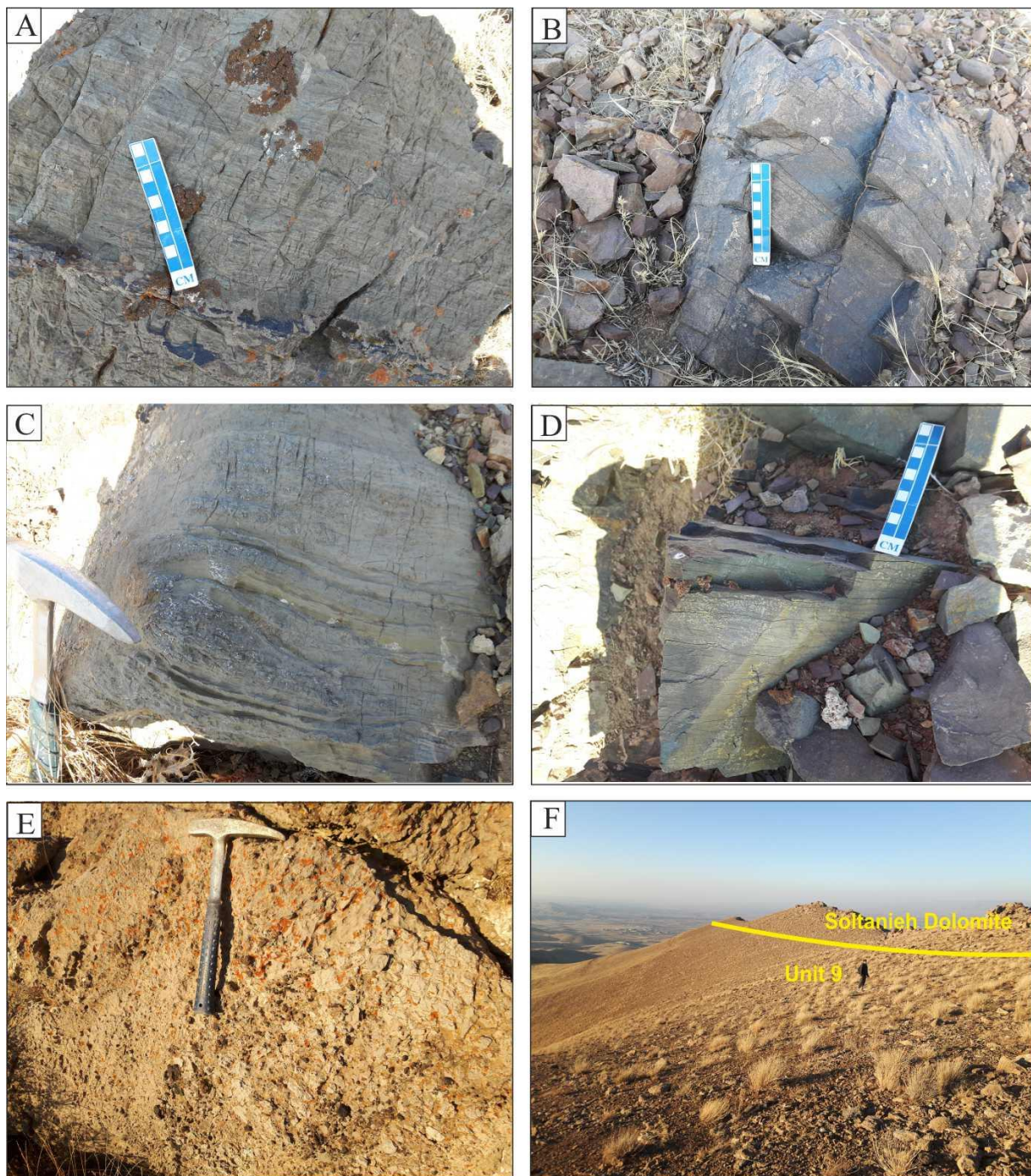
چینه‌شناسی سازند بایندور در برش مطالعه‌شده

برش نمونه سازند بایندور در جنوب‌غرب زنجان و در چند صد متری شمال روستای دوران قرار دارد. شکل ۱ محل برش مطالعه‌شده را روی نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ زنجان نشان می‌دهد. مطالعه‌های صحرایی انجام‌شده در پژوهش حاضر به تفکیک ۹ واحد سنگ‌چینه‌ای در این برش منجر شد. شکل ۲، A نمایی از سازند بایندور در برش نمونه است و مرز زیرین و بالایی آن را به ترتیب با گرانیت دوران و دولومیت سلطانیه نشان می‌دهد. ابتدایی‌ترین واحد تشکیل‌دهنده سازند بایندور در برش نمونه حدود ۲ متر ضخامت دارد و سنگ‌شناسی آن از نوع برش است که حاوی قطعه‌های زاویه‌دار از واحد گرانیت زیرین و همچنین قطعه‌های زاویه‌دار ماسه‌سنگ‌های قرمزرنگ است (شکل ۲، B). واحد ۲ متشکل از حدود ۲۱ متر شیل ارغوانی و میان‌لایه‌های دولومیت تیره‌رنگ و خاکستری و حاوی ندول چرت و فابریک استروماتولیت است (شکل ۲، C). واحد ۳ از حدود ۱۱۹ متر شیل قرمز مدادی (شکل ۲، D) و ماسه‌سنگ خاکستری، ارغوانی و سفید (شکل ۲، E) دارای لامیناسیون موازی و طبقه‌بندی مورب با میان‌لایه‌های دولومیت تشکیل شده است. واحد ۴ با ضخامت ۶۰ متر غالباً دولومیتی تیره تا روشن با

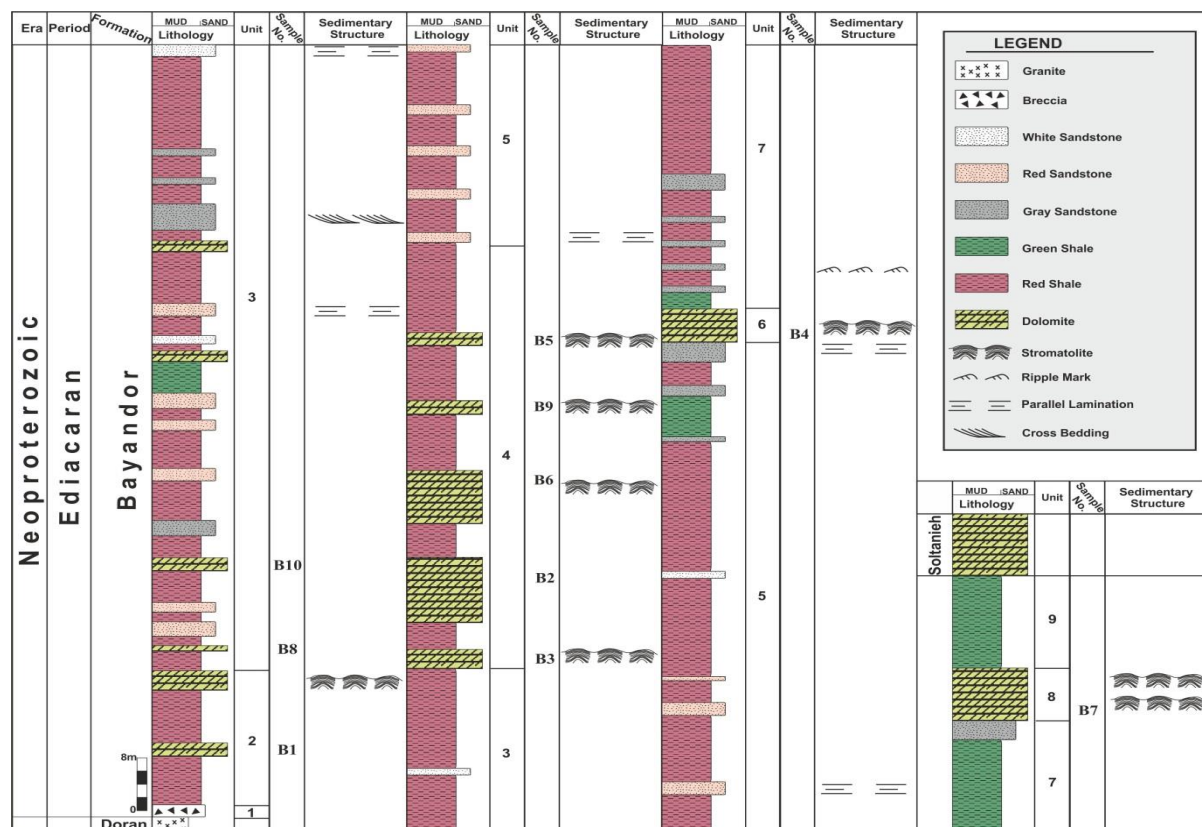
میان‌لایه‌هایی از شیل ارغوانی است. دولومیت‌های ابتدا و انتهای واحد حاوی ساختار استروماتولیت و ندول چرت هستند (شکل ۳، A). واحد ۵ به ضخامت ۱۱۷ متر شامل توالی شیل و ماسه‌سنگ است. لایه‌های ماسه‌سنگی به رنگ‌های قرمز، ارغوانی، سفید و خاکستری‌اند و برخی لایه‌ها لامیناسیون موازی دارند. همه لایه‌های شیلی (به‌جز بالاترین لایه شیلی که به رنگ سبز دیده می‌شود) به‌شکل مدادی و قرمزرنگند (شکل ۳، B). واحد ۶ شامل ۵ متر دولومیت ضخیم‌لایه خاکستری‌رنگ است که ندول چرت و فابریک استروماتولیت مسطح چین‌خورده دارد (شکل ۳، C). واحد ۷ توالی‌ای از شیل‌های مدادی قرمز و سبزرنگ و ماسه‌سنگ سبز و خاکستری ریبلی با ضخامت ۵۶ متر است (شکل ۳، D). واحد ۸ با ضخامت ۸ متر شامل لایه‌های دولومیتی ضخیم‌لایه حاوی استروماتولیت و همچنین لایه‌های دولومیت برشی‌شده است (شکل ۳، E). واحد ۹ که آخرین واحد سازند بایندور است از ۱۴ متر شیل سبزرنگ تشکیل شده و در بیشتر نقاط به‌شکل پوشیده‌شده است. مرز بالایی این واحد با سازند سلطانیه به‌شکل هم‌شیب و ناگهانی است (شکل ۳، F). ستون چینه‌شناسی این سازند در برش مطالعه‌شده به‌طور کامل همراه با واحدهای سنگی شناسایی‌شده در شکل ۴ ارائه شده است.



شکل ۲- تصاویر صحرایی سازند بایندور در برش نمونه؛ A. نمای کلی سازند بایندور در برش نمونه، B. لایهٔ برش حاوی قطعه‌هایی از جنس ماسه‌سنگ ارغوانی و همچنین گرانیت دوران در واحد ۱، C. دولومیت‌های خاکستری تیره همراه با نوارهای چرت در واحد ۲، D. شیل مدادی قرمز واحد ۳، E. ماسه‌سنگ خاکستری متوسط‌دانه در واحد ۳



شکل ۳- تصاویر صحرایی سازند بایندور در برش نمونه: A. نمایی از دولومیت استروماتولیتی واحد ۴، B. ماسه‌سنگ خاکستری دارای لامیناسیون موازی تا مورب کم‌زاویه واحد ۵، C دولومیت با ساختار استروماتولیتی واحد ۶، D. لایه‌های ماسه‌سنگی دارای رپیل مارک در واحد ۷، E. دولومیت برشی واحد ۸، F. واحد ۹ (شیل سبزرنگ) سازند بایندور و مرز بالایی این سازند با دولومیت سلطانیه



شکل ۴- ستون چینه‌شناسی سازند بایندور در برش نمونه، در جنوب غرب زنجان و موقعیت نمونه‌های انتخاب شده به منظور تجزیه و تحلیل ایزوتوپی

ایزوتوپی نهشته‌های کربناته سازند بایندور تمرکز می‌شود.

دولومیت‌های سازند بایندور باتوجه به توزیع اندازه بلورها (یونی‌مدال یا پلی‌مدال) و شکل مرز بلورها (مسطح یا غیرمسطح) به سه گروه ریز، متوسط و متوسط تا درشت‌بلور تقسیم می‌شوند. ویژگی‌های هریک از این دولومیت‌ها در جدول ۱ ارائه شده‌اند.

پetroگرافی دولومیت‌ها

سازند بایندور در برش نمونه عمدتاً از نهشته‌های سیلیسی- آواری متوسط و ریزدانه تشکیل شده است که پوردیوانبیگی مقدم (Pourdivanbeigi Moghaddam 2019) مطالعه‌های پترولوژی و ژئوشیمی این نهشته‌ها را به‌طور مفصل بررسی کرده است. در مطالعه حاضر، باتوجه به هدف پژوهش بر ویژگی‌های پetroگرافی و ژئوشیمیایی

جدول ۱- ویژگی‌های پetroگرافی و درصد فراوانی انواع دولومیت‌های سازند بایندور

نوع دولومیت	اندازه بلور	مرز بین بلورها	شکل بلور	بافت‌های معادل	درصد حجمی
ریزبلور	۶۲-۱۶ میکرون	مسطح نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل	متراکم و ریز	ایدیوتاپیک، ایدیوتاپیک-P، مسطح-	۱۸
متوسط‌بلور	۲۵۰-۶۲ میکرون	مسطح نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل	موزائیکی	هپیدوتاپیک، ایدیوتاپیک-S، مسطح-	۷۷
متوسط تا درشت‌بلور	۷۵۰-۲۵۰ میکرون	غیرمسطح	شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار	زینوتاپیک، زینوتاپیک-A، بی‌شکل	۵

دولومیت‌های ریزبلور (Fine crystalline dolomite)

این نوع دولومیت که با عنوان دولومیت نوع اول معرفی می‌شود از بلورهای متراکم ریز با اندازه ۱۶ تا ۶۲ میکرون (میانگین ۳۶ میکرون) با مرزهای مسطح نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل (Subhedral to anhedral) تشکیل شده است (شکل ۵، A و B). این نوع دولومیت معادل فابریک ایدئوتاپیک فریدمن (Friedman 1965)، ایدئوتاپیک - P سیلی و گرگ (Sibley and Gregg 1987) و دولومیت مسطح - P مازولو (Mazzullo 1992) است. دولومیت‌های ریزبلور به شکل موزائیک‌های هم‌اندازه با مرزهای مسطح نیمه‌شکل‌دار مشاهده می‌شوند و معمولاً به رنگ تیره و متراکمند. این دولومیت‌ها به موازات لایه‌بندی طبقه‌های رسوبی‌اند و با ضخامت حدود ۲ تا ۸ متر در مطالعه‌های صحرایی شناسایی می‌شوند. این دولومیت‌ها طی مطالعه‌های صحرایی بیشتر حاوی ساختارهای لامینه‌ای استروماتولیتی (بافت اولیه) دیده می‌شوند. فابریک مسطح نیمه‌شکل‌دار در اثر رشد آرام بلورها تحت‌تأثیر جریان پیوسته‌ای از سیالات دولومیت‌ساز در دمای کم ایجاد می‌شود (Warren 2000). این نوع دولومیت‌ها در سازند بایندور به رنگ خاکستری تیره‌اند، استروماتولیت دارند، ضخامتی حدود ۱۳ متر از توالی سازند را تشکیل می‌دهند، در بخش‌های مختلف سازند پراکنده‌اند و ۱۸ درصد از دولومیت‌های سازند بایندور را تشکیل می‌دهند.

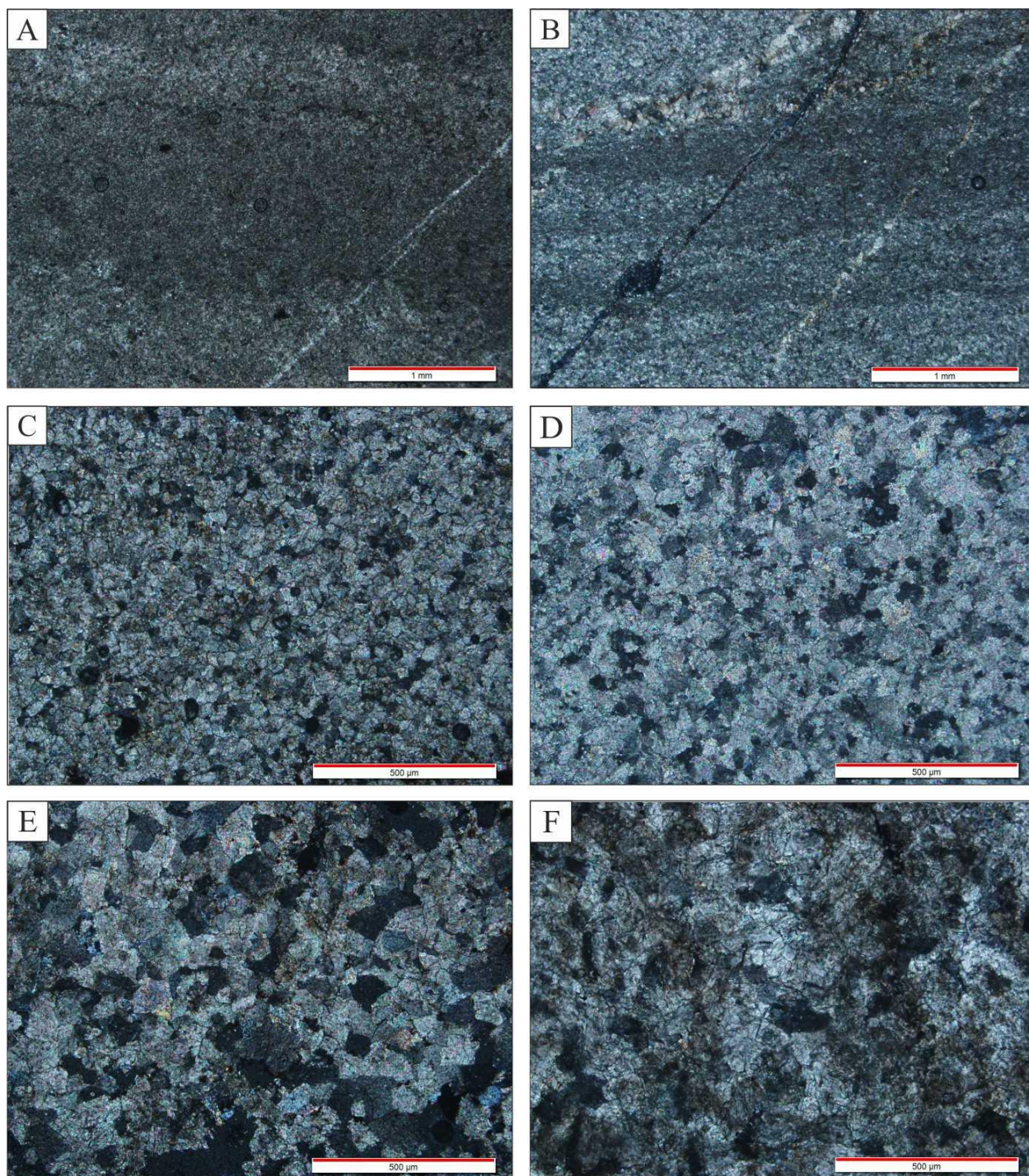
دولومیت‌های متوسط‌بلور (Medium crystalline dolomite)

این نوع دولومیت‌ها از بلورهای عمدتاً موزائیکی و هم‌اندازه با مرزهای مسطح نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل

تشکیل شده است (شکل ۵، C و D). اندازه بلورها بین ۶۲ تا ۲۵۰ میکرون (میانگین ۱۳۵ میکرون) است. مرزهای مشترک بین بلورها مستقیم است و در برخی از آنها، ارتباط سطوح بلوری به‌خوبی حفظ شده است. فابریک دولومیت‌های متوسط‌بلور معادل فابریک هیپیدئوتاپیک فریدمن (Friedman 1965) و دولومیت‌های مسطح - S سیلی و گرگ (Sibley and Gregg 1987) و مازولو (Mazzullo 1992) است. دولومیت‌های خاکستری تیره و در برخی لایه‌ها نخودی‌رنگ حاوی ساخت استروماتولیت و ندول چرتی است که ضخامتی حدود ۵۶ متر از توالی سازند را تشکیل می‌دهند، در بخش‌های مختلف سازند پراکنده‌اند و ۷۷ درصد از کل دولومیت‌های سازند بایندور را در بر گرفته‌اند.

دولومیت‌های متوسط تا درشت‌بلور (Coarsely crystalline dolomite)

این نوع دولومیت‌ها از بلورهای متوسط تا درشت بین ۲۵۰ تا ۷۵۰ میکرون (میانگین ۵۰۰ میکرون) تشکیل شده است. بلورها عمدتاً شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دارند و مرز بین بلورها غیرمسطح است (شکل ۵، E و F). این بافت معادل بافت زینوتاپیک فریدمن (Friedman 1965)، زینوتاپیک - A سیلی و گرگ (Sibley and Gregg 1987) و بی‌شکل (non planar) مازولو (Mazzullo 1992) است. دولومیت‌های درشت‌بلور سازند بایندور در لایه‌ای به ضخامت ۳ متر و دارای بافت استروماتولیت و ندول چرت قرار دارند و فراوانی این نوع دولومیت بسیار کم و حدود ۵ درصد از کل دولومیت‌های این سازند است.



شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی انواع دولومیت‌های سازند بایندور؛ A و B. دولومیت‌های ریزبلور متراکم و دارای مرز مسطح (نمونه‌های ۲۶ و ۴)، C و D. دولومیت‌های متوسط بلور موزائیکی با مرزهای عمدتاً مسطح (نمونه‌های ۴۴ و ۲۹)، E و F. دولومیت‌های متوسط تا درشت بلور با مرزهای عمدتاً غیرمسطح؛ اگرچه مرزهای مسطح نیز به میزان کمتر بین بلورهای دولومیت مشاهده می‌شوند. (نمونه ۲۱)

پایدار اکسیژن و کربن به منظور بررسی شرایط ژئوشیمیایی حاکم بر محیط رسوبی و میزان تأثیر دیاژنز انتخاب شدند. در مطالعه حاضر، تجزیه و تحلیل ایزوتوپی اکسیژن و کربن

ژئوشیمی دولومیت‌ها (ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن)

تعداد ۱۰ نمونه دولومیت برای تجزیه و تحلیل ایزوتوپی

روی هر سه نوع دولومیت ریزبلور، متوسط بلور و متوسط تا درشت بلور انجام شد. جدول ۲ مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن را بر حسب انواع دولومیت‌های سازند بایندور نشان می‌دهد؛ بنابراین، میزان ایزوتوپ کربن ۱۳

در نمونه‌های دولومیتی مطالعه شده بین $\delta^{18}\text{O}$ PDB -۱/۶۳ تا $\delta^{18}\text{O}$ PDB -۵/۹۴ و مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ بین $\delta^{18}\text{O}$ PDB -۸/۱۵ تا $\delta^{18}\text{O}$ PDB -۵/۹۴ متغیر است.

جدول ۲- مقادیر ایزوتوپ کربن و اکسیژن در انواع دولومیت‌های سازند بایندور

شماره نمونه	نوع دولومیت	$\delta^{18}\text{O}$ بر حسب پرمیل (PDB)	$\delta^{13}\text{C}$ بر حسب پرمیل (PDB)
B4	ریزبلور	-6.63	0.08
B6	ریزبلور	-6.62	2.02
B8	ریزبلور	-6.70	1.22
B1	متوسط بلور	-7.15	0.60
B2	متوسط بلور	-5.94	-0.20
B5	متوسط بلور	-6.02	0.92
B7	متوسط بلور	-8.15	-1.63
B9	متوسط بلور	-6.72	1.50
B10	متوسط بلور	-7.02	0.22
B3	متوسط تا درشت بلور	-6.64	1.29

دمای تشکیل دولومیت‌ها

مقادیر ایزوتوپ اکسیژن در آب‌های گرم‌تر، سبک‌تر ولی در آب‌های سردتر، سنگین‌تر است (Horita 2014; Veizer and Prokoph 2015). باتوجه به مقادیر ایزوتوپ اکسیژن دولومیت‌ها و با به دست آوردن دمای تشکیل آنها می‌توان به نوع و دمای سیال ایجادکننده دولومیت دست یافت. به منظور محاسبه دمای دولومیت‌های سازند بایندور از مقادیر ایزوتوپ اکسیژن در انواع مختلف دولومیت‌ها مطابق با رابطه لند (Land 1985) استفاده شد.

$$T = 16.4 - 4.3 (\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}} - 3.8) - \delta^{18}\text{O}_{\text{w}} + 0.14 (\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}} - 3.8 - \delta^{18}\text{O}_{\text{w}})^2$$

در این دولومیت‌ها، ایزوتوپ اکسیژن آب دریا ($\delta^{18}\text{O}_{\text{w}}$) در زمان تشکیل دولومیت باید مشخص شود. برای دوره نئوپروتروزوئیک، $\delta^{18}\text{O}_{\text{w}}$ آب دریا معادل ۶‰ (SMOW) در نظر گرفته شده است (Shields and Veizer 2002). با جایگزین کردن داده‌های دولومیت‌های سازند بایندور در رابطه یادشده آشکار می‌شود دولومیت‌های ریزبلور در ۳۸

درجه سانتی‌گراد، دولومیت‌های متوسط بلور در ۳۹ درجه سانتی‌گراد و دولومیت‌های متوسط تا درشت بلور در ۳۸ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند.

مدل دولومیتی‌شدن (Dolomitization model)

دولومیت‌های دریایی از فراوان‌ترین نوع دولومیت‌ها هستند که از آب‌های دریایی با شوری طبیعی تا سیالات بسیار شور در محیط‌های عمیق دریا، فلات قاره تا پهنه‌های جزرومدی تشکیل می‌شوند (Mullins et al. 1988; Mazzullo et al. 1987; Whitaker et al. 1994; Mahboubi et al. 2016). چرخش آب دریا بین رسوبات در مدت زمان طولانی لازمه تشکیل این نوع از دولومیت‌هاست. چرخش حجم زیادی از آب دریا توسط جریان‌های حرارتی در پلت فرم‌های کربناته به دولومیتی‌شدن منجر می‌شود که از آن با عنوان مدل چرخشی کاهوت (Kohout convection) نام می‌برند (Kohout 1967). طی

این فرایند، آب‌های سرد دریا که در مجاورت پلت‌فرم‌های کربناته قرار دارند به وسیله آب‌های زیرزمینی که با جریان‌های گرمابی گرم می‌شوند دوباره بین توالی‌های ضخیم رسوبی به چرخش درمی‌آیند و موجب تسریع فرایند دولومیتی‌شدن می‌شوند (Adabi 1996, 2009).

کربنات‌ها و شیل‌های پرکامبرین بالایی سازند بایندور در جنوب غرب منطقه زنجان و در محیط دریایی کم‌عمق (عمدتاً پهنه‌های ساحلی و جزرومدی) رسوب‌گذاری شده‌اند (Pourdivanbeigi Moghaddam 2019). شواهدی از جمله گسترش دولومیت‌های ریزبلور و غالب بودن میکرایت در رخساره‌های همراه با استروماتولیت‌های مسطح بیان‌کننده شرایط محیطی اینترتایدال بالایی تا سوپراتایدال در سازند بایندور است. این محیط رسوبی بخش کوچکی از دریای اپیریک و گسترده زمان پرکامبرین پسین است که نواحی وسیعی از حوضه رسوبی البرز و دیگر بخش‌های ایران را در بر گرفته بوده است (Aghanabati 2010). در محیط‌های سوپراتایدال و تا اندازه‌ای بخش‌های بالایی اینترتایدال، استروماتولیت‌های مسطح به علت شوری زیاد و انرژی کم غالباً معمول‌ترین شکل مشاهده شده‌اند (Batten et al. 2004; Dupraz et al. 2009).

دولومیت‌های سازند بایندور توزیع تقریباً موازی با لایه‌های رسوبی دارند (stratigraphic dolomite) و به‌ویژه، هیچ‌یک از انواع دولومیت‌های سازند بایندور در امتداد شکستگی‌ها و خطوط گسل (fractures and fault conduits) گسترش ندارند. این ویژگی به همراه اندازه ریز بلورهای دولومیت سازند بایندور، احتمالاً بیان‌کننده تشکیل شدن آنها طی تدفین کم‌عمق و مراحل اولیه دیازنز و پیش از فشردگی شیمیایی و تشکیل استیلولیت‌هاست. جاننشینی سنگ‌آهک‌های سازند بایندور با بلورهای دولومیت در دماهای کم تا متوسط، زیر دمای بحرانی دولومیت (critical roughening temperature)، انجام و این فرایند

سبب تشکیل بلورهای دولومیت در زمینه سنگ و ذرات و آلوکم‌های تشکیل‌دهنده سنگ‌آهک اولیه شده است؛ نظیر چنین نتایجی را هانگ و همکاران (Huang et al. 2014) برای دولومیت‌های پرمین-تریاس حوضه تاریم در منطقه شمال غرب چین ارائه کرده‌اند. نتایج مطالعه حاضر نیز نشان می‌دهند رابطه مشخصی بین پتروگرافی و دمای تشکیل دولومیت‌ها وجود دارد و دامنه تغییر درجه حرارت تشکیل دولومیت‌ها با افزایش اندازه بلورهای دولومیت (نظیر دولومیت‌های سدل) بیشتر می‌شود و دمای تشکیل دولومیت‌های غیرمسطح (non-planar dolomites) بیشتر از دولومیت‌های مسطح (planar dolomites) است.

این دولومیت‌ها طی مطالعه‌های صحرایی، بیشتر دارای ساختارهای لامینه‌ای استروماتولیتی (بافت اولیه) مشاهده شدند. این دولومیت‌ها قطعه‌های فسیلی مربوط به محیط دریای باز با شوری طبیعی را ندارند و گاهی دانه‌های پراکنده کوارتز آواری در اندازه سیلت و ماسه در مقاطع مطالعه شده آنها شناسایی شده است. مقادیر ایزوتوپ کربن آنها بین $-1/63$ تا $2/02$ پرمیل متغیر است و ایزوتوپ اکسیژن آنها تغییرات بسیار ناچیزی را از $-6/62$ تا $-8/15$ پرمیل نشان می‌دهد. این مقادیر مشابه با تغییرات ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن مربوط به آب‌های دریای پرکامبرین بالایی‌اند (Shields and Veizer 2002) (شکل ۶)؛ حتی در مواردی، مقادیر ایزوتوپ کربن دولومیت‌های نوع اول سازند بایندور در مقایسه با مقادیر ایزوتوپ کربن آب دریای پرکامبرین بالایی به میزان ناچیزی سنگین‌تر شده است که آن را می‌توان به دو علت شوری بیشتر محیط تشکیل این دولومیت (رسوبی و دیازنری) و تأثیر فرایندهای زیستی و متابولیکی ناشی از حضور مقادیر زیاد استروماتولیت‌ها همراه با بلورهای دولومیت نسبت داد (Preto et al. 2014; Baldermann et al. 2015; Yuan et al. 2015). تشکیل نشدن رسوبات تبخیری همراه با دولومیت‌ها را می‌توان ناشی از این علت دانست که شوری آب دریا در زمان تشکیل این دولومیت‌ها

آنقدر زیاد نبوده است که سبب تشکیل انواع مختلف کانی‌های تبخیری همراه با دولومیت‌ها شود. با در نظر گرفتن مقادیر ایزوتوپ کربن و اکسیژن نمونه‌های مربوط به دولومیت‌های ریزیلور (نوع اول) و ویژگی‌های پتروگرافی این نمونه‌ها می‌توان بیان کرد این دولومیت‌ها در شرایط سطحی یا نزدیک سطح زمین، دمای کم و محیط‌های دریایی کم‌عمق (نزدیک به ساحل) تحت تأثیر آب دریا شکل گرفته‌اند؛ نظیر چنین نتایجی را سنا و همکاران (Sena et al. 2014) برای دولومیت‌های ریزیلوری گزارش کرده‌اند که توسط آب دریا در عمق تدفین کم از سنگ‌آهک‌های کم‌عمق کرتاسه واقع در عمان شکل گرفته‌اند. باتوجه به نتایج مطالعه‌های صحرایی و پتروگرافی به نظر می‌رسد دولومیت‌های سازند بایندور در مرحله نخست تحت تأثیر مدل نفوذ- تراوش در شرایط دریایی کم‌عمق تشکیل شده باشند؛ به‌طوری‌که به احتمال زیاد آب دریای زمان پرکامبرین بالایی منبع اصلی یون منیزیم برای انجام فرایند دولومیتی‌شدن لایه‌های کربناته بوده است.

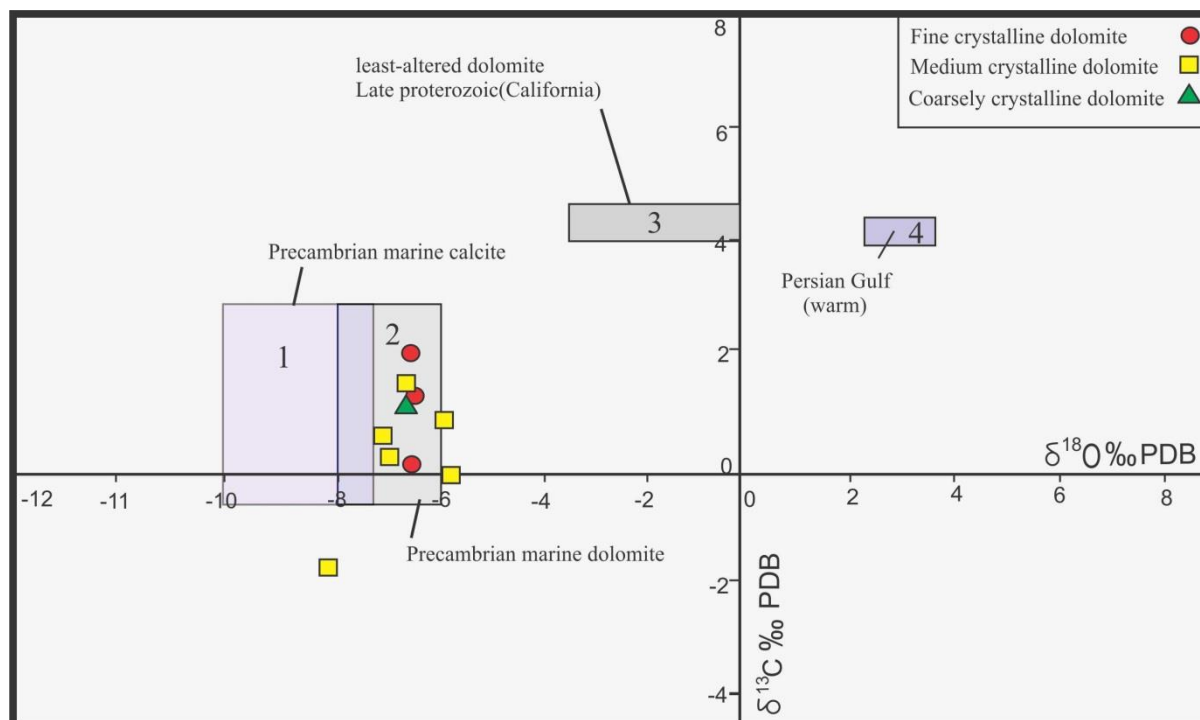
اندازه ریز تا متوسط بلورهای دولومیت و گسترش جانبی درخورد توجه این دولومیت‌ها در سازند بایندور بهترین علت برای ارائه مدل نفوذ- تراوش برای تشکیل دولومیت‌های سازند بایندور از آب دریای تبخیرشده (Evaporated seawater) تحت تأثیر مدل تراوش است. گفتنی است این دولومیت‌ها به‌شکل لایه‌ای با ضخامت در حد چند متر (Meter-thick beds of stratabound dolomite) در طول توالی سازند بایندور مشخصند. رخساره‌های کربناته و تخریبی همراه با دولومیت‌ها نیز تشکیل این دولومیت‌ها از کربنات‌های متعلق به بخش‌های دریایی کم‌عمق سازند بایندور را نشان می‌دهند؛ هرچند نبود رسوبات تبخیری (لایه‌های ژپس و انیدریت) همراه با دولومیت‌های سازند بایندور نشان می‌دهند شوری آب دریا به حدی نرسیده است که سبب ته‌نشست لایه‌های ژپس شود. این شرایط با مدل

ارائه‌شده (72 to 199%; Penesaline dolomitization) توسط سیمس (Simms 1984)، کوینگ و همکاران (Qing et al. 2001) و روت و کوینگ (Rott and Qing 2013) همخوانی درخور توجهی دارد. در این مدل، آب دریای تبخیرشده که شوری آن نسبتاً افزایش یافته است به داخل رسوبات کربناته زیرین نفوذ می‌کند و به‌علت غنی‌بودن از منیزیم سبب جانیشینی دولومیت به‌جای سنگ‌آهک‌های اولیه می‌شود.

دامنه کم تغییرات و مقادیر مثبت (سنگین) ایزوتوپ کربن در این دولومیت‌ها نشان‌دهنده مؤثرنبودن آب‌های جوی روی این دولومیت‌ها طی تشکیل آنهاست. مقادیر ایزوتوپ اکسیژن دولومیت‌های ریزیلور نسبت به متوسط بلور سنگین‌تر است؛ ازاین‌رو، این دولومیت را می‌توان نخستین دولومیت تشکیل‌شده در سازند بایندور در نظر گرفت. طی تدفین و در نتیجه تأثیر فرایندهای دیاژنزی، دولومیت‌های متوسط بلور اغلب به‌شکل بلورهای موزائیکی و هم‌اندازه تا غیرهم‌اندازه با مرزهای مسطح نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در بخش‌های کربناته سازند بایندور ایجاد شده‌اند. فابریک مسطح نیمه‌شکل‌دار عموماً نتیجه رشد بلورها تحت تأثیر جریان پیوسته‌ای از سیالات دولومیت‌ساز در دمای کم است (Sibley and Gregg 1987; Geske et al. 2012; Huang et al. 2014). این دولومیت‌ها (دولومیت‌های درشت‌بلور، تدفینی) باتوجه به شواهد پتروگرافی (اندازه بزرگ‌تر، توزیع چندمدی و همراهی دولومیت‌های ریز و درشت‌بلور) احتمالاً حاصل تبلور مجدد دولومیت‌های تشکیل‌شده اولیه و متعلق به مرحله پیش هستند. اندازه نه‌چندان بزرگ بلورهای دولومیت نشان می‌دهد این بلورها احتمالاً طی تدفین کم‌عمق و در نتیجه تأثیر سیالات دولومیت‌ساز در این شرایط شکل گرفته‌اند. باتوجه به مشابه‌بودن دمای تشکیل دولومیت‌های نوع اول و نوع دوم، شرایط یکسان تشکیل‌شدن دولومیت‌های نوع اول (تحت تأثیر فرایند نفوذ و تراوش) و نوع دوم (تدفین کم‌عمق) را می‌توان در نظر

متوسط بلور نشان نمی‌دهد (شکل ۶)؛ از این رو می‌توان پنداشت این نوع دولومیت‌ها نیز در شرایط تدفین کم‌عمق از تبلور مجدد دولومیت‌های ریزبلور و نوع اول شکل گرفته‌اند.

گرفت. دولومیت‌های متوسط تا درشت‌بلور در سازند بایندور اغلب از بلورهای هم‌اندازه متوسط و تا حدودی درشت‌بلور (البته به شکل سیمان) تشکیل شده‌اند؛ باین حال، داده‌های ایزوتوپ اکسیژن این نمونه‌ها تفاوت مشهودی را بین این نوع دولومیت و دولومیت‌های



شکل ۶- نمودار مقادیر ایزوتوپ کربن در برابر ایزوتوپ اکسیژن انواع دولومیت‌های سازند بایندور (محدوده‌ها برگرفته از 1-2. Shields and 3. Zempolich et al. 1988; 4. Behrens and Land 1972)

فابریک و اندازه بلورها به سه گروه دولومیت‌های ریزبلور، متوسط‌بلور و متوسط تا درشت‌بلور تقسیم می‌شوند. میزان ایزوتوپ کربن در نمونه‌های دولومیتی مطالعه‌شده بین $-1/63\text{‰ PDB}$ تا $2/02\text{‰ PDB}$ و مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ بین $-5/94\text{‰ PDB}$ تا $-8/15\text{‰ PDB}$ اندازه‌گیری و مشخص شد دولومیت‌های ریزبلور، متوسط‌بلور و متوسط تا درشت‌بلور به ترتیب در دمای ۳۸، ۳۹ و ۳۸ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند. دولومیت‌های درشت‌بلور باتوجه به شواهد پتروگرافی (اندازه بزرگ‌تر، توزیع

نتیجه

بر اساس مطالعه‌های صحرایی انجام‌شده، ۹ واحد سنگ‌چینه‌ای در سازند بایندور تفکیک شد که اکثراً از شیل‌های ارغوانی و با فراوانی کمتر شیل‌های سبزرنگ، ماسه‌سنگ‌های ارغوانی، سفید و خاکستری دارای لامیناسیون موازی، طبقه‌بندی مورب عدسی و ریپل مارک و همچنین میان‌لایه دولومیتی تیره‌رنگ و خاکستری حاوی ندول چرت و ساخت استروماتولیت‌دار تشکیل شده‌اند. باتوجه به مطالعه‌های پتروگرافی روی مقاطع نازک میکروسکوپی، دولومیت‌های سازند بایندور بر اساس

- Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea, Springer, 395-407.
- Ciabeghods A. Hamdi A. Adabi M. H. and Sadeghi A. 2006. Systematic and Taphonomic Study of *Trichophycus pedum* at the Soltanieh Type Section in SE of Zanjan. Scientific Quarterly Journal Geosciences, 61: 116-123. [In Persian with English abstract].
- Dickson J. A. D. 1965- A modified staining technique for carbonate in thin section. Nature, 205, 587.
- Dupraz C. Reid P. R. Braissant O. Decho A. W. Norman R. S. and Visscher P. T. 2009. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. Earth Science Reviews, 96: 141-162.
- Etemad-Saeed N. and Hosseini-Barzi M. 2017. Tectonic provenance of the Bayandor sandstones (late Neoproterozoic) in the Chopoghlu section, Northwest Iran. Journal of Researches in Earth Sciences, 30: 49-61.
- Friedman G. M. 1965. Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. Journal of Sedimentary Petrology, 35: 643-655.
- Geske A. Zorlu J. Richter D. K. Buhl D. Niedermayr A. and Immenhauser A. 2012. Impact of diagenesis and low grade metamorphism on isotope ($\delta^{26}\text{Mg}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ and $87\text{Sr}/86\text{Sr}$) and elemental (Ca, Mg, Mn, Fe and Sr) signatures of Triassic sabkha dolomites. Chemical Geology, 332: 45-64.
- Ghavidel-Syooki M. 1995. Primary Palynological study and age determination of Bayandor Formation in Kuh-e-Bayandor at southern Zanjan City, Northwest Iran: Geosciences, 17: 24-39. [In Persian]
- Hanshaw B. B. Back W. and Deike R. G. 1971. A geochemical hypothesis of dolomitization by ground water. Economic Geology, 66: 710-724.
- Horita J. 2014. Oxygen and carbon isotope fractionation in the system dolomite-water- CO_2 to elevated temperatures. Geochimica et Cosmochimica Acta, 129: 111-124.
- Huang S. Huang K. Lü J. and Lan Y. 2014. The relationship between dolomite textures and their formation temperature: a case study from the Permian-Triassic of the Sichuan Basin and the Lower Paleozoic of the Tarim Basin. Petroleum Science, 11: 39-51.
- Kohout, F. A. 1967. Ground-water flow and the geothermal regime of the Floridian Plateau. Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, 17: 339-354.
- Land L. S. 1985. The origin of massive dolomite. Journal of Geological Education, 33: 112-125.
- چندمدی و همراهی دولومیت‌های ریز و درشت‌بلور) احتمالاً حاصل تبلور مجدد دولومیت‌های تشکیل‌شده اولیه و متعلق به مرحله پیش هستند که طی تدفین کم‌عمق و توسط آب دریا شکل گرفته‌اند. شرایط تشکیل‌شدن این دولومیت‌ها با دولومیت‌های ریزبلور باتوجه به یکسان‌بودن دمای تشکیل و مقادیر ایزوتوپ اکسیژن تقریباً مشابه است.

References

- Adabi M. H. 1996. Sedimentology and geochemistry of carbonates from Iran and Tasmania, Ph.D. thesis (Unpublished), University of Tasmania, Australia, 470 p.
- Adabi M. H. 2009. Multistage dolomitization of upper Jurassic Muzdur Formation, Kopet-Dagh basin, N. E. Iran: Carbonates and evaporates, 24 (1): 16-32.
- Adams J. F. and Rhodes M.L. 1960. Dolomitization by seepage refluxion. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 44: 1912-1920.
- Aghanabati A. 2010. Geology of Iran. Ministry of Industry and Mines, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran. 606 p. [In Persian]
- Ayalon A. and Longstaffe F. J. 1995. Stable isotope evidence for the origin of diagenetic carbonate minerals from the Lower Jurassic Inmar Formation, southern Israel. Sedimentology, 42: 147-160.
- Badiozamani K. 1973. The dorag dolomitization model- application to the middle Ordovician of Wisconsin. Journal of Sedimentary Petrology, 43: 965-984.
- Baldermann A. Deditius A. P. Dietzel M. Fichtner V. Fischer C. Hippler D. Leis A. Baldermann C. Mavromatis V. Stickler C. P. and Strauss H. 2015. The role of bacterial sulfate reduction during dolomite precipitation: Implications from Upper Jurassic platform carbonates. Chemical Geology, 412: 1-14.
- Batten K. L. Narbonne G. M. James N. P. 2004. Paleoenvironments and growth of early Neoproterozoic calcimicrobial reefs: platform Little Dal Group, northwestern Canada. Precambrian Research, 133: 249-269.
- Behrens E. W. and Land, L. S. 1972. Subtidal Holocene dolomite, Baffin Bay, Texas. Journal of Sedimentary Research, 42(1): 155-161.
- Bush P. 1973. Some aspects of the diagenetic history of the sabkha in Abu Dhabi, Persian Gulf: In Purser B. H. (Eds.), The Persian Gulf,

- isotope geochemistry. *Journal of Sedimentary Research*, 83: 928-941.
- Sena C. M. John C. M. Jourdan A. L. Vandeginste V. and Manning C. 2014. Dolomitization of Lower Cretaceous peritidal carbonates by modified seawater: constraints from clumped isotopic paleothermometry, elemental chemistry, and strontium Isotope. *Journal of Sedimentary Research*, 84 (7): 552-566.
- Shabestari M. and Adabi M. H. 2001. Precambrian-Cambrian boundary determination of the Soltanieh Formation sequence in the north of Semnan with Chemostratigraphy method. *Journal of Earth Science Researches*, 4 and 5: 85-91. [In Persian with English abstract].
- Shahkarami S. M. Mángano G. and Buatois L. A. 2017. Discriminating ecological and evolutionary controls during the Ediacaran-Cambrian transition: trace fossils from the Soltanieh Formation of northern Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 476: 15-27.
- Shields G. and Veizer J. 2002. Precambrian marine carbonate isotope database: Version 1.1, *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, 3 (6): 1-12.
- Sibley D. F. and Gregg J. M. 1987. Classification of dolomite rock textures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 967-975.
- Simms M. 1984. Dolomitization by groundwater-flow systems in carbonate platforms: Gulf Coast Association of Geological Societies, *Transactions*, 34: 411-420.
- Stöcklin J. 1968. Structural history and tectonic of Iran: A review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52: 1229-1258.
- Stöcklin J. 1972. *Lexique Stratigraphique International*, 3, Fascicule 9 b, Iran.
- Stöcklin J. and Eftekhar-Nezhad J. 1969. Zanjan Quadrangle map, 1:250000, Geological Survey of Iran, Quadrangle No. D4.
- Vaziri S.H. Majidifard M. R. and Laflamme M. 2018. Diverse Assemblage of Ediacaran fossils from Central Iran. *Scientific reports*, 8: 1-7.
- Veizer J. and Prokoph A. 2015. Temperatures and oxygen isotopic composition of Phanerozoic oceans. *Earth-Science Reviews*, 146: 92-104.
- Warren J. 2000. Dolomite: Occurrence, evolution and economically important associations. *Earth Science Reviews*, 52: 1-8.
- Warren, J. K. 1991. Sulfate dominated sea-marginal and platform evaporative settings: In Melvin J. L. (Eds.), *Evaporites, Petroleum and Mineral Resources: Developments in Sedimentology*, 50: 477-533.
- Whitaker F. F. Smart P. L. Vahrenkamp V. C. Nicholson H. and Wogelius R. A. 1994. Land L. S. 1985. The origin of massive dolomite. *Journal of Geological Education*, 33(2): 112-125.
- Mahboubi A. Nowrouzi Z. Al-Aasm S. Moussavi-Harami R. and Mahmudy-Gharaei M. H. 2016. Dolomitization of the Silurian Niur Formation, Tabas block, east central Iran: Fluid flow and dolomite evolution. *Marine and Petroleum Geology*, 77: 791-805.
- Mazzullo S. J. 1992. Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: A review. *Carbonates and Evaporites*, 7: 21-37.
- Mazzullo S. J. Reid A. M. and Gregg J. M. 1987. Dolomitization of Holocene Mg-calcite supratidal deposits, Ambergris Cay, Belize. *Geological Society of America Bulletin*, 98 (2): 224-231.
- Mullins H. T. Dlx G. R. Gardulski A. F. and Land L. S. 1988. Neogene deep-water dolomite from the Florida-Bahamas platform: In Shukla, V. and P. Baker (Eds.), *Sedimentology and Geochemistry of Dolostones: SEPM Society for Sedimentary Geology*, 43: 235-243.
- Pilekouhi J. Jafarzadeh M. Taheri, A. and Zohdi A. 2018. Petrography, geochemistry and mechanism of dolomitization of late Precambrian succession in Chopoghlu Section, South East of Zanjan *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 71(2): 1-22. [In Persian with English abstract].
- Pourdivanbeigi Moghaddam S. 2019. Sedimentary environment, Diagenesis and Provenance of Bayandor Formation in type section, southwest Zanjan. Master Thesis in Sedimentology and Sedimentary Petrology, (Unpublished), University of Isfahan. [In Persian with English abstract].
- Preto N. Breda A. Dal Corso J. Spötl C. Zorzi F. and Frisia S. 2014. Primary dolomite in the Late Triassic Travenanzes Formation, Dolomites, Northern Italy: Facies control and possible bacterial influence. *Sedimentology*, 62: 697-716.
- Qing H. Bosence D. W. J. and Rise E. P. F. 2001. Dolomitization by penesaline sea water in Early Jurassic peritidal platform carbonates, Gibraltar, western Mediterranean. *Sedimentology*, 48: 153-163.
- Rosen M. R. Miser D.E. Starcher M. A. and Warren, J. K. 1989. Formation of dolomite in the Coorong region, South Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53: 661-669.
- Rott C. M. and Qing H. 2013. Early dolomitization and recrystallization in shallow marine carbonates, Mississippian Alida Beds, Williston Basin (Canada): evidence from petrography and

- lacustrine dolomite from the Qaidam Basin, Western China. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 135: 596-607.
- Zempolich W. G. Wilkinson B. H. and Lohmann K. C. 1988. Diagenesis of Late Proterozoic carbonates; the Beck Spring Dolomite of eastern California. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58 (4): 656-672.
- Dolomitization by near-normal seawater? Field evidence from the Bahamas: In. Purser B. H. Tucker M. E. and Zenger D. H. (Eds.) *Dolomites, A Volume in Honour of Dolomieu: International Association of Sedimentologists, Special Publications*, 21: 111-132.
- Yuan J. Huang C. Zhao F and Pan X. 2015. Carbon and oxygen isotopic compositions, and palaeoenvironmental significance of saline