



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

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches University of Isfahan
Vol. 34, Issue 2, No. 71, Summer 2018
pp. 1-6
Received: 03.05.2018 Accepted: 09.06.2018

Petrography, geochemistry and mechanism of dolomitization of late Precambrian succession in Chopoghlu Section, South East of Zanjan

Jaber Pilekouhi

Master student, Department of Geology, Faculty of Earth Science, Shahrood University of Technology, Iran

Mahdi Jafarzadeh*

Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Science, Shahrood University of Technology, Iran

Azizollah Taheri

Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Science, Shahrood University of Technology, Iran

Afshin Zohdi

Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Zanjan, Iran

**Corresponding author email: jafarzadeh25@gmail.com*

Introduction

Dolomite is mainly composed of internal structures and geochemical properties that usually indicate the conditions of formation environments and can be formed through the different mechanisms. For all these mechanisms, fluid flow and suitable amount of the magnesium in the fluid are required. During recent years, studies of dolomites have been one of the most important issues in the international sediment researches. Most of the Precambrian carbonate sequences are affected by dolomitization. Due to the spread amount of dolomites in the late Precambrian rocks of the Alborz Basin, carbonate systems of Chopoghlu section which are located in the southeast of Zanjan into the Soltanieh Mountains have been discussed in this research. Despite the significant presence of dolomite in the late Precambrian carbonate platforms of the Chopoghlu section, no work has been done up to now related to the texture, geochemical properties and also the origin of the late Precambrian dolomitization in this section. Therefore, this study was carried out to determine the textural, mineralogical and geochemical characteristics of the late Precambrian dolomites in Chopoghlu section to determine its dolomitization mechanism and the nature of dolomite fluids.

Material & Methods

Different fieldwork and laboratory methods were used in this research. During the fieldwork studies, 50 rock samples from carbonate deposits (limestone and dolomite) have been taken for petrography and geochemical studies of these dolomites to determine dolomitization mechanisms. The thickness of the layers is measured and the stratigraphic column of this section is drawn. For the petrography study, 18 thin sections of these dolomites have been prepared. After petrography studies, 14 samples of these dolomites were selected for geochemical analysis to determine the mechanisms of dolomitization by ICP-OES method. Also, 4 samples were analyzed for mineralogy studies and the determination of major and minor minerals by XRD method.

Discussion of Results & Conclusions

The study of dolomite in the Chopoghlu section identified five types of dolomite including: very fine-crystalline, fine-crystalline, medium-crystalline, medium to coarse-crystalline and also dolomitic cement. It should be noted that the fine-crystalline dolomites is the most abundant type of dolomite in the region. In this section, dolomite cements which filled the vugs and fractures have been distinguished into some of the studied samples. XRD results from dolomite samples in

the region indicate that the most abundant mineral is dolomite, and calcite, quartz and muscovite minerals are present as minor and trace minerals in the studied rocks.

The results of this study clearly show that the very fine-crystalline dolomite is related to primary diagenesis and is formed under a sabkha dolomitization model in a shallow and saline environment (average of sodium is around 478 ppm). The low amount of the strontium content into the coarse-crystalline dolomite in this section (average of 43 ppm) relative to sea water and the present-day dolomites, and even related to the very fine-crystalline dolomites, clearly shows that the coarse crystalline dolomites are formed during greater burial depths. Second type of dolomite or fine-crystalline dolomite is formed under shallow burial depth. These dolomites are formed via marine fluids with normal salinity and are interpreted from the progressive recrystallization of previous dolomite. The presence of stylolite is the main characteristic of this type of dolomite into the studied section. Third to fifth type dolomites formed during the last stages of diagenesis and are related to deep burial and impact of hypersaline interstitial fluids. The higher amount of iron and manganese into the chopoghlu late Precambrian dolomites in comparison with modern dolomites and seawater probably indicate that the formation of these

kinds of dolomites may be associated with reduction conditions and the presence of sulfate-reducing bacteria. In general, the dolomitization mechanism for the first-type of dolomite is related to Sabkha model, for the second-type of dolomite is related to shallow burial dolomitization and finally for the third to fifth-types of studied dolomites are related to deep burial dolomitization.

Keywords: Geochemistry, Dolomitization, Late Precambrian, Chapoghlu, Zanjan

References

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 Muzduran Formation, Kopet-Dagh basin, N. E. Iran: Carbonates and evaporates, 24(1): 16-32.
- Aghanabati A. 2010. Geology of Iran. Ministry of Industry and Mines, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran. 606 p. [In Persian]
- Altermann W. and Corcoran P. L. 2002. Precambrian sedimentary environments: a modern approach to ancient depositional systems. Oxford, Blackwell, 450 pp.
- Anan T. and Wanas H. 2015. Dolomitization in the Carbonate Rocks of the Upper Turonian Wata Formation, West Sinai, NE Egypt: Petrographic and Geochemical Constraints. *Journal of African Earth Sciences*, 111: 127-137.
- Azmy K. Knight I. Lavoie, D. and Chi G. 2009. Origin of dolomites in the boat harbor formation, St. George group, in western Newfoundland, Canada: implications for porosity development. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 57: 81-104.
- Babakhani A. R., and Sadeghi A. 2005. Geological map of Zanjan. Geological Survey of Iran, Scale 1:10
- Behrens E. W. and Land, L. S. 1972. Subtidal Holocene dolomite, Baffin Bay, Texas. *Journal of Sedimentary Research*, 42(1).
- Bontognali T. R. Vasconcelos C. Warthmann R. J. Bernasconi S. M. Dupraz C. Strohmenger, C. J. and McKenzie J. A. 2010. Dolomite formation within microbial mats in the coastal sabkha of Abu Dhabi (United Arab Emirates). *Sedimentology* 57: 824-844.
- Burns S. J. McKenzie, J. A. and Vasconcelos C. 2000. Dolomite formation and biogeochemical cycles in the Phanerozoic. *Sedimentology* 47 (s¹): 49-61.
- Deng S. Dong H. Lv G. Jiang H. Yu, B. and Bisho M. 2010. Microbial dolomite precipitation using sulfate reducing and halophilic bacteria: Results from Qinghai Lake, Tibetan Plateau, NW China, *Chemical Geology* 278: 151-159
- Derry L. A. 2010. A burial diagenesis origin for the Ediacaran Shuram-Wonoka carbon isotope anomaly. *Earth and Planetary Science Letters*, 294(1-2): 152-162.
- Dickson J. A. D. 1965. A modified staining technique for carbonate in thin section. *Nature*, 205-587.
- Du Y. Fan T. Machel, H. G. and Gao Z. 2018. Genesis of Upper Cambrian-Lower Ordovician dolomites in the Tahe Oilfield, Tarim Basin, NW China: Several limitations from petrology, geochemistry, and fluid inclusions. *Marine and Petroleum Geology* 91: 43-70.
- Eriksson P. G. Catuneanu O. Sarkar, S. and Tirsgaard H. 2005. Patterns of sedimentation in the Precambrian. *Sedimentary Geology* 176 (1-2): 17-42.
- Etemad-Saeed N. Hosseini-Barzi M. Adabi M. H. Sadeghi, A. and Houshmandzadeh A. 2015. Provenance of Neoproterozoic sedimentary basement of northern Iran, Kahar Formation. *Journal of African Earth Sciences* 111: 54-75.
- Fabricius I. L. 2000. Interpretation of burial history and rebound from loading experiments and occurrence of microstylolites in mixed sediments of Caribbean Sites 999 and 1001. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, scientific results*, 165: 177-190.
- Fabricius I. L. and Borre M. K. 2007. Stylolites, porosity, depositional texture, and silicates in chalk facies sediments. Ontong Java Plateau-Gorm and Tyra fields, North Sea. *Sedimentology*, 54(1): 183-205.
- Frimmel H. E. 2009. Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as palaeoenvironmental indicator. *Chemical Geology*, 258(3-4): 338-353.
- Gregg J. M. and Sibley D. F. 1984. Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture. *J. Sediment. Petrology* 54: 908-931.
- Guo C. Chen D. Qing H. Dong S. Li G. Wang D. Qian, Y. and Liu C. 2016. Multiple dolomitization and later hydrothermal alteration on the Upper Cambrian-Lower Ordovician carbonates in the northern Tarim Basin, China, *Marine and Petroleum Geology* 72: 295-316.
- Hamdi, B. 1995. Precambrian-Cambrian sedimentary rocks in Iran. *Treatise on the geology of Iran*. 354 p. [In Persian]

- Hassanzadeh J. Stockli D.F. Horton B.K. Axen G.J. Stockli L.D. Grove M. Schmitt A.K. Walker J.D. 2008. U–Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic–Early Cambrian granitoids in Iran: implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. *Tectonophysics* 451: 71–96.
- Huang S. Qing H. Huang P. Hu Z. Wang Q. Zou, M. and Liu H. 2008. Evolution of strontium isotopic composition of seawater from Late Permian to Early Triassic based on study of marine carbonates, Zhongliang Mountain, Chongqing, China. *Science China Earth Sciences* 51 (4): 528-539.
- Jacobsen S. B. and Kaufman A. J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, 161(1-3): 37-57.
- Jacquemyn C. El Desouky H. Hunt D. Casini, G. and Swennen R. 2014. Dolomitization of the Latemar platform: fluid flow and dolomite evolution. *Marine and Petroleum Geology* 55: 43-67.
- Jin Z. J. Zhu D. Y. Hu W. X. Zhang X. F. Wang, Y. and Yan X. B. 2006. Geological and geochemical signatures of hydrothermal activity and their influence on carbonate reservoir beds in the Tarim Basin. *Acta Geologica Sinica* 80 (2): 245-253.
- Kırmacı M. Z. 2008. Dolomitization of the late cretaceous-paleocene platform carbonates, gölköy (ordu), eastern Pontides, NE Turkey. *Sedimentary Geology*, 203: 289–306.
- Kırmacı M. Z. and Akdag K. 2005. Origin of dolomite in the Late Cretaceous-Paleocene limestone turbidites, Eastern Pontides, Turkey. *Sedimentary Geology*, 181: 39-57.
- Kırmacı M. Z. Yildiza M. Kandemir, R. and Gumruka E T. 2018. Multistage dolomitization in Late Jurassic Early Cretaceous platform carbonates (Berdiga Formation), Başoba Yayla (Trabzon), NE Turkey: Implications of the generation of magmatic arc on dolomitization, *Marine and Petroleum Geology* 89: 515-529.
- Korte C. JaspermT. Kozur, H. W. and Veizer J. 2006. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ record of Permian seawater. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 240 (1-2): 89-107.
- Land L.S. 1998. Failure to precipitate dolomite at 25 °C from dilute solution despite 1000-fold oversaturation after 32 years. *Aquatic Geochemistry*, 4(3): 361-368.
- Last F. M. and Last W. M. 2012. Lacustrine carbonates of the northern Great Plains of Canada. *Sedimentary Geology*, 277: 1-31.
- Li Q. Jiang Z. Hu W. You X. Hao G. Zhang, J. and Wang X. 2015. Origin of dolomites in the Lower Cambrian Xiaerbulak Formation in the Tarim Basin, NW China: Implications for porosity development. *Journal of Asian Earth Sciences* 115: 557-570.
- Lloyd S. J. Berelson W. M. Lyons T. W. Hammond, D. E. and Corsetti F. A. 2012. Constraining pathways of microbial mediation for carbonate concretions of the Miocene Monterey Formation using carbonate-associated sulfate. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 78: 77-98.
- Machel H. G. 2004. Concepts and models of dolomitization, a critical reappraisal. Geological Society, London, Special Publications, 235(1): 7-63.
- Mazzullo S. J. 1992. Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: a review. *Carbonates and evaporites*, 7(1): 21.
- Mckenzie J. A. and Vasconcelos C. 2009. Dolomite mountains and the origin of the dolomite rock of which they mainly consist: historical developments and new perspectives. *Sedimentology*, 56: 205-219.
- Meister P. McKenzie J. A. Bernasconi, S. M. and Brack P. 2013. Dolomite formation in the shallow seas of the Alpine Triassic. *Sedimentology* 60: 270–291.
- Middleton K. Coniglio M. Sherlock, R. and Frapce S. K. 1993. Dolomitization of Middle Ordovician carbonate reservoirs, southwestern Ontario. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 41(2): 150-163.
- Montanez I. P. 1994. Late diagenetic dolomitization of Lower Ordovician Upper Knox carbonates: A record of the hydrodynamic evolution of the southern Appalachian Basin. *Advancing the World of Petroleum Geosciences Bulletin* 78: 1210-1239.
- Montes-Hernandez G. Findling, N. and Renard F. 2016. Dissolution precipitation reactions controlling fast formation of dolomite under hydrothermal conditions. *Applied Geochemistry* 73: 169-177.
- Morse J. W. and Bender M. L. 1990. Partition coefficients in calcite: examination of factors influencing the validity of experimental results and their application to natural systems. *Chemical Geology*, 82: 265–277.
- Mountjoy E. W. Machel H. G. Green D. Duggan, J. and Williams-Jones A. E. 1999. Devonian matrix dolomites and deep burial carbonate cements: a comparison between the Rimbey-Meadowbrook reef trend and the deep basin

- of westcentral Alberta. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 47: 487–509.
- Nash M. C. Troitzsch U. Opdyke B. N. Trafford J. M. Russell, B. D. and Kline D. L. 2011. First discovery of dolomite and magnesite in living coralline algae and its geobiological implications. *Biogeosciences* 8: 3331-3340.
- Olanipekun B. J. and Azmy K. 2016. Genesis and morphology of intracrystalline nanopores and mineral micro inclusions hosted in burial dolomite crystals: application of Broad Ion Beam-Scanning Electron Microscope (BIB-SEM). *Marine and Petroleum Geology*, 74: 1–11.
- Pilekouhi J. Jafarzadeh M. Taheri, A. Zohdi A. 2018. Petrography of late Precambrian dolomite (Bayandor Formation and base of Soltanieh Formation) in Chopoghlu section. 25th Symposium of Crystallography and Mineralogy of Iran, Yazd. 872-879. [In Persian]
- Qiu X. Wang H. YanchenYao, Y. and Duan Y. 2017. High salinity facilitates dolomite precipitation mediated by *Haloferax volcanii* DS52, *Earth and Planetary Science Letters* 472: 197–205.
- Radke B. M. and Mathis R. L. 1980. On the formation and occurrence of saddle dolomite. *Journal of Sedimentary. Research*, 50(4): 1149-1168.
- Rao C. P. 1996. Modern carbonates, tropical, temperate, polar: introduction to sedimentology and geochemistry, carbonates. Hobart, Australia.
- Sanchez-Roman M. McKenzie J. A. de Luca Rebello Wagener A. Rivadeneyra, M. A. and Vasconcelos C. 2009. Presence of sulfate does not inhibit low-temperature dolomite precipitation. *Earth and Planetary Science Letters* 285 (1–2): 131–139.
- Sass E. and Bein, A. 1988. Dolomites and Salinity: A Comparative Geochemical Study. In: Shukla, V. and Baker, P.A., Eds., *Sedimentology and Geochemistry of Dolostones*, Society for Sedimentary Geology, Special Publications, 43: 223-233.
- Şen. C. 2007. Jurassic volcanism in the Eastern Pontides: is it rift related or subduction related? *Turkish Journal of Earth Sciences*, 16: 523–539.
- Sibley D. F. and Gregg J. M. 1987. Classification of dolomite rock textures. *Journal of Sedimentary Research*, 57(6).
- Smith L.B. 2006. Origin and reservoir characteristics of Upper Ordovician Trenton-Black River hydrothermal dolomite reservoirs in New York. *Advancing the World of Petroleum Geosciences Bulletin*, 90: 1691-1718.
- Kaczmarek S. E. and Sibley D. F. 2011. On the evolution of dolomite stoichiometry and cation order during high-temperature synthesis experiments: an alternative model for the geochemical evolution of natural dolomites. *Sedimentary Geology*, 240(1-2): 30-40.
- Suzuki Y. Iry Y. Inagaki S. Yamada T. Aizawa, S. and Budd D. A. 2006. Origin of atoll dolomites distinguished by geochemistry and crystal chemistry: Kita-daito-jima, northern Philippine Sea. *Sedimentary Geology* 183(3-4): 181-202.
- Van Lith Y. Vasconcelo C. Warthmann, R. and McKenzie J. A. 2003. Sulphate-reducing bacteria induce low-temperature Ca-dolomite and high Mg-calcite formation. *Geobiology* 1: 71–79.
- Vasconcelos C. and McKenzie J. A. 1997. Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis under anoxic conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil). *Journal of sedimentary Research*, 67: 378-390.
- Vasconcelo C. McKenzie J. A. Bernascon S.M. Grujic, D. and Tien A. J. 1995. Microbial mediation as a possible mechanism for natural dolomite formation at low temperatures *Nature* 377: 220–222.
- Veizer J. 1983a. Chemical diagenesis of carbonates: theory and application. *Stable isotopes in sedimentary geology*, 10: 3-100.
- Veizer J. 1983b. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 11(1): 265-299.
- Warren J. 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Reviews*, 52 (1): 1-81.
- Warthman R. Lith Y. V. Vasconcelos C. McKenzie, J.A. and Karpoff A.M. 2000. Bacterially induced dolomite precipitation in anoxic culture experiments. *Geology* 28 (12): 1091–1094.
- Warthmann R. Vasconcelos C. Sass, H. and McKenzie J. A. 2005. *Desulfovibrio brasiliensis* sp. nov., a moderate halophilic sulfate-reducing bacterium from Lagoa Vermelha (Brazil) mediating dolomite formation. *Extremophiles* 9 (3): 255–261.
- Wright D. T. and Wacey D. 2005. Precipitation of dolomite using sulphate reducing bacteria from the Coorong Region, South Australia: significance and implications. *Sedimentology*, 52(5): 987-1008.

- Xiong L. Yao G. Xiong S. Wan J. Ni S. Shen, A. and Hao Y. 2017. Origin of dolomite in the Middle Devonian Guanwushan Formation of the western Sichuan Basin, western China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Available online 2 January 2018.
- Zentmyer R. A. Pufahl P. K. James, N. P. and Hiatt E. E. 2011. Dolomitization on an evaporitic Paleoproterozoic ramp: Widespread synsedimentary dolomite in the Denault Formation, Labrador Trough, Canada, *Sedimentary Geology* 238: 116–131.
- Zhang W. Guan P. Jian X. Feng, F. and Zou C. 2014. In situ geochemistry of Lower Paleozoic dolomites in the northwestern Tarim basin: Implications for the nature, origin, and evolution of diagenetic fluids. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 15(7): 2744-2764.

پetroگرافی، ژئوشیمی و سازوکار دولومیتی شدن توالی‌های پرکامبرین پسین در برش چپقلو، جنوب شرق زنجان

جابر پیله‌کوهی، دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران

مهدی جعفرزاده، استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران*

عزیزالله طاهری، استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران

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

چکیده

برش چپقلو در فاصله ۹۰ کیلومتری جنوب شرق شهر زنجان و در کوه‌های سلطانیه قرار دارد. مطالعه حاضر درباره نهشته‌های پرکامبرین پسین شامل سازند بایندور به ضخامت ۶۰۵ متر و متشکل از شیل با میان‌لایه‌های دولومیتی و بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه به ضخامت ۱۰۰ متر انجام شده است. مطالعه‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی (ICP-OES XRD) دولومیت‌های این دو سازند نشان داد این برش دارای ۵ نوع دولومیت به شرح زیر است: ۱. دولومیت‌های بسیار ریزبلور؛ ۲. دولومیت‌های ریزبلور؛ ۳. دولومیت‌های متوسط‌بلور؛ ۴. دولومیت‌های متوسط تا درشت‌بلور؛ ۵. سیمان دولومیتی. نتایج پژوهش حاضر نشان می‌دهند بیشترین تنوع دولومیت‌ها در برش یادشده به انواع دولومیت‌های ریزبلور و متوسط‌بلور مربوط است. دولومیت‌های بسیار ریزبلور به دیاژنز اولیه مربوط هستند. دولومیت نوع دوم از تبلور دوباره دولومیت نوع اول تشکیل شده است. دولومیت‌های نوع سوم تا پنجم در مراحل آخر دیاژنز و در اثر سیالات دولومیت‌ساز (احتمالاً آب‌های بین‌حفره‌ای) تشکیل شده‌اند. سازوکار دولومیتی شدن برای دولومیت نوع اول الگوی سیخا، دولومیت‌های نوع دوم از نوع تدفینی کم‌عمق و دولومیت‌های سوم تا پنجم از نوع تدفینی عمیق است. مطالعه‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهند مقدار کم استرانسیم در دولومیت‌های درشت‌بلور این برش نسبت به آب دریا و دولومیت‌های عهد حاضر و حتی نسبت به دولومیت‌های بسیار ریزبلور نشان از درشت‌بلور شدن و عمق تدفین بیشتر این دولومیت‌ها دارد. مقدار فوق‌العاده زیاد آهن و منگنز در دولومیت‌های برش چپقلو نسبت به دولومیت‌های عهد حاضر و آب دریا نشان‌دهنده تشکیل این دولومیت‌ها در شرایط احیایی و حضور باکتری‌های احیاکننده سولفات است.

واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی، دولومیتی شدن، پرکامبرین پسین، چپقلو، زنجان

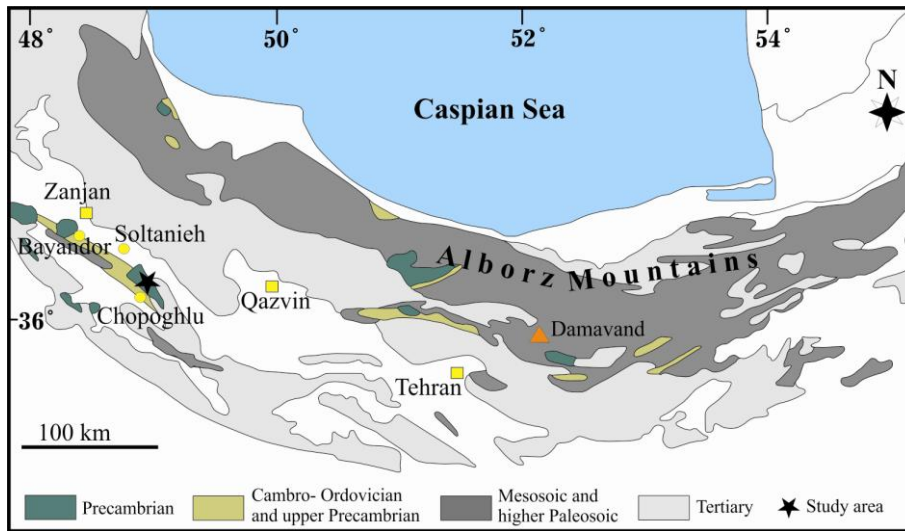
مقدمه

دولومیت‌ها دارای ساختارهای داخلی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی هستند که معمولاً شرایط محیط تشکیل را نشان می‌دهند (Jin et al. 2006; Du et al. 2018). دولومیت کانی پیچیده‌ای است زیرا از راه سازوکارهای جایگزینی کانی دیاژنزی یا هیدروترمال و یا دگرگونی تشکیل می‌شود؛ گردش سیال و مقدار منیزیم کافی در سیال برای سازوکارهای یادشده ضروری است. بحث در زمینه این پیچیدگی طی دهه‌های اخیر به تفسیرهای مختلف درباره منشأ دولومیت در ساختارهای زمین‌شناسی منجر شده است (Mckenzie & Vasconcelos 2009; Jacquemyn et al. 2014). مطالعه دولومیت‌ها یکی از مهم‌ترین مسائل پژوهش‌های رسوبی بین‌المللی طی ۳۰ سال گذشته بوده است. دولومیتی شدن سیستم‌های کربناته فرایند دیاژنزی رایجی است که سازوکار تشکیل آن هنوز کاملاً مشخص نشده است؛ بنابراین، پژوهش برای درک فرایندهای دولومیتی شدن توجه بسیاری را به خود جلب کرده است (Kiirmaci et al. 2018). دولومیتی شدن بر بسیاری از توالی‌های کربناته پرکامبرین تأثیر داشته است (Altermann & Corcoran 2002; Eriksson et al. 2005)؛ از این رو، شرایط تشکیل دولومیت‌های پرکامبرین در زمین‌شناسی رسوبی بسیار مهم است (Zentmyer et al. 2011). برش چپقلو در جنوب شرق زنجان و در کوه‌های سلطانیه واقع شده است و با وجود حضور گسترده دولومیت در پلت‌فرم‌های کربناته تشکیل شده در این برش، پژوهشی در زمینه ویژگی‌های بافتی و ژئوشیمیایی آن از نظر منشأ تشکیل دولومیت‌های پرکامبرین پسین انجام نشده است؛ از این رو، مطالعه حاضر با هدف تعیین ویژگی‌های بافتی، کانی‌شناختی و ژئوشیمیایی دولومیت‌های پرکامبرین پسین در برش چپقلو به منظور تعیین سازوکار دولومیتی شدن آن و ماهیت سیالات دولومیتی انجام شده و به بررسی سیستم‌های کربناته برش چپقلو پرداخته است.

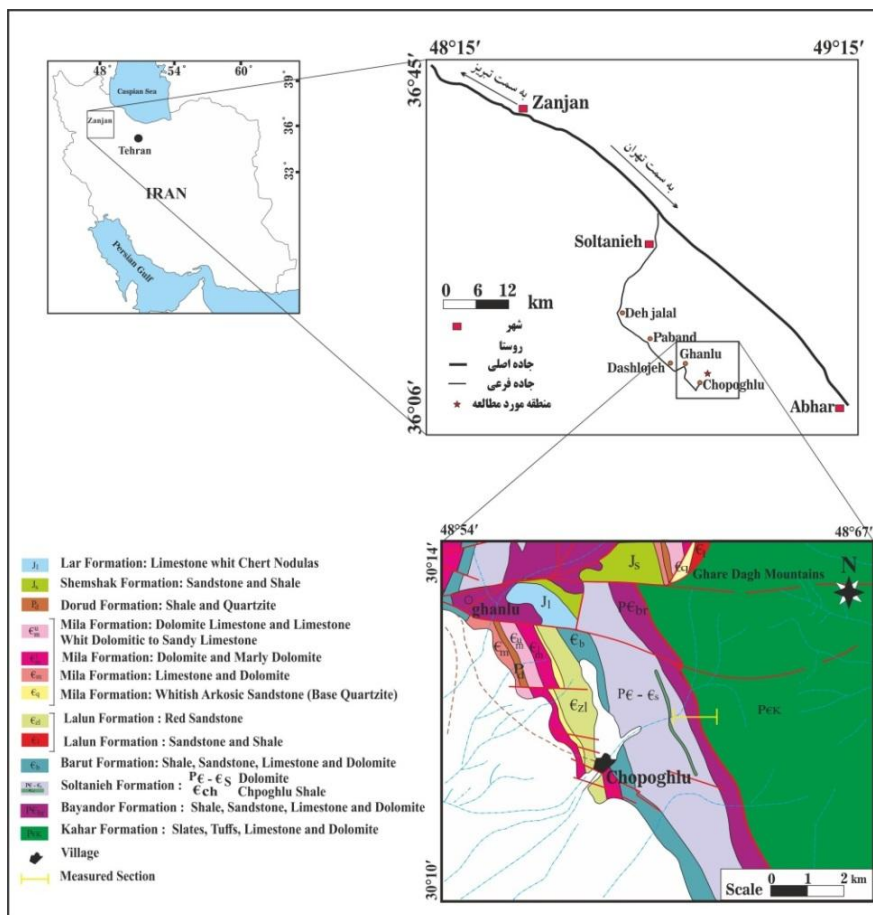
زمین‌شناسی و چینه‌شناسی منطقه مطالعه شده

برش چپقلو از نظر تقسیمات رسوبی - ساختاری ایران

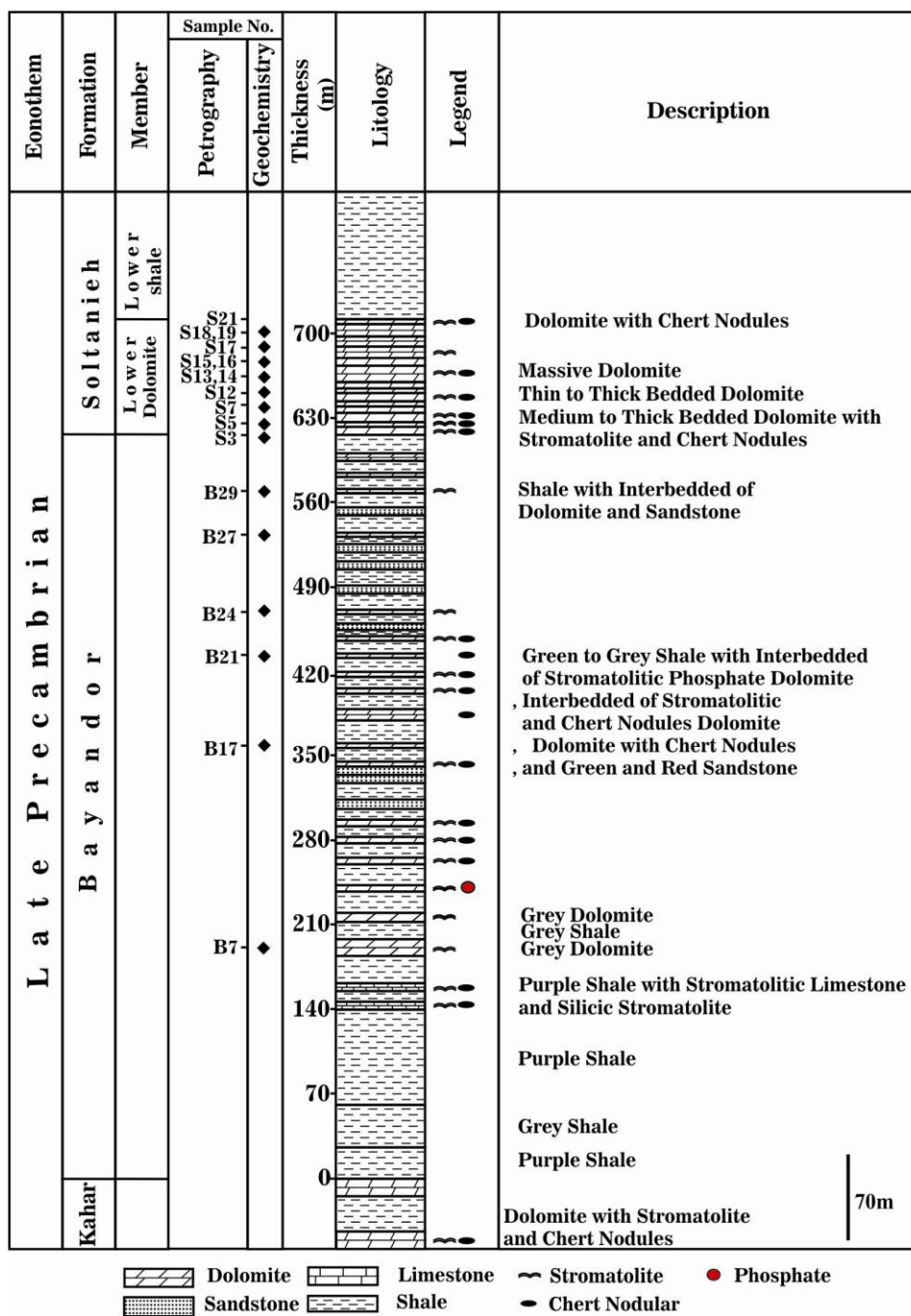
(Aghanabati 2010) در زون البرز مرکزی واقع شده است (شکل ۱). زون البرز شامل بلندی‌های شمال صفحه ایران است که در راستای عمومی خاوری باختری از آذربایجان تا خراسان امتداد یافته است (Aghanabati 2010). منطقه مطالعه شده در برش چپقلو اطراف روستای چپقلو با مختصات جغرافیایی $48^{\circ}56'$ طول خاوری و $36^{\circ}12'$ عرض شمالی در ۹۰ کیلومتری جنوب شرقی زنجان قرار گرفته است. منطقه مطالعه شده از نظر زمین‌ساختی در زمان تکتونیزم پان-آفریکن (حدود ۹۰۰ تا ۵۵۰ میلیون سال پیش) در حاشیه شمال شرقی گندوانا و حاشیه جنوبی اقیانوس پروتوتئیس قرار داشته است (Hassanzadeh et al. 2008)؛ نقشه زمین‌شناسی و راه‌های دسترسی به منطقه در شکل ۲ مشخص شده است. رسوبات کربناته پرکامبرین پسین در منطقه جنوب شرق زنجان دربرگیرنده سازندهای کهر، بایندور و بخش‌های قاعده‌ای سازند سلطانیه است (شکل ۳). قدیمی‌ترین نهشته‌های موجود در منطقه مطالعه شده سازند کهر نام دارد که در این برش از شیل‌های اسلیتی، شیل‌های ماسه‌دار، ماسه‌سنگ‌های کوارتزیتی و لایه‌هایی از دولومیت و آهک‌های تیره همراه با چرت و جلبک‌های سبز-آبی (استروماتولیت) تشکیل شده است؛ دولومیت‌ها و آهک‌های یادشده بیشتر در بخش‌های پایینی این سازند جای دارند (Hamdi 1995). سازند بایندور به ضخامت ۶۰۵ متر با سطح تماس هم‌شیب روی سازند کهر قرار گرفته (شکل ۴A) و شامل میان‌لایه‌هایی از دولومیت همراه با ندول‌های چرت و استروماتولیت است که گاهی فسفات‌ها هم بین این لایه‌های دولومیت دیده می‌شوند (شکل‌های ۴C و ۴E). میان‌لایه‌های دولومیتی سازند بایندور که همراه با لایه‌های گل‌سنگی و ماسه‌سنگی مشاهده می‌شوند حدود ۷۰ متر ضخامت دارند. سازند بایندور در بالا با سازند سلطانیه به شکل هم‌شیب پوشیده شده است (شکل ۴B). بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه به ضخامت ۱۰۰ متر متشکل از دولومیت‌های نازک تا ضخیم‌لایه و توده استروماتولیت‌دار حاوی ندول‌های لایه‌لایه چرت است (شکل‌های ۴D و ۴F).



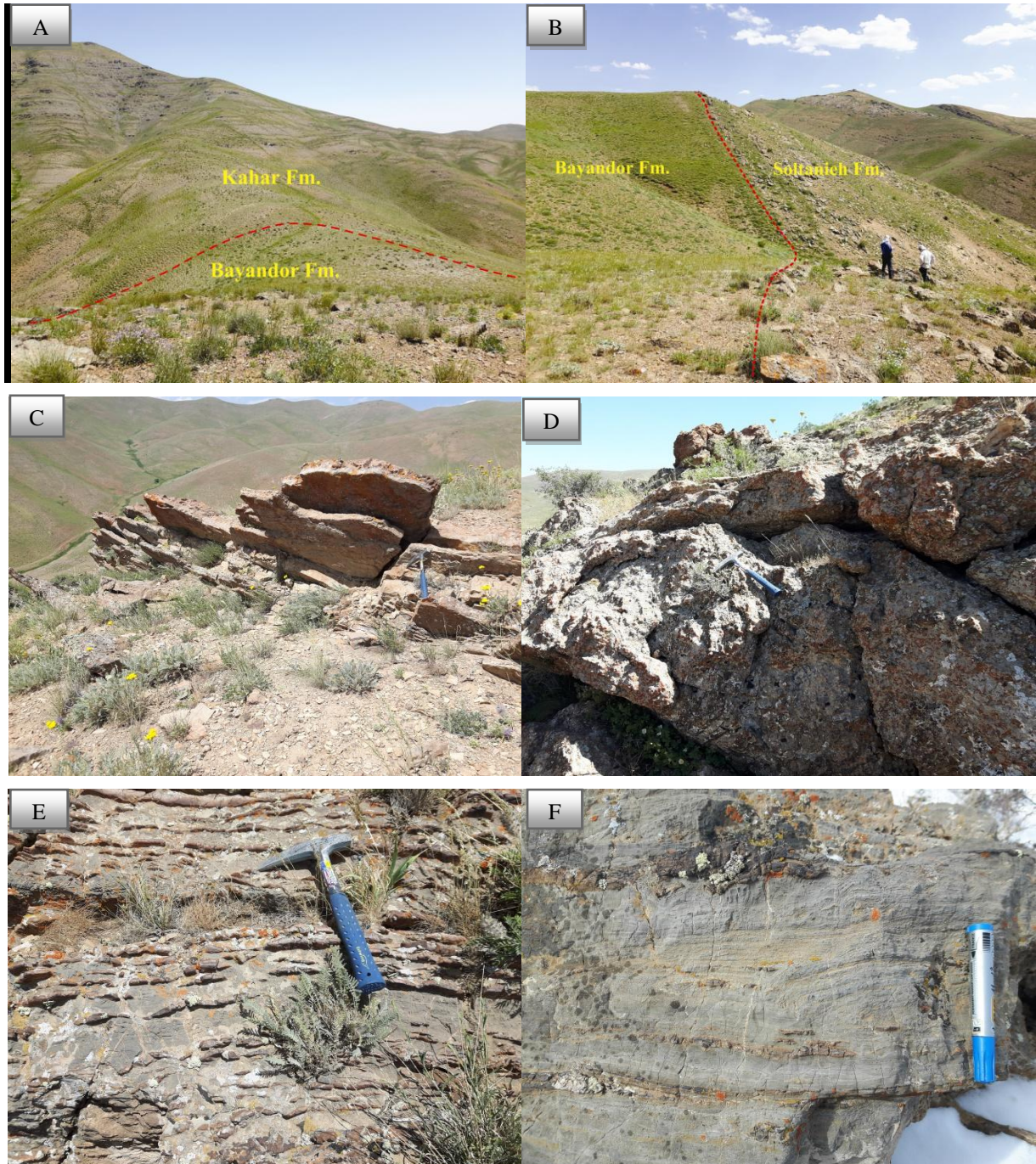
شکل ۱- پهنه رسوبی ساختاری البرز و موقعیت منطقه مدنظر در نقشه که با علامت ستاره نشان داده شده است (برگرفته با تغییراتی از Etamad-Saeed et al. 2015)



شکل ۲- موقعیت جغرافیایی، نقشه راه‌های دسترسی و نقشه زمین‌شناسی منطقه مطالعه شده (Babakhani & Sadeghi 2005; Pilekouhi et al. 2018)



شکل ۳- ستون چینه‌شناسی توالی مطالعه‌شده در برش چقلو



شکل ۴- A. مرز بین دو سازند کهر و بایندور- دید به سمت شرق، B. مرز بین دو سازند بایندور و سلطانیه- دید به سمت جنوب غربی، C. میان لایه دولومیت قهوه‌ای رنگ در سازند بایندر که حاوی ساختارهای استروماتولیتی است، D. لایه‌های دولومیت توده‌ای در سازند سلطانیه، E. لایه‌های چرت روی سطح دولومیت (سازند بایندور)، F. آثار لامینه‌های استروماتولیتی روی دولومیت‌های سازند سلطانیه

ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه (Babakhani & Sadeghi 2005) مورد مطالعه قرار گرفت و سپس مسیر پیمایش برای نمونه برداری و مطالعه‌های صحرایی مشخص شد. منطقه مطالعه شده بازدید

روش مطالعه

روش‌های مختلف صحرایی و آزمایشگاهی برای انجام پژوهش حاضر استفاده شدند. ابتدا نقشه‌های زمین‌شناسی

هستند. بیشتر دولومیت‌ها در سازند بایندور از نوع دولومیت‌های متوسط بلور هستند و دولومیت‌های بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه بیشتر از نوع ریزبلور یا دولومیکرواسپارایت هستند. همچنین در چند نمونه از نمونه‌های مطالعه‌شده در این بخش سیمان‌های دولومیتی مشاهده شدند که حفره‌ها و شکستگی‌های زمینه ریزبلور را پر کرده‌اند. دولومیت‌های تشخیص داده شده در برش یادشده عبارتند از:

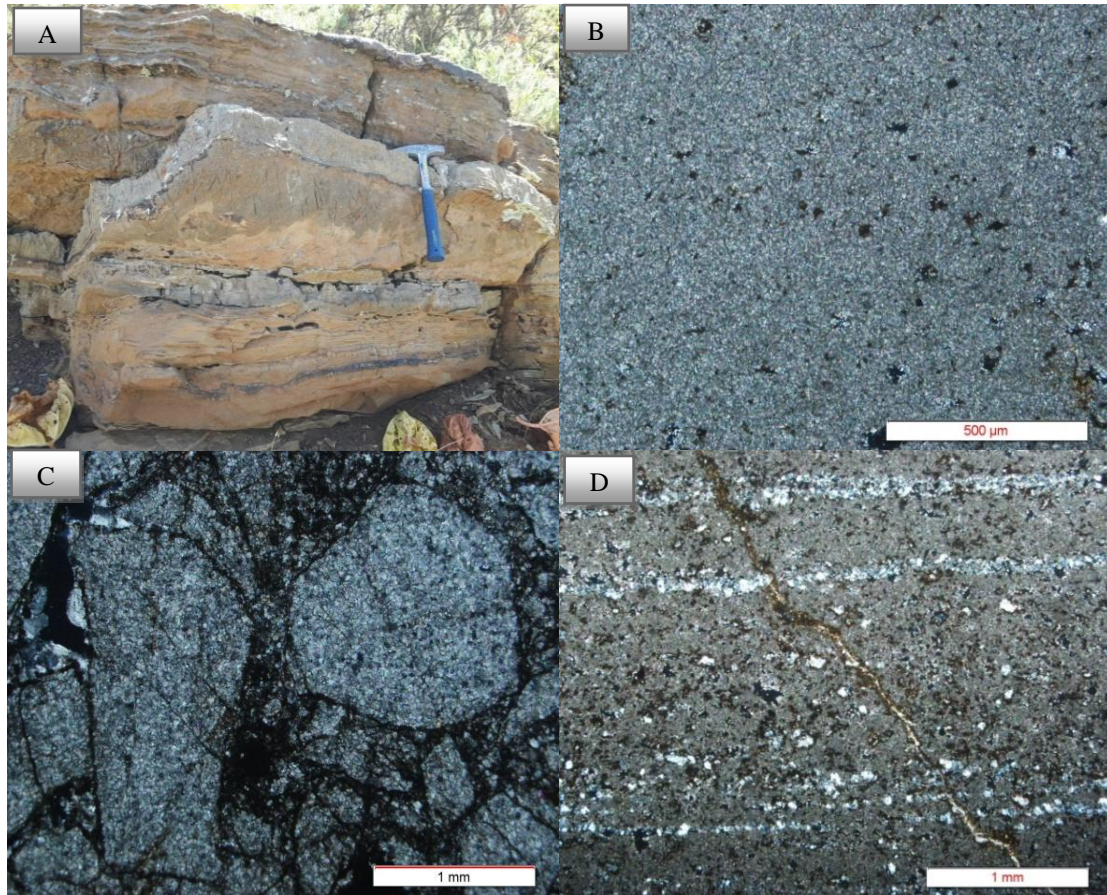
دولومیت‌های بسیار ریزبلور

این دولومیت‌ها در نمونه‌دستی به رنگ قهوه‌ای تا خاکستری همراه با استروماتولیت مشاهده می‌شوند (شکل ۵A) و در مقاطع نازک به شکل موزاییک‌های بسیار ریزبلور (microcrystalline mosaics) با مرزهای مسطح نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل (anhedral) و مرز بین‌بلوری از نوع planar-s دیده می‌شوند (Sibley & Gregg 1987). دولومیت‌های بسیار ریزبلور دارای اندازه ۴ تا ۱۶ میکرون (میانگین ۱۰ میکرون) هستند و در مقاطع نازک، اکسیدهای آهن اطراف رگه‌های کلسیت را پر کرده‌اند. دولومیت‌های بسیار ریزبلور متراکم و همگن با ۳ درصد تخلخل هستند (شکل ۵B). لامیناسیون‌های ظریف میکروسکوپی (استروماتولیت) در این دولومیت‌ها دیده می‌شوند (شکل ۵C). شواهد جذرومندی و وجود تبخیری‌ها از دیگر ویژگی‌های این نوع دولومیت است (شکل ۵D). از نظر فراوانی، دولومیت‌های بسیار ریزبلور در برش چپقلو کم هستند و ۱۰ درصد دولومیت‌های این برش را تشکیل می‌دهند (جدول ۱). دولومیت‌های بسیار ریزبلور بیشتر در بخش‌های بالایی سازند بایندور و قسمت‌های پایین بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه و عمدتاً همراه با دولومیت‌های متوسط‌الایه دیده می‌شوند.

شد و پس از انجام مطالعه‌های صحرایی تعداد ۵۰ نمونه سنگی از نهشته‌های کربناته (سنگ‌آهک و دولومیت) برای بررسی پتروگرافی و ژئوشیمیایی دولومیت‌ها و تعیین سازوکارهای دولومیتی‌شدن این دولومیت‌ها برداشت شدند. در بازدید انجام‌شده، ضخامت حقیقی لایه‌ها برای ترسیم ستون چینه‌شناسی سازندهای برش یادشده اندازه‌گیری شد. برای مطالعه‌های پتروگرافی، مقطع نازک ۱۸ نمونه از دولومیت‌های برداشت‌شده در کارگاه تهیه مقطع نازک دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود تهیه شد. به منظور تشخیص کانی کلسیت از دولومیت، تعدادی از مقاطع نازک تهیه‌شده با محلول آلیزارین سرخ (Red-S) به روش (Dickson 1965) رنگ‌آمیزی شدند. برای تقسیم‌بندی دولومیت‌های این برش از روش (Mazzullo 1992)، (Gregg & Sibley 1984) و (Sibley & Gregg 1987) استفاده شد. پس از انجام مطالعه‌های پتروگرافی، تعداد ۱۴ نمونه از دولومیت‌های انتخاب‌شده (۶ نمونه از سازند بایندور و ۸ نمونه از بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه) برای تجزیه و تحلیل‌های ژئوشیمیایی به آزمایشگاه زرازمای زنگان ارسال شدند. نمونه‌ها به روش (ICP-OES) از نظر ژئوشیمیایی تجزیه و تحلیل و نتایج برای تعیین سازوکارهای دولومیتی‌شدن دولومیت‌ها استفاده شدند. تعداد ۴ نمونه نیز برای مطالعه‌های کانی‌شناسی کانی‌های اصلی و فرعی به روش پراش پرتو ایکس در آزمایشگاه (XRD) دانشگاه دامغان تجزیه و تحلیل شدند.

انواع دولومیت‌ها در برش چپقلو

با مطالعه دولومیت‌های توالی پرکامبرین پسین در برش چپقلو مشخص شد پنج نوع دولومیت بسیار ریزبلور، ریزبلور، متوسط‌بلور، متوسط تا درشت‌بلور و سیمان دولومیتی در این برش وجود دارند که دولومیت‌های ریزبلور فراوان‌ترین آنها



شکل ۵- دولومیت نوع اول (دولومیکرایت) بسیار ریزبلور، بی‌شکل و دارای مرزهای مسطح نیمه‌شکل‌دار؛ A. دولومیت در نمونه‌دستی همراه با لامیناسیون استروماتولیت موجود در سطح آن، B. بلورهای ریز و متراکم دولومیت (نور معمولی)، C. لایه‌های کوارتز که با رگه کلسیت قطع شده‌اند و دانه‌های پراکنده کوارتز در زمینه بلور، D. قطعات دولومیت برشی شده که نشان‌دهنده تبخیری بودن محیط تشکیل دولومیت است (نور معمولی). تصاویر به نمونه B24 از سازند بایندور مربوط هستند.

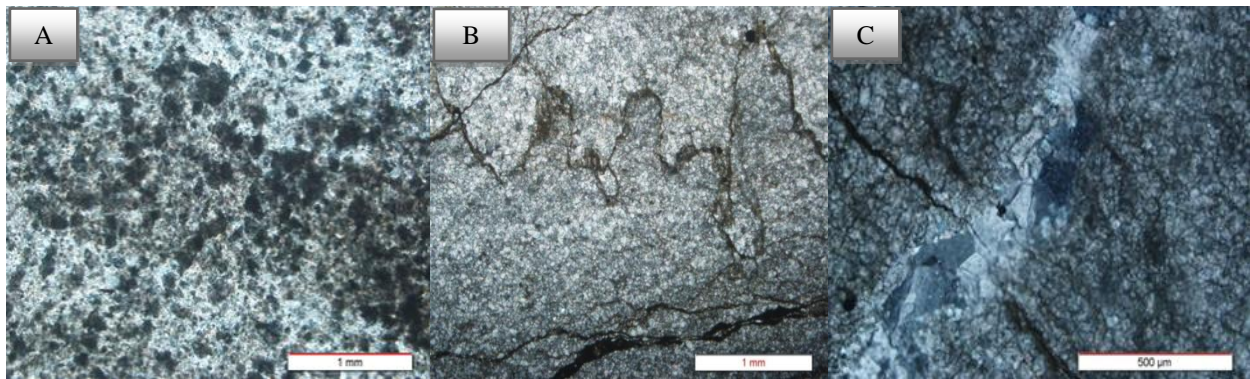
جدول ۱- توصیف ویژگی‌های پتروگرافی انواع دولومیت‌های شناسایی شده در برش چپقلو

نوع دولومیت	اندازه بلور	شکل مرز بلورها	فابریک	بافت	تخلخل میان‌بلوری	فراوانی حجمی (درصد)
دولومیت نوع اول	بسیار ریزبلور (۴-۱۶ μm)	بی‌شکل	جان‌شینی	مسطح	۳ درصد	۱۰
دولومیت نوع دوم	ریزبلور (۱۶-۶۲ μm)	بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار	تبلور دوباره دولومیکرایت‌ها	مسطح	۳ درصد	۴۵
دولومیت نوع سوم	متوسط بلور (۶۲-۲۵۰ μm)	نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار	تبلور دوباره	مسطح	۵ درصد	۳۰
دولومیت نوع چهارم	متوسط تا درشت‌بلور (۲۵۰-۱۱۰۰ μm)	شکل‌دار	تبلور دوباره	غیرمسطح	۵ درصد	۱۰
دولومیت نوع پنجم	درشت‌بلور (>۲۵۰ μm)	بی‌شکل تا شکل‌دار	سیمان پرکننده حفره‌ها	مسطح	۳ درصد	۵

دولومیت‌های ریزبلور

این دولومیت‌ها در نمونه‌های دستی به رنگ قهوه‌ای تا روشن دیده می‌شوند و به دلیل ریزبلوربودن، آثار بافت رسوبی اولیه از جمله پلوتید در مقاطع نازک میکروسکوپی آنها مشاهده می‌شود (شکل ۶A). استیلولیت‌ها در این مقاطع دیده می‌شوند (شکل ۶B) و با رگه‌های کلسیت قطع شده‌اند (شکل ۶C) و داخل شکستگی‌ها با اکسیدهای آهن پر شده است. بلورها در مقطع نازک دارای رنگ روشن و اندازه‌ای بین ۱۶ تا ۶۲

میکرون (میانگین ۳۶ میکرون) هستند. اغلب این دولومیت‌ها متراکم و همگن هستند و دارای تخلخل کم (حدود ۳ درصد) و مرزهای مسطح بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار (planar-s crystal) (subhedral to anhedral) به شکل موزاییک‌های هم‌اندازه هستند. دولومیت‌های ریزبلور فراوان‌ترین دولومیت در برش چپقلو هستند که حدود ۵۰ درصد دولومیت‌های این برش را تشکیل می‌دهند و عمدتاً در سازند سلطانیه دیده می‌شوند (جدول ۱).

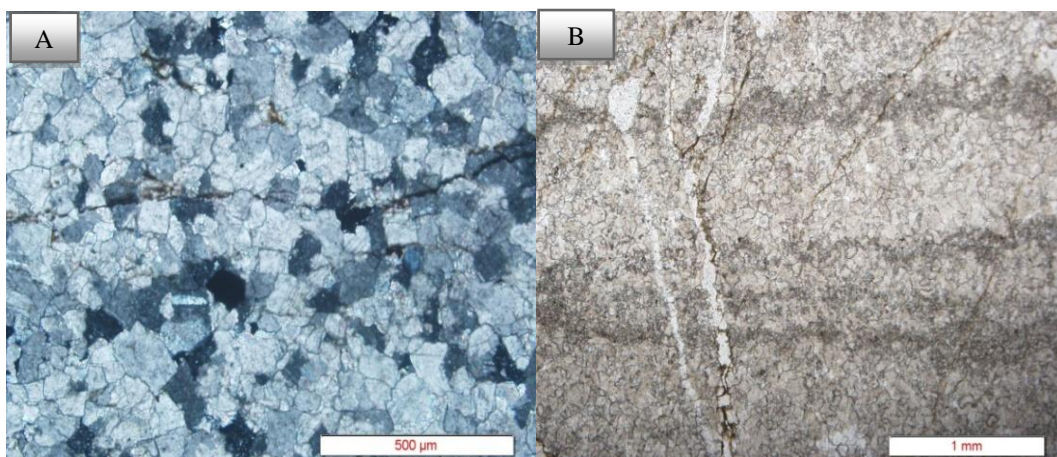


شکل ۶- دولومیت نوع دوم (دولومیکرواسپارایت) ریزبلور و بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار؛ A. دانه‌های پلوتید در زمینه بلورهای دولومیت (نمونه B17 مربوط به سازند بایندور) B. دولومیت ریزبلور دارای استیلولیت و اکسیدهای آهن که رگه‌ها و فضاها را پر کرده‌اند (نمونه S17 مربوط به سازند سلطانیه در نور معمولی) C. رگه‌های درشت‌بلور کلسیت که استیلولیت را قطع کرده‌اند (نمونه S17 مربوط به سازند سلطانیه در نور معمولی)

دولومیت‌های متوسط‌بلور

این دولومیت‌ها در نمونه‌های دستی به رنگ خاکی تا قهوه‌ای دیده می‌شوند. رگه‌های کلسیت در مقاطع نازک وجود دارند و اکسید آهن شکستگی‌های اطراف این رگه‌ها را پر کرده است (شکل ۷A). لامیناسیون تیره‌رنگ استروماتولیت با فراوانی کمتری نسبت به دولومیت‌های بسیار ریزبلور و ریزبلور در این نوع دولومیت‌ها مشاهده می‌شود. شکستگی‌های ایجادشده لامیناسیون‌ها را قطع کرده‌اند و با کلسیت پر شده‌اند و اکسیدهای آهن اطراف این شکستگی‌ها را پر کرده‌اند (شکل ۷B). این نوع دولومیت‌ها متراکم با مرزهای مسطح

نیمه‌شکل‌دار (planar-s) تا شکل‌دار و به شکل بلورهای موزاییکی هم‌اندازه هستند که اندازه‌ای بین ۶۲ تا ۲۵۰ میکرون (میانگین ۱۳۵ میکرون) دارند و دارای حدود ۵ درصد تخلخل هستند. دولومیت‌های متوسط‌بلور پس از دولومیت‌های ریزبلور فراوان‌ترین نوع دولومیت در برش چپقلو هستند و از نظر فراوانی حجمی حدود ۳۰ درصد دولومیت‌های برش چپقلو را شامل می‌شوند. این دولومیت‌ها در بخش‌های میانی سازند بایندور و همچنین در قسمت‌های میانی بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه شامل دولومیت‌های متوسط تا ضخیم‌لایه فراوان هستند.

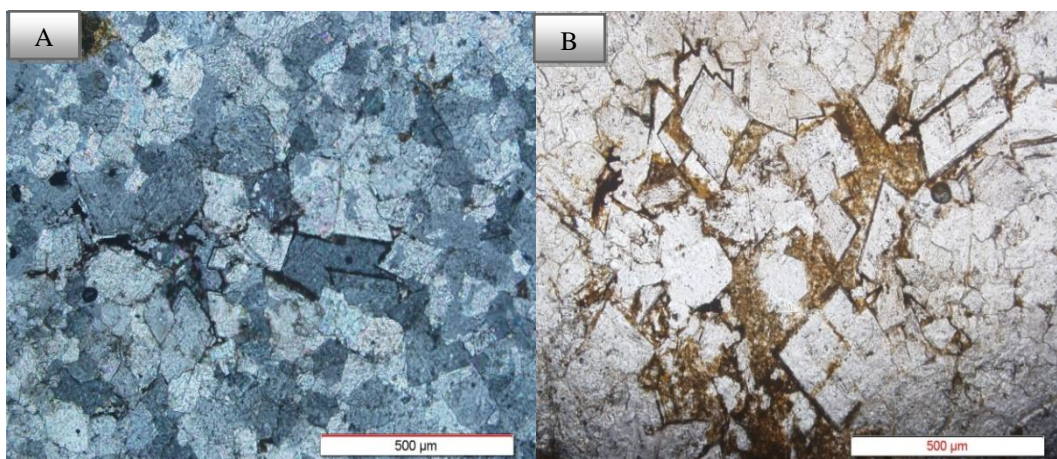


شکل ۷- دولومیت نوع سوم (دولواسپارایت) متوسط بلور، نیمه شکل دار تا شکل دار؛ A. دولومیت متوسط بلور همراه با رگه کلسیت درشت بلور (نور معمولی)؛ B. لامیناسیون تیره رنگ استروماتولیت که با رگه کلسیت قطع شده است و شکستگی‌هایی که با اکسید آهن پر شده‌اند در تصویر کاملاً نمایان هستند (نور پلاریزان). تصاویر به نمونه S5 از سازند سلطانیه مربوط هستند.

دولومیت‌های متوسط تا درشت بلور

این دولومیت‌ها در نمونه دستی به رنگ روشن دیده می‌شوند و اندازه آنها در مقاطع نازک بین ۲۵۰ تا ۱۱۰۰ میکرون (میانگین ۶۰۰ میکرون) است. بلورهای درشت دولومیت که با اکسیدهای آهن احاطه شده‌اند در شکل ۸A به وضوح دیده می‌شوند. این دولومیت‌ها دارای رگه‌های فراوان با مرز مشخص و آشکار هستند که در بسیاری از نمونه‌ها خاموشی موجی مشابه با دولومیت زین‌اسبی (saddle dolomite) از خود نشان می‌دهند. اطراف شکستگی‌ها و رگه‌های موجود در این نوع

دولومیت‌ها با اکسیدهای آهن پر شده است (شکل ۸B). دولومیت‌های متوسط تا درشت بلور دارای بلورهای بی‌شکل تا شکل دار (anhedral) در اندازه‌های مختلف (poly modal) و مرزهای بلوری غیرمسطح (non planar) هستند و حدود ۵ درصد تخلخل بین بلوری نشان می‌دهند. دولومیت‌های متوسط تا درشت بلور در سازند بایندور شناسایی نشده‌اند و بیشتر در بخش‌های میانی و انتهایی بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه مشاهده می‌شوند و حدود ۱۰ درصد فراوانی دولومیت‌های این بخش و برش را تشکیل می‌دهند.

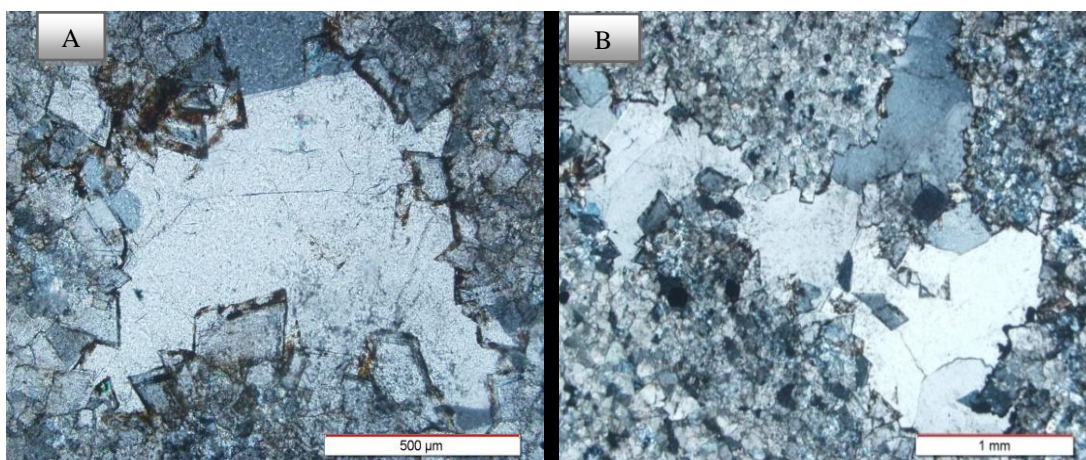


شکل ۸- دولومیت نوع چهارم متوسط تا درشت بلور و نیمه شکل دار تا شکل دار (نور معمولی)؛ A. دولومیت‌های متوسط تا درشت بلور با خاموشی موجی سطح بلورها، B. بلورهای درشت دولومیت که به شکل لوزی کاملاً مشخص هستند (نور پلاریزان). تصاویر به نمونه S15 از سازند سلطانیه مربوط هستند.

سیمان دولومیتی

این گروه از دولومیت‌ها در نمونه‌های دستی روشن هستند و در مقاطع نازک خاموشی موجی دارند، مرز بین بلورها کاملاً مشخص است و حدود ۳ درصد تخلخل دارند (شکل ۹A) و بیشتر به شکل سیمان درون فضاها و شکستگی‌های سنگ را پر کرده‌اند. بلورهای بی‌شکل تا شکل‌دار این سیمان‌ها درون رگه‌ها و شکستگی‌ها در زمینه‌ای از انواع دولومیت‌های بسیار

ریز تا درشت‌بلور مشاهده می‌شوند که اندازه بلورهای آنها بزرگ‌تر از ۱۱۰۰ میکرون است (شکل ۹B). این سیمان‌ها تنها ۵ درصد دولومیت‌های برش چپقلو را شامل می‌شوند. سیمان‌های دولومیتی در بخش‌های انتهایی سازند بایندور و همچنین قسمت‌های میانی بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه (جایی که دولومیت‌های ضخیم‌لایه و توده‌ای بیشتر هستند) مشاهده می‌شوند.

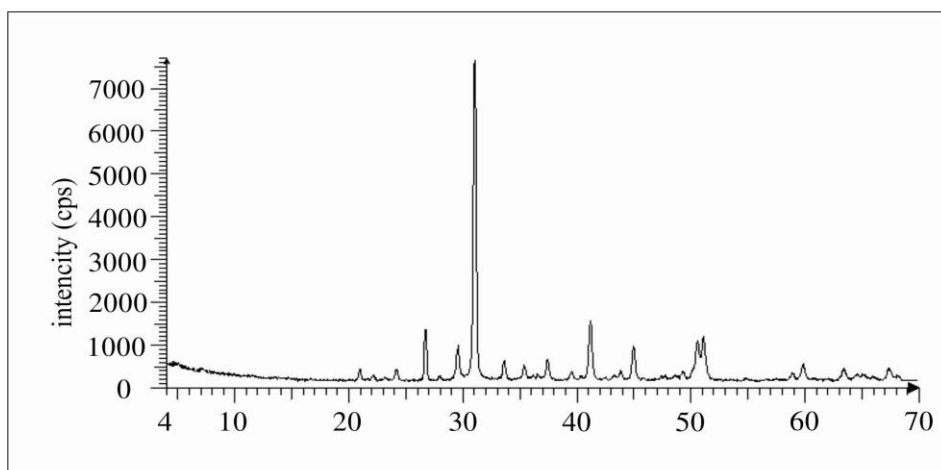


شکل ۹- دولومیت نوع پنجم (دولومیت حفره‌پرکن) درشت‌بلور، بی‌شکل تا شکل‌دار؛ A. سیمان‌های درشت‌بلور تشکیل شده در فضاها خالی که دارای مرزهای مشخص هستند و رخ‌ها روی سطح دولومیت کاملاً مشخص هستند (نور معمولی)، B. سیمان‌های درشت‌بلور دولومیت که روشن و دارای خاموشی موجی هستند (نور معمولی). نمونه‌ها به نمونه S13 از سازند سلطانیه مربوط هستند.

تجزیه پراش پرتو ایکس

پس از انجام مطالعه‌های پتروگرافی، تعداد ۴ نمونه از نمونه‌های دولومیتی سازند بایندور و بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه در برش مطالعه شده برای تجزیه فازهای تشکیل دهنده نمونه‌ها با دستگاه پراش پرتو ایکس (XRD) انتخاب شدند؛ نتایج تجزیه دولومیت‌های یادشده در شکل (۱۰) دیده می‌شوند و همان‌طور که مشخص است دولومیت فراوان‌ترین کانی

موجود در نمونه‌های دولومیتی است و کانی‌های کلسیت، کوارتز و مسکوویت به شکل کانی‌های فرعی و جزئی در سنگ‌های مطالعه شده حضور دارند. همچنین با بررسی نتایج تجزیه و تحلیل یادشده مشخص شد بیشتر نمونه‌های سازند بایندور از دولومیت همراه با مقادیری کلسیت تشکیل شده‌اند؛ درحالی‌که نمونه‌های بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه کاملاً از دولومیت تشکیل و دولومیتی شده‌اند.



شکل ۱۰- نتایج تجزیه پراش پرتو ایکس (XRD) در انواع دولومیت‌های شناسایی شده در برش چپقلو، دولومیت نوع سوم (نمونه شماره B29)؛ براساس تصویر دولومیت کانی غالب در برش مطالعه شده است.

مطالعه‌های ژئوشیمیایی

یکی از اساسی‌ترین مراحل در مطالعه ژئوشیمیایی دولومیت‌ها، تعیین مقادیر عناصر اصلی و فرعی آنها است که از آن اطلاعات باارزشی درباره منشأ دولومیت (اولیه یا ثانویه)، زمان تشکیل، ترکیب سیال دولومیت‌ساز، الگوی دولومیتی شدن و روند دیاژنز کسب می‌شود. پژوهشگران بسیاری از جمله (Adabi 2009; Guo et al. 2016; Du et al. 2018) تشکیل دولومیت و سازوکارهای دولومیتی شدن را با استفاده از مطالعه‌های ژئوشیمیایی بررسی کرده‌اند.

عناصر اصلی و فرعی در دولومیت‌ها

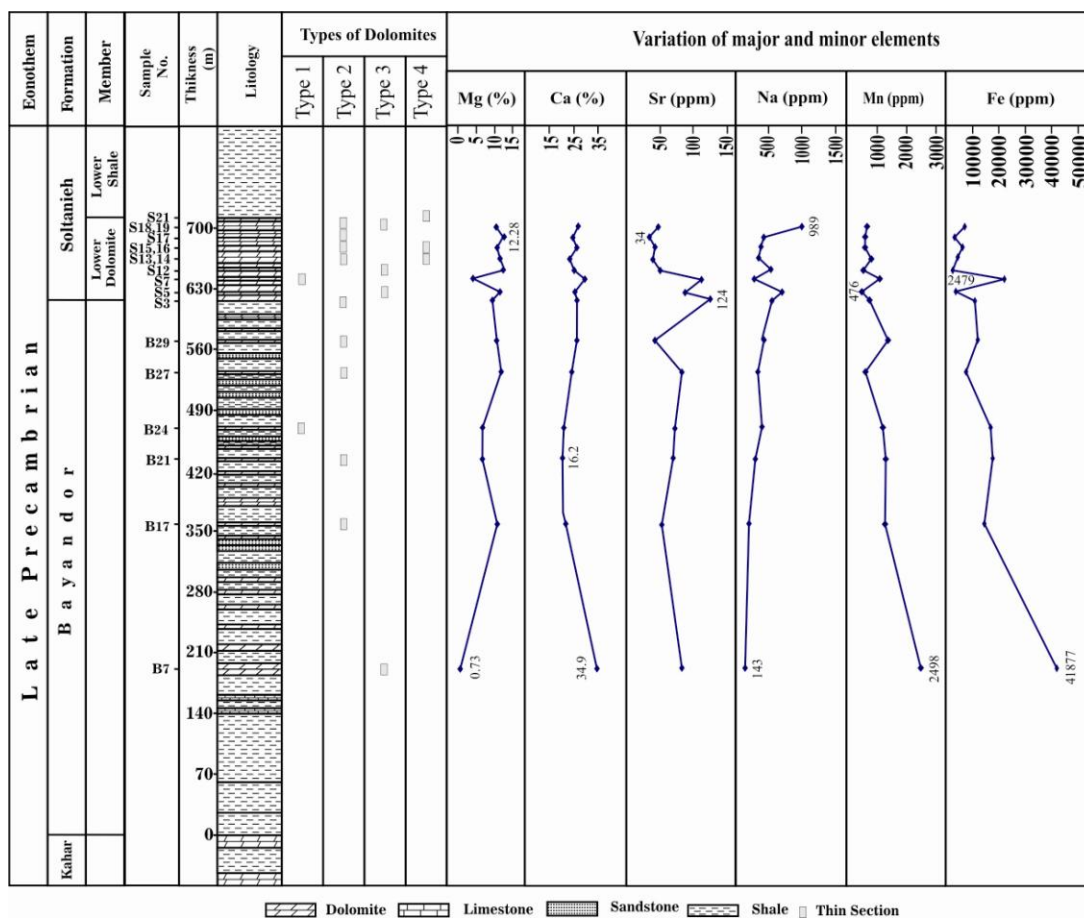
شناسایی فرایندهای دیاژنزی در دولومیت‌ها به ترکیب سیال دولومیت‌ساز بستگی دارد (Rao 1996; Huang et al. 2008; Xiong et al. 2017)؛ ترکیب سیالات دولومیت‌ساز با شناسایی ترکیب عناصر کلسیم، منیزیم، سدیم، استرانسیم، منگنز و آهن در دولومیت‌ها مشخص می‌شود. توزیع عناصر یادشده به عمق آب، شوری و اکسیژن بستگی دارد (Frimmel 2009). عناصر اصلی و فرعی حاصل از آزمایش‌های ژئوشیمیایی ICP-OES نمونه‌های دولومیت برش مطالعه شده در جدول (۲) آورده شده و برای بررسی تغییرات ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی از نمودار تغییرات عمودی عناصر استفاده شده است (شکل ۱۱).

کلسیم (Ca) و منیزیم (Mg)

غلظت کلسیم با افزایش اندازه بلور دولومیت کاهش می‌یابد (Warren 2000). مقدار کلسیم در سازند بایندور از ۱۶/۲ تا ۳۴/۹ درصد (میانگین ۲۲/۴۴ درصد) و در بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه از ۱۹/۹۶ تا ۲۸/۴ درصد (میانگین ۲۳/۴۸ درصد) متغیر است (جدول ۲). مقدار منیزیم در سازند بایندور از ۰/۷۳ تا ۱۱/۷۲ درصد (میانگین ۷/۹۱ درصد) و در بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه از ۴/۲۲ تا ۱۲/۶ درصد (میانگین ۱۰/۳ درصد) متغیر است؛ مقدار منیزیم در دولومیت‌های متوسط بلور (دولواسپارایت) دولومیت زیرین سازند سلطانیه نسبت به سازند بایندور بیشتر است. مقدار کلسیم در انواع دولومیت‌های این برش از دولومیت‌های نوع اول تا چهارم در محدوده ۲۰/۱۵ تا ۲۶/۱۴ درصد و مقدار منیزیم از ۸/۰۳ تا ۱۰/۹ درصد متغیر است (جدول ۳). منیزیم در شرایط تدفینی از منابع مختلفی مانند آب دریا و حل شدن منیزیم‌های موجود در فسیل‌های آلی به وجود می‌آید (Montes-Hernandez et al. 2016). مقدار منیزیم در دولومیت‌های متوسط بلور (دولواسپارایت) در بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه نسبت به سازند بایندر بیشتر است.

جدول ۲- نتایج تجزیه و تحلیل ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی در سازند بایندور و بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه در برش چپ‌قلو با استفاده از نتایج تجزیه ICP-OES (اعداد ستاره‌دار حد تشخیص دستگاه را نشان می‌دهند)

Number	Formation	Sample No.	Dolomite Type	Ca (%)	Mg (%)	Sr (ppm)	Na (ppm)	Mn (ppm)	Fe (ppm)
				0.05* %	0.05* %	2* ppm	100* ppm	5* ppm	100* ppm
1	Bayandor	B24	Very Fine Crystalline	16.5	6.72	71	408	1239	17156
2	Bayandor	B17	Fine Crystalline	21.51	10.7	53	206	1282	14433
3	Bayandor	B21	Fine Crystalline	16.2	6.68	69	302	1285	17481
4	Bayandor	B27	Fine Crystalline	21.63	11.72	83	343	629	7607
5	Bayandor	B07	Calcareous Medium Crystalline	34.9	0.73	82	143	2498	41877
6	Bayandor	B29	Medium Crystalline	23.92	10.2	43	429	1370	11988
-	Mean	-	-	22.44	7.91	66.83	305.16	1384	18424
7	Soltanieh	S03	Very Fine Crystalline	23.79	9.34	124	548	756	10739
8	Soltanieh	S07	Fine Crystalline	28.4	4.22	111	283	1100	21981
9	Soltanieh	S17	Fine Crystalline	21.7	12.28	34	424	587	3363
10	Soltanieh	S05	Medium Crystalline	23.34	11.34	87	699	476	3534
11	Soltanieh	S12	Medium Crystalline	22.39	12.6	50	532	541	2479
12	Soltanieh	S13	Medium to Coarse Crystalline	19.96	11.36	40	347	791	4319
13	Soltanieh	S15	Medium to Coarse Crystalline	23.91	10.87	42	380	589	5976
14	Soltanieh	S22	Medium to Coarse Crystalline	24.37	10.46	47	989	653	6903
-	Mean	-	-	23.48	10.3	66.88	525.25	686.6	7412



شکل ۱۱- نمودار تغییرات انواع دولومیت‌ها و تغییرات عناصر اصلی و فرعی در برش چپ‌قلو؛ برای بررسی تغییرات ژئوشیمی در دو سازند بایندور و بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه از این نمودار استفاده شده است.

جدول ۳- میانگین عناصر اصلی و فرعی در انواع دولومیت‌های برش چپقلو

Dolomite Type	Ca (%)	Mg (%)	Mn (ppm)	Fe (ppm)	Sr (ppm)	Na (ppm)	Mg/Ca
Very Fine Crystalline	20.15	8.03	997.5	13948	97.5	478	0.4
Fine Crystalline	21.88	9.12	976.6	12973	70	311.6	0.41
Medium Crystalline	26.14	8.72	1221.25	14970	65.5	451	0.37
Medium to Coarse	22.74	10.9	678	5733	43	678	0.48

استرانسیم (Sr)

می‌کند (Warren 2000; Suzuki et al. 2006). مقدار سدیم دولومیت‌های عهد حاضر بین ۱۰۰ تا ۲۵۰۰ پی‌پی‌ام (Sass & Bein 1988) و در دولومیت‌های دریایی با شوری طبیعی ۱۱۰ تا ۱۶۰ پی‌پی‌ام است (Veizer 1983b). این مقدار در سازند بایندور از ۱۴۳ تا ۴۲۹ پی‌پی‌ام (میانگین ۳۰۵/۱۶ پی‌پی‌ام) و در بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه از ۲۸۳ تا ۹۸۹ پی‌پی‌ام (میانگین ۵۲۵/۲۵ پی‌پی‌ام) متغیر است. مقدار این عنصر در انواع دولومیت‌های نوع اول تا چهارم در محدوده ۳۱۱/۶ تا ۶۷۸ پی‌پی‌ام است. مقدار بیشتر سدیم در دولومیت‌های درشت‌بلور نسبت به دولومیت‌های بسیار ریزبلور نشان می‌دهد دولومیت‌های درشت‌بلور طی تبلور دوباره تشکیل شده‌اند و احتمالاً شورابه‌های حوضه‌ای در فرایند دولومیتی شدن این دولومیت‌ها طی تدفین عمیق نقش داشته‌اند. باتوجه به مقادیر یادشده در برش چپقلو، میانگین مقدار سدیم در این برش بیشتر از مقدار سدیم دریا‌های دارای شوری طبیعی است و شوری بیشتر سیالات دولومیت‌ساز در دولومیت‌های این برش را نشان می‌دهد.

آهن (Fe) و منگنز (Mn)

در سازند بایندور، غلظت آهن در بازه ۷۶۰۷ تا ۴۱۸۷۷ پی‌پی‌ام (میانگین ۱۸۴۲۴ پی‌پی‌ام) و غلظت منگنز از ۶۲۹ تا ۲۴۹۸ پی‌پی‌ام (میانگین ۱۳۸۴ پی‌پی‌ام) تغییر می‌کند و در بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه، غلظت آهن در بازه ۲۴۷۹ تا ۲۱۹۸۱ پی‌پی‌ام (میانگین ۷۴۱۲ پی‌پی‌ام) و غلظت منگنز از ۴۷۶ تا ۱۱۰۰ پی‌پی‌ام (میانگین ۶۸۷ پی‌پی‌ام) متغیر است. میانگین مقدار آهن در انواع مختلف دولومیت‌های نوع اول تا چهارم برش چپقلو به ترتیب بین ۵۷۳۳ تا ۱۴۹۷۰

میزان استرانسیم با میزان کلسیم ارتباط مستقیم و با میزان منیزیم ارتباط عکس دارد (Li et al. 2015). عنصر استرانسیم در میان عناصر فرعی موجود در دولومیت‌ها دارای بیشترین اهمیت است و از مقدار این عنصر برای تعیین نوع سیال دولومیت‌ساز استفاده می‌شود (Korte et al. 2006). غلظت استرانسیم در دولومیت‌هایی که به‌طور مستقیم از آب دریا تشکیل می‌شوند بین ۴۷۰ تا ۵۵۰ پی‌پی‌ام (Veizer 1983a; Smith 2006; Li et al. 2015)، در دولومیت‌های عهد حاضر بین ۵۰۰ تا ۲۰۰۰ پی‌پی‌ام (Behrens & Land 1972; Last and Last 2012)، در سازند بایندور بین ۴۳ تا ۸۳ پی‌پی‌ام (میانگین ۶۶/۸۳ پی‌پی‌ام) و در بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه از ۳۴ تا ۱۲۴ پی‌پی‌ام (میانگین ۶۶/۸۸ پی‌پی‌ام) تغییر می‌کند که در دو سازند یادشده بسیار کمتر از مقدار میانگین این عنصر در دولومیت‌های عهد حاضر است. طبق مطالعه‌های (Adabi 1996)، استرانسیم در دولومیت‌های نوع اول (دولومیت‌های بسیار ریزبلور) و دوم (دولومیت‌های ریزبلور) بیشتر از دولومیت‌های نوع سوم و چهارم است. با مطالعه‌های انجام‌شده درباره دولومیت‌های برش چپقلو مشخص شد میانگین مقدار عنصر استرانسیم از دولومیت‌های بسیار ریزبلور (۹۷/۵ پی‌پی‌ام) به دولومیت‌های متوسط تا درشت‌بلور (۴۳ پی‌پی‌ام) کاهش می‌یابد و نشان می‌دهد میزان استرانسیم با افزایش اندازه بلورهای دولومیت کاهش می‌یابد (شکل ۱۲C).

سدیم (Na)

سدیم فراوان‌ترین کاتیون موجود در آب دریا است و غلظت آن در دولومیت‌ها درجه شوری سیالات دولومیت‌ساز را تعیین

انجام‌شده دربارهٔ دولومیت‌های برش چققلو در زمینهٔ تشکیل دولومیت و الگوهای دولومیتی‌شدن در زمان پرکامبرین پسین الگوهایی به شرح زیر در این برش ارائه شده‌اند:

الگوی سبخا

با مشاهده‌های صحرائی و پتروگرافی انجام‌شده وجود لامیناسیون‌های ظریف میکروسکوپی (استروماتولیت)، آثار شواهد جذرومدی و وجود تبخیری‌ها در دولومیت‌های بسیار ریزبلور مشخص شدند که نشان از الگوی دولومیتی سبخایی این نوع دولومیت دارند. همچنین حضور قطعات دولومیت برشی شده در مطالعات صحرائی و مقاطع نازک میکروسکوپی بیان‌کنندهٔ انحلال سنگ‌های تبخیری است که در نتیجهٔ حل‌شدن، ازبین‌رفتن، سقوط و ریزش لایه‌های بالایی این برش‌ها تشکیل شده‌اند. دولومیت‌های نوع اول یا بسیار ریزبلور با عنوان دولومیت‌های هم‌زمان با رسوب‌گذاری (Penecontemporaneous) یا دولومیت‌های دیاژنزی اولیه نام برده می‌شوند. تشکیل دولومیت‌های اولیه در شرایط آب‌وهوای گرم‌و خشک و در شرایط تبخیری و محیطی فوق‌العاده شور انجام می‌شود (Warren 2000; Machel 2004; Adabi 2009). بلورهای دولومیت با مرز مسطح معمولاً در درجه‌حرارت بحرانی ۵۰ تا ۶۰ درجهٔ سانتی‌گراد تشکیل می‌شوند که دولومیتی‌شدن در شرایط شوری زیاد و دمای کم را نشان می‌دهد ((Gregg & Sibley 1984); علاوه‌براین، وجودداشتن شکستگی و یا گسل داخل یا نزدیک این نوع دولومیت در برش مطالعه‌شده، منفی‌بودن منشأ هیدروترمال آن را تأیید می‌کند (Middleton et al. 1993). Anan & Wanas (2015) این روند را برای دولومیت‌های سازند واتا در شمال‌شرق مصر گزارش کرده‌اند. غلظت سدیم در دولومیت‌ها درجهٔ شوری سیالات دولومیت‌ساز را تعیین می‌کند (Warren 2006; Suzuki et al. 2000); زیادبودن میانگین مقدار سدیم (۴۳۰/۹۲ پی‌پی‌ام) در این برش که بیشتر از میانگین مقدار در دریا‌های دارای شوری طبیعی (۱۱۰ تا ۱۶۰ پی‌پی‌ام) است،

پی‌پی‌ام و میانگین مقدار منگنز در این نوع دولومیت‌ها به‌ترتیب بین ۶۷۸ تا ۱۲۲۱/۲۵ پی‌پی‌ام نوسان دارد. اطلاعات مهمی دربارهٔ شرایط تشکیل سیالات دولومیت‌ساز از مقادیر آهن و منگنز دولومیت‌ها دریافت می‌شود (Sen 2007; Kirmaci et al. 2018) و ازآنجاکه ضریب توزیع آهن و منگنز بیشتر از ۱ است، مقدار آنها در دولومیت‌ها نسبتاً زیاد است (Morse & Bender 1990; Kirmaci 2008); مقدار آهن و منگنز در دولومیت‌های آب دریا به‌ترتیب ۳ تا ۵۰ پی‌پی‌ام و ۱ پی‌پی‌ام گزارش شده است (Veizer 1983a) اما در دولومیت‌های برش چققلو بسیار بیشتر از مقدار یادشده است. مقدار آهن از بخش‌های پایینی به بخش‌های بالایی سازند بایندور روند کاهشی نشان می‌دهد (شکل ۱۱). مقدار آهن و منگنز در بخش‌های پایینی سازند بایندور و نزدیک به مرز با سازند کهر فوق‌العاده زیاد است. مقدار آهن و منگنز سازند بایندور بیشتر از مقادیر مشابه آن در بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه است. مقادیر زیاد آهن و منگنز در دولومیت‌های این منطقه نسبت به دولومیت‌های عهد حاضر نشان می‌دهد سیالات غنی از منگنز در شرایط احیایی با افزایش عمق تدفین بر دولومیت‌های این برش تأثیر گذاشته است.

سازوکارهای دولومیتی‌شدن

دولومیت در اثر رسوب اولیه، جانیشینی دیاژنزی و یا فاز هیدروترمال تشکیل می‌شود؛ تمام این موارد به گردش سیال و عرضهٔ منیزیم کافی نیاز دارند. دولومیت ممکن است از آب دریا، آب دریاچه و یا مخلوط‌شدن آب‌های جوی با آب دریا تشکیل شود (Warren 2000); علاوه‌براین، مشخص شده است فعالیت میکروبی در محل‌هایی که گونه‌های احیاکنندهٔ سولفات وجود دارند تشکیل دولومیت‌های اولیه را کنترل می‌کند (Vasconcelos & McKenzie 1997; Bontognali et al. 2010). باوجوداینکه مطالعهٔ دولومیت‌ها نزدیک به ۲۰۰ سال قدمت دارد هنوز دربارهٔ سازوکار تشکیل دولومیت‌های قدیمی بین زمین‌شناسان بحث است (Du et al. 2018). با مطالعه‌های

منگنز) حضور فعال باکتری‌ها در تشکیل دولومیت را نشان می‌دهد. بسیاری از نمونه‌های دولومیت حاوی مقادیر زیاد استرانسیم هستند که نشان می‌دهد آنها از طریق سیالات دیاژنزی به‌طور مستقیم وارد ترکیب دولومیت شده‌اند و از تبلور دوباره متأثر نشده‌اند (Jacobsen & Kaufman 1999; Derry 2010; Zhang et al. 2014)؛ مقادیر بیشتر استرانسیم در دولومیت‌های بسیار ریزبلور (میانگین ۹۷/۵ پی‌پی‌ام) نسبت به دولومیت‌های درشت‌بلورتر (میانگین ۳۴ پی‌پی‌ام) در این برش از ریزبلورتر بودن و متأثر نشدن از دیاژنز و تبلور دوباره ناشی می‌شود. باتوجه‌به آثار و شواهد، دولومیت‌های بسیار ریزبلور در برش چپقلو از این نوع الگوی دولومیتی شدن هستند.

الگوی تدفینی کم‌عمق

دولومیت‌های نوع اول (دولومیت‌های بسیار ریزبلور) با افزایش عمق از شرایط محیطی سطحی به محیط‌های تدفینی کم‌عمق تبلور دوباره می‌یابند و دولومیت‌های نوع دوم به وجود می‌آیند (Warren 2000; Deng et al. 2010; Anan and Wanas 2015) و اندازه بلورهای دولومیت بزرگ‌تر می‌شود. با مطالعه‌های انجام‌شده درباره دولومیت‌های این برش آثاری از بافت اولیه پلوتید در برخی نمونه‌های این دولومیت مشاهده شده است. تشکیل استیلولیت‌ها در سنگ‌های کربناته از عمق حدود ۵۰۰ متر شروع می‌شود (Fabricius 2000; Fabricius and Borre 2007) و استیلولیت‌ها با رگه‌هایی قطع می‌شوند که اطراف آنها با اکسیدهای آهن پر شده است. دولومیت‌های ریزبلور در محیط‌های با عمق تدفین کم، دمای کم و در مراحل اولیه دیاژنز تشکیل می‌شوند؛ همچنین حضور استیلولیت‌ها نشان‌دهنده تشکیل این نوع دولومیت پیش‌از شکل‌گیری استیلولیت‌ها است (Kirmaci et al. 2018). استیلولیت‌ها ویژگی اصلی برای نشان‌دادن این نوع دولومیت هستند که به‌واسطه تراکم رسوبات و فشار ناشی از آن ایجاد می‌شوند (Mountjoy et al. 1999; Fabricius & Borre 2007).

شوری بیشتر سیالات دولومیت‌ساز در دولومیت‌های این برش را نشان می‌دهد. سولفات (SO_4) یک مهارکننده شناخته‌شده برای هسته همگن و رشد مداوم دولومیت است و کاهش غلظت سولفات در سیالات دولومیت‌ساز تشکیل دولومیت را تسهیل می‌کند (Warthmann et al. 2005; Deng et al. 2010; Loyd et al. 2012). مطالعه‌ها نشان داده‌اند فعالیت باکتریایی و باکتری‌های احیاکننده سولفات (BSR) با کاهش موانع انرژی که مانع تشکیل دولومیت از محلول‌های اشباع‌شده می‌شوند نقش مهمی در تحول کربنات‌های پلت‌فرم قدیمی ایفا می‌کنند (Burns et al. 2000; Loyd et al. 2012; Meister et al. 2013). نتایج مطالعه‌های یادشده نشان می‌دهند فعالیت‌های میکروبی به غلبه بر موانع انرژی محدودکننده هسته‌سازی دولومیت کمک می‌کنند و شاخصی اساسی برای تشکیل دولومیت در دماهای کم هستند (Vasconcelos et al. 1995; Land 1998; Warthmann et al. 2005; Deng et al. 2010). تشکیل دولومیت در اثر فعالیت باکتری‌های احیاکننده سولفات به محیط‌های فوق‌العاده شور محدود نیست (Deng et al. 2010)؛ افزایش اسیدیته و قلیائیت کربنات‌ها ارتباط بین فعالیت باکتری‌های احیاکننده سولفات و تشکیل دولومیت را نشان می‌دهد (Deng et al. 2010). باکتری‌های احیاکننده سولفات و سایر میکروب‌ها، سیانوباکتری‌ها و دیگر مواد آلی را اکسید می‌کنند و با انجام این واکنش باعث افزایش اسیدیته و قلیائیت کربنات‌ها می‌شوند. این واکنش‌ها ارتباط ژئوشیمیایی غلظت‌های زیاد کربنات و تشکیل دولومیت در شرایط سطحی و کم‌عمق را نشان می‌دهند (Warthmann et al. 2000; Van Lith et al. 2003; Wright & Wacey 2005; Nash et al. 2011)؛ علاوه‌براین، سطوح سلولی ریزموجودات فعال ممکن است نقش مهمی به‌عنوان مکان‌های هسته‌زایی برای تجمع و تشکیل دولومیت ایفا کنند (Sanchez-Roman et al. 2009)؛ از این‌رو، غلظت زیاد آهن (۱۲/۱۳۱ پی‌پی‌ام) و منگنز (۶۲۸/۵۷ پی‌پی‌ام) در دولومیت‌های مطالعه‌شده نسبت به دولومیت‌های آب دریا (۳ تا ۵۰ پی‌پی‌ام آهن و ۱ پی‌پی‌ام

(al. 2009; Olanipekun & Azmy 2016). بیشتر بودن دمای محیط تشکیل این نوع دولومیت‌ها نسبت به دولومیت‌های پیشین و بافت‌های غیرمسطح مؤید دولومیتی بودن تدفینی است. (Mazzullo 1992) پیشنهاد کرده است سیمان‌های دولومیتی حفره‌پرکن که در دمای بیشتر از حد بحرانی تشکیل می‌شوند به‌طور موضعی بلورهای موزاییکی شکل‌دار با مرزهای مسطح تشکیل می‌دهند؛ این دولومیت‌ها به‌طور کامل یا بخشی حفره‌های شکستگی‌های دولومیت‌های اولیه را پر می‌کنند. در الگوی تدفینی، دولومیتی شدن در امتداد شکستگی‌ها و یا در اثر تبلور دوباره دولومیت‌های دیگر انجام می‌شود (Du et al. 2018)؛ این دولومیت‌ها دارای رگه‌های فراوان با مرز مشخص و آشکار هستند که در بسیاری موارد خاموشی موجی مشابه با دولومیت زین‌اسبی (saddle dolomite) از خود نشان می‌دهند و این امر بیان‌کننده تشکیل آنها در دمای بیش از ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد است (Radke & Mathis 1980). دولومیت‌های نوع سوم (متوسط‌بلور)، دولومیت‌های نوع چهارم (دولومیت‌های متوسط تا درشت‌بلور) و دولومیت‌های نوع پنجم (سیمان‌های دولومیتی) حاصل دیاژنز تدفینی و از الگوی دولومیتی تدفینی عمیق هستند. باتوجه‌به شواهد ژئوشیمیایی، مقدار غلظت استرانسیم از دولومیت‌های اولیه (۹۷/۵ پی‌پی‌ام) به دولومیت‌های تأخیری (۴۳ پی‌پی‌ام) روند کاهشی نشان می‌دهد که نشان‌دهنده افزایش اندازه بلورهای دولومیت همراه با افزایش عمق تدفین است؛ همچنین مقدار فوق‌العاده زیاد آهن و منگنز (به‌ترتیب ۱۴۹۷۰ و ۱۲۲۱ پی‌پی‌ام) در دولومیت‌های نوع سوم (متوسط‌بلور) نشان‌دهنده شرایط احیایی برای فعالیت باکتری‌ها است. میزان استرانسیم کم در دولومیت‌های تدفینی نشان می‌دهد دولومیت نوع متوسط تا درشت‌بلور ناشی از تبلور دوباره دولومیت‌های پیشین طی دیاژنز است (Kirmaci & Akdag 2005; Du et al. 2018). نبود شواهد هیدروترمالی در تشکیل دولومیت‌های درشت‌بلور در برش مطالعه‌شده نشان می‌دهد این دولومیت‌ها در همان ابتدا به‌شکل درشت‌بلور تشکیل نشده‌اند و از طریق تبلور دوباره

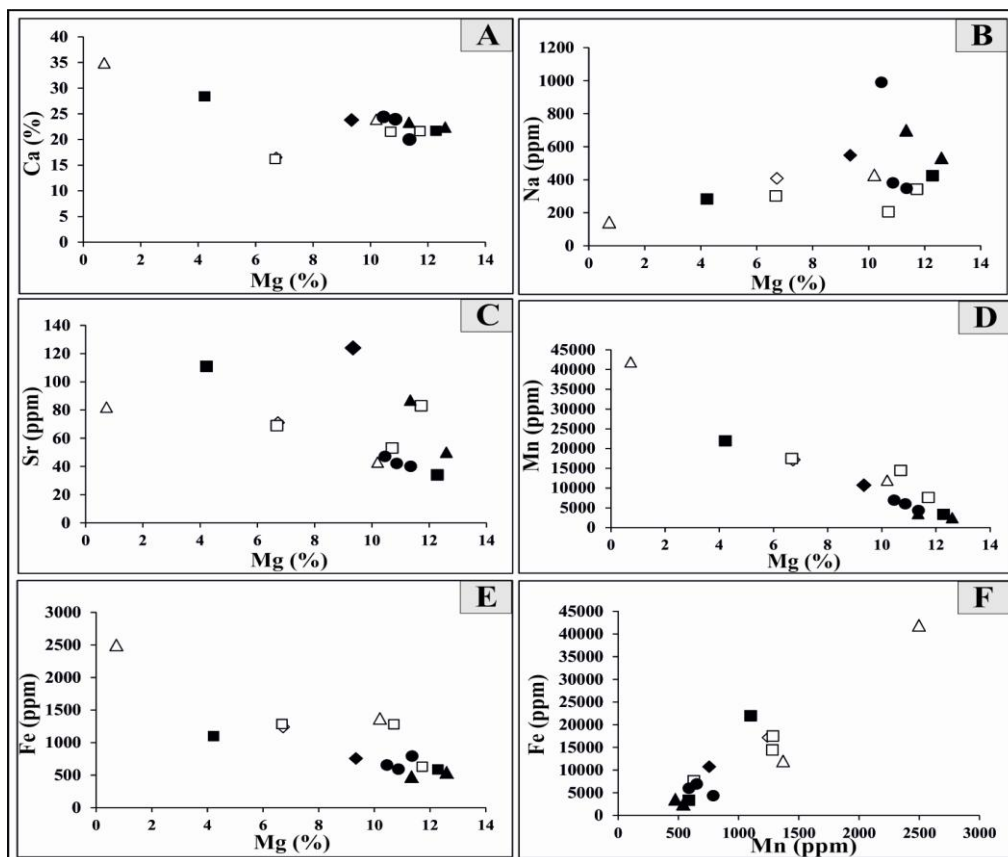
(Kirmaci et al. 2018) چنین روندی را برای دولومیت‌های سازند بردیگا (Berdiga Formation) در جنوب‌شرق ترکیه گزارش کرده‌اند. رشد بلورهای دولومیتی در رسوباتی که قبلاً دولومیتی شده‌اند بسیار سریع و آسان است. مقادیر نسبتاً زیاد منگنز در برخی دولومیت‌ها در مقایسه با دولومیت‌های دریایی نشان می‌دهد این دولومیت‌ها از سیالات غنی از منگنز در شرایط احیایی منشأ می‌گیرند (Montenez 1994; Smith 2006; Li et al. 2015). باتوجه‌به شواهد یادشده، دولومیت‌های ریزبلور (دولومیکرواسپاریت‌ها) در برش چپقلو از الگوی تدفینی کم‌عمق هستند و باتوجه‌به شکل‌های (۱۲D)، (۱۲E) و (۱۲F) با افزایش مقدار آهن و منگنز از مقدار منیزیم کاسته می‌شود که نشان‌دهنده همبستگی منفی بین آهن و منگنز و منیزیم است. مقادیر زیاد آهن و منگنز در دولومیت‌های ریزبلور (به‌ترتیب ۱۲۹۷۳ و ۹۷۷ پی‌پی‌ام) در نمونه‌های دولومیت نشان‌دهنده فعالیت باکتری‌ها در تشکیل این دولومیت‌ها است (Deng et al. 2010; Qiu et al. 2017). این دولومیت‌ها در شرایط تدفین کم‌عمق تشکیل شده‌اند و سیال دولومیت‌ساز آن احتمالاً آب دریا بوده است. دولومیت‌های ریزبلور فراوان‌ترین نوع دولومیت در برش چپقلو محسوب و حدود ۴۵ درصد دولومیت‌های برش چپقلو را شامل می‌شوند. مقدار فراوانی حجمی دولومیت‌های ریزبلور در بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه بیشتر از مقدار آن در سازند بایندور است.

الگوی تدفینی عمیق

در الگوی دولومیتی شدن عمیق، اندازه بلورهای دولومیت با افزایش عمق تدفین نسبت به محیط‌های تدفینی کم‌عمق و محیط‌های سطحی بزرگ‌تر می‌شود. این نوع دولومیت‌ها دارای بافت‌های غیرمسطح و بی‌شکل (Kaczmarek & Sibley 2011; Guo et al. 2016) هستند که نشان‌دهنده تشکیل آنها در دماهای بیشتر از دمای بحرانی ۵۰ تا ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد و عمق بیشتر از ۱۰۰۰ متر است (Suzuki et al. 2006; Azmy et

دولومیت‌های حوضه تاریم در شمال غرب چین گزارش کرده‌اند.

دولومیت‌های پیشین به وجود آمده‌اند. (Li et al. 2015) در مطالعه‌های خود روند کاهش مقدار استرانسیم را در



◇ Very fine Crystalline dolomite ○ Medium Crystalline dolomite
□ fine Crystalline dolomite △ Medium to Coarse Crystalline dolomite

شکل ۱۲- تغییرات عناصر فرعی در برابر یکدیگر در انواع مختلف دولومیت‌های برش چپقلو در جنوب باختر زنجان؛ A. تغییرات کلسیم در برابر منیزیم، B. تغییرات سدیم در برابر منیزیم، C. تغییرات استرانسیم در برابر منیزیم، D. تغییرات منگنز در برابر منیزیم که نشان‌دهنده همبستگی منفی بین این دو عنصر است، E. تغییرات آهن در برابر منیزیم با همبستگی منفی که نشان‌دهنده افزایش مقدار آهن همراه با کاهش مقدار منیزیم است، F. تغییرات آهن در برابر منگنز که همبستگی مثبت و حضور این دو عنصر با یکدیگر را در محیط نشان می‌دهد. نشانه‌های توپر مربوط به بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه و نشانه‌های توخالی مربوط به سازند بایندور هستند.

نتیجه

سلطانیه دارای لایه‌های نازک تا ضخیم‌لایه از دولومیت است. با مطالعه دولومیت‌های میان‌لایه‌های سازند بایندور و بخش دولومیت زیرین سازند سلطانیه مشخص شد دولومیت یکی از مهم‌ترین اجزای تشکیل‌دهنده این برش است و در اثر سازوکارهای مختلف دولومیتی شدن کاملاً دولومیتی شده

سازند بایندور در برش چپقلو عمدتاً شامل شیل با میان‌لایه‌هایی از دولومیت است که به شکل هم‌شیب روی سازند کهر قرار گرفته و در بالا به شکل هم‌شیب با سازند سلطانیه پوشیده شده است. بخش دولومیت زیرین سازند

- approach to ancient depositional systems. Oxford, Blackwell, 450 pp.
- Anan T. and Wanas H. 2015. Dolomitization in the Carbonate Rocks of the Upper Turonian Wata Formation, West Sinai, NE Egypt: Petrographic and Geochemical Constraints. *Journal of African Earth Sciences*, 111: 127-137.
- Azmy K. Knight I. Lavoie, D. and Chi G. 2009. Origin of dolomites in the boat harbor formation, St. George group, in western newfoundland, Canada: implications for porosity development. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 57: 81-104.
- Babakhani A. R., and Sadeghi A. 2005. Geological map of Zanjan. Geological Survey of Iran, Scale 1:10
- Behrens E. W. and Land, L. S. 1972. Subtidal Holocene dolomite, Baffin Bay, Texas. *Journal of Sedimentary Research*, 42(1).
- Bontognali T. R. Vasconcelos C. Warthmann R. J. Bernasconi S. M. Dupraz C. Strohmenger, C. J. and McKenzie J. A. 2010. Dolomite formation within microbial mats in the coastal sabkha of Abu Dhabi (United Arab Emirates). *Sedimentology* 57: 824-844.
- Burns S. J. McKenzie, J. A. and Vasconcelos C. 2000. Dolomite formation and biogeochemical cycles in the Phanerozoic. *Sedimentology* 47 (s¹): 49-61.
- Deng S. Dong H. Lv G. Jiang H. Yu, B. and Bisho M. 2010. Microbial dolomite precipitation using sulfate reducing and halophilic bacteria: Results from Qinghai Lake, Tibetan Plateau, NW China, *Chemical Geology* 278: 151-159
- Derry L. A. 2010. A burial diagenesis origin for the Ediacaran Shuram-Wonoka carbon isotope anomaly. *Earth and Planetary Science Letters*, 294(1-2): 152-162.
- Dickson J. A. D. 1965. A modified staining technique for carbonate in thin section. *Nature*, 205-587.
- Du Y. Fan T. Machel, H. G. and Gao Z. 2018. Genesis of Upper Cambrian-Lower Ordovician dolomites in the Tahe Oilfield, Tarim Basin, NW China: Several limitations from petrology, geochemistry, and fluid inclusions. *Marine and Petroleum Geology* 91: 43-70.
- Eriksson P. G. Catuneanu O. Sarkar, S. and Tirsgaard H. 2005. Patterns of sedimentation in the Precambrian. *Sedimentary Geology* 176 (1-2): 17-42.
- Etemad-Saeed N. Hosseini-Barzi M. Adabi M. H. Sadeghi, A. and Houshmandzadeh A. 2015. approach to ancient depositional systems. Oxford, Blackwell, 450 pp.
- است. این برش چپقلو دارای پنج نوع دولومیت است:
۱. دولومیت‌های بسیار ریزبلور؛ ۲. دولومیت‌های ریزبلور؛
 ۳. دولومیت‌های متوسط‌بلور؛ ۴. دولومیت‌های متوسط تا درشت‌بلور؛ ۵. سیمان دولومیتی. دولومیت‌های ریزبلور فراوان‌ترین نوع دولومیت در منطقه هستند. دولومیت‌های بسیار ریزبلور مربوط به دیاژنز اولیه هستند و در اثر الگوی دولومیتی سبخایی در شرایط محیطی کم‌عمق و شور (میانگین سدیم ۴۷۸ پی‌پی‌ام) تشکیل شده‌اند. مقدار کم استرانسیم در دولومیت‌های درشت‌بلور این برش (میانگین ۴۳ پی‌پی‌ام) نسبت به آب دریا و دولومیت‌های عهد حاضر و حتی نسبت به دولومیت‌های بسیار ریزبلور نشان‌دهنده درشت‌بلور شدن و عمق تدفین بیشتر این دولومیت‌ها است. دولومیت نوع دوم یا ریزبلور تحت شرایط الگوی تدفینی کم‌عمق قرار گرفته است و در محیط دریایی با شوری طبیعی و از تبلور دولومیت نوع اول تشکیل شده است؛ وجود استیلولیت ویژگی اصلی این نوع الگوی دولومیتی شدن است. دولومیت‌های نوع سوم تا پنجم در مراحل آخر دیاژنز طی شرایط تدفینی عمیق و در اثر سیالات دولومیت‌ساز (احتمالاً آب‌های بین‌حفره‌ای) تشکیل شده‌اند. مقدار فوق‌العاده زیاد آهن (میانگین ۱۲۱۳۱/۱۴ پی‌پی‌ام) و منگنز (میانگین ۶۲۸/۵۷ پی‌پی‌ام) نسبت به دولومیت‌های عهد حاضر و آب دریا تشکیل این دولومیت‌ها در شرایط احیایی و حضور باکتری‌های احیاکننده سولفات را نشان می‌دهد.

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 Muzdurán Formation, Kopet-Dagh basin, N. E. Iran: Carbonates and evaporates, 24(1): 16-32.
- Aghanabati A. 2010. Geology of Iran. Ministry of Industry and Mines, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran. 606 p. [In Persian]
- Altermann W. and Corcoran P. L. 2002. Precambrian sedimentary environments: a modern

- evolution. *Marine and Petroleum Geology* 55: 43-67.
- Jin Z. J. Zhu D. Y. Hu W. X. Zhang X. F. Wang, Y. and Yan X. B. 2006. Geological and geochemical signatures of hydrothermal activity and their influence on carbonate reservoir beds in the Tarim Basin. *Acta Geologica Sinica* 80 (2): 245-253.
- Kırmacı M. Z. 2008. Dolomitization of the late cretaceous-paleocene platform carbonates, gölköy (ordu), eastern Pontides, NE Turkey. *Sedimentary Geology*, 203: 289-306.
- Kirmaci M. Z. and Akdag K. 2005. Origin of dolomite in the Late Cretaceous-Paleocene limestone turbidites, Eastern Pontides, Turkey. *Sedimentary Geology*, 181: 39-57.
- Kirmaci M. Z. Yildiza M. Kandemir, R. and Gumruka E T. 2018. Multistage dolomitization in Late Jurassic Early Cretaceous platform carbonates (Berdiga Formation), Başoba Yayla (Trabzon), NE Turkey: Implications of the generation of magmatic arc on dolomitization, *Marine and Petroleum Geology* 89: 515-529.
- Korte C. JaspermT. Kozur, H. W. and Veizer J. 2006. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ record of Permian seawater. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 240 (1-2): 89-107.
- Land L.S. 1998. Failure to precipitate dolomite at 25 °C from dilute solution despite 1000. fold oversaturation after 32 years. *Aquatic Geochemistry*, 4(3): 361-368.
- Last F. M. and Last W. M. 2012. Lacustrine carbonates of the northern Great Plains of Canada. *Sedimentary Geology*, 277: 1-31.
- Li Q. Jiang Z. Hu W. You X. Hao G. Zhang, J. and Wang X. 2015. Origin of dolomites in the Lower Cambrian Xiaerbulak Formation in the Tarim Basin, NW China: Implications for porosity development. *Journal of Asian Earth Sciences* 115: 557-570.
- Loyd S. J. Berelson W. M. Lyons T. W. Hammond, D. E. and Corsetti F. A. 2012. Constraining pathways of microbial mediation for carbonate concretions of the Miocene Monterey Formation using carbonate-associated sulfate. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 78: 77-98.
- Machel H. G. 2004. Concepts and models of dolomitization, a critical reappraisal. Geological Society, London, Special Publications, 235(1): 7-63.
- Mazzullo S. J. 1992. Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: a review. *Carbonates and evaporites*, 7(1): 21.
- Provenance of Neoproterozoic sedimentary basement of northern Iran, Kahar Formation. *Journal of African Earth Sciences* 111: 54-75.
- Fabricius I. L. 2000. Interpretation of burial history and rebound from loading experiments and occurrence of microstylolites in mixed sediments of Caribbean Sites 999 and 1001. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, scientific results*, 165: 177-190.
- Fabricius I. L. and Borre M. K. 2007. Stylolites, porosity, depositional texture, and silicates in chalk facies sediments. *Ontong Java Plateau-Gorm and Tyra fields, North Sea. Sedimentology*, 54(1): 183-205.
- Frimmel H. E. 2009. Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as palaeoenvironmental indicator. *Chemical Geology*, 258(3-4): 338-353.
- Gregg J. M. and Sibley D. F. 1984. Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture. *J. Sediment. Petrology* 54: 908-931.
- Guo C. Chen D. Qing H. Dong S. Li G. Wang D. Qian, Y. and Liu C. 2016. Multiple dolomitization and later hydrothermal alteration on the Upper Cambrian-Lower Ordovician carbonates in the northern Tarim Basin, China, *Marine and Petroleum Geology* 72: 295-316.
- Hamdi, B. 1995. Precambrian-Cambrian sedimentary rocks in Iran. *Treatise on the geology of Iran*. 354 p. [In Persian]
- Hassanzadeh J. Stockli D.F. Horton B.K. Axen G.J. Stockli L.D. Grove M. Schmitt A.K. Walker J.D. 2008. U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic-Early Cambrian granitoids in Iran: implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. *Tectonophysics* 451: 71-96.
- Huang S. Qing H. Huang P. Hu Z. Wang Q. Zou, M. and Liu H. 2008. Evolution of strontium isotopic composition of seawater from Late Permian to Early Triassic based on study of marine carbonates, Zhongliang Mountain, Chongqing, China. *Science China Earth Sciences* 51 (4): 528-539.
- Jacobsen S. B. and Kaufman A. J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, 161(1-3): 37-57.
- Jacquemyn C. El Desouky H. Hunt D. Casini, G. and Swennen R. 2014. Dolomitization of the Latemar platform: fluid flow and dolomite

- Mineralogy of Iran, Yazd. 872-879. [In Persian]
- Qiu X. Wang H. Yanchen Yao, Y. and Duan Y. 2017. High salinity facilitates dolomite precipitation mediated by *Haloferax volcanii* DS52, Earth and Planetary Science Letters 472: 197–205.
- Radke B. M. and Mathis R. L. 1980. On the formation and occurrence of saddle dolomite. Journal of Sedimentary Research, 50(4): 1149-1168.
- Rao C. P. 1996. Modern carbonates, tropical, temperate, polar: introduction to sedimentology and geochemistry, carbonates. Hobart, Australia.
- Sanchez-Roman M. McKenzie J. A. de Luca Rebello Wagener A. Rivadeneyra, M. A. and Vasconcelos C. 2009. Presence of sulfate does not inhibit low-temperature dolomite precipitation. Earth and Planetary Science Letters 285 (1–2): 131–139.
- Sass E. and Bein, A. 1988. Dolomites and Salinity: A Comparative Geochemical Study. In: Shukla, V. and Baker, P.A., Eds., Sedimentology and Geochemistry of Dolostones, Society for Sedimentary Geology, Special Publications, 43: 223-233.
- Şen. C. 2007. Jurassic volcanism in the Eastern Pontides: is it rift related or subduction related? Turkish Journal of Earth Sciences, 16: 523–539.
- Sibley D. F. and Gregg J. M. 1987. Classification of dolomite rock textures. Journal of Sedimentary Research, 57(6).
- Smith L.B. 2006. Origin and reservoir characteristics of Upper Ordovician Trenton-Black River hydrothermal dolomite reservoirs in New York. Advancing the World of Petroleum Geosciences Bulletin, 90: 1691-1718.
- Kaczmarek S. E. and Sibley D. F. 2011. On the evolution of dolomite stoichiometry and cation order during high-temperature synthesis experiments: an alternative model for the geochemical evolution of natural dolomites. Sedimentary Geology, 240(1-2): 30-40.
- Suzuki Y. Iry Y. Inagaki S. Yamada T. Aizawa, S. and Budd D. A. 2006. Origin of atoll dolomites distinguished by geochemistry and crystal chemistry: Kita-daito-jima, northern Philippine Sea. Sedimentary Geology 183(3-4): 181-202.
- Van Lith Y. Vasconcelo C. Warthmann, R. and McKenzie J. A. 2003. Sulphate-reducing bacteria induce low-temperature Ca-
- Mckenzie J. A. and Vasconcelos C. 2009. Dolomite mountains and the origin of the dolomite rock of which they mainly consist: historical developments and new perspectives. Sedimentology, 56: 205-219.
- Meister P. McKenzie J. A. Bernasconi, S. M. and Brack P. 2013. Dolomite formation in the shallow seas of the Alpine Triassic. Sedimentology 60: 270–291.
- Middleton K. Coniglio M. Sherlock, R. and Frappe S. K. 1993. Dolomitization of Middle Ordovician carbonate reservoirs, southwestern Ontario. Bulletin of Canadian Petroleum Geology 41(2): 150-163.
- Montanez I. P. 1994. Late diagenetic dolomitization of Lower Ordovician Upper Knox carbonates: A record of the hydrodynamic evolution of the southern Appalachian Basin. Advancing the World of Petroleum Geosciences Bulletin 78: 1210-1239.
- Montes-Hernandez G. Findling, N. and Renard F. 2016. Dissolution precipitation reactions controlling fast formation of dolomite under hydrothermal conditions. Applied Geochemistry 73: 169-177.
- Morse J. W. and Bender M. L. 1990. Partition coefficients in calcite: examination of factors influencing the validity of experimental results and their application to natural systems. Chemical Geology, 82: 265–277.
- Mountjoy E. W. Machel H. G. Green D. Duggan, J. and Williams-Jones A. E. 1999. Devonian matrix dolomites and deep burial carbonate cements: a comparison between the Rimbey-Meadowbrook reef trend and the deep basin of westcentral Alberta. Bulletin of Canadian Petroleum Geology 47: 487–509.
- Nash M. C. Troitzsch U. Opdyke B. N. Trafford J. M. Russell, B. D. and Kline D. L. 2011. First discovery of dolomite and magnesite in living coralline algae and its geobiological implications. Biogeosciences 8: 3331-3340.
- Olanipekun B. J. and Azmy K. 2016. Genesis and morphology of intracrystalline nanopores and mineral micro inclusions hosted in burial dolomite crystals: application of Broad Ion Beam-Scanning Electron Microscope (BIB-SEM). Marine and Petroleum Geology, 74: 1–11.
- Pilekouhi J. Jafarzadeh M. Taheri, A. Zohdi A. 2018. Petrography of late Precambrian dolomite (Bayandor Formation and base of Soltanieh Formation) in Chopoghlu section. 25th Symposium of Crystallography and

- nov., a moderate halophilic sulfate-reducing bacterium from Lagoa Vermelha (Brazil) mediating dolomite formation. *Extremophiles* 9 (3): 255–261.
- Wright D. T. and Wacey D. 2005. Precipitation of dolomite using sulphate reducing bacteria from the Coorong Region, South Australia: significance and implications. *Sedimentology*, 52(5): 987-1008.
- Xiong L. Yao G. Xiong S. Wan J. Ni S. Shen, A. and Hao Y. 2017. Origin of dolomite in the Middle Devonian Guanwushan Formation of the western Sichuan Basin, western China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Available online 2 January 2018.
- Zentmyer R. A. Pufahl P. K. James, N. P. and Hiatt E. E. 2011. Dolomitization on an evaporitic Paleoproterozoic ramp: Widespread synsedimentary dolomite in the Denault Formation, Labrador Trough, Canada, *Sedimentary Geology* 238: 116–131.
- Zhang W. Guan P. Jian X. Feng, F. and Zou C. 2014. In situ geochemistry of Lower Paleozoic dolomites in the northwestern Tarim basin: Implications for the nature, origin, and evolution of diagenetic fluids. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 15(7): 2744-2764.
- dolomite and high Mg-calcite formation. *Geobiology* 1: 71–79.
- Vasconcelos C. and McKenzie J. A. 1997. Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis under anoxic conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil). *Journal of sedimentary Research*, 67: 378-390.
- Vasconcelo C. McKenzie J. A. Bernascon S.M. Grujic, D. and Tien A. J. 1995. Microbial mediation as a possible mechanism for natural dolomite formation at low temperatures *Nature* 377: 220–222.
- Veizer J. 1983a. Chemical diagenesis of carbonates: theory and application. *Stable isotopes in sedimentary geology*, 10: 3-100.
- Veizer J. 1983b. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 11(1): 265-299.
- Warren J. 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Reviews*, 52 (1): 1-81.
- Warthman R. Lith Y. V. Vasconcelos C. McKenzie, J.A. and Karpoff A.M. 2000. Bacterially induced dolomite precipitation in anoxic culture experiments. *Geology* 28 (12): 1091–1094.
- Warthmann R. Vasconcelos C. Sass, H. and McKenzie J. A. 2005. *Desulfovibrio brasiliensis* sp.

