



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

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches University of Isfahan
Vol. 34, Issue 2, No. 71, Summer 2018
pp. 15-18
Received: 25.12.2017 Accepted: 09.06.2018

Petrography and geochemistry of the Paleocene sandstones from north of Birjand: Implications for provenance, tectonic setting and paleoclimate conditions

Zahra Hasani

M.Sc. Student in Sedimentology and Sedimentary Petrology, University of Birjand, Iran

Maryam Mortazavi Mehrizi*

Assistant Professor, Department of Geology, University of Birjand, Iran

Seyed Naser Raeisossadat

Associate Professor, Department of Geology, University of Birjand, Iran

**Corresponding author, e-mail: mmortazavi@birjand.ac.ir.*

Introduction

The relation between the tectonic setting, provenance and composition of siliciclastic deposits has been investigated by many researchers. The geochemistry of major and trace elements of siliciclastic deposits provides information about provenance, the paleoweathering conditions and tectonic setting of sedimentary basins. In terms of structural division, the study area is located in the Sistan Suture Zone (SSZ). The Paleocene- Eocene siliciclastic strata in the east of Iran have significant development, diversity and thickness lithologically. The studied section is located in the 17 kilometers of north of Birjand and 3 kilometers of east of Fariznuk village the most important way to reach the study area is the main road of Birjand- Mashhad. The Fariznuk section with Paleocene age is 113 meters in thickness and forms from three lithostratigraphic units consisting lower conglomerate, middle sandstone and upper carbonate units. The purpose of this study is to investigate the petrographic and geochemical properties of Fariznuk section in the north of Birjand in order to determine the provenance, tectonic setting and paleoweathering conditions.

Materials and Methods

In this study, 90 rock samples were collected from the studied sequence. The study of 35 sandstone samples components composition (modal analysis) is performed by using the point counting method of Gazi- Dickinson. Folk (1980) compositional classification of sandstones is used for studied samples. Geochemical analyses (major and some trace elements) are carried out by XRF method for 15 fine grain sandstone samples.

Discussion of Results and Conclusions

In the provenance studies, that are performed by petrographic methods, by using the compositional and textural evidences, the characteristics of provenance of sediments can be investigated. Fine to coarse grain sandstones of the studied sequence have angular to sub rounded grains with poorly to well sorting. Based on mineralogical composition these samples are litharenite (Q52.9, F7.3, RF39.8). The plutonic monocrystalline quartz in the studied sandstone samples confirms the presence of intrusive igneous rocks in the source area. While the existence of straight to weakly undulatory extinction in monocrystalline quartz together with metamorphic rock fragments are indicative the presence of metamorphic rocks with above igneous rocks in the source area. Also, the presence of volcanic rock fragments such as

peridotite rock fragments from the underlying ophiolite set and andesite rock fragments, plagioclase and zircon heavy minerals can be suggested an igneous (intrusive and volcanic) provenance for these sandstones. The high abundance of sedimentary rock fragments such as sandstone, siltstone, chert and carbonate in these samples indicate a sedimentary source rock with above igneous and metamorphic rocks. Regarding to the litharenite composition of studied sandstones and high abundance of sedimentary rock fragments, in particular chert rock fragments, it seems that the erosion of older sedimentary deposits has the most role in the formation of sandstones in this region. Drawing the point counting results of the Fariznuk Sandstones on the QmFLt and QtFL (Dickinson et al. 1983) diagrams indicate that the most of samples plot in the recycled orogen area. The quartzolithic composition of studied sandstones low amounts of feldspars and high abundance of sedimentary rock fragments relative to volcanic rock fragments, probably suggest the collisional tectonic areas that are documented by drawing the QpLvLs diagram (Dickinson et al. 1983) for these samples.

In addition to petrographic data and modal analysis, the major element geochemistry can be effective in the classification of sedimentary rocks as well as separation between mature and immature sediments. Based on major

oxides geochemical analysis, Fariznuk sandstone samples are located in the litharenite area in the Pettijohn et al. (1987) diagram that is correlated with petrographic data. By using the geochemical data of the siliciclastic rocks also can be obtained many information about the source rock types. The plot of geochemical results of studied samples on the presence diagrams indicates that the provenance of studied siliciclastic rocks probably were quartzose sedimentary, felsic and intermediate igneous rocks that are matched with petrographic results. The results of the major oxides analysis of Fariznuk sandstone samples are drawn in different diagrams to determine the tectonic setting of these sediments. The studied sandstone samples are plotted in the active continental margin and island arc tectonic settings. The Sistan Suture Zone (SSZ) during Cretaceous to Early Paleocene, prior to sedimentation of the studied siliciclastic deposits, was tectonically active and some researchers documented the existence of magmatic arcs associated with subduction at this time. Therefore, the results of geochemical and petrographical data of the studied sandstone samples (active continental margin and island arcs) can be correlated with the Sistan Suture Zone tectono magmatic conditions at this time. According to geological map of this region, the probable source rocks of the studied siliciclastic deposits were ophiolite units, felsic and intermediate igneous rocks (granite, andesite and tuff) and cretaceous flysch rocks (shale, sandstone, limestone and conglomerate) with cretaceous age in the western and southwestern parts of the Fariznuk section.

The calculated chemical weathering index of Fariznuk sandstone samples (CIA, PIA) indicates medium to high paleoweathering conditions in the source area. According to petrographical and geochemical studies and its integration with world paleogeographic map during the Paleocene time, the climatic conditions were semi-arid during the studied siliciclastic rocks deposition.

Keywords: Provenance, Petrography, Geochemistry, Paleocene sequence, north of Birjand

References

- Aghanabati A. 2004. Geology of Iran. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, 586 p.
- Ahmedali S.T. 1989. X-Ray Fluorescence Analysis in the Geological Sciences. Advances in Methodology, vol. 7. Geological Association of Canada, Short Course, 308 p.
- Akarish A. I. M. and El-Gohary A. M. 2008. Petrography and geochemistry of lower Paleozoic sandstones, East Sinai, Egypt: Implications for provenance and tectonic setting. *Journal of African Earth Sciences*, 52: 43-54.
- Armstrong-Altrin J.S. Lee Y.I. Verma S.P. and Ramasamy S. 2004. Geochemistry of sandstones from the upper Miocene Kudankulam formation, Southern India: implications for provenance, weathering, and tectonic setting. *Journal of Sedimentary Research*, 74 (2): 285-297.
- Armstrong-Altrin J. S. and Verma S. P. 2005. Critical evaluation of six tectonic setting discrimination diagrams using geochemical data of Neogene sediments from known tectonic Settings. *Sedimentary Geology*, 177: 115-129.
- Armstrong-Altrin J.S. Machain-Castillo M.L. Rosales-Hoz L. Carranza-Edwards A. Sanchez-Cabeza J.A. and Ruíz-Fernández A.C. 2015. Provenance and depositional history of continental slope sediments in the southwestern Gulf of Mexico unraveled by geochemical analysis. *Continental Shelf Research*, 95: 15-26.
- Babazadeh S.A. and De Wever P. 2004. Early Cretaceous radiolarian assemblages from radiolarites in the Sistan Suture (eastern Iran). *Geodiversitas*, 26: 185-206.
- Barrier E. and Vrielynck B. 2008. Palaeotectonic maps of the Middle East (Tectonic-sedimentary-palinspastic maps from Late Norian to Pliocene). Commission for the Geological Maps of the World (CGMW/CCGM), Paris, 14 Maps.
- Basu A. Young S.W. Suttner L.J. James W.C. and Mack G.H. 1975. Re-evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 45: 873-882.
- Bayet-Goll A. Monaco P. Jalili F. and Mahmudy-Gharaie M.H. 2016. Depositional environments and ichnology of Upper Cretaceous deep-marine deposits in the Sistan Suture Zone, Birjand, Eastern Iran. *Cretaceous Research*, 60: 28-51.
- Bröcker M. Fotoohi Rad G. Burgess R. Theunissen S. Paderin I. Rodionov N. and Salimi Z. 2013. New age constraints for the geodynamic evolution of the Sistan Suture Zone, eastern Iran. *Lithos*, 170-171: 17-34.
- Benmansour S. Andreu B. and Yahiaoui A. 2016. The Campanian-Maastrichtian of the Aures Basin, Algeria: Paleobiogeographical distribution of ostracod. *Cretaceous Research*, 58: 86-107.
- Berra F. and Angiolini L. 2014. The Evolution of the Tethys Region throughout the Phanerozoic: A Brief Tectonic reconstruction, in L. Marlow, C. Kendall and L. Yose, eds., *Petroleum systems of the Tethyan region: AAPG Memoir*, 106: 1-27.
- Bhatia M.R. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*, 91: 611-627.
- Bhatia M.R. and Crook K.A.W. 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contribution of Mineralogy and Petrology*, 92: 181-193.
- Camp V. E. and Griffis R. J. 1982. Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran: *Lithos*, 15: 221-239.
- Chamley H. 1990. *Sedimentology*. Berlin. Springer-Verlag, 285p.
- Condie K.C. Boryta M.D. Liu J. and Qian X. 1992. The origin of khondalites: Geochemical evidence from the Archean to Early Proterozoic granulite belt in the North China craton. *Precambrian Research*, 59: 207-223.
- Cullers R.L. 1994. The controls on the major and trace element variation of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian - Permian age from uplifted continental blocks in Colorado to platform sediment in Kansas, U.S.A. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 4955-4972.
- Cullers R.L. 1995. The controls on the major and trace element evolution of shales, siltstones and sandstones

- of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountain region, Colorado, U.S.A. *Chemical Geology*, 123 (1-4): 107-131.
- Cullers R.L. and Podkovyrov V.N. 2002. The source and origin of terrigenous sedimentary rocks in the Mesoproterozoic Uigroup, southeastern Russia. *Precambrian Research*, 117: 157-183.
- Das B.K. AL-Mikhlaifi A.S. and Kaur P. 2006. Geochemistry of Mansar Lake sediments, Jammu, India: Implication for source-area weathering, provenance, and tectonic setting. *Journal of Asian Earth Sciences*, 26: 649-668.
- Dickinson W.R. 1970. Interpreting detrital modes of greywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40: 695-707.
- Dickinson W.R. and Suczek C. 1979. Plate tectonics and sandstone composition. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63: 2164-2182.
- Dickinson W.R. 1985 Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G.G. (Ed.), *Provenance of Arenites*: Reidel, Dordrecht, 333-361.
- Dickinson W.R. Beard L.S. Brakenridge G.R. Erjavck J.L. Ferguson R.C. Inman K.F. Knepp R.A. Lindberg, F.A. and Ryberg P.T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic Sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 225-235.
- Dutta P.K. and Suttner L.J. 1986. Alluvial sandstone composition and paleoclimate, II. Authigenic mineralogy: *Journal of Sedimentary Petrology*, 56: 346-358.
- Eftekharneshad J. 1972. A few article about the formation of flysch sedimentary basin in the east of Iran and its justification with plate tectonic theory. Report No. 11: 3-11.
- Floyd P.A. Winchester J.A. and Park R.G. 1989. Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the Early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch, N.W: Scotland. *Precambrian Research*, 45: 203-214.
- Folk R.L. 1980. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Co., Austin, Texas, 182p.
- Fotoohi-Rad G.R. Droop G.T.R. and Burgess R. 2009. Early Cretaceous exhumation of high-pressure metamorphic rocks of the Sistan Suture Zone, eastern Iran. *Geology Journal*, 44: 104-116.
- Fouladi Talari H. 2017. Lithofacies analysis, depositional and post depositional history of Eocene siliciclastic deposits, North of Birjand. MSc Thesis, University of Birjand, 155p.
- Gabo J.A.S. Dimalanta C.B. Asio M.G.S. and Queaño K.L. 2009. Geology and geochemistry of the clastic sequences from Northwestern Panay (Philippines): Implications for provenance and geotectonic setting. *Tectonophysics*, 479: 111-119.
- Gazzi P. 1966. Le arenarie del flysh sopracretaceo dell'Appennino modenese: Correlazioni con il flysh di Monghidoro. *Mineralogica Petrografica Acta*, 12: 69-97.
- Grantham J.H. and Velbel M. a. 1988. The influence of climate and topography on rock-fragment abundance in modern fluvial sands of the southern Blue Ridge Mountains, North Carolina. *Journal of Sedimentary Research*, 58(2): 219-227.
- Ingersoll R.V. Bullard T.F. Ford R. Grimm J.P. Pickle J.D. and Sares S.W. 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson pointcounting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54: 103-116.
- Jafarzadeh M. and Hosseini-Barzi M. 2008. Petrography and geochemistry of Ahwaz sandstone member of Asmari Formation, Zagros, Iran: implications on provenance and tectonic setting. *Revista Mexicana de Ciencias Geologicas*, 25 (2): 247-260.
- Jin Z. Li F. Cao J. Wang S. and Yu J. 2006. Geochemistry of Daihai Lake sediments, Inner Mongolia, north China: Implications for provenance, sedimentary sorting and catchment weathering. *Geomorphology*, 80: 147-163.
- McLennan S.M. 1993. Weathering and global denudation. *Journal of Geology*, 101: 295-303.
- Moetamedshariati M. and Raeisossadat S.N. 2005. Trace fossils of flysch deposits of north of Birjand. 9th conference of Geological Society of Iran: 343-354.
- Mohammadi H. Abbassi N. Raeisossadat S.N. and Heyhat M.R. 2015. Study of graphoglyptid trace fossils of Paleocene- Eocene flysch deposits from North of Birjand, East Iran. *Journal of Paleontology*, 3: 73-92.
- Morton A. C. 1985. Heavy minerals in provenance studies, In: Zuffa, G. G. (Ed.), *Provenance of Arenite*, Reidel, Dordrecht, 249-277.
- Nagarajan R. Madhavaraju J. Nagendra R. Armstrong-Altrin J.S. and Moutte J. 2007a. Geochemistry of Neoproterozoic shales of Rabanpalli formation, Bhima Basin, Northern Karnataka, southern India: implications for provenance and paleoredox conditions. *Revista Mexicana de Ciencias Geologicas*, 24 (2): 150-160.
- Nagarajan R. Armstrong-Altrin J.S. Nagendra R. Madhavaraju J. and Moutte J. 2007b. Petrography and geochemistry of terrigenous sedimentary rocks in the Neoproterozoic Rabanpalli formation, Bhima basin, southern India: implications for paleoweathering conditions, provenance and source rock composition. *Journal of the Geological Society of India*, 70 (2): 297-312.
- Nagarajan R. Roy P.D. Jonathan M.P. Lozano-Santacruz R. Kessler F.L. and Prasanna M.V. 2014. Geochemistry of Neogene sedimentary rocks from Borneo basin, East Malaysia: paleo-weathering, provenance and tectonic setting. *Chemie der Erde-Geochemistry*, 74 (1): 139-146.
- Nagarajan R. Armstrong-Altrin J.S. Kessler F.L. and Jong J. 2017. Petrological and Geochemical Constraints on Provenance, Paleoweathering, and Tectonic Setting of Clastic Sediments From the Neogene Lambir and Sibuti Formations, Northwest Borneo. *Sediment Provenance*, 123-153.
- Nesbitt H.W. and Young G.M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299: 715-717.
- Nesbitt H. W. and Young G. M. 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48: 1523-1534.

- Osae H. Asiedu D.L. Banoeng-Yakubo B. Koeberl C. and Dampare S.B. 2006. Provenance and tectonic setting of Late Proterozoic Beuems sandstones of southeastern Ghana: Evidence from geochemistry and detrital modes. *Journal of African Earth Sciences*, 44: 85-96.
- Pang K.N. Chung S.L. Zarrinkoub M.H. Khatib M.M. Mohammadi S.S. Chiu H. Y. Chu C.H. Lee H.Y. and Lo C.H. 2013. Eocene– Oligocene post- collisional magmatism in the Lut– Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications. *Lithos*, 180- 181:234- 251.
- Pettijohn F.J. Potter P.E. and Siever R. 1987. *Sand and Sandstone* (2nd edition). New York: Springer-Verlag, 553p.
- Pittman E. D. 1970. Plagioclase as an indicator of provenance in sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40: 591–598.
- Roser B.P. and Korsch R.J. 1986. Determination of tectonic setting of sandstone–mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Journal of Geology*, 94: 635–650.
- Roser B.P. and Korsch R.J. 1988. Provenance signatures of sandstone– mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*, 67: 119–139.
- Shahidi A. Bahar Firoozi Kh. and Shafeii A. 2000. Geological Map of Roum (1:100000): Geological Survey and Mineral Exploration of Iran. Sheet Number 7856.
- Shaw D.M. 1968 A review of K–Rb fractionation trends by covariance analysis: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 32: 573–601.
- Stoecklin J. Eftekharnjehad J. and Hushmand Zadeh A. 1972. Central Lut reconnaissance, East Iran. Geological Survey of Iran, Report, 22: 87.
- Suttner L. J. and Dutta P. K. 1986. Alluvial sandstone composition and paleoclimate, I. Framework mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56: 329-345.
- Taylor S R. and McLennan S. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*, Blackwell, Oxford, 312p.
- Tirrul R. Bell I.R. Griffis R.J. and Camp V.E. 1983. The Sistan suture zone of Eastern Iran. *Geological Society of American Bulletin*, 94:134-150.
- Tortosa A. Palomares M. and Arribas J. 1991. Quartz grain types in Holocene deposits from Spanish Central System: some problems in provenance analysis. In: Morton AC, Todd SP, Haughton PDW, (Eds.). *Developments in Sedimentary Provenance Studies. Special Publication Geological Society*, 57: 47-54.
- Velbel M.A. and Saad M.K. 1991. Palaeoweathering or diagenesis as the principal modifier of sandstone framework composition? A case study from some Triassic rift-valley redbeds of eastern North America. In: Morton AC, Todd SP, Haughton PDW, (Eds.) *Development in sedimentary provenance studies. Geological Society of London. Special Publication*. 57(1): 91-99.
- Von Eynatten H.V. 2003. Petrography and chemistry of sandstones from the Swiss Molasse Basin: an archive of the Oligocene to Miocene evolution of the Central Alps. *Sedimentology*, 50: 703–724.
- Weltje G.J. 1994. Provenance and dispersal of sand-sized sediments: Reconstruction of dispersal patterns and sources of sand-sized sediments by means of inverse modelling techniques. *Faculteit Aardwetenschappen, Universiteit Utrecht*, 121: 208 p.
- Zallaghizadeh Z. Raeisossadat S.N. Shokri M.H. and Mortazavi M. 2013. Bioecology of Early Tertiary foraminifera in the Fariznuk (North of Birjand). 7th conference of the Iranian Paleontological Society.
- Zarrinkoub M.H. Pang K.N. Chung S.L. Khatib M.M. Mohammadi S.S. Chiu H.Y. and Lee H.Y. 2012. Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos*, 154: 392-405.
- Zuffa G.G. 1985. Optical analyses of arenites: Influence of methodology on compositional results, in Zuffa, G.G., ed., *Provenance of Arenites*. Dordrecht, Reidel. NATO ASI Series, 165- 189.

پetroگرافی و ژئوشیمی ماسه‌سنگ‌های پالئوسن شمال بیرجند، خراسان جنوبی: کاربرد آن در تعیین ناحیه منشأ، موقعیت تکتونیکی و شرایط آب‌وهوای دیرینه

زهرا حسینی، دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشگاه بیرجند، ایران

سیده مریم مرتضوی مهریزی، استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند، ایران*

سید ناصر رئیس‌السادات، استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند، ایران

چکیده

بررسی پتروگرافی و ژئوشیمیایی (عناصر اصلی و فرعی) نهشته‌های پالئوسن شمال بیرجند به منظور تعیین برخاستگاه، سنگ منشأ و شرایط هوازدگی دیرینه انجام شد. شواهد پتروگرافی از جمله کوارتزهای مونوکریستالین نیمه‌گردشده با خاموشی مستقیم، فراوانی خرده‌سنگ‌های رسوبی و به مقدار کمتر خرده‌سنگ‌های دگرگونی و ولکانیکی و همچنین رسم نتایج تجزیه و تحلیل مودال ذره‌های آواری روی نمودارهای QmFlt و QtFL نشان می‌دهد ماسه‌سنگ‌های پالئوسن مطالعه‌شده حاصل چرخه دوباره رسوبات پس از کوه‌زایی هستند. بر اساس مطالعه‌های ژئوشیمیایی، موقعیت تکتونیکی ماسه‌سنگ‌های مطالعه‌شده احتمالاً حاشیه قاره‌ای فعال است. اندیس‌های هوازدگی شیمیایی CIA و PIA محاسبه شده برای ماسه‌سنگ‌های این برش نشان‌دهنده شرایط هوازدگی متوسط تا زیاد در ناحیه منشأ هستند. داده‌های پتروگرافی، ژئوشیمیایی و نقشه‌های جغرافیایی دیرینه منطقه در زمان پالئوسن شرایط آب‌وهوایی نیمه‌خشک را در زمان نهشته شدن این ماسه‌سنگ‌ها نشان می‌دهند. واژه‌های کلیدی: برخاستگاه، پتروگرافی، ژئوشیمی، توالی پالئوسن، شمال بیرجند

مقدمه

مطالعهٔ برخاستگاه شامل تفسیر منشأ سنگ‌شناسی رسوبات و یا سنگ‌های رسوبی سیلیسی آواری است (Nagarajan et al. 2017). همواره نهشته‌های سیلیسی آواری از عواملی مانند نوع سنگ منشأ، آب‌وهوا، هوازدگی، مسافت حمل‌ونقل، پستی‌وبلندی و تغییرات دیاژنزی پس از رسوب‌گذاری تأثیر می‌پذیرند (VonEynatten 2003; Jin et al. 2006; Gabo et al. 2017; Nagarajan et al. 2009). مطالعهٔ برخاستگاه رسوبات یا سنگ‌های رسوبی بر اساس ترکیب ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی آنها امکان‌پذیر است. پژوهشگران بسیاری رابطهٔ میان موقعیت زمین‌ساختی، برخاستگاه و ترکیب نهشته‌های سیلیسی آواری را بررسی کرده‌اند (برای نمونه، Dickinson and Suczek 1979; Bhatia and Crook 1986; Cullers 1994; Armstrong - Altrin et al. 2004; Jafarzadeh and Hosseini- Barzi 2008). ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی رسوبات سیلیسی آواری اطلاعاتی دربارهٔ انواع سنگ منشأ، شرایط هوازدگی دیرینه و موقعیت زمین‌ساختی حوضه‌های رسوبی ارائه می‌دهد (Nesbitt and Young 1982; Cullers 1995; Armstrong - Altrin et al. 2004; Nagarajan et al. 2007a,b; Nagarajan et al. 2014; Armstrong-Altrin et al. 2015). منطقهٔ مطالعه‌شده بخشی از پهنهٔ ساختاری شرق ایران در مجاورت حاشیهٔ شمال باختری بلوک لوت است. این بخش در تقسیم‌بندی پهنه‌های رسوبی - ساختاری ایران با عنوان حوضهٔ فلیشی خاور ایران نام گرفته است (Aghanabati 2004) و به علت نبود دسترسی و به هم‌ریختگی زمین‌شناسی شرق کشور، پیشینهٔ مطالعه‌های زمین‌شناسی در این بخش از ایران اندک است. سنگ‌های قدیمی‌تر از کرتاسه در حوضهٔ فلیشی شرق ایران رخنمون ندارند (Stoecklin et al. 1972). تشکیل سنگ‌های رسوبی پالئوژن در ناحیهٔ بیرجند از زمان پالئوسن - ائوسن به دنبال فاز کوه‌زایی لارامید آغاز شده و سرانجام در اواخر ائوسن میانی پایان گرفته است (Aghanabati 2004). عمده مطالعه‌های انجام‌شده دربارهٔ نهشته‌های پالئوسن - ائوسن شمال بیرجند به بررسی‌های فسیل‌شناسی و تعیین سن با استفاده از فسیل‌ها محدود شده است (برای نمونه، Moetamedshariati and Raeisossadat 2005; Zallaghizadeh et al. 2013; Mohammadi et al. 2015).

مطالعه‌های رسوب‌شناسی، پتروگرافی و ژئوشیمی نهشته‌های سیلیسی آواری در این منطقه بسیار محدود هستند (Fouladi Talari 2017) و تاکنون مطالعه‌ای در این زمینه در برش مدنظر انجام نشده است؛ از این رو، انجام مطالعه‌های بیشتر در این منطقه به منظور تکمیل مطالعه‌های پیشین و بررسی موارد یادشده لازم به نظر می‌رسد. هدف مطالعهٔ حاضر، بررسی ویژگی‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی ماسه‌سنگ‌های پالئوسن شمال بیرجند به منظور تعیین سنگ منشأ، موقعیت تکتونیکی و شرایط آب‌وهوای دیرینه است.

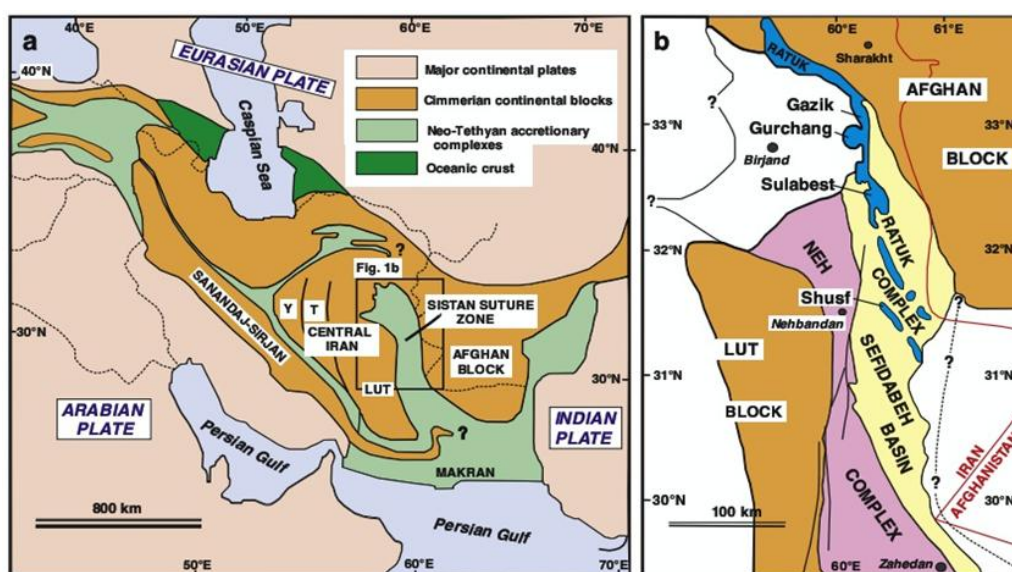
موقعیت زمین‌شناسی ناحیهٔ مطالعه‌شده

محدودهٔ مطالعه‌شده از نظر تقسیم‌بندی ساختاری در زون فلیشی شرق ایران (Aghanabati 2004) یا زون زمین‌درز سیستان^۱ (SSZ) (Tirrul et al. 1983) واقع شده است. Tirrul و همکاران مهم‌ترین بررسی‌های زمین‌شناسی در این پهنه را انجام داده‌اند و حاصل مطالعه‌های آنها در سال ۱۹۸۳ در مقاله‌ای با نام زون زمین‌درز سیستان در شرق ایران منتشر شده است. زون زمین‌درز سیستان در شرق ایران به شکل کمربندی با روند شمالی - جنوبی و طول بیش از ۷۰۰ کیلومتر امتداد دارد و از زمان کرتاسهٔ پیشین تا پالئوسن بین دو بلوک قاره‌ای لوت در غرب و بلوک افغان در شرق قرار داشته است (Tirrul et al. 1983) (شکل ۱). در زون یادشده، یک مجموعه فرورانش به‌عنوان شاهدهی از بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیس به سمت شمال طی کرتاسهٔ پیشین تا پالئوسن به علت برخورد بلوک لوت ایران مرکزی و میکروقارهٔ افغان وجود دارد (Tirrul et al. 1983). گوهٔ برافزایندهٔ تغییرشکل یافتهٔ SSZ طی تخریب با یک حوضهٔ اقیانوسی نئوتتیس کوچک جایگزین شده است که اقیانوس سیستان نامیده می‌شود (Tirrul et al. 1983)؛ در این رابطه، بلوک لوت در پلیت ایران مرکزی واقع شده است و به وسیلهٔ زون اقیانوس سیستان از بلوک افغان جدا می‌شود. این زون یکی از حوضه‌های باقیمانده‌ای است که بین دو قطعه میکروقاره در نتیجهٔ برخورد تکتونیکی و مهاجرت

^۱ Sistan Suture Zone: SSZ

بلوک لوت به سمت بلوک افغان واقع شده است (Brocker et al. 2013). (Tirrul et al. 1983) زون زمین‌درز سیستان را به دو واحد اصلی تقسیم کرده است: مجموعه نه-رتوک (گوه برافزاینده ملانژ) تا غرب و حوضه جلوی قوسی سفیدابه یا زون اقیانوس سیستان. تکامل تکنیکی زون زمین‌درز سیستان با جای‌گیری افیولیت‌ها و افیولیت‌ملانژهای کرتاسه ادامه می‌یابد و سپس با رسوب‌گذاری فلیش‌های کرتاسه پسین-ائوسن دنبال می‌شود (Babazadeh and De Wever 1983; Bayet-Goll et al. 2016).

هر دو مجموعه رتوک و نه شامل افیولیت‌ملانژها، نهشته‌های دگرگون‌شده و دگرگون‌نشده هستند. در زون اقیانوس سیستان، نهشته‌های فلیشی (ماستریشتین تا ائوسن) به‌شکل ناپیوسته مجموعه‌های رتوک و نه را می‌پوشانند که نشانه‌ای از موقعیت جلوی قوسی در نظر گرفته می‌شود (Tirrul et al. 1983; Bayet-Goll et al. 2016).



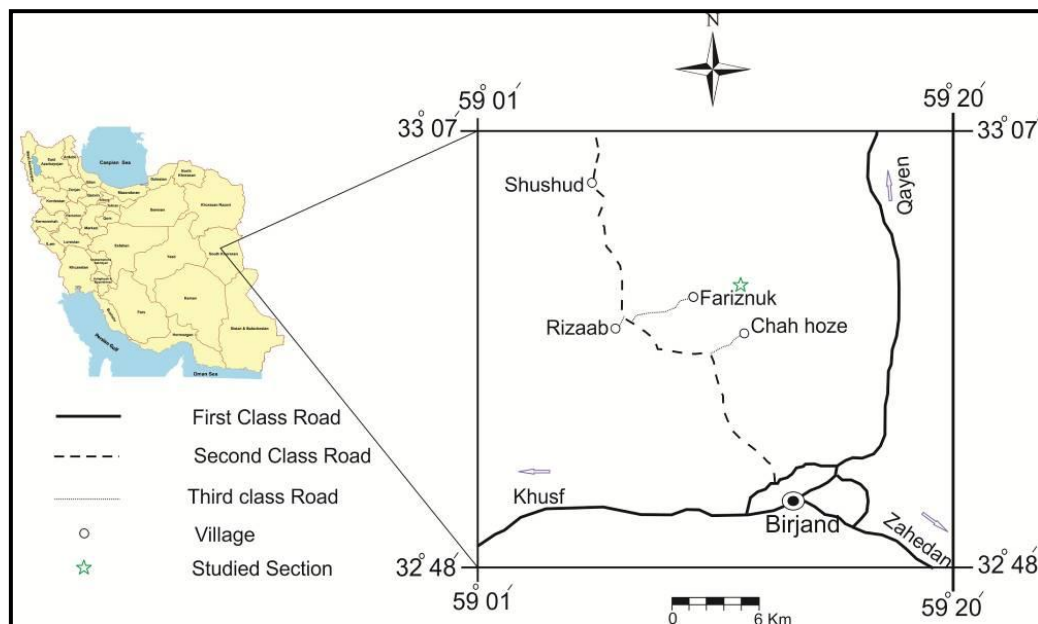
شکل ۱- نمایش از a. موقعیت زون فلیش شرق ایران یا زون زمین‌درز سیستان که در حد بین بلوک لوت و افغان به وجود آمده است، b. دو واحد اصلی نه-رتوک و سفیدابه در آن (اقتباس با تغییراتی از Tirrul et al. 1983)

کنگولومرای-ماسه‌سنگی زیرین، (۲) واحد ماسه‌سنگی میانی و (۳) واحد کربناتی فوقانی تشکیل شده است (شکل ۳). کنگولومراهای واحد ۱ به‌شکل فرسایشی روی مجموعه افیولیتی قرار می‌گیرند و در مرز بالایی واحد ۳ با مرزی تدریجی به نهشته‌های مارن تبدیل می‌شوند. واحد کنگولومرای-ماسه‌سنگی زیرین با ضخامت ۸۴/۹۶ متر از تناوب طبقه‌های کنگولومرای ضخیم‌لایه و ماسه‌سنگ‌های متوسط‌لایه ورقه‌ای تا عدسی‌شکل تشکیل شده است. طبقه‌های کنگولومرای این واحد پلی‌میکتیک و غنی از قطعه هستند و بیشتر قطعه‌های آن از مجموعه افیولیتی زیرین‌اند. واحد ماسه‌سنگی میانی با ضخامت ۹۶/۹۳ متر از لایه‌های

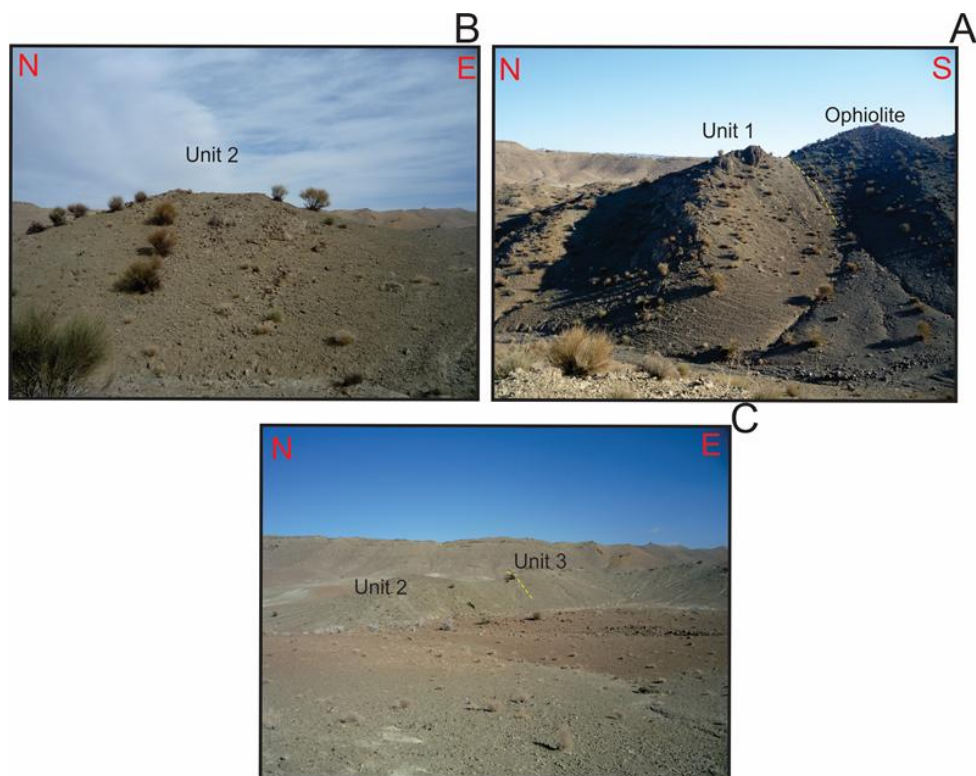
توالی نهشته‌های سیلیسی آواری پالتوسن-ائوسن در شرق ایران از نظر سنگ‌شناسی دارای گسترش، تنوع و ضخامت درخور توجهی است. برش مطالعه‌شده در ۴۰ کیلومتری شمال بیرجند و ۵ کیلومتری خاور روستای فریزنوک قرار دارد (شکل ۲) و جاده اصلی بیرجند-مشهد مهم‌ترین راه دستیابی به منطقه است. در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ روم (Shahidi et al. 2000)، محدوده مطالعه‌شده بین $33^{\circ} 01' 17''$ تا $33^{\circ} 01' 26''$ عرض شمالی و $60^{\circ} 48' 15''$ تا $60^{\circ} 47' 57''$ طول شرقی قرار دارد. برش فریزنوک با سن پالتوسن دارای ضخامت ۲۲۱ متر است و از سه واحد سنگ‌چینه‌ای شامل (۱) واحد

سنگ‌های آهکی همراه با میان‌لایه‌های مارنی تشکیل شده است (شکل ۴).

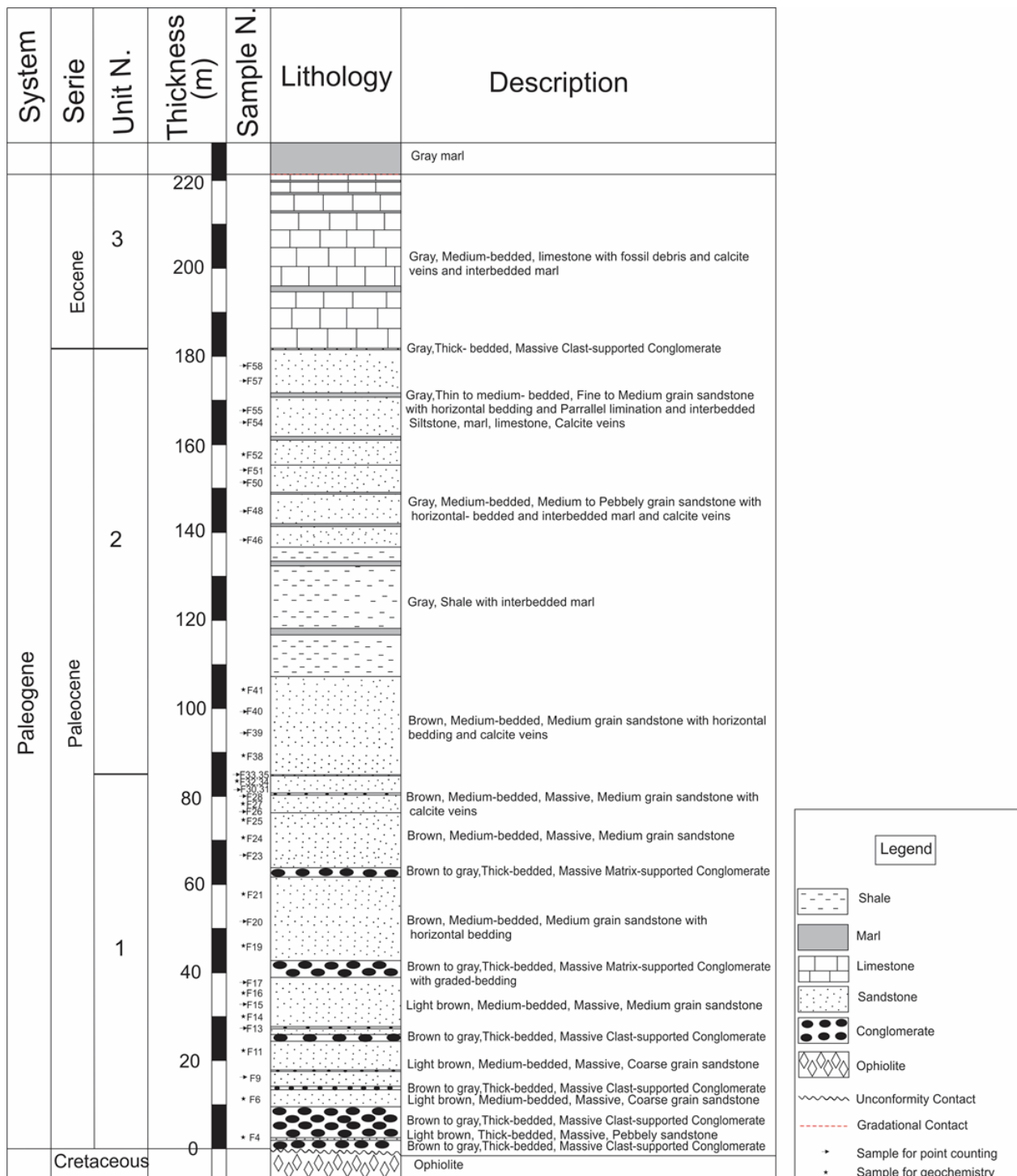
ماسه‌سنگی همراه با میان‌لایه‌های مارنی و آهکی تشکیل شده است. واحد کربناتی فوقانی ۳۹/۱۱ متر ضخامت دارد و از



شکل ۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش فریزنوک



شکل ۳- تصویر صحرایی واحدهای چینه‌شناسی برش مطالعه‌شده: A. واحد کنگلومرای - ماسه‌سنگی زیرین (واحد ۱)، B. واحد ماسه‌سنگی میانی (واحد ۲)، C. واحد کربناته فوقانی (واحد ۳)



شکل ۴- ستون چینه‌شناسی برش مطالعه‌شده

و دریایی بر جای گذاشته شده‌اند. نهشته‌های سیلیسی آواری قاره‌ای (مطالعه حاضر) در سیستم رودخانه‌ای بریده‌بریده و نهشته‌های سیلیسی آواری-کربناته دریایی برش یادشده احتمالاً در پلت فرم کربناته‌ای از نوع رمپ نهشته شده‌اند

تفسیر محیط رسوب‌گذاری نهشته‌های پالئوسن برش فریزنوک بر مبنای تفکیک رخساره‌های سنگی و بررسی تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌ای و ویژگی‌های پتروگرافی انجام شده است. رخساره‌های این توالی در دو محیط قاره‌ای

(Zallaghizadeh et al. 2013).

روش مطالعه

در مطالعه حاضر، تعداد ۹۰ نمونه سنگی از توالی مطالعه شده جمع‌آوری شد. نمونه‌های ماسه‌سنگی بر اساس ویژگی‌های پتروگرافی، هوازده‌نبودن و پوشش کامل ضخامت توالی مدنظر انتخاب شدند. ترکیب دانه‌های سازنده ۳۵ نمونه ماسه‌سنگی (تجزیه و تحلیل مودال) به روش شمارش نقطه‌ای (Gazzi-Dickinson) (Dickinson 1966; Dickinson 1970; Ingersoll et al. 1984; Zuffa 1985) بررسی شد. طبقه‌بندی انواع دانه‌ها بر مبنای روش (Dickinson 1985) انجام شد (جدول ۱). دانه‌های اصلی بر اساس ۳۰۰ تا ۳۵۰ شمارش در هر مقطع نازک میکروسکوپی شمارش شدند؛ داده‌های تجزیه و تحلیل مودال که از شمارش نقطه‌ای دانه‌های چارچوب محاسبه شدند در جدول‌های ۲ و ۳

ارائه شده‌اند. برای نام‌گذاری ماسه‌سنگ‌ها از طبقه‌بندی (Folk 1980) استفاده شد. تجزیه و تحلیل‌های ژئوشیمیایی (عناصر اصلی و برخی عناصر فرعی) ۱۵ نمونه (ماسه‌سنگ‌های ریزدانه) به روش فلورسانس اشعه ایکس (XRF) روی قرص‌های فشرده و بر مبنای روش (Ahmedali 1989) در آزمایشگاه شرکت آمتیس شرق (مشهد) با دستگاه Philips PW (Uniquant- Software) XRF Spectrometer و نرم‌افزار And X40 انجام شد (جدول‌های ۴ و ۵). دقت تجزیه و تحلیل اکسیدهای اصلی بیشتر از ۵ درصد و خطای نسبی عناصر اصلی کمتر از ۲ درصد بود. فقدان در اثر اشتعال (Loss On Ignition: LOI) از وزن کل نمونه پس از احتراق در درجه حرارت ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد به مدت ۲ ساعت محاسبه شد؛ علاوه بر این، آهن کل به شکل Fe_2O_3 بیان شد.

جدول ۱- نشانه‌های اختصاری به کاررفته در جدول‌ها و نمودارهای استفاده شده در مطالعه حاضر

Qm non	Non undulose monocrystalline quartz.
Qm un	Undulose monocrystalline quartz.
Qp>3	Qp>3 crystal units per grain.
Qp2-3	Qp2-3 crystal units per grain.
Qm	Monocrystalline quartz (Qm non+Qm un).
Qp	Polycrystalline quartz (Qp2-3+Qp>3).
Qt or Q	Total quartzose grains (Qm+Qp).
F	Total feldspar grains.
Ls	Sedimentary rock fragments.
Lv	Volcanic-metavolcanic rock fragments.
Lm	Metamorphic rock fragments.
Lvm	Metavolcanic rock fragments.
Lsm	Metasedimentary rock fragments.
L	Unstable siliciclastic lithic fragment (volcanic+sedimentary and Metasedimentary)
Lt	Total siliciclastic lithic fragments (L+Qp).
RF	Total unstable rock fragments and chert used for Folk (1980) classification.

پتروگرافی

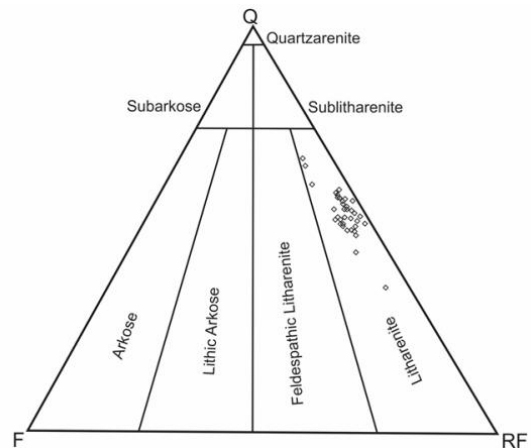
در مطالعه‌های برخاستگامی که با استفاده از روش‌های پتروگرافی انجام می‌شوند ویژگی‌های سنگ منشأ رسوبات با استفاده از شواهد ترکیبی و بافتی بررسی می‌شوند (Pettijohn et al. 1987). مطالعه‌های میکروسکوپی دقیق روی دانه‌های کوارتز (Basu et al. 1975)، انواع فلدسپات‌ها (Pittman 1970)، خرده‌سنگ‌ها (Pettijohn et al. 1987) و کانی‌های سنگین

(Morton 1985) از جمله روش‌های متداول پتروگرافی هستند.

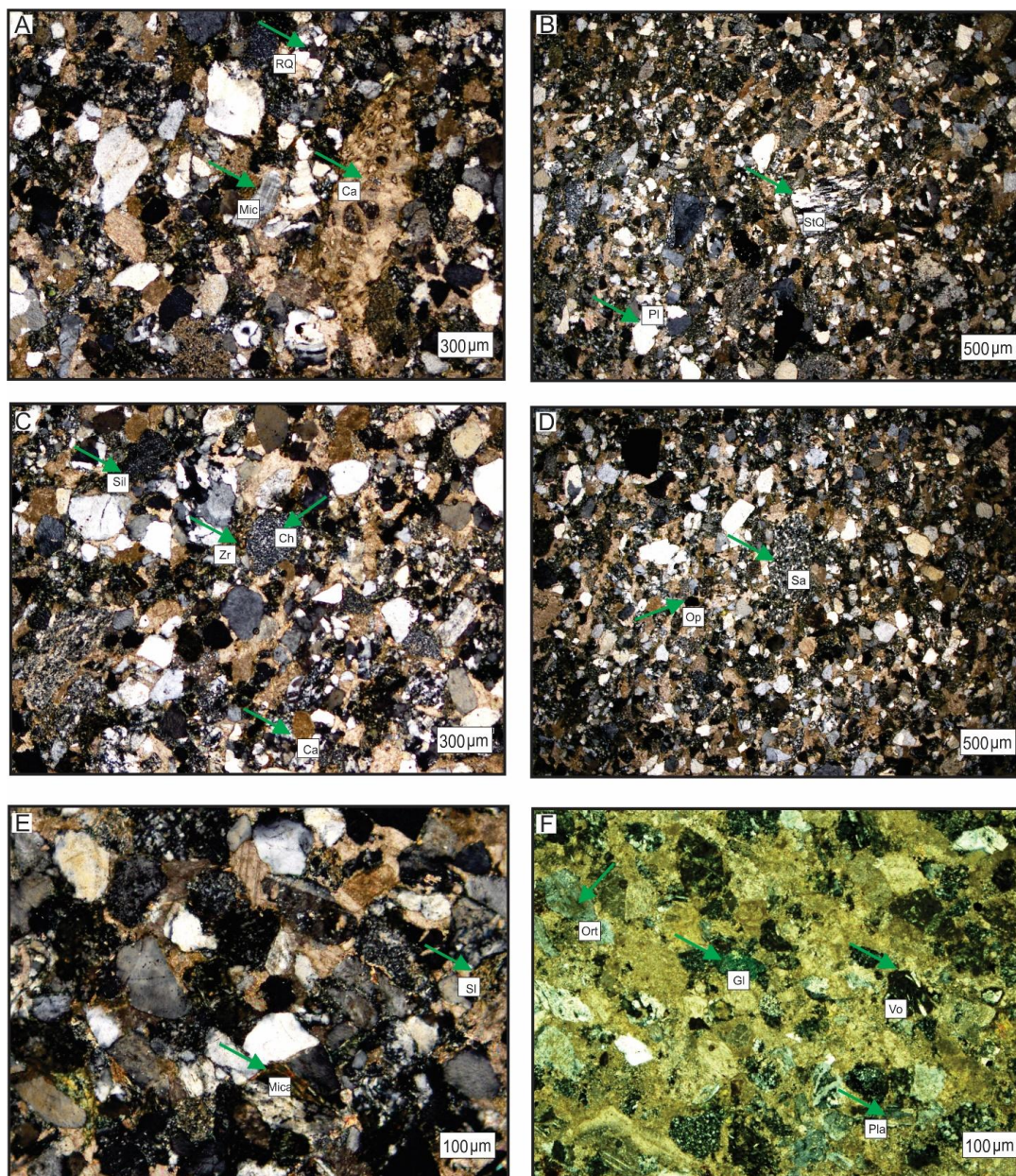
ماسه‌سنگ‌های دانه‌ریز تا دانه‌درشت (اندازه دانه‌ها بین ۰/۰۹ تا ۰/۹۴ میلی‌متر متغیر است) توالی مطالعه شده دارای ذره‌های زوایه‌دار تا نیمه‌گردشده با جورشدگی ضعیف تا خوب هستند. نمونه‌های مطالعه شده از دیدگاه ترکیب کانی‌شناسی (Folk 1980) لیتارنایت ($Q_{52.9}$, $F_{7.3}$, $RF_{39.8}$) هستند (شکل ۵ و جدول ۲). کوارتز در این ماسه‌سنگ‌ها

دانه‌های کوارتز تک‌بلور پلوتونیک در نمونه‌های مطالعه شده مؤید وجود سنگ‌های آذرین نفوذی (احتمالاً گرانیتی) در ناحیه منشأ رسوبات هستند؛ در حالی که وجود دانه‌های کوارتز تک‌بلور با خاموشی مستقیم تا موجی ضعیف و کوارتزهای چندبلور تبلور مجدد و کشیده همراه با خرده‌سنگ‌های دگرگونی نشان‌دهنده حضور سنگ‌های دگرگونی همراه با سنگ‌های آذرین نفوذی در ناحیه منشأ است. بر اساس نتایج مطالعه‌های پتروگرافی، انواع دانه‌های کوارتز و استفاده از درصد کوارتزهای چندبلور در برابر کوارتزهای تک‌بلور دارای خاموشی مستقیم و موجی ضعیف، ماسه‌سنگ‌های مطالعه شده در نمودار دو مثلثی Basu et al. (1975) در محدوده سنگ منشأ پلوتونیک و در نمودار دو مثلثی Tortosa et al. (1991) در محدوده سنگ منشأ گنایسی قرار می‌گیرند (شکل‌های ۷a و ۷b)؛ همچنین وجود خرده‌سنگ‌های آتشفشانی (خرده‌های پریدوتیتی از مجموعه افیولیتی زیرین و خرده‌های آندزیتی)، پلاژیوکلاز و کانی سنگین زیرکان منشأ آذرین (نفوذی و ولکانیکی) را برای این ماسه‌سنگ‌ها پیشنهاد می‌کند. فراوانی زیاد خرده‌سنگ‌های رسوبی مانند ماسه‌سنگی، سیلتستونی، چرتی و کربناته در این نمونه‌ها از نشانه‌های سنگ منشأ رسوبی همراه با سنگ‌های آذرین و دگرگونی است که نمودار (1994) Weltje (شکل ۱۵) نیز آن را تأیید می‌کند. با توجه به ترکیب لیتارنایتی ماسه‌سنگ‌های مطالعه شده و فراوانی زیاد خرده‌های رسوبی به‌ویژه خرده‌سنگ‌های چرتی به نظر می‌رسد فرسایش نهشته‌های رسوبی قدیمی‌تر بیشترین نقش را در تشکیل ماسه‌سنگ‌های این منطقه داشته است (برای نمونه، Dickinson 1985; Morton 1985; Osae et al. 2006).

بیشتر به شکل تک‌بلوری (پلوتونیک) با خاموشی مستقیم و به مقدار کمتر خاموشی موجی (خاموشی موجی ضعیف < ۵) (شکل ۶B) و همچنین چندبلوری (تبلور مجدد و کشیده) از نوع کوارتزهای چندبلور با بیش از ۳ دانه ($Qp > 3$) دیده می‌شود (شکل‌های ۶A و ۶B). خرده‌سنگ‌ها به ترتیب فراوانی شامل خرده‌سنگ‌های رسوبی (ماسه‌سنگی، سیلتستونی، چرتی و کربناته)، خرده‌سنگ آتشفشانی (آندزیتی و افیولیتی) و خرده‌سنگ دگرگونی (اسلیتی) هستند (شکل‌های ۶A و ۶C تا ۶F). در بیشتر نمونه‌ها، فراوانی فلدسپات‌ها نسبت به کوارتز و خرده‌سنگ کمتر است و فراوانی پلاژیوکلاز نسبت به فلدسپات پتاسیم‌دار بیشتر است (شکل ۶F). میکروکلین به مقدار بسیار کم (کمتر از ۱ درصد) در نمونه‌ها دیده می‌شود (شکل ۶A). کانی‌های اپک، میکا، گلاکونیت و زیرکان با فراوانی کمتر از ۱ درصد دیگر اجزای تشکیل‌دهنده این ماسه‌سنگ‌ها هستند (شکل‌های ۶C تا ۶E). این ماسه‌سنگ‌ها بدون ماتریکس رسی هستند و فضای خالی بین دانه‌ها با سیمان کربناته (به شکل موزائیکی دروزی، بلوکی و پویکلوئوپیک) پر می‌شود. از دیدگاه بلوغ بافتی و بر اساس میزان رس ماتریکسی، جورشدگی و گردشدگی دانه‌ها، بلوغ بافتی ماسه‌سنگ‌های مطالعه شده نیمه‌بالغ تا بالغ است.



شکل ۵- نمودار طبقه‌بندی ترکیبی ماسه‌سنگ‌ها (Folk 1980)؛ بیشتر نمونه‌های مطالعه شده در محدوده لیتارنایت و یک نمونه در محدوده ساب‌لیتارنایت قرار می‌گیرند.



شکل ۶- تصاویر میکروسکوپ پلاریزان (نور XPL) از اجزای ماسه‌سنگ‌های مطالعه‌شده؛ A. کوارتز پلی کریستالین تبلور مجدد (RQ)، خرده کربناته (Ca) و میکروکلین (Mic)، B. کوارتز مونو کریستالین پلوتونیک (Pl) و کوارتز پلی کریستالین کشیده (StQ)، C. خرده سیلستونی (Sil)، خرده چرتی (Ch)، زیرکان (Zr) و خرده کربناته (Ca)، D. خرده ماسه‌سنگی (Sa)، کانی اپک (Op)، E. میکا (Mic)، خرده دگرگونی (Sl)، F. فلدسپات پتاسیم‌دار (Ort)، خرده ولکانیکی (Vo)، پلاژیوکلاز (Pla)، گلاکونیت (Gl).

تجزیه و تحلیل مودال

نتایج دانه‌شماری ماسه‌سنگ‌های مطالعه‌شده روی نمودارهای QmFLt (شکل ۸a) و QtFL (شکل ۸b) (Dickinson et al. 1983) در محدوده کوه‌زایی با چرخه

مجدد قرار می‌گیرند. همان‌طور که در جدول (۲) دیده می‌شود خرده‌سنگ‌های رسوبی دارای فراوانی زیادی نسبت به خرده‌سنگ‌های آتشفشانی و خرده‌سنگ‌های دگرگونی در نمونه‌های مطالعه‌شده‌اند. ترکیب کوارتز و لیتیک

برخوردی را پیشنهاد می‌کنند که نمودار QpLvLs Dickinson et al. (1983) (شکل AC) رسم شده برای نمونه‌های ماسه‌سنگی نیز آن را تأیید می‌کند.

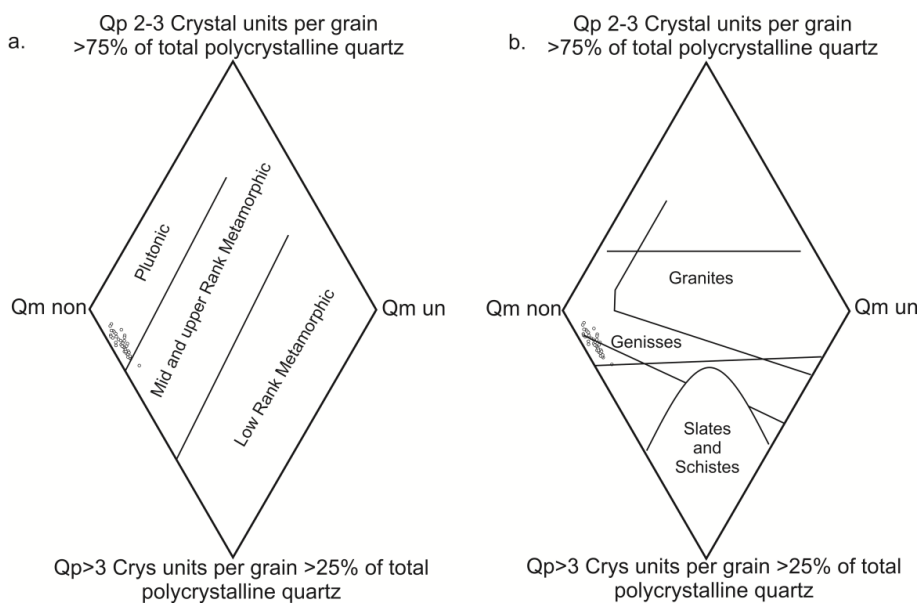
ماسه‌سنگ‌های مطالعه‌شده، مقدار کم فلدسپات‌ها و درصد فراوانی بیشتر خرده‌سنگ‌های رسوبی نسبت به خرده‌سنگ‌های آتشفشانی احتمالاً مناطق تکتونیکی

جدول ۲- نتایج دانه‌شماری اجزای تشکیل‌دهنده ماسه‌سنگ‌های مطالعه‌شده

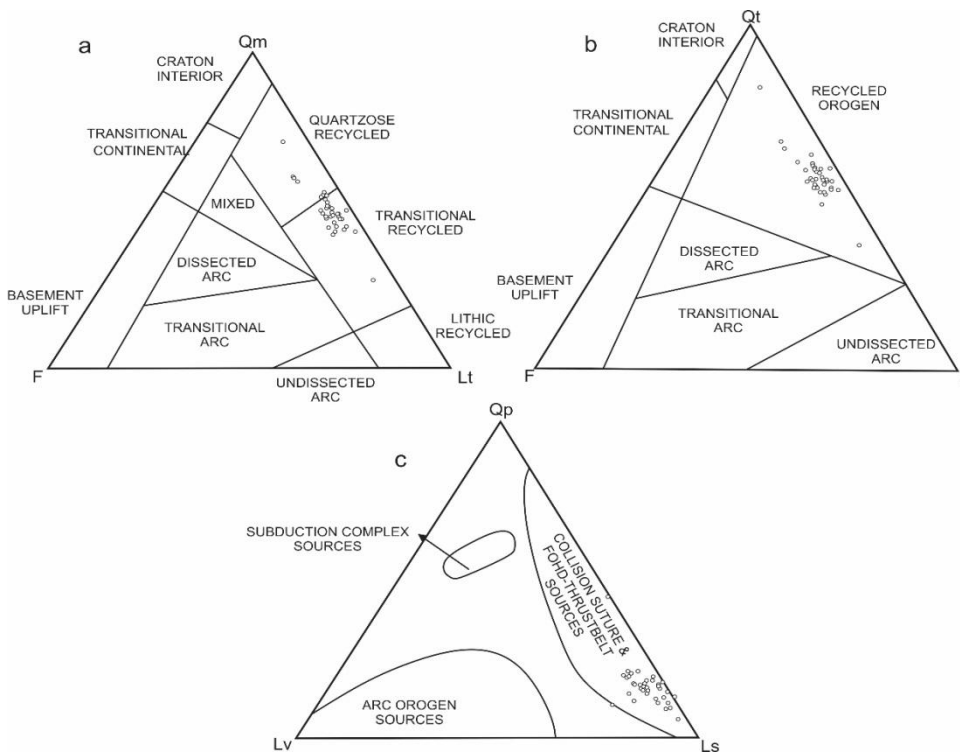
Sample N.	Qm non	Qm un	Qp	K	P	chert	carb	sand	silt	VRF	MRF	Mica	Heavy m.	Opaque m.	Carbonate Cements	SUM
F4	۱۱۴	۱۲	۱۰	۸	۱۳	۲۲	۳۰	۴۲	۱۱	۴	۱۷	۳	۳	۴	۵۷	۳۵۰
F6	۱۱۹	۱۲	۲۱	۸	۲	۱۰	۵۸	۲۵	۱۹	۴	۴	۳	۳	۵	۵۶	۳۴۹
F9	۱۱۴	۸	۲۵	۴	۳	۲۲	۵۸	۲۵	۹	۱۱	۷	۳	۳	۶	۵۲	۳۵۰
F11	۱۲۰	۶	۲۸	۹	۵	۱۸	۲۲	۴۰	۳۰	۱۴	۱۰	۳	۳	۷	۳۵	۳۵۰
F13	۱۲۳	۱۰	۲۱	۴	۳	۲۰	۵۵	۲۵	۲۲	۰	۱۰	۳	۰	۵	۴۹	۳۵۰
F14	۱۱۶	۱۰	۲۴	۷	۷	۲۰	۲۸	۳۰	۴۸	۳	۶	۲	۱	۱۴	۳۴	۳۵۰
F15	۱۱۲	۱۰	۲۸	۱۰	۷	۲۸	۳۳	۱۵	۳۷	۱۴	۱۰	۱	۰	۱۰	۳۵	۳۵۰
F16	۱۱۹	۱۰	۲۱	۱۴	۷	۲۶	۳۷	۱۵	۳۰	۳	۱۴	۱	۰	۱۷	۳۳	۳۴۷
F17	۱۱۲	۱۰	۲۶	۱۴	۹	۱۶	۲۳	۲۶	۳۰	۶	۱۳	۳	۱	۱۳	۲۹	۳۳۱
F19	۱۰۶	۵	۱۲	۸	۷	۱۹	۳۰	۱۵	۳۲	۶	۱۲	۱	۱	۳	۴۵	۳۰۲
F20	۱۰۷	۱۰	۶	۸	۷	۲۶	۳۰	۱۴	۳۲	۳	۱۵	۱	۱	۶	۳۴	۳۰۰
F21	۱۱۰	۱۰	۱۲	۱۱	۷	۱۷	۳۱	۱۶	۳۲	۱	۱۸	۱	۱	۶	۳۱	۳۰۴
F23	۹۵	۱۰	۲۴	۱۱	۷	۱۸	۲۰	۱۸	۳۱	۹	۱۲	۱	۱	۹	۳۶	۳۰۲
F24	۱۰۳	۱۱	۱۱	۱۱	۷	۱۸	۲۰	۱۵	۳۰	۱۲	۹	۱	۱	۶	۴۵	۳۰۰
F25	۱۰۹	۱۱	۱۸	۱۰	۸	۲۰	۱۸	۱۳	۳۰	۳	۱۵	۱	۱	۱۵	۳۰	۳۰۳
F26	۹۸	۱۰	۲۴	۸	۷	۱۸	۱۶	۲۰	۳۰	۹	۱۵	۱	۱	۶	۳۷	۳۰۰
F27	۱۰۹	۵	۱۸	۸	۷	۲۲	۱۴	۱۸	۲۸	۹	۱۲	۱	۱	۳	۴۴	۲۹۹
F28	۱۱۰	۱۰	۱۵	۷	۵	۱۸	۱۴	۲۲	۲۷	۶	۵	۱	۱	۷	۵۴	۳۰۲
F30	۹۸	۱۰	۱۸	۶	۳	۱۵	۴۱	۱۸	۲۲	۹	۶	۱	۱	۹	۴۲	۲۹۹
F31	۱۱۹	۱۰	۱۲	۹	۴	۳۵	۱۸	۹	۲۲	۳	۱۱	۱	۱	۱۲	۳۳	۲۹۹
F32	۱۱۹	۱۰	۱۵	۹	۳	۳۳	۱۶	۱۸	۸	۹	۱۰	۱	۱	۶	۳۹	۲۹۷
F33	۱۲۸	۱۰	۱۴	۸	۲	۳۰	۲۷	۸	۲۲	۲	۸	۱	۱	۳	۳۶	۳۰۰
F34	۱۲۲	۱۰	۱۵	۷	۲	۳۰	۱۴	۸	۲۳	۷	۱۳	۱	۱	۱۱	۴۰	۳۰۴
F35	۱۱۲	۱۴	۱۴	۱۰	۲	۳۳	۱۶	۸	۲۴	۵	۱۰	۱	۱	۶	۴۵	۳۰۱
F38	۱۰۷	۱۰	۱۷	۱۰	۳	۱۴	۱۶	۲۲	۲۷	۵	۱۲	۱	۱	۸	۴۲	۲۹۵
F39	۱۰۶	۸	۲۱	۶	۳	۳۳	۲۱	۱۰	۱۶	۱۰	۵	۱	۱	۶	۵۴	۳۰۱
F40	۱۱۹	۱۰	۱۷	۸	۳	۲۰	۱۴	۱۷	۴۷	۱۴	۲	۰	۰	۷	۷۰	۳۴۸
F41	۱۲۰	۱۳	۲۱	۱	۳	۱۰	۲۲	۱۷	۴۵	۱۴	۶	۰	۰	۷	۶۸	۳۴۷
F46	۱۱۰	۱۳	۱۸	۶	۴	۱۴	۲۲	۱۸	۴۱	۶	۳	۱	۰	۶	۸۷	۳۴۹
F48	۱۰۶	۱۳	۱۴	۷	۴	۲۰	۱۸	۱۶	۲۶	۴	۲	۱	۱	۶	۱۰۵	۳۴۳
F50	۹۶	۱۰	۱۹	۱۳	۶	۱۱	۴۷	۲۸	۱۶	۲۴	۱	۰	۰	۲	۷۳	۳۴۶
F51	۷۸	۱۰	۲۵	۱۲	۶	۱۱	۱۰۹	۲۲	۳۰	۱۰	۷	۱	۰	۳	۲۸	۳۵۲
F52	۱۱۶	۲۰	۸	۱۵	۶	۲۲	۳۳	۱۰	۵	۲	۰	۰	۰	۲۵	۸۸	۳۵۰
F54	۱۲۳	۱۸	۹	۱۵	۷	۱۵	۳۰	۱۴	۴	۲	۰	۱	۰	۱۶	۴۹	۳۰۳
F58	۱۲۱	۱۷	۱۲	۱۶	۷	۱۰	۳۶	۴	۴	۱	۰	۱	۰	۱۸	۵۱	۲۹۸

جدول ۳- درصد فراوانی اجزای تشکیل‌دهنده نمونه‌های ماسه‌سنگی منطقه فریزنوک

Sample N.	Qm non	Qm un	Qp>3	Qt	K	P	F	Chert	Carb	Sand	Silt	Ls	Lv	Lm	L=Lvm+Lsm	Lt=Qp+L
F4	۳۲.۵	۳.۴	۲.۸	۳۸.۷	۲.۳	۳.۷	۶.۰	۶.۲	۸.۵	۱۲.۰	۳.۱	۲۹.۸	۱.۱	۴.۸	۳۵.۷	۳۸.۵
F6	۳۴.۱	۳.۴	۰.۸	۳۸.۳	۰.۶	۰.۵	۱.۱	۲.۸	۱۶.۶	۷.۱	۵.۴	۳۱.۹	۱.۱	۱.۱	۳۴.۱	۳۴.۹
F9	۳۲.۵	۲.۳	۷.۱	۴۱.۹	۱.۱	۰.۸	۱.۹	۶.۲	۱۶.۵	۷.۱	۲.۵	۳۲.۳	۳.۱	۲	۳۷.۴	۴۴.۵
F11	۳۴.۲	۱.۷	۸.۰	۴۳.۹	۲.۵	۱.۴	۳.۹	۵.۱	۶.۲	۱۱.۴	۸.۵	۳۱.۲	۴.۰	۲.۸	۳۸.۰	۴۶.۰
F13	۳۵.۱	۲.۸	۶.۰	۴۳.۹	۱.۱	۰.۸	۱.۹	۵.۷	۱۵.۷	۷.۱	۶.۲	۳۴.۷	۰.۰	۲.۸	۳۷.۵	۴۳.۵
F14	۳۳.۱	۲.۸	۶.۸	۴۲.۷	۲.۰	۲.۰	۴.۰	۵.۷	۸.۰	۸.۵	۱۳.۷	۳۵.۹	۰.۸	۱.۷	۳۸.۴	۴۵.۲
F15	۳۲.۰	۲.۸	۸.۰	۴۲.۸	۲.۸	۲.۰	۴.۸	۸.۰	۹.۴	۴.۲	۱۰.۵	۳۲.۱	۴.۰	۲.۸	۳۸.۹	۴۶.۹
F16	۳۴.۲	۲.۸	۶.۱	۴۳.۱	۴.۰	۲.۰	۶.۰	۷.۵	۱۰.۶	۴.۳	۸.۶	۳۱.۰	۰.۸	۴.۰	۳۵.۸	۴۱.۹
F17	۳۳.۸	۳.۰	۷.۸	۴۴.۶	۴.۲	۲.۷	۶.۹	۴.۸	۶.۹	۷.۸	۹.۱	۲۸.۶	۱.۸	۳.۹	۳۴.۳	۴۲.۱
F19	۳۵.۱	۱.۷	۳.۹	۴۰.۷	۲.۶	۲.۳	۴.۹	۶.۳	۹.۹	۴.۹	۱۰.۵	۳۱.۶	۱.۹	۳.۹	۳۷.۴	۴۱.۳
F20	۳۵.۶	۳.۳	۲.۰	۴۰.۹	۲.۶	۲.۳	۴.۹	۸.۶	۱۰.۰	۴.۶	۱۰.۶	۳۳.۸	۱.۰	۵.۰	۳۹.۸	۴۱.۸
F21	۳۶.۱	۳.۲	۳.۹	۴۳.۲	۳.۶	۲.۳	۵.۹	۵.۵	۱۰.۲	۵.۲	۱۰.۵	۳۱.۴	۰.۳	۵.۹	۳۷.۶	۴۱.۵
F23	۳۱.۴	۳.۳	۷.۹	۴۲.۶	۳.۶	۲.۳	۵.۹	۵.۹	۶.۶	۵.۹	۱۰.۲	۲۸.۶	۲.۹	۳.۹	۳۵.۴	۴۳.۳
F24	۳۴.۳	۳.۶	۳.۶	۴۱.۵	۳.۶	۲.۳	۵.۹	۶.۰	۶.۶	۵.۰	۱۰.۰	۲۷.۶	۴.۰	۳.۰	۳۴.۶	۳۸.۲
F25	۳۶.۱	۳.۶	۵.۹	۴۵.۶	۳.۳	۲.۶	۵.۹	۶.۶	۵.۹	۴.۳	۹.۹	۲۶.۷	۰.۹	۴.۹	۳۲.۵	۳۸.۴
F26	۳۲.۶	۳.۳	۸.۰	۴۳.۹	۲.۶	۲.۳	۴.۹	۶.۰	۵.۳	۶.۶	۱۰.۰	۲۷.۹	۳.۰	۵.۰	۳۵.۹	۴۳.۹
F27	۳۶.۴	۱.۶	۶.۰	۴۴.۰	۲.۶	۲.۳	۴.۹	۷.۳	۴.۶	۶.۰	۹.۳	۲۷.۲	۳.۰	۴.۰	۳۴.۲	۴۰.۲
F28	۳۶.۴	۳.۳	۴.۹	۴۴.۶	۲.۳	۱.۶	۳.۹	۵.۹	۴.۶	۷.۲	۸.۹	۲۶.۶	۱.۹	۱.۹	۳۰.۴	۳۵.۳
F30	۳۲.۷	۳.۳	۶.۰	۴۲.۰	۲.۰	۱.۰	۳.۰	۵.۰	۱۳.۷	۶.۰	۷.۳	۳۲.۰	۳.۰	۲.۰	۳۷.۰	۴۳.۰
F31	۳۹.۷	۳.۳	۴.۰	۴۷.۰	۳.۰	۱.۳	۴.۳	۱۱.۷	۶.۰	۳.۰	۷.۳	۲۸.۰	۱.۰	۳.۷	۳۲.۷	۳۶.۷
F32	۴۰.۱	۳.۳	۵.۱	۴۸.۵	۳.۰	۱.۰	۴.۰	۵.۳	۶.۱	۲.۶	۳.۰	۱۷.۰	۳.۴	۰.۳	۲۰.۷	۳۵.۷
F33	۴۲.۶	۳.۳	۴.۶	۵۰.۵	۲.۶	۰.۶	۳.۲	۱۰.۰	۹.۰	۲.۶	۷.۳	۲۸.۹	۰.۶	۲.۶	۳۲.۱	۳۶.۷
F34	۴۰.۱	۳.۲	۴.۹	۴۸.۲	۲.۳	۰.۶	۲.۹	۴.۶	۲.۶	۷.۵	۲.۳	۱۷.۰	۲.۳	۴.۲	۲۳.۵	۲۸.۴
F35	۳۷.۲	۴.۶	۴.۶	۴۶.۴	۳.۳	۰.۶	۳.۹	۱۰.۹	۵.۳	۲.۶	۷.۹	۲۶.۷	۱.۶	۳.۳	۳۱.۶	۳۶.۲
F38	۳۶.۲	۳.۳	۵.۷	۴۵.۲	۳.۳	۱.۰	۴.۳	۳.۵	۵.۴	۷.۴	۹.۱	۲۵.۴	۱.۶	۴.۱	۳۱.۱	۳۶.۸
F39	۳۵.۲	۲.۶	۶.۹	۴۴.۷	۱.۹	۰.۹	۲.۸	۱۰.۹	۶.۹	۳.۳	۵.۳	۲۶.۴	۳.۳	۱.۶	۳۱.۳	۳۸.۲
F40	۳۴.۱	۲.۸	۴.۸	۴۱.۷	۲.۲	۰.۸	۳.۰	۵.۷	۴.۰	۴.۸	۱۳.۵	۲۸.۰	۴.۰	۰.۵	۳۲.۵	۳۷.۳
F41	۳۴.۵	۳.۷	۶.۱	۴۴.۳	۰.۲	۰.۸	۱.۰	۲.۸	۶.۳	۴.۸	۱۲.۹	۲۶.۸	۴.۰	۱.۷	۳۲.۵	۳۸.۶
F46	۳۱.۵	۳.۷	۵.۱	۴۰.۳	۱.۷	۱.۱	۲.۸	۴.۰	۶.۳	۵.۱	۱۱.۷	۲۷.۱	۱.۷	۰.۸	۲۹.۶	۳۴.۷
F48	۳۰.۹	۳.۷	۴.۱	۳۸.۷	۲.۰	۱.۱	۳.۱	۵.۸	۵.۲	۴.۶	۷.۵	۲۳.۱	۱.۲	۰.۵	۲۴.۸	۲۸.۹
F50	۲۷.۷	۲.۸	۵.۴	۳۵.۹	۳.۷	۱.۷	۵.۴	۳.۱	۱۳.۵	۸.۱	۴.۶	۲۹.۳	۶.۹	۰.۲	۳۶.۴	۴۱.۸
F51	۲۲.۱	۲.۸	۷.۱	۳۲.۰	۳.۴	۱.۷	۵.۱	۳.۱	۳۰.۹	۶.۲	۸.۵	۴۵.۶	۲.۸	۱.۹	۵۰.۳	۵۷.۴
F52	۳۳.۱	۵.۷	۲.۲	۴۱.۰	۴.۲	۱.۷	۵.۹	۶.۲	۹.۴	۲.۸	۱.۴	۱۹.۸	۰.۵	۰.۰	۲۰.۳	۲۲.۵
F54	۴۰.۵	۵.۹	۲.۹	۴۹.۳	۴.۹	۲.۳	۷.۲	۴.۹	۹.۹	۴.۶	۱.۳۲	۲۰.۷	۰.۶	۰.۰	۲۱.۳	۲۴.۲
F58	۴۰.۶	۵.۷	۴.۰	۵۰.۳	۵.۳	۲.۳	۷.۶	۳.۳	۱۲.۱	۱.۳	۱.۳	۱۸.۰	۰.۳	۰.۰	۱۸.۳	۲۲.۳



شکل ۷- a. نمودار Basu et al. (1975) سنگ منشأ پلوتونیکی و b. نمودار Tortosa et al. (1991) سنگ منشأ گنایی را برای ماسه‌سنگ‌های مطالعه‌شده نشان می‌دهد.



شکل ۸- داده‌های حاصل از تجزیه و تحلیل مودال در نمودارهای Dickinson et al. (1983). a. QmFLt و b. QtFL در محدوده کوه‌زایی با چرخه مجدد و در نمودار c. QpLvLs در محدوده منبع کمر بند چین‌خورده - تراستی و درزه برخوردی قرار می‌گیرند.

نتایج ژئوشیمی

در جدول (۴) مشاهده می‌شود در این نمونه‌های ماسه‌سنگی مقدار SiO_2 (۵۷/۴۳ تا ۶۷/۲۱ درصد)، Al_2O_3 (۹/۱۴ تا ۱۱/۸۹ درصد)، Na_2O (۱/۲۴ تا ۲/۳۵ درصد)، MgO (۱/۴۱ تا ۱/۴۱ درصد)

نتایج تجزیه عناصر اصلی و فرعی ۱۵ نمونه ماسه‌سنگی منطقه فریزنوک در جدول‌های (۴) و (۵) ارائه شده‌اند. همان‌طور که

(۳۲)، (۲۵-۲۴۳ ppm) Cl، (۷۴-۴۹۸ ppm) Sr، (۷۴-۴۹۸ ppm) Zr، (۵۸-۲۱۴)، (۵۸-۲۱۴ ppm) Zn، (۵۳-۳۶۷ ppm) است و مقادیر Rb (۸۰-۱۶ ppm) Nb، (۵-۱۵ ppm) Co، (۱۹-۵۰ ppm) Ni، (۰-۸ ppm) Th، (۹-۷۵ ppm) Ce، (۰-۱۹-۵۰ ppm) Ni، (۰-۱۷-۳۰ ppm) Pb، (۲۳-۳۳ ppm) Y و (۶-۱۲ ppm) Mo و (۵) U (ناچیز) در بیشتر نمونه‌های مطالعه شده کم است (جدول ۵).

تا ۳/۲۴ درصد)، K_2O (۱/۳۱ تا ۲/۰۵ درصد)، Fe_2O_3 (۲/۷۱ تا ۵/۸۳ درصد) و CaO (۲/۹۶ تا ۶/۹ درصد) در تغییر است. مقدار اکسیدهای عناصر اصلی (P_2O_5 و MnO ، TiO_2) در نمونه‌های یادشده در مجموع کمتر از ۲ درصد است. نمونه‌های ماسه‌سنگی منطقه فریزنوک حاوی مقادیر زیادی Ba (۶۸-۴۳۰ ppm)، Cr (۲۷-۱۳۹ ppm)، Cu (۵۷۳-۵۷۳ ppm)

جدول ۴- نتایج تجزیه و تحلیل عنصری (عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی) ماسه‌سنگ‌های برش فریزنوک

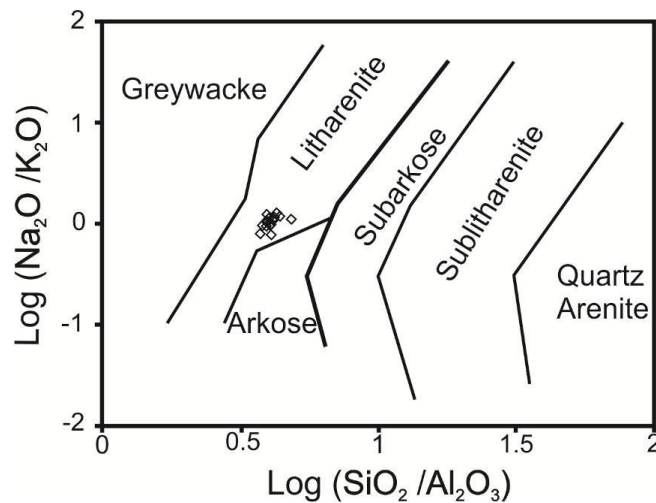
Sample N.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	MgO	K ₂ O	TiO ₂	MnO	CaO	P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	CIA	PIA	LOI
F4	۶۱.۹۲	۱۰.۶۵	۱.۵۱	۲.۳۸	۱.۵۷	۰.۳۵	۰.۰۸	۶.۹	۰.۰۶	۳.۳۸	۶۹.۸۸	۷۵.۰۴	۱۱.۱۲
F6	۶۶.۶۷	۹.۱۴	۱.۲۴	۲.۹۵	۱.۱۳	۰.۳۴	۰.۰۷	۴.۳۹	۰.۰۴	۳.۷۱	۷۱.۶۸	۸۷.۱۳	۱۰.۲۰
F11	۶۵.۴۰	۱۰.۸۳	۱.۴۲	۳.۰۷	۱.۳۱	۰.۴۸	۰.۰۵	۳.۳۲	۰.۰۵	۴.۶۷	۷۲.۲۹	۷۷.۰۲	۹.۳
F14	۶۳.۳۵	۱۱.۱۳	۱.۳۶	۳.۲۴	۱.۴۹	۰.۴۵	۰.۰۶	۴.۰۲	۰.۰۵	۴.۸۳	۷۲.۵۵	۷۷.۰۹	۹.۹۳
F16	۶۳.۰۰	۱۰.۵۱	۱.۳۲	۳.۲۲	۱.۳۸	۰.۵۸	۰.۰۶	۵.۰۹	۰.۰۶	۵.۳۳	۷۲.۳۳	۷۷.۵۷	۹.۳۵
F19	۶۷.۲۱	۱۰.۲۰	۱.۶۴	۲.۲۲	۱.۳۹	۰.۴۷	۰.۰۷	۲.۹۶	۰.۰۵	۴.۳۳	۶۸.۵۹	۷۲.۸۷	۹.۳۷
F21	۶۲.۹۳	۱۱.۸۹	۱.۵۶	۲.۶۸	۱.۹۹	۰.۳۹	۰.۰۶	۶.۰۱	۰.۰۷	۳.۱۷	۶۹.۹۴	۷۶.۰۳	۱۰.۱۴
F24	۶۲.۹۳	۱۱.۳۳	۱.۵۷	۲.۶۸	۱.۶۵	۰.۴۳	۰.۰۶	۴.۹۷	۰.۰۷	۴.۳۵	۷۰.۲۸	۷۵.۵	۹.۸۶
F25	۶۲.۹۸	۱۰.۷۹	۱.۴۹	۳.۱۳	۱.۳۰	۰.۵۶	۰.۰۵	۴.۶۰	۰.۰۵	۴.۹۱	۷۱.۵۹	۷۳.۶۸	۱۰.۰۳
F27	۶۲.۹۵	۱۰.۵۲	۱.۵۶	۱.۴۶	۲.۰۵	۰.۲۶	۰.۰۷	۶.۴۸	۰.۰۶	۲.۷۱	۶۷.۰۴	۷۳.۰۸	۱۱.۷۱
F32	۶۳.۸۰	۱۱.۷۸	۱.۸۲	۱.۸۳	۱.۹۳	۰.۳۳	۰.۰۶	۴.۵۸	۰.۰۶	۳.۴۲	۶۷.۸۹	۷۳.۰۱	۱۰.۲۱
F34	۶۶.۲۶	۱۰.۲۹	۱.۹۳	۲.۰۴	۱.۵۳	۰.۳۶	۰.۰۵	۵.۵۴	۰.۰۵	۳.۷۸	۶۵.۶۲	۷۲.۷۵	۸.۰۶
F38	۶۱.۶۱	۱۰.۷۲	۱.۶۴	۱.۵۳	۱.۶۱	۰.۳۹	۰.۰۶	۶.۸۳	۰.۰۶	۳.۱۹	۶۸.۶۷	۷۳.۵۲	۱۲.۲۵
F41	۶۱.۲۲	۱۰.۷۴	۱.۶۶	۱.۴۱	۱.۵۳	۰.۳۵	۰.۰۸	۵.۶۳	۰.۰۶	۳.۰۶	۶۸.۸۹	۷۳.۵	۱۴.۰۹
F52	۵۷.۴۳	۱۰.۱۹	۲.۳۵	۲.۶۱	۱.۹۱	۰.۷۸	۰.۱۲	۴.۳۴	۰.۰۹	۵.۸۳	۶۰.۶۵	۶۳.۷۹	۱۴.۱۰
PAAS	۶۲.۸	۱۸.۹	۱.۲	۲.۲	۳.۷	۱	۰.۱۱	۱.۳	۰.۱۶	-	-	-	۶
UCC	۶۶	۱۵.۲	۳.۹	۲.۲	۳.۴	۰.۵	۰.۰۸	۴.۲	۰	-	-	-	۰

جدول ۵- نتایج تجزیه و تحلیل عنصری (عناصر فرعی بر حسب ppm) ماسه‌سنگ‌های برش فریزنوک

Sample	Ba	Co	Cr	Cu	Nb	Ni	Cl	Pb	Rb	Sr	V	Y	Zr	Zn	Mo
F4	۱۰۶	۸	۱۰۱	۳۲	۴	۱۹	۱۵۳	۲۲	۶۶	۱۳۴	۵۶	۲۹	۷۳	۵۳	۶
F6	۶۸	۹	۳۶	۳۰۲	۴	۵۰	۳۵	۲۰	۵۴	۷۴	۵۲	۲۴	۵۸	۲۷۸	۱۰
F11	۱۴۰	۹	۳۲	۸۶	۷	۳۶	۸۴	۲۰	۶۲	۷۸	۶۵	۲۳	۱۰۷	۸۴	۸
F14	۱۸۶	۱۱	۴۰	۶۶	۱۴	۲۴	۵۶	۲۲	۶۱	۱۱۵	۶۶	۲۶	۱۰۴	۹۰	۶
F16	۲۲۸	۱۱	۷۷	۸۵	۶	۲۲	۸۱	۱۷	۵۹	۱۱۹	۸۰	۲۵	۶۰	۱۴۱	۷
F19	۱۷۶	۹	۴۸	۱۲۱	۱۱	۳۶	۵۰	۲۲	۶۱	۱۰۳	۶۵	۲۴	۸۱	۱۰۲	۱۲
F21	۲۰۴	۷	۳۴	۹۲	۴	۲۸	۷۴	۲۱	۸۰	۸۹	۵۴	۲۷	۱۰۲	۸۷	۱۰
F24	۱۸۰	۷	۶۴	۱۰۴	۴	۲۷	۹۹	۱۸	۶۷	۱۷۱	۶۳	۲۸	۹۱	۱۲۲	۹
F25	۱۷۷	۱۱	۶۶	۵۶	۴	۲۹	۳۷	۲۲	۵۹	۱۶۹	۷۵	۲۳	۱۵۰	۱۱۸	۸
F27	۲۰۰	۵	۷۱	۵۷۳	۷	۲۲	۵۱	۲۹	۷۹	۱۹۷	۴۱	۳۳	۷۲	۳۶۵	۱۰
F32	۲۲۵	۷	۲۷	۳۱۰	۵	۲۵	۹۱	۲۳	۷۴	۲۰۸	۵۱	۳۰	۸۰	۲۷۲	۹
F34	۱۹۰	۸	۴۷	۱۹۱	۱	۲۵	۱۲۱	۲۴	۷۰	۲۲۱	۵۵	۲۶	۷۹	۱۵۲	۸
F38	۱۸۴	۶	۴۱	۱۵۲	۰	۲۵	۲۵	۱۷	۶۷	۲۴۵	۵۵	۲۸	۸۹	۱۱۶	۸
F41	۸۱	۷	۲۸	۴۴۹	۵	۴۷	۲۴۳	۲۸	۶۷	۲۷۱	۵۴	۲۳	۸۲	۳۳۷	۷
F47	۴۳۰	۱۵	۱۳۹	۴۵۴	۱۶	۳۵	۹۶	۳۰	۷۰	۴۸۹	۹۳	۳۱	۲۱۴	۳۶۷	۸

همچنین تفکیک میان رسوبات بالغ و نابالغ مؤثر است (Das et al. 2006). بر اساس داده‌های تجزیه‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی، ماسه‌سنگ‌های برش فریزنوک روی نمودار Pettijohn et al. (1987) (شکل ۹) در محدوده لیتارنایت قرار می‌گیرند که با داده‌های پتروگرافی (شکل ۵) مطابقت دارد.

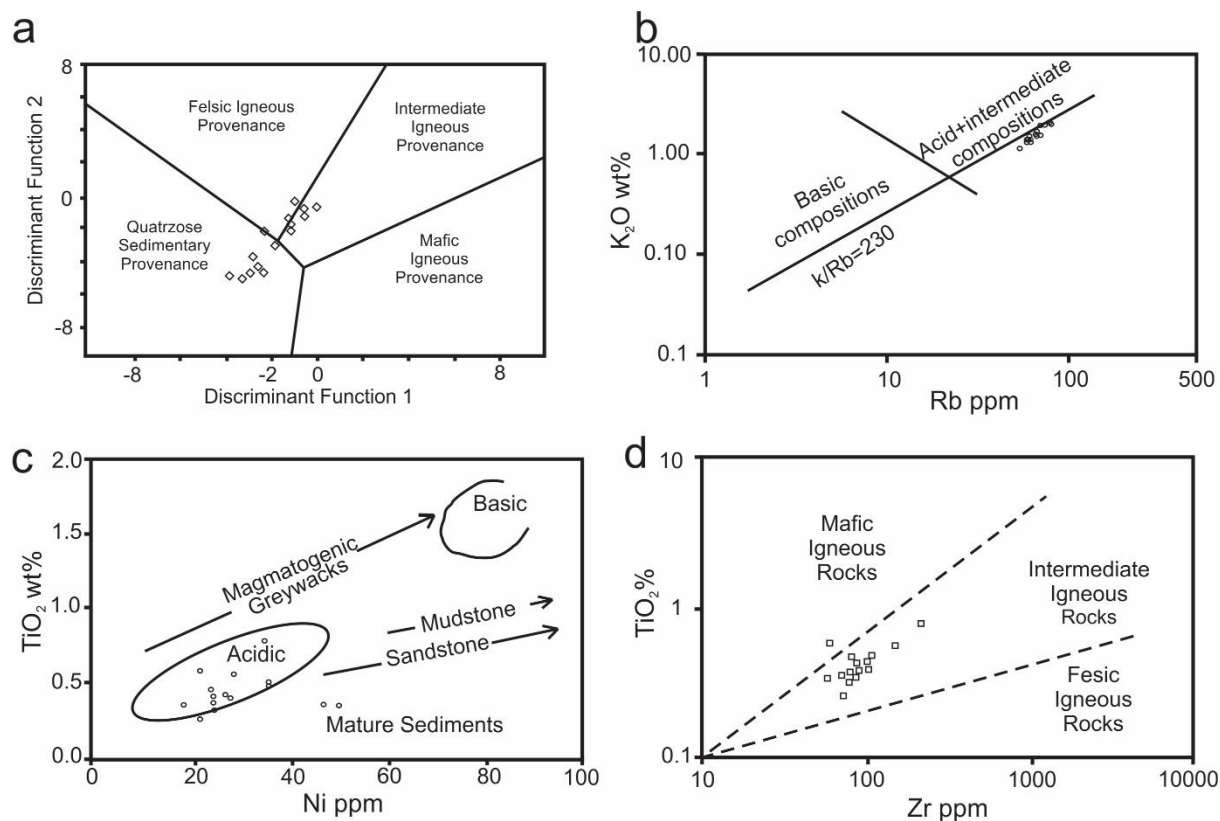
تعیین ترکیب، ناحیه منشأ و موقعیت تکتونیکی ماسه‌سنگ‌های مطالعه‌شده با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی استفاده از ژئوشیمی عناصر اصلی علاوه بر روش‌های پتروگرافی و تجزیه مودال در طبقه‌بندی سنگ‌های رسوبی و



شکل ۹- نمونه‌های ماسه‌سنگی مطالعه‌شده در نمودار طبقه‌بندی ژئوشیمیایی ماسه‌سنگ‌ها در Pettijohn et al. (1987) در محدوده لیتارنایت قرار می‌گیرند.

آذرین اسیدی و حدواسط از سنگ‌های بازیکی) از نمودار Shaw (1968) (درصد K_2O در برابر Rb (ppm) استفاده می‌شود. بیشتر نمونه‌ها نزدیک به محدوده خاص سنگ‌های ماگمایی تفریق‌یافته (سنگ‌های آذرین اسیدی و حدواسط) یا نزدیک روند اصلی با نسبت $K/Rb=230$ قرار می‌گیرند (شکل ۱۰b). نمودار تعیین منشأ Floyd et al. (1989) (درصد TiO_2 در برابر Ni (ppm) و Zr (ppm) نیز تفسیر یادشده را تأیید می‌کند (شکل‌های ۱۰c و ۱۰d)؛ در این نمودار، مقادیر نمونه‌های ماسه‌سنگی برش فریزنوک با ترکیب سنگ‌های اسیدی و حدواسط سازگار است و تنها یک نمونه در محدوده سنگ‌های آذرین مافیک قرار می‌گیرد؛ بنابراین سنگ‌های منشأ سنگ‌های سیلیسی آواری مطالعه‌شده احتمالاً از نوع کوارتزی با حمل مجدد، سنگ‌های آذرین اسیدی و حدواسط هستند. این نتایج با داده‌های حاصل از مطالعه‌های پتروگرافی مطابقت دارند.

با استفاده از مطالعه‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های سیلیسی آواری اطلاعاتی درباره سنگ منشأ حاصل می‌شود (Taylor and McLennan 1985; Condie et al. 1992; Cullers and Podkovyrov 2002). نمودارهای تابعی Roser and Korsch (1988) برای تمایز رسوباتی که منشأ اولیه آنها سنگ‌های آذرین بازیکی، حدواسط یا اسیدی و یا رسوبات دارای کوارتز است چهار محدوده برخواستگاهی را معرفی می‌کنند که شامل بازیکی، حدواسط، اسیدی و رسوبی کوارتزی است. در این نمودار بر اساس اکسیدهای Na_2O , CaO , MgO , Fe_2O_3 , TiO_2 , Al_2O_3 و K_2O چهار منشأ یادشده از یکدیگر جدا می‌شوند. داده‌های تجزیه و تحلیل ژئوشیمیایی عناصر اصلی نمونه‌های بررسی‌شده در نمودار تابع تمایزی در محدوده‌های کوارتزی با حمل مجدد، آذرین حدواسط و آذرین اسیدی قرار می‌گیرند (شکل ۱۰a). همچنین برای تشخیص سنگ منشأ آذرین رسوبات (سنگ‌های

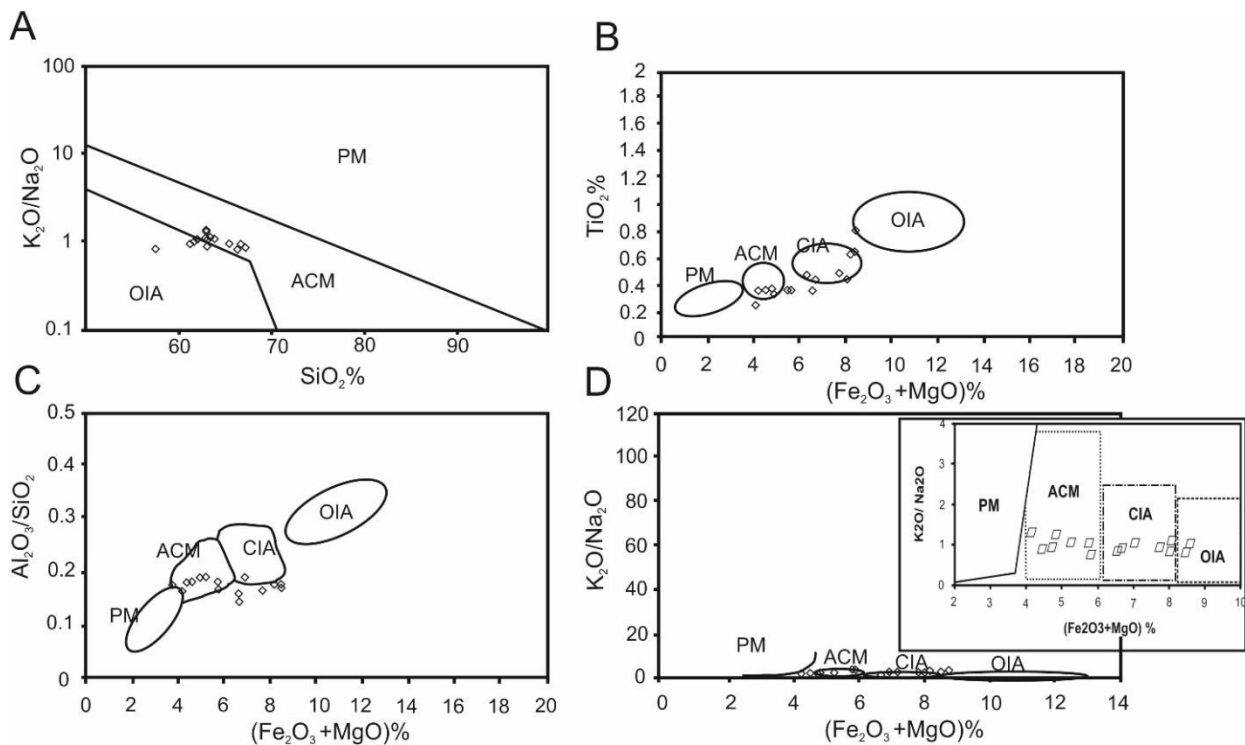


شکل ۱۰- a. داده‌های تجزیه و تحلیل ژئوشیمی عناصر اصلی نمونه‌های بررسی شده در نمودار تابع تمایزی (Roser and Korsch (1988) در محدوده‌های کوارتزی با حمل مجدد، آذرین حدواسط و آذرین اسیدی قرار می‌گیرند، b. نمودار درصد K_2O در برابر Rb (ppm) Shaw (1968) که اغلب نمونه‌ها نزدیک به محدوده خاص سنگ‌های ماگمایی تفریق‌یافته (سنگ‌های آذرین اسیدی و حدواسط) یا نزدیک روند اصلی با نسبت $K/Rb=230$ قرار می‌گیرند. c و d. نمودار تعیین منشأ Floyd et al. (1989) (درصد TiO_2 در برابر Ni (ppm) و Zr (ppm) که در آن، مقادیر نمونه‌های ماسه‌سنگی مطالعه شده با ترکیب سنگ‌های اسیدی و حدواسط سازگار است.

است. ماسه‌سنگ‌های مطالعه شده با مقدار SiO_2 کمتر از ۷۰ درصد و با نسبت K_2O/Na_2O نزدیک به ۱ در نمودار پراکندگی Roser and Korsch (1986) در محدوده حاشیه فعال قاره و جزایر قوسی اقیانوسی قرار می‌گیرند (شکل ۱۱a).

داده‌های ژئوشیمیایی تجزیه و تحلیل ماسه‌سنگ‌های مطالعه شده در نمودار Bhatia (1983) که بر اساس نسبت TiO_2 ، Al_2O_3/SiO_2 و K_2O/Na_2O در برابر (Fe_2O_3+MgO) هستند در دو محدوده حاشیه فعال قاره‌ای و جزایر قوسی قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل‌های ۱۱b تا ۱۱d).

موقعیت تکتونیکی متأثر از عواملی مانند فرایندهای رسوب‌گذاری، دیاژنز و ترکیب رسوب است (Bhatia 1983; Pettijohn et al. 1987; Chamley 1990). از عناصر اصلی ماسه‌سنگ‌ها برای تعیین موقعیت تکتونیکی آنها استفاده می‌شود (Bhatia 1983; VonEynatten 2003; Armstrong-Altrin and Verma 2005). نتایج تجزیه اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های ماسه‌سنگی برش فریزنوک برای تشخیص موقعیت تکتونیکی این رسوبات در نمودارهای مختلف ترسیم می‌شود. ترسیم مقادیر نسبت‌های K_2O/Na_2O در برابر SiO_2 نمونه‌ها به شکل نمودار دومتغیره را Roser and Korsch (1986) برای تعیین موقعیت تکتونیکی ماسه‌سنگ‌ها ارائه کرده



شکل ۱۱- a. داده‌های ژئوشیمی در نمودار دومتغیره (Roser and Korsch (1986) برای تعیین موقعیت زمین‌ساختی ماسه‌سنگ‌ها در محدوده حاشیه فعال قاره و جزایر اقیانوسی قرار می‌گیرند، b تا d. داده‌های ژئوشیمیایی حاصل از تجزیه و تحلیل ماسه‌سنگ‌ها در نمودارهای (Bhatia (1983) در دو محدوده حاشیه فعال قاره‌ای و جزایر قوسی قاره‌ای قرار می‌گیرند.

اوایل سنوزوئیک مترادف است. در اثر عمل فرورانش، بالاترین بخش گوشته فوقانی (سنگ‌های الترامافیک) و قشر اقیانوسی (آمفیولیت، متادیاباز، گدازه بالشی، دیاباز، آندزیت و رسوبات پلاژیک) با سنگ‌های دگرگونی حاصل از فرورانش به هم آمیخته‌اند و موجب ایجاد آمیزه افیولیتی شده‌اند. پلوتون‌های گرانیتی در اثر عمل زیرراندگی رسوبات ژئوسینکلینال واقعی به وجود آمده‌اند. به‌هم پیوستن کامل اجزای قاره‌ای جداشده ایران در شمال و غرب ایران مرکزی رخ داده و به بسته شدن حوضه رسوبی فلیش منجر شده است؛ هرچند در شرق ایران تشکیل رسوبات فلیش در پالئوژن نیز ادامه یافته است. (Tirrul et al. (1983) بر این باورند که بلوک افغان از بلوک لوت در زمان سنومانین جدا شده است. در این الگوی ژئودینامیکی، حوضه ریفتی شرق ایران پیش از کامپانین تکامل یافته است. شروع عمل فرورانش و بسته شدن آن در غرب بلوک افغان به کامپانین نسبت داده شده است. وجود

بحث

تکامل تکتونیکی زون زمین‌درز سیستان

افتخارنژاد (۱۳۵۲) در ارائه تقسیم‌بندی برای زمین‌شناسی ایران، شرق ایران را جزو بخش فلیشی احاطه‌کننده ایران مرکزی دانسته و تاریخ تشکیل آن را به کرتاسه پسین (احتمالاً سنونین) ربط داده است. او معتقد است طی این مدت، تمام ایران از نوعی نیروی کششی متأثر شده و جدایی‌های ژرفی به شکل ریفت در امتداد برخی شکستگی‌های موجود در مجموعه پی تشکیل شده‌اند. در ریفت، پوسته اقیانوسی گسترش یافته است. در حوضه شرق ایران، سنگ‌های آتشفشانی زیردریایی بازیک همراه با رسوبات فلیش آتشفشانی انباشته شده‌اند. در بخش محوری ریفت، سنگ‌های مجموعه افیولیتی مربوط به بالای گوشته ظاهر شده‌اند که امروزه به شکل آمیزه رنگین یا کالرد ملانژ مشهود است؛ تشکیل آمیزه رنگین با آغاز فشارهایی در اواخر کرتاسه و

باز شده و سنگ‌کره اقیانوسی را ایجاد کرده است؛ (۲) بسته شدن اقیانوس سیستان از اوایل تا اواخر کرتاسه (۱۱۳-۸۶ میلیون سال) رخ داده و در اثر این فرایندها، توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی با ویژگی ژئوشیمیایی آداکتیتی (۸۶-۷۱ میلیون سال) بروز کرده‌اند؛ (۳) در اواخر کرتاسه تا پالئوسن (۸۶-۵۵ میلیون سال) برخورد دو بلوک قاره‌ای اتفاق افتاده و رژیم فشارشی به کششی تغییر یافته و نتیجه آن بروز ماگماتیسم از نوع گرانیتوئیدی تیپ A (سن ۵۶ میلیون سال) شده است؛ (۴) به دنبال فرونشینی کوه‌زایی، ادامه کشش باعث نازک‌شدگی لیتوسفر ضخیم و بروز ماگماتیسم گسترده و حجیم کالک آلکالن در شرق ایران شده است. ولکانیسم کالک آلکالن درون زون خردشده سیستان و در غرب پهنه لوت از ائوسن میانی تا الیگوسن (۴۵-۲۵ میلیون سال) جای‌گیری شده است؛ (۵) نازک‌شدگی لیتوسفر و بالاآمدگی استنوسفر باعث تشکیل بازالت‌های درون‌صفحه‌ای از اواسط میوسن تا کواترنری در شرق ایران شده است. این فعالیت‌ها عمدتاً با گسلش‌های امتدادلغز راستگرد مرتبط هستند. به‌طورکلی، بیشتر پژوهشگران معتقدند فرورانش پوسته اقیانوسی نقش مهمی در تحولات تکتونیکی این منطقه داشته است. تاکنون دو الگوی ژئودینامیکی مربوط به فرورانش ارائه شده‌اند:

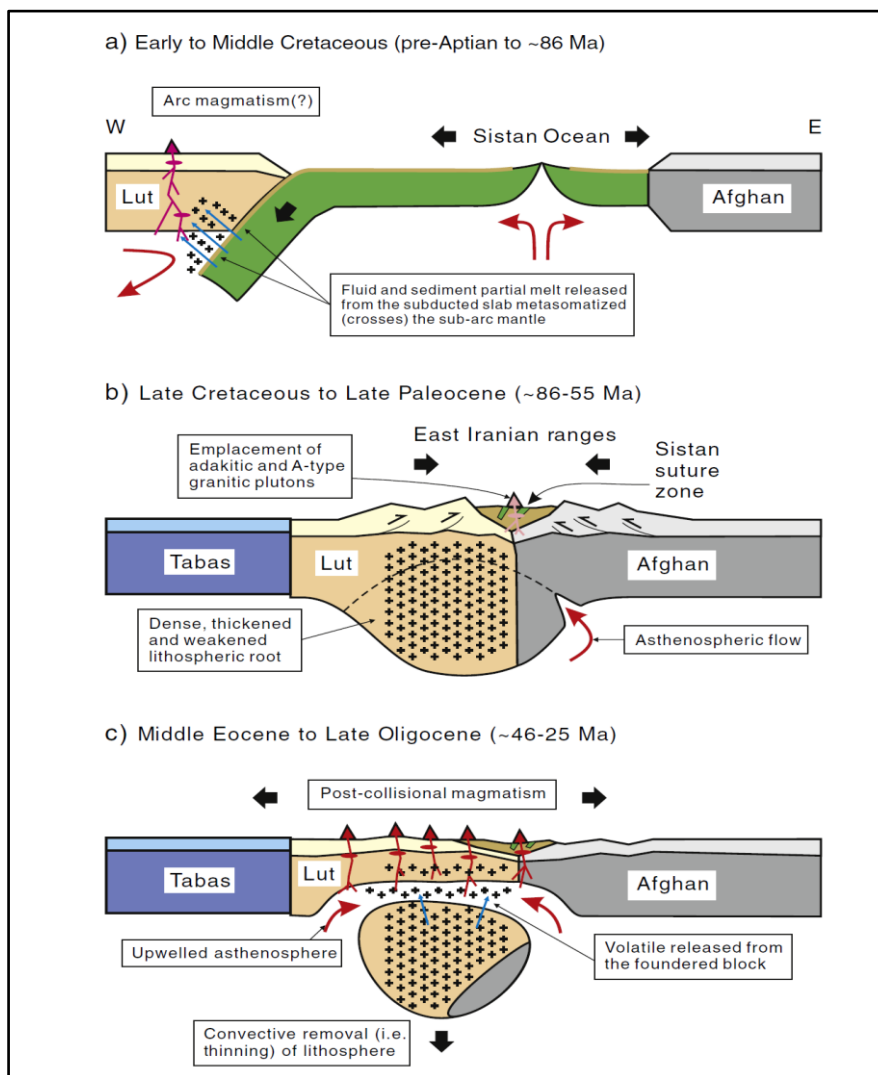
(الف) برخی فرورانش را به زیر بلوک افغان در نظر می‌گیرند؛ درحالی‌که عده‌ای معتقدند پوسته اقیانوسی به زیر بلوک لوت کشیده شده است. داده‌های جدید عناصر کمیاب و ژئوشیمی ایزوتوپی از توده‌های نفوذی الیگوسن مناطق ده سلم و چاه شلغمی وجود یک محیط فرورانش را زیر بلوک لوت اثبات کرده‌اند.

(ب) شواهد ساختاری نشان‌دهنده فرورانش به زیر بلوک افغان وجود دارند. به‌منظور توضیح مهم‌ترین ویژگی‌های تکتونوماگماتیسم و متالورژی بلوک لوت نظریه فرورانش دوسویه نامتقارن به زیر دو بلوک لوت و افغان با سرعت‌های متفاوت ارائه می‌شود.

حجم زیادی از سنگ‌های کالک آلکالن پالئوژن در شمال لوت باعث این تصور شده است که فرورانش به سمت غرب (شرق بلوک لوت) انجام شده است اما رانش ساخت‌ها نشان می‌دهد جهت فرورانش به سمت شمال‌شرق (بلوک افغان) بوده است. آثار فرورانش در غرب بلوک افغان که به شکل مخلوط درهم فیولیتهی است به‌عنوان مجموعه راتوک معرفی می‌شود. حضور رخساره گلوکوفان شیست در غرب بلوک افغان نتیجه وجود پوسته اقیانوسی زیر پوسته قاره‌ای افغان است و حضور چنین رخساره‌ای نشانه فشار زیاد و درجه‌حرارت کم است. بر اساس نظریه Camp and Griffis (1982) گدازه‌های دارای ترکیب کالک آلکالن در این مرحله نتیجه عمل فرورانش هستند که در جزایر قوسی به وجود آمده است. در ماستریشین محل فرورانش به سمت غرب حوضه تغییرمکان داده و پس از بسته‌شدن، مجموعه نه را به وجود آورده است. در زمان پالئوسن و ائوسن زیرین در اثر ذوب بخشی پوسته اقیانوسی، پی سنگی با ترکیب کالک آلکالن شکل گرفته است که تعدادی از پلوتون‌های موجود در منطقه احتمالاً در اثر این پدیده حاصل شده‌اند. پس از برخورد منطقه نه با بلوک لوت، عمل فرورانش در پالئوژن خاتمه یافته است و رسوبات زیردریایی در اثر فشار ناشی از برخورد دو بلوک لوت و افغان ذوب شده و ماگمایی با ترکیب آناکتسی ایجاد شده است. در این مرحله، علاوه بر ماگمای کالک آلکالن، فعالیت ماگمایی آلکالن نیز مشاهده می‌شود که منشأ آن را به بالای گوشته و یا به پوسته اقیانوسی زیرین ارتباط می‌دهند. سرانجام در طول نئوژن علاوه بر چین‌خوردگی شدید در حوضه فلیشی، گسل‌های راستالغز عمیق تشکیل می‌شوند که محل خروج گدازه‌های آلکالن بعدی هستند. (Zarrinkoub et al. (2012) با بررسی بخش‌های شمالی زون خردشده سیستان، نتایجی درباره تکامل ماگمایی و تکتونیکی شرق ایران به دست آوردند که عبارتند از: ۱) باتوجه به نتایج سن‌سنجی به روش زیرکن- اورانیوم- سرب، اقیانوس بین بلوک لوت و افغان در خاور ایران در اوایل کرتاسه (پیش از ۱۱۳ میلیون سال پیش)

(2012) Zarrinkoub et al. با مطالعه سن‌سنجی به روش زیرکن- اورانیوم- سرب روی دو نمونه لوکوگابروی برداشت‌شده از مجموعه افیولیتی بیرجند بیان کردند ریفتینگ بین بلوک لوت و افغان به بازشدگی اقیانوس سیستان در کرتاسه میانی ($112/8 \pm 0/9$ و $106/9 \pm 1/1$ میلیون سال) منجر شده و بخشی از آن به زیر بلوک لوت (سمت غرب) فرورانش کرده است. همچنین، بر اساس مطالعه‌های

(2013) Pang et al. از کرتاسه زیرین تا میانی به‌علت فرورانش اقیانوس سیستان به سمت غرب، گوشته فوقانی به زیر بلوک لوت رانده شده است. لوت و افغان در امتداد زون برخوردی سیستان، به احتمال زیاد در کرتاسه بالایی برخورد کرده‌اند. جای‌گیری توده‌های درونی آداکیتی به سن ۸۶ میلیون سال و گرانیت تیپ A به سن ۵۵ میلیون سال در زون برخوردی سیستان شواهدی از برخورد هستند (شکل ۱۲).



شکل ۱۲- الگوی ژئودینامیک ارائه‌شده برای تکامل تکتونوماگمایی زون زمین‌درز سیستان (اقتباس از Pang et al. 2013). a. کرتاسه پیشین تا کرتاسه میانی: بازشدگی اقیانوس سیستان و تخریب بعدی آن در اثر فرورانش به سمت غرب به زیر بلوک لوت، b. کرتاسه پسین تا پالتوسن پیشین: برخورد دو بلوک لوت و افغان با یکدیگر و ایجاد رشته‌کوه‌های شرق ایران و ضخیم‌شدگی لیتوسفر زیرین، c. ائوسن میانی تا الیگوسن پسین: حرکت واگرای ریشه لیتوسفری ضخیم‌شده همراه با فرونشست رشته‌کوه‌های شرق ایران

سیلیکاته سنگ است و در نمونه‌هایی که میزان CaO آنها زیاد است به سیمان‌های دیاژنتیکی مربوط است؛ این میزان طبق روش (McLennan et al. 1993) تصحیح شده است. مقادیر CIA محاسبه شده برای نمونه‌های ماسه‌سنگی برش فریزنوک بین مقادیر ۶۰/۶۵ تا ۷۲/۵۵ (با میانگین ۶۹/۲۳) در تغییر است (جدول ۴). این مقدار CIA بیان‌کننده هوازگی شیمیایی متوسط تا زیاد سنگ منشأ است.

شرایط هوازگی دیرینه با استفاده از نمودار مثلثی Nesbitt and Young (1984) ارزیابی می‌شود (شکل ۱۳). در نمودار مثلثی $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-(CaO+Na}_2\text{O)-K}_2\text{O}$ (A-CN-K) سنگ‌های غیرهوازده زیر خط اتصال پلاژیوکلاز-فلدسپات (Nesbitt and Young 1984; Akarish and El-Gohary 2008) (شکل ۱۳) و بیشتر نمونه‌های ماسه‌سنگی تجزیه و تحلیل شده نزدیک به خط اتصال A-CN قرار می‌گیرند. نمونه‌های ماسه‌سنگی برش فریزنوک در نمودار مثلثی A-CN-K بالای مرز پلاژیوکلاز-فلدسپات پتاسیم‌دار قرار می‌گیرند. روند خطی نقاط در شکل ۱۱ نهایتاً به لبه A نزدیک می‌شود. این روند هوازگی خطی در ماسه‌سنگ‌های مطالعه شده حالت پایدار شرایط هوازگی را پیشنهاد می‌کند؛ جایی که سرعت انتقال مواد هوازده تقریباً با سرعت تولید آنها برابر است (برای نمونه، Nesbitt and Young 1984).

مقادیر PIA محاسبه شده برای نمونه‌های ماسه‌سنگی برش فریزنوک (جدول ۴) بین مقادیر ۶۳/۷۹ تا ۸۷/۱۳ (با میانگین ۷۴/۷۷) در تغییر است. این مقدار PIA شدت هوازگی متوسط تا زیاد سنگ‌های ناحیه منشأ را نشان می‌دهد. در مراحل اولیه هوازگی، Ca با سرعت بیشتری نسبت به Na و K از سنگ منشأ حاوی فلدسپات شسته می‌شود. با افزایش هوازگی، مقدار آلکالی کل ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$) با افزایش نسبت $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ به علت تخریب فلدسپات‌ها و جداشدن پلاژیوکلازها از فلدسپات‌های پتاسیم‌دار کاهش می‌یابد (Nesbitt & Young 1984).

همان‌طور که گفته شد زون زمین‌درز سیستان در زمان کرتاسه تا اوایل پالئوسن (پیش از رسوب‌گذاری نهشته‌های آواری مطالعه شده) از نظر تکتونیکی فعال بوده و برخی پژوهشگران به وجود قوس‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش در این زمان اذعان داشته‌اند؛ بنابراین، نتایج داده‌های ژئوشیمیایی و پتروگرافی نمونه‌های ماسه‌سنگی مطالعه شده (حاشیه قاره‌ای فعال و جزایر قوسی) و نواحی مجاور (Fouladi Talari 2017) تا حدودی با وضعیت تکتونوماگمایی زون زمین‌درز سیستان در این زمان مطابقت دارند. با توجه به نقشه زمین‌شناسی منطقه (Shahidi et al. 2000) واحدهای فیولیتی (شامل پریدوتیت، گابرو، بازالت، دیاباز، شیست، فیلیت، اسلیت، شیل و ماسه‌سنگ)، واحدهای آذرین حدواسط و اسیدی (گرانیت، آندزیت و توف) و واحدهای فلیشی کرتاسه (شیل، ماسه‌سنگ، آهک و کنگلومرا) با سن کرتاسه در غرب و جنوب غرب برش مطالعه شده وجود دارند و تأییدکننده سنگ منشأ رسوبی، دگرگونی و آذرین‌بازیک، اسیدی و حدواسطی هستند که با استفاده از نتایج ژئوشیمیایی و پتروگرافی نیز به دست آمده است. همان‌طور که گفته شد واحدهای قدیمی‌تر از کرتاسه در زون زمین‌درز سیستان یافت نشده است.

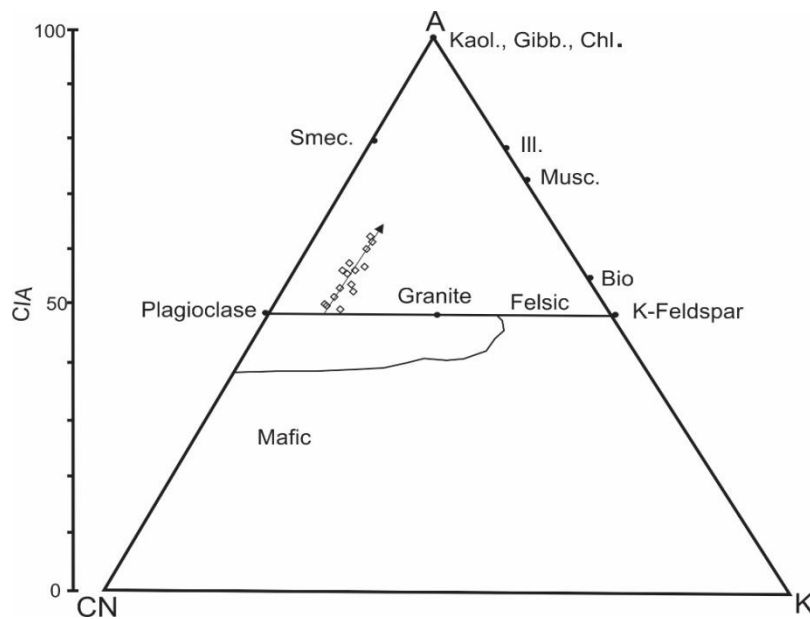
تعیین میزان هوازگی سنگ‌های ناحیه منشأ و شرایط

آب‌وهوای دیرینه بر مبنای داده‌های ژئوشیمیایی

میزان هوازگی در ناحیه منشأ یکی از متغیرهایی است که بر ترکیب شیمیایی سنگ‌ها تأثیر می‌گذارد (McLennan et al. 1993). برای محاسبه میزان هوازگی سنگ‌های رسوبی از اندیس هوازگی (CIA) (Nesbitt and Young 1982) استفاده می‌شود (رابطه ۱) که در آن، اکسیدها به شکل نسبت مولی بیان می‌شوند):

$$\text{CIA: } [\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}]*100 \quad (1)$$

منظور از CaO در این رابطه، کلسیم حاضر در اجزای

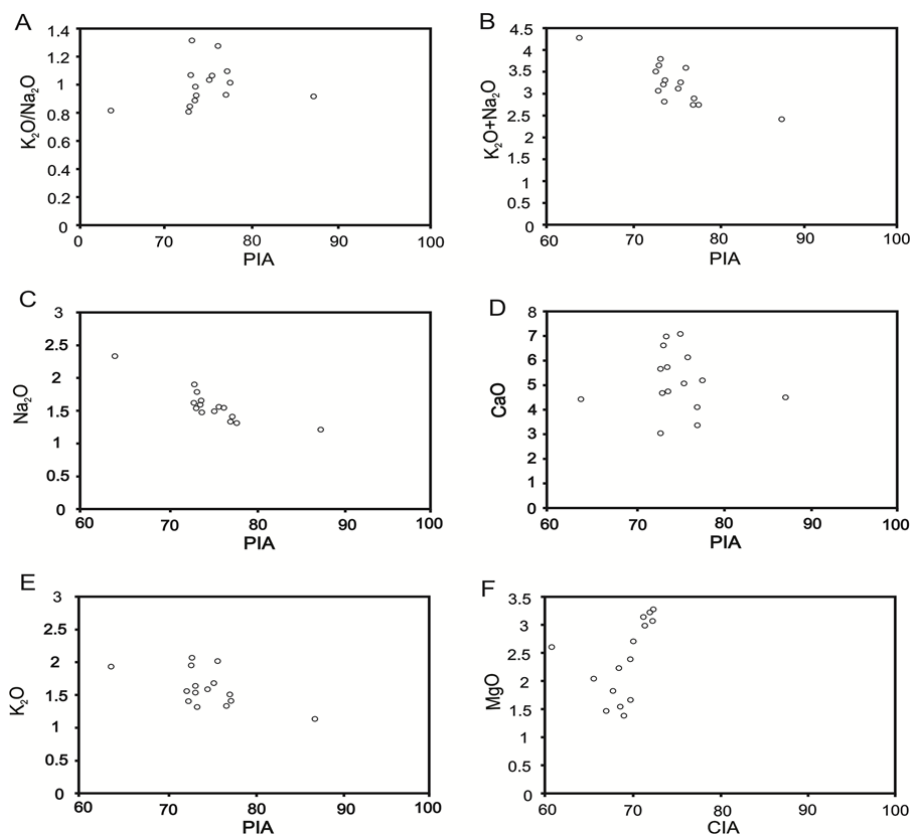


شکل ۱۳- در نمودار مثلثی $Al_2O_3-(CaO+Na_2O)-K_2O$ (A-CN-K) Nesbitt and Young (1984) نمونه‌های ماسه‌سنگی مطالعه شده نزدیک خط اتصال A-CN و بالای مرز پلاژیوکلاز-فلدسپات پتاسیم‌دار قرار می‌گیرند. روند خطی نقاط در شکل ۱۱ نهایتاً به لبه A نزدیک می‌شود.

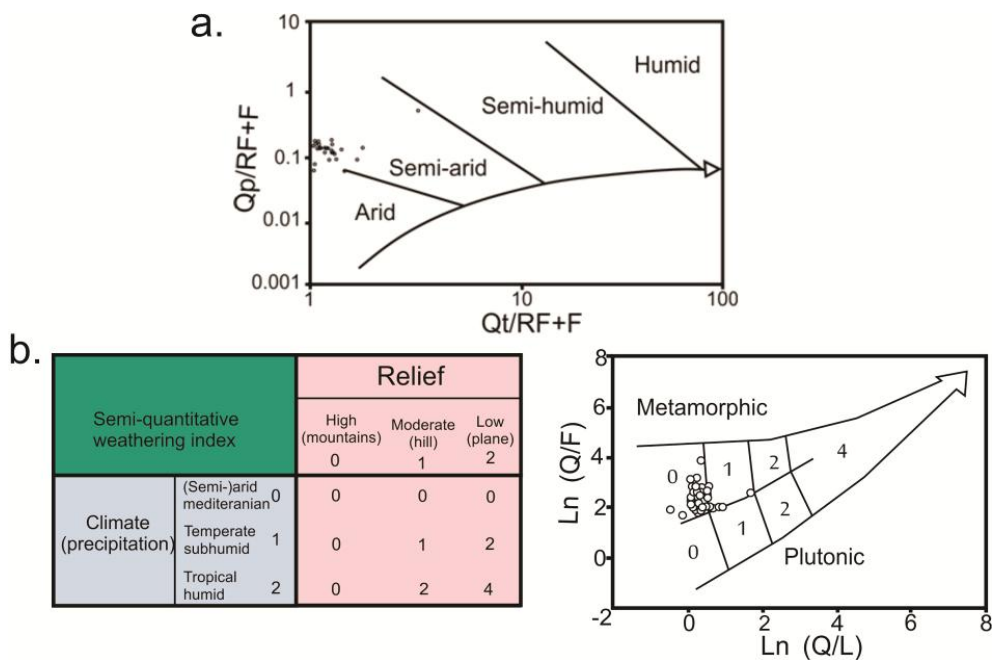
فریزنوک با شرایط آب‌وهوایی منطقه در زمان رسوب‌گذاری ترکیب ماسه‌سنگ‌ها به‌طور نسبی بیان‌کننده آثار شرایط آب‌وهوایی است (Velbel and Saad 1991). ضریب هوازدگی (Wi) برای سنگ‌های سیلیسی آواری را (Grantham and Velbel 1988) به‌شکل رابطه $Wi=c.r$ تعریف کرده است؛ در این رابطه، c میزان و سرعت هوازدگی (آب‌هوا) و r مدت زمان اقامت رسوبات در شرایط هوازدگی است. در سیستم‌های رسوبی دیرینه، میزان c و r بر پایه نموداری محاسبه می‌شوند که (Weltje 1994) ارائه کرده است. نتایج تجزیه و تحلیل مودال ماسه‌سنگ‌های مطالعه شده در نمودار $Qp/RF+F$ در برابر $Qt/RF+F$ (Suttner and Dutta 1986) (شکل ۱۵a) و همچنین در نمودار (Weltje 1994) که بر پایه نسبت $Ln(Q/F)$ در برابر $Ln(Q/L)$ است (شکل ۱۵b) (بیشتر داده‌ها در محدوده شماره 0 و تعدادی در محدوده شماره 1 قرار گرفتند) آب‌وهوای سنگ منشأ این ماسه‌سنگ‌ها را نیمه‌خشک پیشنهاد می‌کند.

تحرک عناصر طی هوازدگی شیمیایی فلدسپات‌های ماسه‌سنگ‌های مطالعه شده با استفاده از نمودارهای دو متغیره CaO و K_2O, Na_2O در برابر PIA نشان داده می‌شود. در نمودار K_2O/Na_2O در برابر PIA، افزایش مقادیر نسبت K_2O/Na_2O با افزایش PIA همراه است (شکل ۱۴A، $r=0.17$). در نمودار دو متغیره K_2O+Na_2O در برابر PIA، مقدار کل آلکال‌ها با افزایش PIA کاهش می‌یابد (شکل ۱۴B، $r=0.81$). در نمودارهای CaO و K_2O, Na_2O در برابر PIA با افزایش مقدار PIA مقادیر K_2O و Na_2O کاهش و مقدار CaO افزایش می‌یابد (شکل‌های ۱۴C، ۱۴D و ۱۴E، r به ترتیب برابر 0.86، 0.58 و 0.07). طی هوازدگی شیمیایی، شیوه انتقال MgO کانی‌های فرومنیزین در نمودار دو متغیره MgO در برابر CIA بررسی می‌شود؛ این نمودار، افزایش مقدار MgO را با افزایش مقدار CIA نشان می‌دهد (شکل ۱۴F، $r=0.45$).

ارتباط پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ‌های آواری برش



شکل ۱۴- نمودارهای دومتغیره نشان‌دهنده تحرک عناصر طی هوازدگی اجزای ماسه‌سنگ‌های مطالعه‌شده؛
 A. نمودار K_2O/Na_2O در برابر PIA، B. نمودار K_2O+Na_2O در برابر PIA، C. نمودار Na_2O در برابر PIA،
 D. نمودار CaO در برابر PIA، E. نمودار K_2O در برابر PIA، F. نمودار MgO در برابر CIA



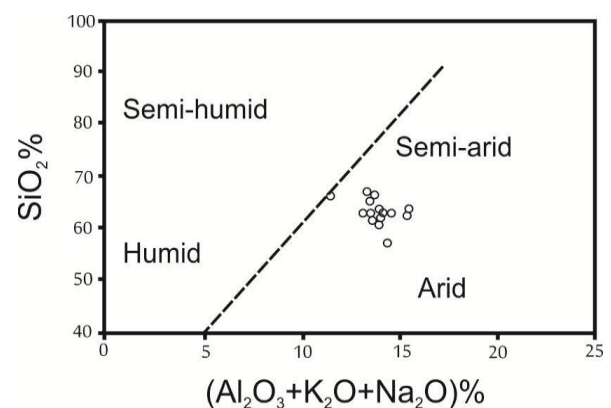
شکل ۱۵- نتایج دانه‌شماری نمونه‌های ماسه‌سنگی در نمودارهای a. Suttner and Dutta (1986) و b. Weltje (1994).
 آب‌وهوای سنگ منشأ این ماسه‌سنگ‌ها را نیمه‌خشک نشان می‌دهند.

که (Berra & Angiolini 2014) ارائه کرده‌اند بلوک لوت در ایران (شکل ۱۷) در این زمان نزدیک عرض جغرافیایی 30° - 0° شمالی قرار می‌گیرد. همچنین در نقشه‌های پالئوژئوگرافی جهان در زمان کرتاسهٔ پسین و ائوسن پیشین که Barrier & Vrielynck (2008) ارائه کرده‌اند حوضهٔ فلیشی شرق ایران در محل برخورد دو بلوک لوت و افغان در عرض جغرافیایی 30° - 15° شمالی قرار می‌گیرد؛ بنابراین درجه‌حرارت در این زمان زیاد بوده است و منطقهٔ مطالعه‌شده از نظر شرایط آب‌وهوایی در نیمه‌خشک قرار می‌گیرد.

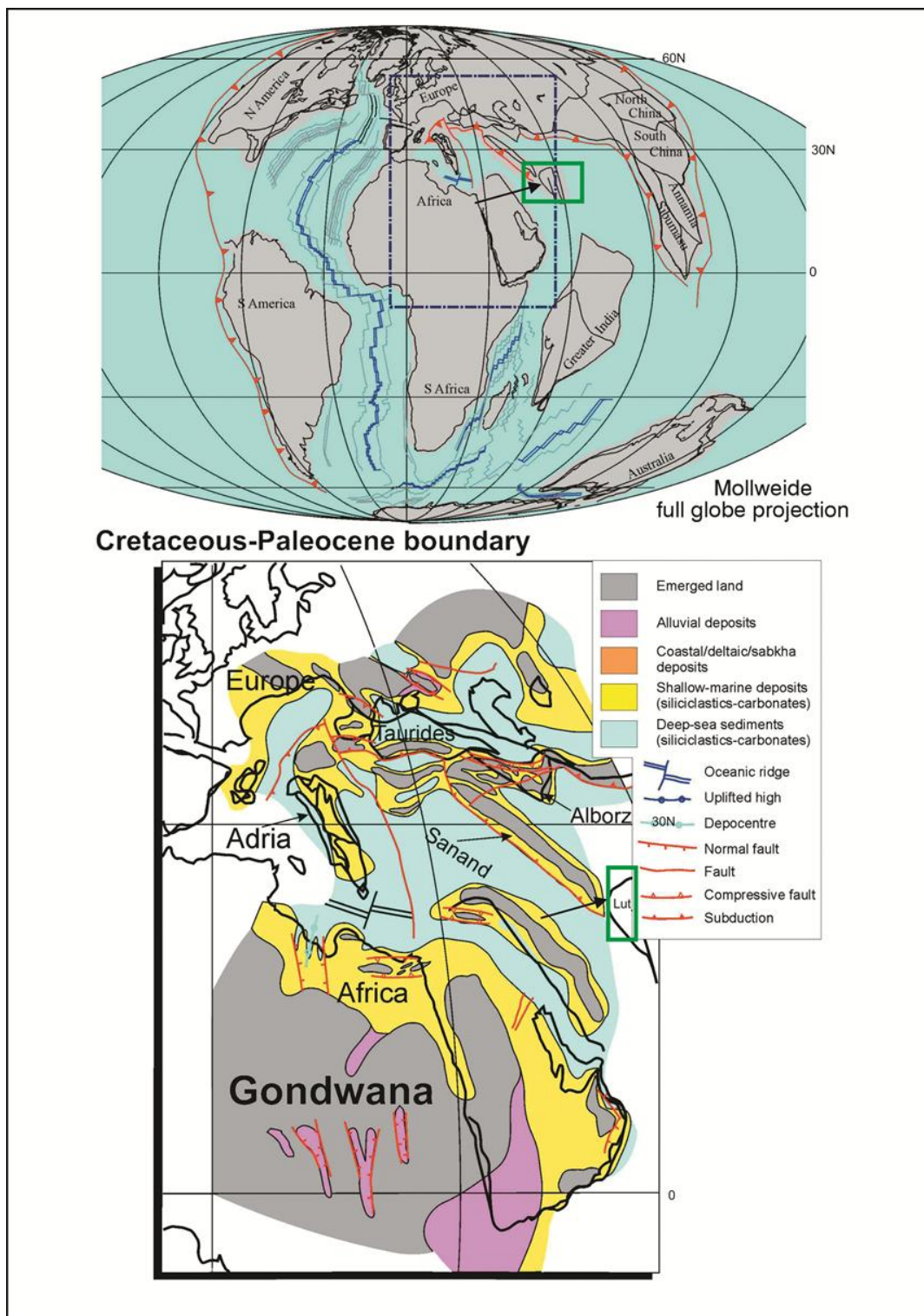
نتیجه

مطالعه‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی ماسه‌سنگ‌های پالئوسن در برش فریزنوک (شمال بیرجند) نشان می‌دهند این ماسه‌سنگ‌ها از نوع لیتارنایت و ساب‌لیتارنایت هستند. مشاهده‌های پتروگرافی و رسم نتایج دانه‌شماری روی نمودارهای QtFL و QmFlt نشان می‌دهند رسوبات پالئوسن این برش حاصل چرخهٔ دوبارهٔ رسوبات پس از کوه‌زایی هستند. نمودارهای تعیین‌کنندهٔ موقعیت زمین‌ساختی بیان‌کنندهٔ رسوب‌گذاری ماسه‌سنگ‌های برش فریزنوک در بخش‌های حاشیه فعال قاره‌ای هستند. با تلفیق داده‌های پتروگرافی، ژئوشیمیایی و زمین‌شناسی منطقه نمونه‌های ماسه‌سنگی مطالعه‌شده دارای سنگ منشأ احتمالی رسوبی، دگرگونی، آذرین حدواسط و اسیدی هستند. اندیس‌های هوازدگی شیمیایی محاسبه‌شده برای ماسه‌سنگ‌های برش فریزنوک (CIA و PIA) نشان‌دهندهٔ شرایط هوازدگی متوسط تا زیاد در ناحیه منشأ است. مطالعه‌های پتروگرافی، ژئوشیمیایی و تلفیق آنها با نقشهٔ جغرافیایی دیرینهٔ جهان در زمان پالئوسن مؤید شرایط آب‌وهوایی نیمه‌خشک در زمان نهشته‌شدن این رسوبات آواری هستند.

(Dutta & Suttner 1986) برای تعیین شرایط آب‌وهوای دیرینهٔ سنگ‌های آواری با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها، نمودار دومتغیره بر مبنای درصد SiO_2 در برابر درصد $(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ ارائه کرده‌اند که بر اساس آن، شرایط آب‌وهوای دیرینهٔ منطقه پیش‌بینی می‌شود. ترسیم داده‌های تجزیه‌وتحلیل ژئوشیمیایی نمونه‌های ماسه‌سنگی برش فریزنوک روی این نمودار نشان می‌دهد شرایط آب‌وهوای منطقه در زمان رسوب‌گذاری این ذره‌های آواری احتمالاً نیمه‌خشک بوده است (شکل ۱۶)؛ این نتایج با شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی ماسه‌سنگ‌های مطالعه‌شده و نمودارهای Dutta & Suttner (1986) و Weltje (1994) همخوانی دارند (شکل ۱۵). طبق داده‌های ژئوشیمیایی چون مقادیر CIA و PIA (جدول ۴) هوازدگی متوسط تا زیاد رسوبات را نشان می‌دهند و شرایط تکنیکی منطقه نیز در این زمان فعال بوده است بایستی رطوبت کافی برای هوازدگی رسوبات وجود داشته باشد و بنابراین شرایط آب‌وهوایی بایستی گرم و مرطوب بوده باشد؛ درحالی‌که طبق داده‌های پتروگرافی و نمودارهای فوق وجود چنین شرایطی اثبات نشده است.



شکل ۱۶- نمونه‌های ماسه‌سنگی مطالعه‌شده در نمودار Dutta and Suttner (1986) در محدودهٔ آب‌وهوای نیمه‌خشک قرار می‌گیرند. باتوجه به نقشهٔ جغرافیایی دیرینهٔ جهان در زمان پالئوسن



شکل ۱۷- نقشه جغرافیایی دیرینه پالتوسن قرارگیری بلوک لوت (مربع سبز) در عرض جغرافیایی 30°-0 شمالی را نشان می‌دهد که بیان‌کننده درجه حرارت زیاد و شرایط آب‌وهوایی نیمه‌خشک در آن زمان است (برگرفته از Berra & Angiolini 2014).

environments and ichnology of Upper Cretaceous deep-marine deposits in the Sistan Suture Zone, Birjand, Eastern Iran. *Cretaceous Research*, 60: 28-51.

- Bröcker M. Fotoohi Rad G. Burgess R. Theunissen S. Paderin I. Rodionov N. and Salimi Z. 2013. New age constraints for the geodynamic evolution of the Sistan Suture Zone, eastern Iran. *Lithos*, 170-171: 17-34.
- Benmansour S. Andreu B. and Yahiaoui A. 2016. The Campanian-Maastrichtian of the Aures Basin, Algeria: Paleobiogeographical distribution of ostracod. *Cretaceous Research*, 58: 86-107.
- Berra F. and Angiolini L. 2014. The Evolution of the Tethys Region throughout the Phanerozoic: A Brief Tectonic reconstruction, in L. Marlow, C. Kendall and L. Yose, eds., *Petroleum systems of the Tethyan region: AAPG Memoir*, 106: 1-27.
- Bhatia M.R. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*, 91: 611-627.
- Bhatia M.R. and Crook K.A.W. 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contribution of Mineralogy and Petrology*, 92: 181-193.
- Camp V. E. and Griffis R. J. 1982. Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran: *Lithos*, 15: 221-239.
- Chamley H. 1990. *Sedimentology*. Berlin. Springer-Verlag, 285p.
- Condie K.C. Boryta M.D. Liu J. and Qian X. 1992. The origin of khondalites: Geochemical evidence from the Archean to Early Proterozoic granulite belt in the North China craton. *Precambrian Research*, 59: 207-223.
- Cullers R.L. 1994. The controls on the major and trace element variation of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian - Permian age from uplifted continental blocks in Colorado to platform sediment in Kansas, U.S.A. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 4955-4972.
- Cullers R.L. 1995. The controls on the major and trace element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountain region, Colorado, U.S.A. *Chemical Geology*, 123 (1-4): 107-131.
- Cullers R.L. and Podkovyrov V.N. 2002. The source and origin of terrigenous sedimentary rocks in the Mesoproterozoic Uigroup, environments and ichnology of Upper Cretaceous deep-marine deposits in the Sistan Suture Zone, Birjand, Eastern Iran. *Cretaceous Research*, 60: 28-51.
- Aghanabati A. 2004. *Geology of Iran*. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, 586 p.
- Ahmedali S.T. 1989. *X-Ray Fluorescence Analysis in the Geological Sciences*. Advances in Methodology, vol. 7. Geological Association of Canada, Short Course, 308 p.
- Akarish A. I. M. and El-Gohary A. M. 2008. Petrography and geochemistry of lower Paleozoic sandstones, East Sinai, Egypt: Implications for provenance and tectonic setting. *Journal of African Earth Sciences*, 52: 43-54.
- Armstrong-Altrin J.S. Lee Y.I. Verma S.P. and Ramasamy S. 2004. Geochemistry of sandstones from the upper Miocene Kudankulam formation, Southern India: implications for provenance, weathering, and tectonic setting. *Journal of Sedimentary Research*, 74 (2): 285-297.
- Armstrong-Altrin J. S. and Verma S. P. 2005. Critical evaluation of six tectonic setting discrimination diagrams using geochemical data of Neogene sediments from known tectonic Settings. *Sedimentary Geology*, 177: 115-129.
- Armstrong-Altrin J.S. Machain-Castillo M.L. Rosales-Hoz L. Carranza-Edwards A. Sanchez-Cabeza J.A. and Ruíz-Fernández A.C. 2015. Provenance and depositional history of continental slope sediments in the southwestern Gulf of Mexico unraveled by geochemical analysis. *Continental Shelf Research*, 95: 15-26.
- Babazadeh S.A. and De Wever P. 2004. Early Cretaceous radiolarian assemblages from radiolarites in the Sistan Suture (eastern Iran). *Geodiversitas*, 26: 185-206.
- Barrier E. and Vrielynck B. 2008. Palaeotectonic maps of the Middle East (Tectonic-sedimentary-palinspastic maps from Late Norian to Pliocene). Commission for the Geological Maps of the World (CGMW/CCGM), Paris, 14 Maps.
- Basu A. Young S.W. Suttner L.J. James W.C. and Mack G.H. 1975. Re-evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 45: 873- 882.
- Bayet-Goll A. Monaco P. Jalili F. and Mahmudy-Gharaie M.H. 2016. Depositional

- K.L. 2009. Geology and geochemistry of the clastic sequences from Northwestern Panay (Philippines): Implications for provenance and geotectonic setting. *Tectonophysics*, 479: 111–119.
- Gazzi P. 1966. Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese: Correlazioni con il flysch di Monghidoro. *Mineralogica Petrographica Acta*, 12: 69-97.
- Grantham J.H. and Velbel M. a. 1988. The influence of climate and topography on rock-fragment abundance in modern fluvial sands of the southern Blue Ridge Mountains, North Carolina. *Journal of Sedimentary Research*, 58(2): 219–227.
- Ingersoll R.V. Bullard T.F. Ford R. Grimm J.P. Pickle J.D. and Sares S.W. 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson pointcounting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54: 103–116.
- Jafarzadeh M. and Hosseini-Barzi M. 2008. Petrography and geochemistry of Ahwaz sandstone member of Asmari Formation, Zagros, Iran: implications on provenance and tectonic setting. *Revista Mexicana de Ciencias Geologicas*, 25 (2): 247–260.
- Jin Z. Li F. Cao J. Wang S. and Yu J. 2006. Geochemistry of Daihai Lake sediments, Inner Mongolia, north China: Implications for provenance, sedimentary sorting and catchment weathering. *Geomorphology*, 80: 147–163.
- McLennan S.M. 1993. Weathering and global denudation. *Journal of Geology*, 101: 295–303.
- Moetamedshariati M. and Raeisossadat S.N. 2005. Trace fossils of flysch deposits of north of Birjand. 9th conference of Geological Society of Iran: 343- 354.
- Mohammadi H. Abbassi N. Raeisossadat S.N. and Heyhat M.R. 2015. Study of graphoglyptid trace fossils of Paleocene- Eocene flysch deposits from North of Birjand, East Iran. *Journal of Paleontology*, 3: 73- 92.
- Morton A. C. 1985. Heavy minerals in provenance studies, In: Zuffa, G. G. (Ed.), *Provenance of Arenite*, Reidel, Dordrecht, 249-277.
- Nagarajan R. Madhavaraju J. Nagendra R. Armstrong-Altrin J.S. and Moutte J. 2007a. Geochemistry of Neoproterozoic shales of Rabanpalli formation, Bhima Basin, Northern Karnataka, southern India: implications for provenance and paleoredox southeastern Russia. *Precambrian Research*, 117: 157–183.
- Das B.K. AL-Mikhlafla A.S. and Kaur P. 2006. Geochemistry of Mansar Lake sediments, Jammu, India: Implication for source-area weathering, provenance, and tectonic setting. *Journal of Asian Earth Sciences*, 26: 649–668.
- Dickinson W.R. 1970. Interpreting detrital modes of greywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40: 695-707.
- Dickinson W.R. and Suczek C. 1979. Plate tectonics and sandstone composition. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63: 2164–2182.
- Dickinson W.R. 1985 Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G.G. (Ed.), *Provenance of Arenites*: Reidel, Dordrecht, 333–361.
- Dickinson W.R. Beard L.S. Brakenridge G.R. Erjavck J.L. Ferguson R.C. Inman K.F. Knepp R.A. Lindberg, F.A. and Ryberg P.T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic Sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 225–235.
- Dutta P.K. and Suttner L.J. 1986. Alluvial sandstone composition and paleoclimate, II. Authigenic mineralogy: *Journal of Sedimentary Petrology*, 56: 346- 358.
- Eftekharneshad J. 1972. A few article about the formation of flysch sedimentary basin in the east of Iran and its justification with plate tectonic theory. Report No. 11: 3-11.
- Floyd P.A. Winchester J.A. and Park R.G. 1989. Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the Early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch, N.W: Scotland. *Precambrian Research*, 45: 203-214.
- Folk R.L. 1980. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Co., Austin, Texas, 182p.
- Fotoohi-Rad G.R. Droop G.T.R. and Burgess R. 2009. Early Cretaceous exhumation of high-pressure metamorphic rocks of the Sistan Suture Zone, eastern Iran. *Geology Journal*, 44: 104–116.
- Fouladi Talari H. 2017. Lithofacies analysis, depositional and post depositional history of Eocene siliciclastic deposits, North of Birjand. MSc Thesis, University of Birjand, 155p.
- Gabo J.A.S. Dimalanta C.B. Asio M.G.S. and Queaño

- Roser B.P. and Korsch R.J. 1986. Determination of tectonic setting of sandstone–mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Journal of Geology*, 94: 635–650.
- Roser B.P. and Korsch R.J. 1988. Provenance signatures of sandstone–mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*, 67: 119–139.
- Shahidi A. Bahar Firoozi Kh. and Shafeii A. 2000. Geological Map of Roum (1:100000): Geological Survey and Mineral Exploration of Iran. Sheet Number 7856.
- Shaw D.M. 1968 A review of K–Rb fractionation trends by covariance analysis: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 32: 573–601.
- Stoecklin J. Eftekharnajhad J. and Hushmand Zadeh A. 1972. Central Lut reconnaissance, East Iran. Geological Survey of Iran, Report, 22: 87.
- Suttner L. J. and Dutta P. K. 1986. Alluvial sandstone composition and paleoclimate, I. Framework mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56: 329–345.
- Taylor S R. and McLennan S. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*, Blackwell, Oxford, 312p.
- Tirrul R. Bell I.R. Griffis R.J. and Camp V.E. 1983. The Sistan suture zone of Eastern Iran. *Geological Society of American Bulletin*, 94:134–150.
- Tortosa A. Palomares M. and Arribas J. 1991. Quartz grain types in Holocene deposits from Spanish Central System: some problems in provenance analysis. In: Morton AC, Todd SP, Haughton PDW, (Eds.). *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. Special Publication Geological Society, 57: 47–54.
- Velbel M.A. and Saad M.K. 1991. Palaeoweathering or diagenesis as the principal modifier of sandstone framework composition? A case study from some Triassic rift-valley redbeds of eastern North America. In: Morton AC, Todd SP, Haughton PDW, (Eds.) *Development in sedimentary provenance studies*. Geological Society of London. Special Publication. 57(1): 91–99.
- Von Eynatten H.V. 2003. Petrography and chemistry of sandstones from the Swiss Molasse Basin: an archive of the Oligocene to Miocene evolution of the Central Alps. *Sedimentology*, 50: 703–724.
- Weltje G.J. 1994. Provenance and dispersal of sand-sized sediments: Reconstruction of dispersal patterns and sources of sand-sized sediments conditions. *Revista Mexicana de Ciencias Geologicas*, 24 (2): 150–160.
- Nagarajan R. Armstrong-Altrin J.S. Nagendra R. Madhavaraju J. and Moutte J. 2007b. Petrography and geochemistry of terrigenous sedimentary rocks in the Neoproterozoic Rabanpalli formation, Bhima basin, southern India: implications for paleoweathering conditions, provenance and source rock composition. *Journal of the Geological Society of India*, 70 (2): 297–312.
- Nagarajan R. Roy P.D. Jonathan M.P. Lozano-Santacruz R. Kessler F.L. and Prasanna M.V. 2014. Geochemistry of Neogene sedimentary rocks from Borneo basin, East Malaysia: paleo-weathering, provenance and tectonic setting. *Chemie der Erde-Geochemistry*, 74 (1): 139–146.
- Nagarajan R. Armstrong-Altrin J.S. Kessler F.L. and Jong J. 2017. Petrological and Geochemical Constraints on Provenance, Paleoweathering, and Tectonic Setting of Clastic Sediments From the Neogene Lambir and Sibuti Formations, Northwest Borneo. *Sediment Provenance*, 123–153.
- Nesbitt H.W. and Young G.M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299: 715–717.
- Nesbitt H. W. and Young G. M. 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48: 1523–1534.
- Osae H. Asiedu D.L. Banoeng-Yakubo B. Koeberl C. and Dampare S.B. 2006. Provenance and tectonic setting of Late Proterozoic Beuem sandstones of southeastern Ghana: Evidence from geochemistry and detrital modes. *Journal of African Earth Sciences*, 44: 85–96.
- Pang K.N. Chung S.L. Zarrinkoub M.H. Khatib M.M. Mohammadi S.S. Chiu H. Y Chu C.H. Lee H.Y. and Lo C.H. 2013. Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the Lut–Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications. *Lithos*, 180–181:234–251.
- Pettijohn F.J. Potter P.E. and Siever R. 1987. *Sand and Sandstone* (2nd edition). New York: Springer-Verlag, 553p.
- Pittman E. D. 1970. Plagioclase as an indicator of provenance in sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40: 591–598.

2012. Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos*, 154: 392-405.
- Zuffa G.G. 1985. Optical analyses of arenites: Influence of methodology on compositional results, in Zuffa, G.G., ed., *Provenance of Arenites*. Dordrecht, Reidel. NATO ASI Series, 165- 189.
- by means of inverse modelling techniques. *Faculteit Aardwetenschappen, Universiteit Utrecht*, 121: 208 p.
- Zallaghizadeh Z. Raeisossadat S.N. Shokri M.H. and Mortazavi M. 2013. Bioecology of Early Tertiary foraminifera in the Fariznuk (North of Birjand). 7th conference of the Iranian Paleontological Society.
- Zarrinkoub M.H. Pang K.N. Chung S.L. Khatib M.M. Mohammadi S.S. Chiu H.Y. and Lee H.Y.