



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

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches University of Isfahan  
Vol. 34, Issue 2, No. 2, Summer 2018  
pp. 19-22  
Received: 09.12.2017 Accepted: 18.06.2018

## Quantitative analysis of palaeoecological features and paleobiogeographic setting of brachiopod fauna in the Julfa Formation (Early Lopingian), northwest Iran

Abbas Ghaderi\*

Assistant Professor, Department of Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

\*Corresponding author, e-mail: [aghaderi@um.ac.ir](mailto:aghaderi@um.ac.ir)

### Introduction

Lopingian succession in the vicinity of Julfa (East Azerbaijan Province, NW Iran) have been known for a long time among the most fossiliferous sections in the south of Paleotethys, especially those of the Ali Bashi Mountains (Stepanov et al 1969). They play a key role in the subdivision of the Late Permian sedimentary successions of the Tethyan Realm. The Wuchiapingian Julfa Formation was accumulated on a shelf environment with a gradual deepening upward trend into the Changhsingian Ali-Bashi Formation. Brachiopods are the most important macrofaunal content of the Julfa Formation while the Ali-Bashi Formation (Sensu Teichert et al. 1973) comprises a considerably rich pelagic fauna consisting of conodonts and cephalopods, allowing for the separation of a number of biozones within this time unit. The Julfa Formation contains well diversification of Wuchiapingian brachiopods, grade into 4 biozone in both Main Valley section of the Ali Bashi Mountains and the Zal section (Ghaderi et al. 2014 a, b). The aim of this research is the study of species diversity and settling preferences of these marine invertebrate and their relations with the sedimentary environment. For these purpose, 528 in situ brachiopod specimens have been collected from the Main Valley section of the Ali-Bashi Mountains and the Zal section.

### Material & Methods

The brachiopods specimens have been collected in situ from the shale, marl and limestone beds of the Julfa and Ali Bashi formations. Also, the upper parts of the Khachik Formation in the Zal section have been yielded few brachiopods (only 2 species). The total number of brachiopods obtained from both the Main Valley and Zal sections are 528 specimens, of which 275 of them belong to the Main Valley and 253 of them belong to the Zal section. The Shannon Wiener index has been used to study the biodiversity and the relative richness of the brachiopod communities. The trend of their diversity changes has also been analysed during the stratigraphic column of the Julfa and Ali-Bashi formations. Interpretation of the brachiopods settling preferences have been done based on Angiolini and Carabelli (2010), analysis of biodiversity and shell size changes according to the method by Angiolini (2007) and recognition of paleobiogeographic position is mainly based on Shen and Shi (2000) and Shen et al. (2000).

### Discussion of Results & Conclusion

Paleoecological studies on 528 in situ specimens of Lopingian brachiopods from the Julfa area in the northwest of Iran provided an analysis of their distribution pattern on the Late Permian ecosystems. The present brachiopod fauna are mainly articulate specimens indicating that they are in life assemblages, with no or minor transport. Brachiopods have

been grouped into five categories according to their settling preferences:

- 1- Concavo-convex with stout halteroid spines (i.e. *Araxilevis*);
- 2- Concavo-convex spiny semi-infaunal (i.e. *Cathaysia*, *Spinomarginifera*, *Haydenella*, *Tschernyschewia*, and *Sarytchevinella*);
- 3- Pediculate taxa (i.e. *Transcaucasathyris*, *Araxathyris*, *Permophrycodothyris*);
- 4- Pediculate stabilized by penetration of the elongate umbonal region (i.e. *Meekella*, *Orthothenina*, *Perigeyerella*);
- 5- Cemented taxa (Lyttoniidina).

Evaluation of the brachiopod's settling preferences demonstrate the dominance of spinoid taxa which authenticate the firmground substrates of low energy environments in the lower parts of the Lower Julfa beds. In contrast, the upper part of these Beds is the place of development of pediculate taxa, belong to higher energy conditions. The abundance and diversity of the brachiopods decrease in accordance with the facies changes from bioclastic rudstone/packstone of the upper part of the Lower Julfa Beds into the lime mudstone/wackstone of Upper Julfa Beds and Ali-Bashi Formation (Leda et al. 2014), where dominance of pelagic ammonoids and conodonts confirm the outer shelf environment. This suggests a deepening upward trend from rich nutrient settings below fair weather wave

base into the deep water meagre nutrient substrates below the storm weather wave base in agreement with lithological and sedimentological data.

Measurement of the Shannon-Wiener biodiversity index for the brachiopod contents and its inspection alongside the stratigraphic log indicates unfavorable environmental conditions for these animals during late Lopingian, while these conditions have deteriorated toward end Permian. This is in accordance with an increase in the mortality rate of brachiopods during the succession which is obtained from the analysis of the shell size.

Comparison of the Julfa Formation brachiopods with the paleobiogeographic provinces of the Lopingian epoch (for example: Shi and Grunt 2000; Shen and Shi 2000) reveals the faunal affinity with the Cathaysian to Western Tethyan provinces. Contrary to previous beliefs that consider the tendency of the fauna from Cathaysian to Western Tethyan Province since the Changhsingian age, abundant presence of some species such as *Tschermyschewia typica* in the lower part of the Lower Wuchiapingian Julfa Beds suggest this inclination begins from the Wuchiapingian age.

**Keywords:** Brachiopods; Permian; Julfa; Wuchiapingian; Paleobiogeography.

#### References

- Angiolini L. and Carabelli L. 2010. Upper Permian brachiopods from the Nesen Formation, North Iran. *Palaeontology*, 84: 41–90.
- Angiolini L. 2007. Quantitative palaeoecology in the Pachycyrtella Bed, Early Permian of Interior Oman. *Palaeoworld*, 16: 233–245.
- Angiolini L. Checconi L. Gaetani M. and Rettori R. 2010. The latest Permian mass extinction in the Alborz Mountains (North Iran). *Geological Journal*, 45: 216–229.
- Benton M.J. and Harper D.A.T. 2009. *Introduction to Paleobiology and the Fossil Record*. John Wiley and Sons, Ltd., Publication, 592 p.
- Chen Z.Q. Campi M.J. Shi G.R. and Kaiho K. 2005. Post-extinction brachiopod faunas from the Late Permian Wuchiapingian coal series of South China. *Acta Palaeontologica Polonica*, 50 (2): 343–363.
- Chen Z.Q. Shi G.R. Yang F.Q. Gao Y.Q. Tong J. and Peng Y.Q. 2006. An ecologically mixed brachiopod fauna from Changhsingian deep-water basin of South China: consequence of end-Permian global warming. *Lethaia*, 39: 79–90.
- Fang Z.J. 1985. A preliminary investigation into the faunal province. *Acta Palaeontologica Sinica*, 24 (3): 344–348.
- Ghaderi A. 2014. Stratigraphy and paleoecology of the Upper Permian to Permian – Triassic boundary in the northwest of Iran based on biostratigraphic data of conodonts and brachiopods. Ph.D thesis, Ferdowsi University of Mashhad, Iran, 488p. (In Farsi).
- Ghaderi A. Ashouri A.R. and Mahmoudi Gharai M.H. 2013a. Brachiopods, as an index for symbiosis in paleoecological studies: a case study on Late Permian brachiopods of northwestern Iran. *Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 52 (3): 19–38. (In Farsi).
- Ghaderi A. Ashouri A.R. Korn D. Mahmoudi Gharai M.H. and Leda L. 2013b. New insight on stratigraphic correlation of the Permian-Triassic transitional beds in the Transcaucasus and northwest of Iran: Problems and guidelines. *Sedimentary Facies*, 5 (2): 221–246. (In Farsi).
- Ghaderi A. Garbelli C. Angiolini L. Ashouri A.R. Korn D. Rettori R. and Mahmudy Gharai M.H. 2014. Faunal changes near the End Permian Extinction: the brachiopods of the Ali Bashi Mountains, NW Iran. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 120 (1): 27–59.
- Ghaderi A. Sadeghi A. Ashouri A.R. and Korn D. 2015a. Study of Late Permian (Wuchiapingian) brachiopods of sedimentary succession at the Zal section, Northwest Iran. *Paleontology*, 212–292. (In Farsi).
- Ghaderi A. Sadeghi A. and Ashouri A.R. 2015b. Paleoecology and settling preference of Wuchiapingian (Dzhulfian) brachiopods in the Northwestern Iran stratigraphic sections. 9th symposium of Iranian Paleontological Society, Mashhad, pp. 81–86. (In Farsi).
- Grunt T.A. and Shi G.R. 1997. A hierarchical framework of Permian global marine biogeography. *Proceedings of the 30<sup>th</sup> International Geological Congress, Palaeontology and Historical Geology, VSP Utrecht*, 12: 2–17.
- He W. Shi G.R. Feng Q. Campi M.J. Gu S. Bu J. Peng Y. and Meng Y. 2007. Brachiopod miniaturization and its possible causes during the Permian–Triassic crisis in deep water environments, South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 252: 145–163.
- Leda L. Korn D. Ghaderi A. Hairapetian V. Struck U. and Reimold W.U. 2014. Lithostratigraphy and carbonate microfacies across the Permian-Triassic boundary near Julfa (NW Iran) and in the Baghuk Mountains (Central Iran). *Facies*, 60: 295–325.
- Margalef R. 1972. Homage to Evelyn Hutchinson, or why is there an upper limit to diversity. *Transactions of the Connecticut academy of Arts and Sciences*, 44: 211–235.
- Metcalfe I. 1998. Palaeozoic and Mesozoic geological evolution of the SE Asian region: multidisciplinary constraints and implications for biogeography. In: Hall R. and Holloway J.D. (Eds.), *Biogeography and Geological Evolution of SE Asia*. Backbuys, Leiden, 25–41.
- Nakamura K. Shimizu D. and Liao Z.T. 1985. Permian palaeobiogeography of brachiopods based on the faunal provinces. In: Nakazawa K. and Dickins J.M. (Eds.), *The Tethys: her paleogeography and paleobiogeography from Paleozoic to Mesozoic*. Tokai University Press, Tokyo, 185–198.
- Nolan L.S.P. Angiolini L. Jadoul F. Della Porta G. Davies S.J. Banks V.J. Stephenson M.H. and Leng M.J. 2017. Sedimentary context and palaeoecology of *Gigantoproductus* shell beds in the Mississippian Eyam Limestone Formation, Derbyshire carbonate platform, central England. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 61: 239–257.
- Partoazar H. 2002. Permian-Triassic boundary conodonts from Jolfa-Abadeh Belt along Northwest and Central Iran. *Permian*, 41: 34–40.

- Ruban D.A. Al-Husseini M.I. and Iwasaki Y. 2007. Review of Middle East Paleozoic plate tectonics. *GeoArabia*, 12: 35–56.
- Sengör A.M.C. 1990. A new model for the late Palaeozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. In: Robertson A.H.F. Searle M.P. and Ries A.C. (Eds.), *The Geology and Tectonics of the Oman Region*. Geological Society of London, Special Publication, 49: 797-831.
- Shen S.Z. and Shi G.R. 2000. Wuchiapingian (early Lopingian, Permian) global brachiopod palaeobiogeography: a quantitative approach. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 162: 299-318.
- Shen S.Z. Archbold N.W. and Shi G.R. 2000. Changhsingian (Late Permian) brachiopod palaeo-biogeography. *Historical Biology*, 15: 121–134.
- Shi G.R. and Grunt T.A. 2000. Permian Gondwanan –Boreal antitropicality with special reference to brachiopod faunas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155: 239– 263.
- Shi G.R. and Archbold N.W. 1993. Distribution of Asselian to Tastubian (early Permian) Circum Pacific brachiopod faunas. *Memoir of Association of Australasian Palaeontologists*, 15: 343–351.
- Shi G.R. and Archbold N.W. 1995a. Palaeobiogeography of Kazanian Midian (Late Permian) Western Pacific brachiopod faunas. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 12 (1/2): 129–141.
- Shi G.R. and Archbold N.W. 1995b. A quantitative analysis on the distribution of Baigendzinian –Early Kungurian (Early Permian) brachiopod faunas in the western Pacific region. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 12 (3): 189– 205.
- Shi G.R. and Waterhouse J.B. 1990. Sakmarian (Early Permian) brachiopod biogeography and constrains on the timing of terrane rifting drift and amalgamation in SE Asia with reference to the nature of Permian Tethys. *Proceedings of the Pacific Rim Congress 90*, Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Melbourne. 2: 6 p.
- Shi G.R. 1996. A model of quantitative estimate of marine biogeographic provinciality. *Acta Geologica Sinica*, 70 (4): 351–360.
- Signor P.W. and Lipps J.H. 1982. Sampling bias, gradual extinction patterns and catastrophes in the fossil record. In: Earth Silver L.T. and Schultz P.H. (Eds.), *Geological implications of impacts of large asteroids and comets on the Earth*. Geological Society of America, Special Publication, 190: 291-296.
- Singh T. 1987. Permian biogeography of the India subcontinent with special reference to the marine faunas. *Gondwana Six: Stratigraphy, Sedimentology and Palaeontology*. Geophysical Monograph, American Geophysical Union, 41: 239– 249.
- Stampfli G.M. and Borel G.D. 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 196: 17-33.
- Stepanov D.L. Golshani F. and Stocklin J. 1969. Upper Permian and Permian-Triassic boundary in North Iran. *Geological Survey of Iran, Report 12*: 1–72.
- Waite S. 2000. *Statistical Ecology in Practice*. Prentice Hall Publication, London, 414 p.
- Washington H.G. 1984. Diversity, biotic and similarity indices. *Water Research*, 18: 653-694
- Ziegler A.M. Hulver M.L. and Roeley D.B. 1997. Permian world topography and climate. In: Martini I.P. (Ed.), *Late Glacial and Postglacial Environmental Changes: Quaternary, Carboniferous–Permian and Proterozoic*. Oxford University Press, New York, 111– 146.



## تحلیل آماری ویژگی‌های دیرینه بوم‌شناختی و جایگاه زیست‌جغرافیایی دیرینه بازوپایان در توالی‌های سازند جلفا (لوپینگین پیشین)، شمال باختر ایران

عباس قادری: استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران\*

### چکیده

مطالعه دیرینه بوم‌شناسی کمی روی ۵۲۸ نمونه کاملاً برجا از بازوپایان سازند جلفا در شمال باختر ایران به ارائه تحلیلی از شیوه انتشار این بی‌مهرگان دریایی در بوم‌سازگان لوپینگین پیشین منجر شد. بررسی شیوه استقرار این بازوپایان در کف بستر نشان‌دهنده غلبه فرم‌های خاردار شاخص محیط‌های کم‌انرژی و بسترهای استحکام‌یافته در بخش‌های ابتدایی لایه‌های جلفای پایینی و تسلط فرم‌های پدیکولیت درشت شاخص محیط‌های پرانرژی‌تر در بخش بالایی این لایه‌هاست. اندازه‌گیری شاخص تنوع گونه‌ای شانون-وینر برای بازوپایان و بررسی آن در طول ستون چینه‌شناسی وجود شرایط محیطی نه‌چندان مطلوب برای این جانوران در طول زمان لوپینگین را نشان می‌دهد؛ ضمن اینکه این شرایط به سمت انتهای پرمین رو به وخامت گذاشته است. این امر هماهنگی خوبی با افزایش شاخص مرگ‌ومیر بازوپایان در طول توالی مطالعه‌شده دارد که بر اساس تجزیه و تحلیل اندازه صدف به دست آمد. مقایسه بازوپایان موجود در سازند جلفا با ایالت‌های دیرینه زیست‌جغرافیایی معرفی شده برای زمان لوپینگین گویای قرابت بازوپایان ناحیه جلفا با ایالت کاتایسین به سمت ایالت تیس باختری است. برخلاف باورهای پیشین که گرایش این فونا به سمت ایالت تیس باختری را از زمان چانگزینگین در نظر می‌گرفتند، باتوجه به حضور برخی گونه‌ها نظیر *Tschermyschewia typica* (یک گونه شاخص ایالت تیس باختری) در لایه‌های جلفای پایینی، گرایش به سمت این ایالت از زمان ووچیاپینگین پیشین آغاز شده است.

واژه‌های کلیدی: بازوپایان، پرمین، جلفا، ووچیاپینگین، زیست‌جغرافیای دیرینه

## مقدمه

و غنای نسبی تجمع‌های زیستی آنها از شاخص شانون-وینر<sup>۱</sup> استفاده شد؛ همچنین روند این تغییرات در طول ستون چینه‌شناسی سازندهای جلفا و علی‌باشی تحلیل شد. برای تفسیر الگوی استقرار از مطالعه‌های Angiolini and Carabelli (2010)، برای تحلیل تنوع زیستی و تغییرات اندازه صدف از روش Angiolini (2007) و برای تعیین قرابت دیرینه جغرافیایی نیز عمدتاً از نوشته‌های Shen and Shi (2000) و Shen et al. (2000) استفاده شد.

## موقعیت جغرافیایی و چینه‌شناسی عمومی

منطقه مطالعه شده در شمال باختر ایران و نزدیکی شهر جلفا قرار دارد. برش دره اصلی کوه علی‌باشی با مختصات جغرافیایی  $38^{\circ}49'34''$  عرض شمالی و  $50^{\circ}52'22''$  طول خاوری در فاصله ۹ کیلومتری باختر شهر جلفا و در حاشیه دره اصلی قرار دارد و با امتداد خاوری-باختری از میان کوه‌های علی‌باشی می‌گذرد. برش زال نیز در فاصله ۲۲ کیلومتری جنوب-جنوب باختر شهر جلفا و در فاصله  $2^{\circ}2'$  کیلومتری شمال-شمال باختر روستای زال قرار دارد. مختصات جغرافیایی قاعده برش زال  $38^{\circ}47'33''$  عرض شمالی و  $50^{\circ}58'00''$  طول خاوری است و مسیر دستیابی به آن از طریق جاده اصلی و آسفالت جلفا-مرند و سپس ورود به جاده فرعی زال-پیراسحاق میسر است (شکل ۱). طبقه‌های تشکیل دهنده سازند جلفا در محل برش دره اصلی کوه علی‌باشی به رنگ عمومی خاکستری تا سبز (در لایه‌های جلفای پایینی) و خاکستری، سبز، قرمز تا کرم (در لایه‌های جلفای بالایی) دیده می‌شوند. این توالی‌ها با مجموع ضخامت حدود ۳۵ متر دربردارنده تناوبی از سنگ‌آهک‌های مارنی و سنگ‌آهک‌های غالباً وکستونی و مادستونی گاهی بیوکلست‌دار با شیل‌های سبز و خاکستری هستند. سازند جلفا در برش زال با سیمای مشابه برش دره اصلی ۳۳ متر

بازوپایان به شکل‌های گوناگونی روی بسترهای دریایی متصل می‌شوند و سکونت می‌یابند: گاهی اتصال با اندام ساقه و یا خارهای درشت است، گاهی اتصال از نوع قشری و پوشاننده است و برخی نیز به واسطه حفاری در بستر نرم در کف حوضه استقرار می‌یابند (Benton and Harper 2009). در پژوهش حاضر، با جمع‌آوری برجای بازوپایان مختلف سازند جلفا در شمال باختر ایران درباره دیرینه‌بوم‌شناسی آنها بحث شده است. در میان برش‌های چینه‌شناسی موجود در ناحیه جلفا، برش دره اصلی کوه علی‌باشی و برش زال دارای بیشترین فراوانی و تنوع بازوپایان هستند و به علت داشتن توپوگرافی مناسب، امکان نمونه‌برداری برجای این فسیل‌ها و مطالعه‌های دیرینه‌بوم‌شناسی دقیق آنها در این دو برش فراهم‌تر است؛ با توضیح یادشده، در مطالعه حاضر ابتدا به بررسی شاخص تنوع گونه‌ای و الگوهای مختلف زندگی این جانوران در بوم‌سازگان دیرینه پرداخته شده و سپس شیوه‌های مختلف استقرار در طول بایوزون‌های معرفی شده پیشین تشریح شده و درباره جایگاه دیرینه جغرافیایی آنها بحث شده است.

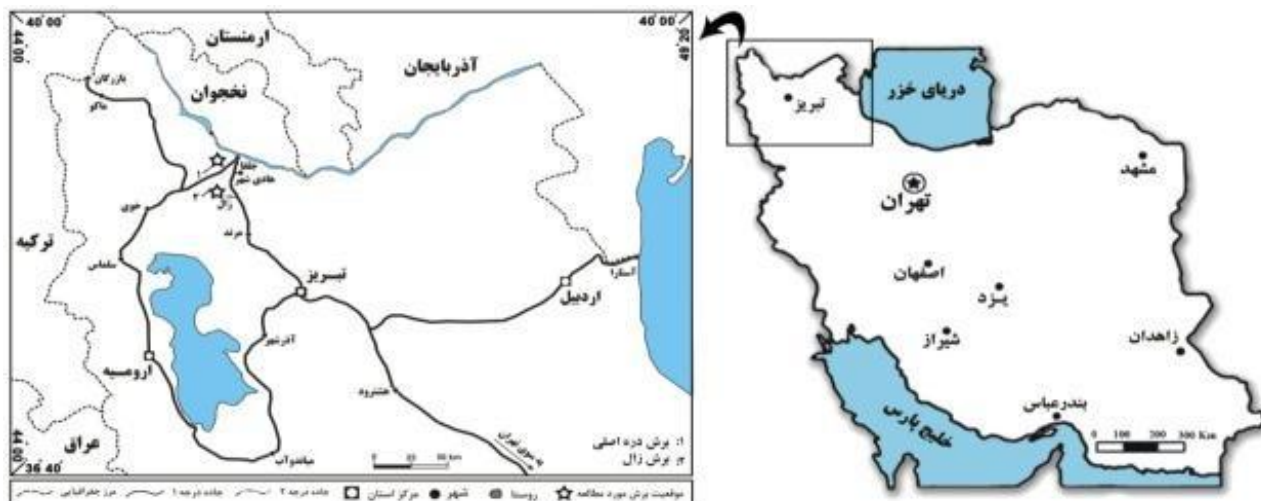
## روش مطالعه

بازوپایان مطالعه شده در پژوهش حاضر به طور کاملاً برجای و با جست‌وجو درون لایه‌های شیلی-مارنی-سنگ‌آهکی سازندهای جلفا و علی‌باشی جمع‌آوری شدند؛ ضمن اینکه بخش‌های بالایی سازند خاچیک در برش زال نیز دارای بازوپایان معدودی (تنها ۲ گونه) بود. مجموع بازوپایان برجای به دست آمده از هر دو برش دره اصلی کوه علی‌باشی و زال ۵۲۸ نمونه بود که ۲۷۵ عدد آن به برش دره اصلی و ۲۵۳ نمونه آن به برش زال تعلق داشت. میزان تنوع و فراوانی بازوپایان شناسایی شده با مطالعه کمی آنها در قالب نمودار نمایش داده شد و برای بررسی شاخص تنوع گونه‌ای

<sup>1</sup> Shannon-Wiener index

دارای حفظ‌شدگی عالی است.

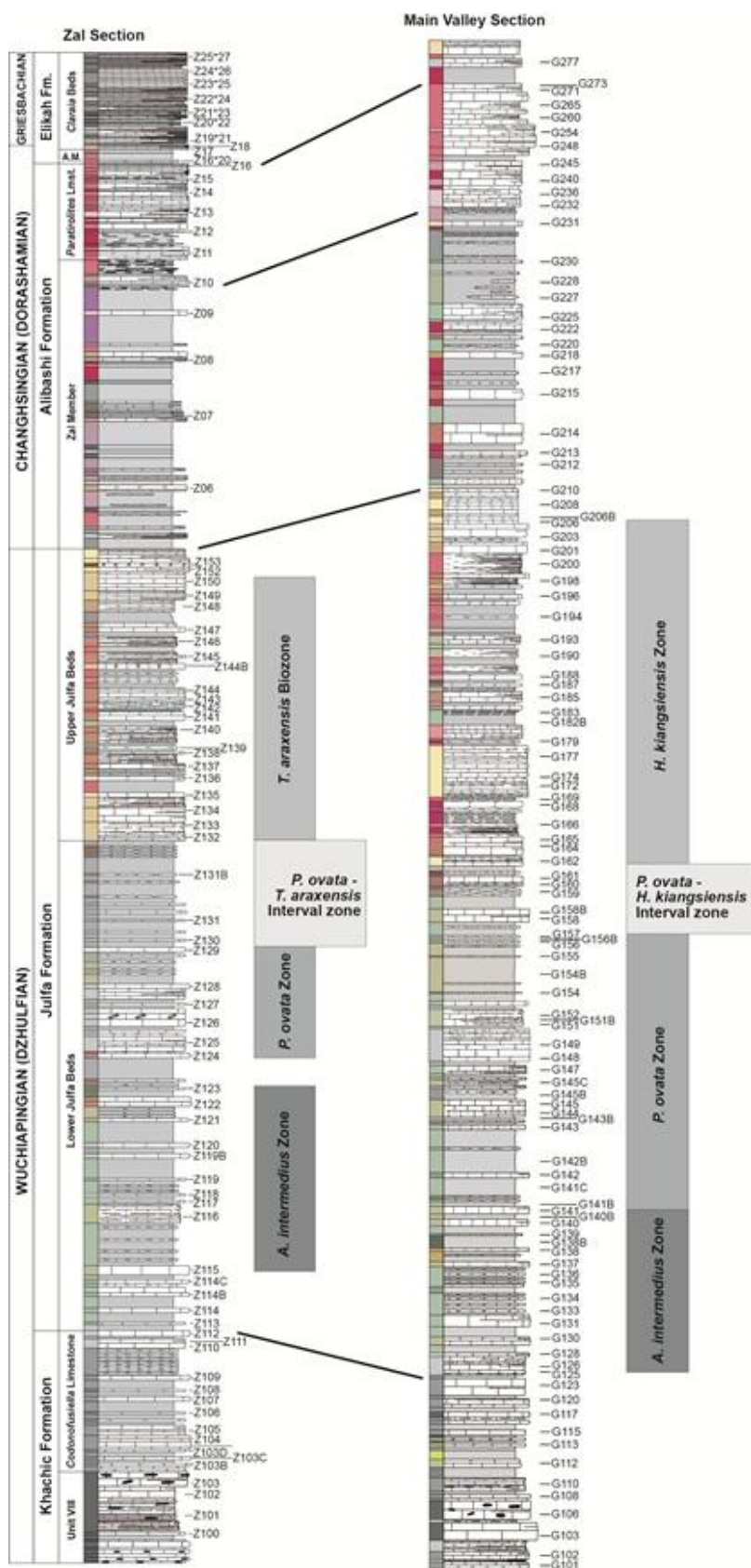
ضخامت دارد و دربردارنده رخنمونی خوب از لایه‌های جلفای پایینی و بالایی همراه با بازوپایان بسیار خوب و



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی برش‌های مطالعه‌شده در شمال باختر ایران

دیرینه‌شناسی سیستماتیک آنها، بایوزون‌های جدیدی بر اساس آنها در برش‌های دره اصلی و زال ارائه شدند (Ghaderi et al. 2014; 2015a) که سن و وچیاپینگین را برای این لایه‌ها تأیید کردند (شکل ۲). از آنجاکه ارزیابی‌های دیرینه‌بوم‌شناختی مدنظر در نوشتار حاضر در گستره بایوزون‌های معرفی شده بر اساس بازوپایان انجام شدند، لازم بود بایوزون‌های یادشده نیز تشریح شوند اما از آنجاکه این بایوزون‌ها پیش‌ازاین در مقاله‌ها (Ghaderi et al. 2014; 2015a) به‌طور مفصل تشریح شده بودند، در اینجا برای اختصار مبحث فقط به ذکر اسامی آنها در قالب جدول (۱) پرداخته شد.

نخستین بار (Stepanov et al. 1969) پراکندگی عمودی بازوپایان در طول ستون چینه‌شناسی توالی‌های لوپینگین ناحیه جلفا را توصیف کرد. بین سازندهای معرفی شده در ناحیه جلفا، سازند جلفا (لایه‌های جلفا) دربردارنده تنوع و فراوانی خوبی از بازوپایان و وچیاپینگین پیشین- پسین است. (Stepanov et al. 1969) ضمن معرفی بایوزون‌های تجمعی *Pseudogastrioceras- Araxilevis- Orthotetina Haydenella- Pseudowellereella* و *Permophricodothyris* در لایه‌های جلفا، سن و وچیاپینگین (جلفین) را برای این توالی مدنظر گرفتند. در سال‌های اخیر، بازوپایان موجود در این طبقه‌ها دوباره مطالعه شدند و ضمن تشریح دقیق



شکل ۲- تطابق بایوزون‌های معرفی‌شده بر اساس بازوپایان در گستره‌ی برش‌های چینه‌شناسی دره‌ی اصلی و زال (برگرفته از Ghaderi et al. 2015a)



## بحث

بایوزون هستند. در برش زال نیز ۶۶ درصد فراوانی کل بازوپایان شناسایی شده در این بایوزون به راسته پروداکتیدا تعلق دارند. راسته‌های اورتوتتیدا با ۱۲ درصد، تربراتولیدا با ۱۰ درصد، آتیریدیدا با ۷ درصد، اورتیدا با ۴ درصد و رینکونلیدا با ۱ درصد فراوانی دیگر راسته‌های شناسایی شده موجود در این بایوزون هستند (شکل ۳).

***Permophricodothyris ovata Zone***

این بایوزون گستره‌ای که در بخش بالایی لایه‌های جلفای پایینی حضور دارد در برش دره اصلی کوه‌های علی‌باشی ۱۰/۶۵ متر و در برش زال ۴/۷۰ متر ضخامت دارد. مطالعه‌های آماری انجام شده در برش چینه‌شناسی دره اصلی نشان می‌دهند بازوپایان متعلق به راسته پروداکتیدا در این بایوزون ۴۷ درصد فراوانی کل را به خود اختصاص می‌دهند که نسبت به بایوزون *Araxilevis intermedius* کاهش درخور توجهی دارد. پس از آن، آتیریدیدا با ۳۴ درصد و اسپیریفریدا با ۱۲ درصد، اورتوتتیدا با ۴ درصد، رینکونلیدا با ۲ درصد و اورتیدا با ۱ درصد به ترتیب در رده‌های بعدی فراوانی کل در طول این بایوزون قرار دارند (شکل ۳). در برش چینه‌شناسی زال نیز ۴۴ درصد نمونه‌ها در گستره این بایوزون به راسته اسپیریفریدا، ۴۰ درصد به راسته آتیریدیدا، ۱۳ درصد به راسته پروداکتیدا و ۳ درصد به راسته اورتوتتیدا تعلق دارند (شکل ۳)؛ این امر نشان‌دهنده افزایش مشخص فرم‌های پدیکولیت در برابر فرم‌های نیمه‌درون‌زی خاردار و ناشی از افزایش انرژی محیط رسوبی است.

***Permophricodothyris ovata – Haydenella kiangsiensis Interval Zone***

گستره این بایوزون بینابینی در برش دره اصلی کوه علی‌باشی بخش انتهایی لایه‌های جلفای پایینی و ابتدای لایه‌های جلفای بالایی است (Ghaderi et al. 2014) و ۲/۷۵ متر ضخامت دارد. راسته‌های رینکونلیدا با ۵۰ درصد و آتیریدیدا و تربراتولیدا هریک با ۲۵ درصد فراوانی کل مهم‌ترین

بازوپایان مطالعه شده در برش دره اصلی مشتمل بر ۳۹ گونه و در برش زال دربردارنده ۳۸ گونه از ۷ راسته مختلف پروداکتیدا، آتیریدیدا، اورتوتتیدا، رینکونلیدا، تربراتولیدا، اسپیریفریدا و اورتیدا هستند؛ در این میان، فراوانی هریک از راسته‌های یادشده در طول ستون چینه‌شناسی برش دره اصلی به ترتیب ۵۰، ۳۲، ۵، ۴، ۱، ۷ و ۱ درصد و فراوانی این راسته‌ها در برش زال به ترتیب ۵۱، ۱۵، ۱۰، ۷، ۷، ۶ و ۴ درصد است. بازوپایان موجود در لایه‌های جلفای پایینی تنوع و فراوانی بیشتری نسبت به دیگر بخش‌ها دارند؛ به طوری که در برش دره اصلی، ۲۸ گونه و در برش زال، ۳۳ گونه در این طبقه‌ها شناسایی شده‌اند و این در حالیست که تعداد گونه‌های شناسایی شده در لایه‌های جلفای بالایی در این دو برش به ترتیب ۱۱ و ۱۲ گونه است. از بخش‌های بالایی سازند خاچیک به سن ووچیاپینگین پیشین ۲ گونه در برش زال و از طبقه‌های سازند علی‌باشی به سن چانگزینگین نیز تنها ۲ گونه از برش دره اصلی و ۱ گونه از برش زال به دست آمده است. بررسی کمی پراکندگی براکیوپودهای به دست آمده در طول ستون چینه‌شناسی برش‌های دره اصلی کوه علی‌باشی و زال در قالب بایوزون‌های معرفی شده پیشین به شرح زیر است:

***Araxilevis intermedius Zone***

این بایوزون از نوع گستره‌ای است و در بخش پایینی لایه‌های جلفای پایینی دیده می‌شود؛ در برش چینه‌شناسی دره اصلی کوه‌های علی‌باشی ۶/۶۵ متر و در برش زال ۸/۷۵ متر ضخامت دارد. ۷۰ درصد بازوپایان موجود در این بایوزون در برش دره اصلی به راسته پروداکتیدا تعلق دارند و از این نظر، این گروه نیمه‌درون‌زی<sup>۱</sup> خاردار در اکثریت است. راسته‌های آتیریدیدا با ۱۷ درصد، اورتوتتیدا با ۶ درصد، اورتیدا با ۳ درصد، رینکونلیدا با ۳ درصد و بالاخره اسپیریفریدا با ۱ درصد فراوانی دیگر راسته‌های شناسایی شده در گستره این

<sup>۱</sup> semi-infaunal

بازوپایان برجای به‌دست‌آمده از گستره این بایوزون در برش دره اصلی به راسته آتیریدیدا تعلق دارند و راسته‌های پروداکتیدا با ۱۴ درصد، رینکونلیدا با ۷ درصد و اورتوتیدا با ۳ درصد فراوانی دیگر راسته‌های شناسایی شده در این بایوزون هستند (شکل ۳). محدوده معادل این بایوزون در برش زال در قالب بایوزون گستره‌ای *Transcaucasathyris araxensis* Zone با ضخامت ۱۱/۴۰ متر و در لایه‌های جلفای بالایی معرفی شده است (Ghaderi et al. 2015a)؛ باتوجه‌به مطالعه‌های آماری انجام‌شده، ۵۵ درصد بازوپایان موجود در این بایوزون به راسته رینکونلیدا تعلق دارند و راسته‌های آتیریدیدا با ۳۰ درصد، پروداکتیدا با ۷ درصد و اورتیدا و تراتولیدا هریک با ۴ درصد رده‌های بعدی فراوانی کل در محدوده بایوزون *Transcaucasathyris araxensis* را به خود اختصاص می‌دهند (شکل ۳).

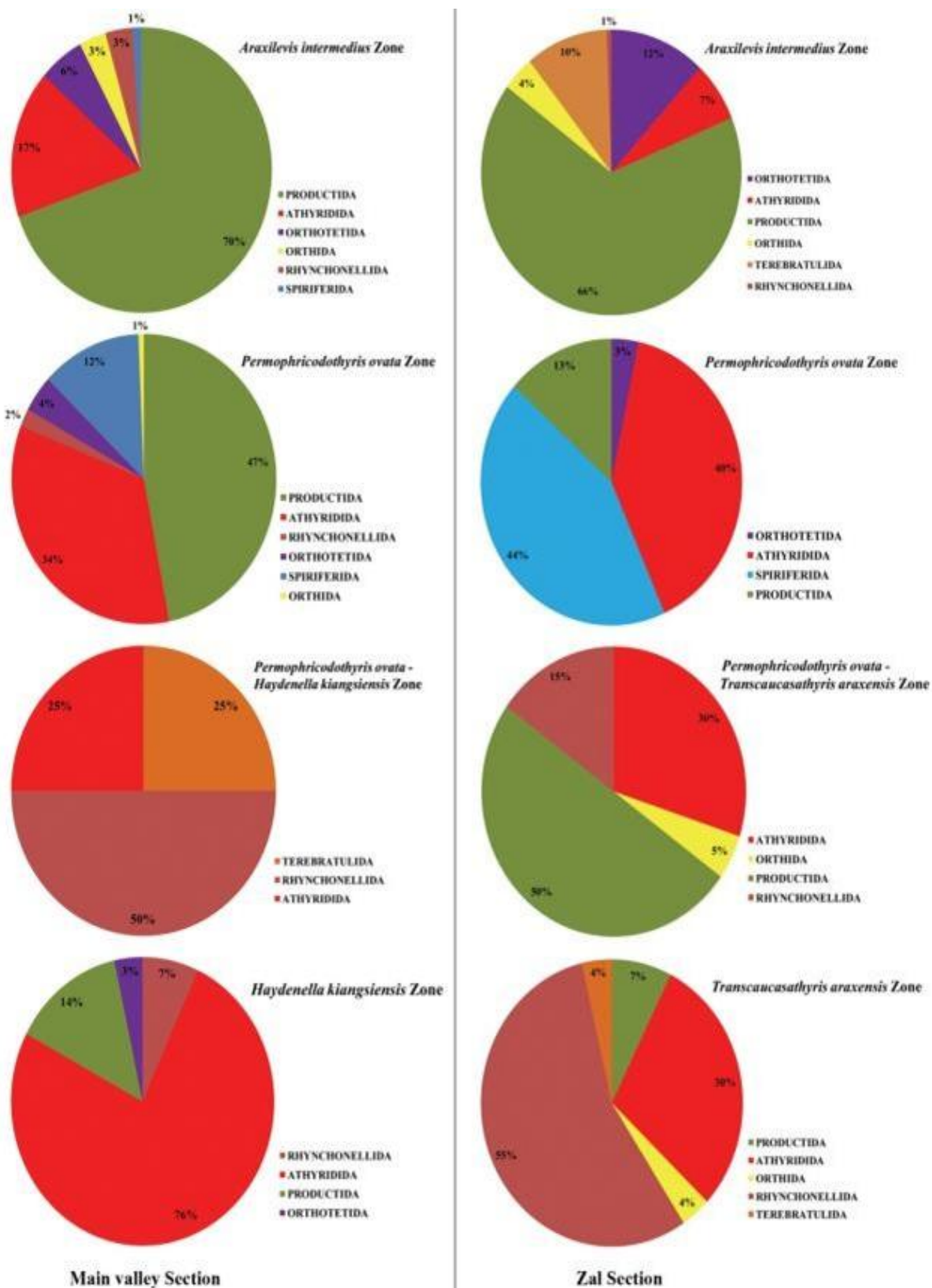
راسته‌های شناسایی شده در این محدوده هستند (شکل ۳). طبقه‌های معادل این بایوزون در برش زال با ۴/۵۵ متر ضخامت به نام *Permophricodothyris ovata*- *Transcaucasathyris araxensis* Interval Zone شناخته می‌شوند (Ghaderi et al. 2015a) و تنها در بخش پایانی لایه‌های جلفای پایینی دیده می‌شوند. ۵۰ درصد بازوپایان موجود در این گستره به راسته پروداکتیدا تعلق دارند و راسته‌های آتیریدیدا با ۳۰ درصد، رینکونلیدا با ۱۵ درصد و اورتیدا تنها با ۵ درصد فراوانی دیگر راسته‌های شناسایی شده در این محدوده‌اند.

#### *Haydenella kiangsiensis* Zone

این بایوزون گستره‌ای با ضخامت ۱۳/۷۷ متر بخش اعظم لایه‌های جلفای بالایی در برش دره اصلی را دربرگرفته است. مطالعه‌های آماری انجام‌شده نشان می‌دهند ۷۶ درصد

جدول ۱- بایوزون‌های معرفی شده بر اساس بازوپایان در برش دره اصلی کوه علی‌باشی (Ghaderi et al. 2014) و برش زال (Ghaderi et al. 2015a) و مقایسه آن با نخستین بایوزوناسیون ارائه شده توسط Stepanov et al. (1969) برای این توالی

Ali Bashi Mountains (Stepanov et al., 1969)		Brachiopod Zones	
		Main Valley Section (Ghaderi et al., 2014)	Zal Section (Ghaderi et al., 2015a)
Wuchiapingian	<i>Haydenella</i> - <i>Pseudowellera</i>	<i>Haydenella kiangsiensis</i>	<i>Transcaucasathyris araxensis</i>
	?	<i>Permophricodothyris ovata</i>	<i>Permophricodothyris ovata</i>
	<i>Pseudogastrioceras</i> - <i>Permophricodothyris</i>	<i>Haydenella kiangsiensis</i>	<i>Transcaucasathyris araxensis</i>
		<i>Permophricodothyris ovata</i>	<i>Permophricodothyris ovata</i>
	<i>Araxilevis-Orthotetina</i>	<i>Araxilevis intermedius</i>	<i>Araxilevis intermedius</i>



شکل ۳- نمودار دایره‌ای درصد فراوانی راسته‌های شناسایی شده در محدودهٔ هر یک از بایوزون‌های شناسایی شده در برش‌های چینه‌شناسی درهٔ اصلی و زال

### الگوهای مختلف استقرار بازوپایان در کف بستر رسوبی

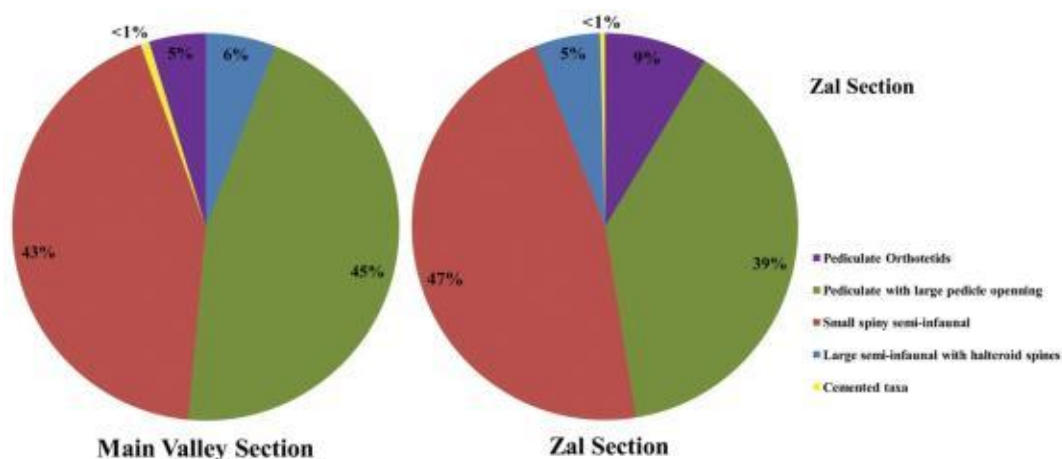
فونای بازوپایان مطالعه‌شده در پژوهش حاضر که غالباً در لایه‌های جلفای پایینی متمرکز هستند بیشتر از فرم‌های مفصل‌دار است؛ از این رو، تجمع بازوپایان آنها بیان‌کننده استقرار برجای نمونه‌هاست و نشان می‌دهد حمل و نقل چندانی در آنها رخ نداده است. مطالعه و بررسی شیوه استقرار این بی‌مهرگان دریایی در کف بستر به شناسایی پنج الگوی مختلف جای‌گیری بازوپایان و ارائه تفسیری از چگونگی ارتباط آنها با عمق دیرینه و انرژی محیط انجامیده است (شکل ۴).

زندگی نیمه‌درون‌زی و آزاد در فرم‌های پروداکتید محدب - مقعر خاردار کوچک تا متوسط (جنس‌های *Cathaysia*, *Haydenella*, *Sarytchevinella*, *Spinomarginifera* و *Tschenryschewia*) نخستین الگوی شناسایی شده در بازوپایان به دست آمده از لایه‌های جلفا است (شکل ۵). فرم‌های محدب - مقعر بزرگ با خارهای هالتروئید درشت که به جنس *Araxilevis* منحصر می‌شوند به علت داشتن خارهای درشت دومین الگوی استقرار در کف بستر را نشان می‌دهند (شکل ۵). مهم‌ترین تفاوت الگوی دوم نسبت به الگوی اول استقرار، محدود شدن آن به بایوزون *Araxilevis intermedius* در نیمه پایینی لایه‌های جلفای پایینی است؛ ضمن اینکه فرم‌های خاردار کوچک الگوی اول در لایه‌های جلفای بالایی و همراه با دیگر الگوهای استقرار نیز دیده می‌شوند. از مجموع فرم‌های خاردار با دو الگوی زندگی یادشده، تعداد ۱۳۴ نمونه در برش دره اصلی شمارش شدند و این دو گروه ۴۹ درصد کل مجموعه را به خود اختصاص دادند. از فرم‌های یادشده در برش زال نیز تعداد ۱۳۲ نمونه یافت شد و ۵۲ درصد کل فونای شناسایی شده برش زال در این گروه قرار گرفت (شکل ۶). فرم‌های محدب - مقعر بزرگ با خارهای هالتروئید درشت در برش دره اصلی درون بایوزون *Araxilevis intermedius* و بخش ابتدایی بایوزون *Permophrycodothyris ovata* حضور دارند. این فرم‌ها در برش زال تنها به بایوزون *Araxilevis intermedius* منحصر می‌شوند. در مقابل، بازوپایان خاردار کوچک تا متوسط گستره حضور بیشتری دارند و در بایوزون‌های *Permophrycodothyris ovata*

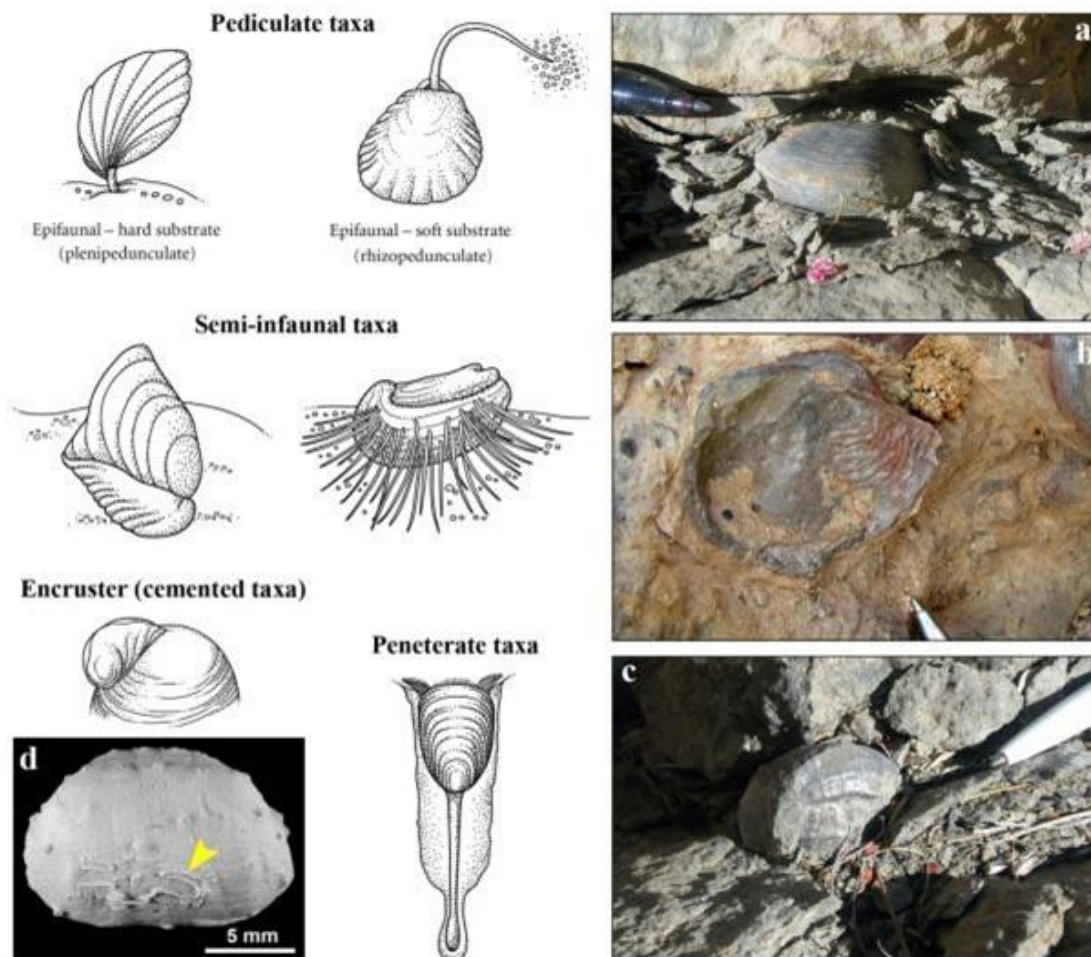
### *Transcaucasathyris araxensis* و *Haydenella kiangsiensis*

نیز دیده می‌شوند.

اتصال به کف بستر با کمک پدیکل سومین روش استقرار شناسایی شده برای بازوپایان در مطالعه حاضر است (شکل ۵). فرم‌های پدیکولیت با بازشدگی پدیکل نسبتاً بزرگ (جنس‌های *Cleiothyridina*, *Cartorhium*, *Araxathyris*, *Acosarina*, *Permophrycodothyris*, *Juxathyris*, *Dielasma*, *Crurithyris*, *Sokelasma*, *Rostranteris*, *Rhipidomella*, *Prelissorhynchia* در *Wellerellina* و *Uncinunellina*, *Transcaucasathyris*) در بخش بالایی لایه‌های جلفای پایینی و لایه‌های جلفای بالایی فراوان‌تر هستند. تعداد ۱۲۵ نمونه منحصر به فرد از این گروه در برش دره اصلی و ۹۹ نمونه در برش زال شمارش شدند؛ این رقم‌ها ۴۵ درصد کل فونای به دست آمده از برش دره اصلی و ۳۹ درصد کل فونای یافت شده در برش زال هستند (شکل ۶). بیشترین فراوانی این فرم‌ها در بایوزون *Permophrycodothyris ovata* و دو بایوزون بینایی *Permophrycodothyris ovata* - *Haydenella kiangsiensis* و *Permophrycodothyris ovata* - *Transcaucasathyris araxensis* است که به ترتیب در برش‌های دره اصلی و زال معرفی شده‌اند. چهارمین الگوی زندگی که تا حدی مشابه زندگی پدیکولیت است منحصرأ در فرم‌های orthotetid مشاهده می‌شود (جنس‌های *Meekella*, *Orthothetina*, *Paraorthotetina* و *Perigeyerella*). در این الگو، اورتوتیدهای زنده به واسطه داشتن امبو و پدیکل کشیده به درون رسوبات کف بستر نفوذ می‌کنند و با اتصال پدیکل به قسمت‌های سخت‌تر درون رسوبات از استقرار محکمتری برخوردار می‌شوند (شکل ۵). فرم‌های اورتوتتید با تعداد ۱۳ عدد، ۵ درصد کل فونای بازوپایان برش دره اصلی و با تعداد ۲۲ عدد، ۹ درصد کل فونا در برش زال را به خود اختصاص می‌دهند (شکل ۶). این فرم‌ها در برش دره اصلی گسترش بیشتری دارند و تقریباً نمونه‌هایی از آنها در سرتاسر لایه‌های جلفا یافت می‌شوند؛ در حالی که در برش زال به بایوزون‌های *Permophrycodothyris ovata* و *Araxilevis intermedius* منحصر هستند (شکل ۶).



شکل ۴- نمودار دایره‌ای نشان‌دهنده درصد فراوانی کل هریک از الگوهای استقرار شناسایی شده در طول سازند جلفا در برش‌های دره اصلی و زال



شکل ۵- الگوهای مختلف استقرار بازوپایان سازند جلفا در برش‌های دره اصلی و زال؛ a. فرم پدیکولیت با بازشدگی پدیکل نسبتاً بزرگ در لایه Z124 برش زال، b. فرم خاردار نیمه‌درونزی با خارهای هالتروئید درشت در لایه G138 برش دره اصلی، c. فرم اورتوتتید با امبوی کشیده نفوذکننده به داخل رسوبات نرم بستر در لایه Z123 برش زال، d. فرم قشرساز lytoniid در لایه C141C برش دره اصلی (نشانگر زردرنگ) که با سیمانی شدن به سطح سخت بازوپای دیگری (از فرم‌های نیمه‌درونزی کوچک) متصل است (تصاویر شماتیک برگرفته از Benton and Harper 2009).

تشکیل بسترهای نسبتاً سخت و استوارتر متناسب با شرایط جدید است و چنین تغییر محیطی مطلوب فرم‌های پدیکولیتی است که در بخش بالایی لایه‌های جلفای پایینی و درون باپوزون *Permophrycodothyris ovata* به حداکثر می‌رسند (شکل ۶).

بازوپایان پدیکولیت درشت مانند *Permophricodothyris ovata* به علت داشتن پدیکل قوی توانایی اتصال به بسترهای سخت رسوبی در محیط‌های پرنرژی تر را دارند زیرا خود را به کمک این عضو ساقه‌مانند به کف بستر متصل می‌کنند (Angiolini and Carabelli, 2010). باوجود اینکه رخساره‌های کربناته سخت مطلوب‌ترین بسترها برای فرم‌های پدیکولیت هستند و بیشترین فراوانی این فسیل‌ها در چنین طبقه‌هایی دیده می‌شود، این فرم‌ها در همه جا حتی در شیل‌ها و سنگ‌آهک‌های مارنی نرم‌تر نیز حضور دارند؛ این امر نشان می‌دهد احتمالاً فرم‌های پدیکولیت به‌ویژه افراد دارای اندازه‌های کوچک‌تر قادر بوده‌اند روی بسترهای نسبتاً سخت کوچک و حتی بسترهایی جای گیرند که خرده‌های صدف یا سیمانی شدن محدود در کف حوضه ایجاد کرده‌اند.

باتوجه به مطالب یادشده، لایه‌های جلفای پایینی از نظر شیوه استقرار بازوپایان به پهنه‌های کوچک‌تری در طول ستون قائم چینه‌شناسی تقسیم می‌شوند (شکل ۷): در پایین‌ترین پهنه که مستقیماً روی سنگ‌آهک‌های حاوی *Codonofusiella* سازند خاچیک قرار دارد، بازوپایان پروداکتید بزرگ خاردار و نیمه‌درون‌زی غالب هستند؛<sup>۳</sup> در بالاترین پهنه این توالی‌ها نیز بازوپایان اسپیریفرید بزرگ پدیکولیت و گاهی هم فرم‌هایی از بازوپایان *lytoniid* که به سطح دیگر بازوپایان بزرگ‌تر متصل شده‌اند در اکثریت هستند؛<sup>۴</sup> همچنین بازوپایان کوچک‌تری از راسته‌های یادشده و نیز راسته‌های آتیریدیدا و رینکونلیدا در طول این پهنه‌ها منتشر شده‌اند. چنین انتشاری از بازوپایان نشان‌دهنده محیط دیرینه دریایی با یک دوره کم‌عمق‌شونده

شمار اندکی از فرم‌های *lytoniid* نیز به شکل سیمانی شده و متصل<sup>۱</sup> روی پوسته دیگر بازوپایان شناسایی شده‌اند (شکل ۵) که نشان‌دهنده پنجمین الگوی استقرار و بهره‌برداری این فرم‌ها از محدود بسترهای سخت زنده‌ای است که از سوی دیگر بازوپایان هم‌زمان موجود در حوضه در اختیار این فرم‌های قشرساز قرار گرفته است. از این فرم‌ها تعداد ۳ نمونه برجا به دست آمده است که در مجموع کمتر از ۱ درصد تجمع بازوپایان حاضر در هر دو برش را به خود اختصاص می‌دهد (شکل ۴).

در توضیح چنین ترجیح بوم‌شناختی باید گفت پروداکتیدهای خاردار نیمه‌درون‌زی غالباً در بسترهای نرم محیط‌های کم‌انرژی مستقر می‌شوند. فرم‌های خاردار بدون پدیکل تنها به کمک خارهای هالتروئید درشت و یا خارهای ریزتر خود که عموماً روی کفه شکمی آنها گسترده هستند به کف بستر رسوبی می‌چسبند (Angiolini and Carabelli 2010)؛ در چنین حالتی، برای اتصال بازوپای خاردار به کف بستر به رسوبات دانه‌ریز، استحکام‌یافته، استوار و تقریباً پابرجا<sup>۲</sup> نیاز است که معمولاً در محیط‌های دریایی کم‌انرژی‌تر و عمیق‌تر یافت می‌شوند. این بسترها از نظر سنگ‌شناسی عموماً از شیل و سنگ‌آهک مارنی با رخساره غالب مادستون/وکستون تشکیل شده‌اند و بیشتر در بخش‌های زیرین - میانی لایه‌های جلفای پایینی مشاهده می‌شوند. پروداکتیدهای یادشده به استثنای برخی جنس‌های بسیار کوچک نظیر *Spinomarginifera* و *Haydenella* از لایه G147 برش دره اصلی و لایه Z124 برش زال به سمت بالا ناپدید می‌شوند. این افق‌ها بر تغییر سنگ‌شناسی و رخساره رسوبی ناشی از افزایش انرژی محیط و غلبه سنگ‌آهک‌های زیست‌آواری با رخساره‌های پکستون/وکستون بر محیط‌های کم‌انرژی قدیمی‌تر منطبق هستند؛ این امر مؤید کاهش عمق حوضه به سمت بالا در بخش بالایی لایه‌های جلفای پایینی و

<sup>3</sup> spinoid dominance

<sup>4</sup> pediculate dominance

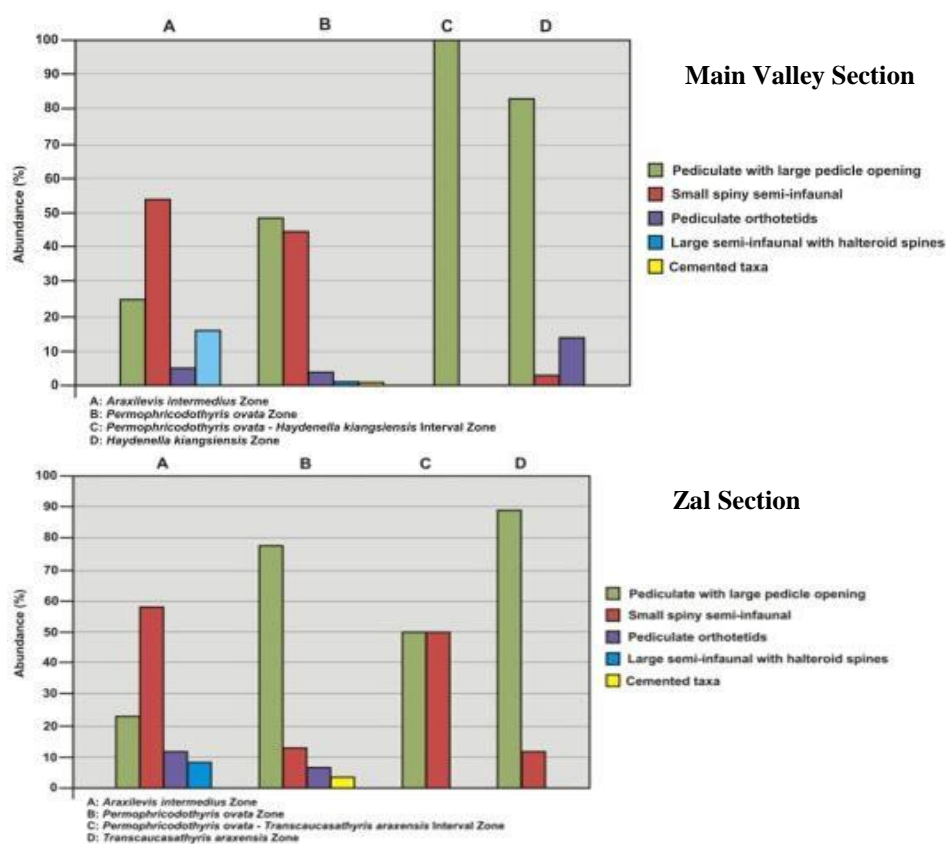
<sup>1</sup> cemented taxa

<sup>2</sup> firmground

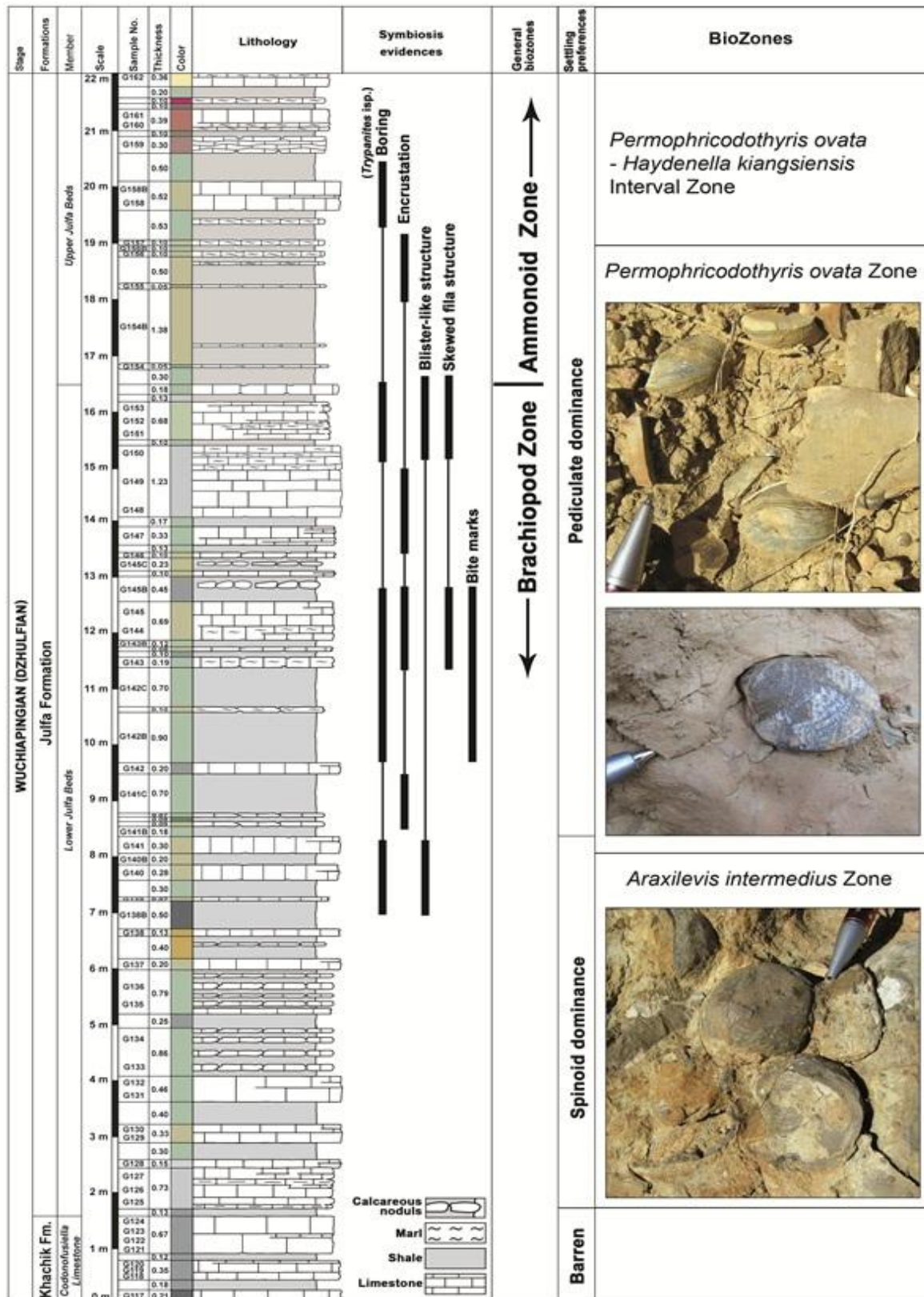


پدیکولیت با سوراخ فورامن نسبتاً بزرگ در سنگ‌آهک‌های حاوی *Paratirolites* سازند علی‌باشی نیز یافت شده‌اند. فورامن بزرگ نشان‌دهنده وجود پدیکل نسبتاً بزرگ در این گونه‌هاست. پدیکل‌های بزرگ‌تر ابزار مناسبی برای اتصال محکم‌تر روی بسترهای سخت در محیط‌های با میزان کمتر مواد غذایی هستند. کاهش بازوپایان در لایه‌های جلفای بالایی و سازند علی‌باشی با تغییر تدریجی رخساره ناشی از روند عمیق‌شوندگی تدریجی حوضه مرتبط است. پیش‌تر Angiolini et al. (2010) نشان داده‌اند درصد فراوانی گونه‌های بازوپایان در طبقه‌های لوپینگین بالایی ایران در مقایسه با دیگر نواحی مشابه در چین جنوبی کمتر است؛ این امر مؤید اثر Signor-Lipps مبنی بر کاهش شدید فونا پیش از موعد فرارسیدن انقراض انبوه در انتهای پرمین است (Ghaderi et al. 2014).

کوتاه در بخش میانی تا بالایی لایه‌های جلفای پایینی و در محدوده بایوزون بازوپایان *Permophricodothyris ovata* در زمان ووچیاپینگین است؛ زیرا اسپیریفریده‌های پدیکولیت شاخص محیط‌های دریایی پرانرژی و کم‌عمق‌تر زیر سطح اثر امواج عادی روزانه جانشین پروداکتیده‌های بزرگ خارداری شده‌اند که به‌طور نیمه‌درون‌زی معمولاً در محیط‌های دریایی عمیق‌تر زیر سطح اثر امواج طوفانی یافت می‌شده‌اند. فراوانی و تنوع بازوپایان لایه‌های جلفای پایینی بسیار بیشتر از لایه‌های جلفای بالایی و سازند علی‌باشی است که محتوای غنی از آمونوئیدها را در خود جای داده‌اند (Partoazar 2002). تجمع بازوپایان شناسایی شده در لایه‌های جلفای بالایی عمدتاً به‌وسیله فرم‌های پدیکولیت کوچک اشغال شده است. دو گونه *Dielasma* sp. و *Transcaucasathyris lata* از فرم‌های



شکل ۶- نمودار ستونی درصد فراوانی الگوهای استقرار شناسایی شده در محدوده هریک از بایوزون‌های بازوپایان سازند جلفا در برش‌های دره اصلی و زال



شکل ۷- ستون چینه‌شناسی لایه‌های جلفای پایینی در برش دره اصلی کوه‌های علی‌باشی، شیوه اتصال بازوپایان به کف بستر در طول ستون قائم و مهم‌ترین شواهد همزیستی آنها با دیگر جانوران دریایی (ستون چینه‌نگاری سمت چپ برگرفته از Ghaderi et al. 2013a).



## تنوع گونه‌ای بازوپایان در توالی‌های لوپینگین نواحی

## اطراف جلفا

محاسبه شاخص شانون-وینر (شاخص شانون-ویور<sup>۱</sup> هم گفته می‌شود) یکی از روش‌های اندازه‌گیری تنوع گونه‌ای و غنای نسبی تجمع‌های زیستی است که بوم‌شناسان به کار می‌برند (Waite 2000). شاخص شانون-وینر معمولاً در کنار شاخص فراوانی کلی گونه‌ها در طول ستون چینه‌شناسی بررسی و ارزیابی می‌شود. کاهش چشمگیر روند منحنی رسم‌شده بر مبنای شاخص شانون-وینر نشان‌دهنده تغییرات مهم در محیط زندگی گونه‌های شمارش‌شده است که به کاهش تنوع گونه‌ها منجر شده است؛ بنابراین، وضعیت سلامتی جوامع را نشان می‌دهد و معمولاً مقدار آن بین صفر تا ۴/۵ در تغییر است. اصولاً مقدار این شاخص با افزایش تعداد گونه‌ها زیاد می‌شود، هرچند Washington (1984) معتقد است در عمل، مقدار این شاخص از ۵ تجاوز نمی‌کند. Margalef (1972) مقدار این شاخص را در جوامع عادی ۱/۵ تا ۳/۵ دانسته است. چنانچه جامعه تک‌گونه‌ای باشد و یا در معرض تنش و تخریب قرار داشته باشد، میزان این شاخص صفر یا نزدیک به صفر می‌شود و تنها زمانی مقدار آن به حداکثر می‌رسد که همه گونه‌ها تعداد افراد یکسانی داشته باشند و یا محیط از آلودگی و تنش دور باشد. محاسبه این شاخص به کمک رابطه زیر انجام می‌شود:

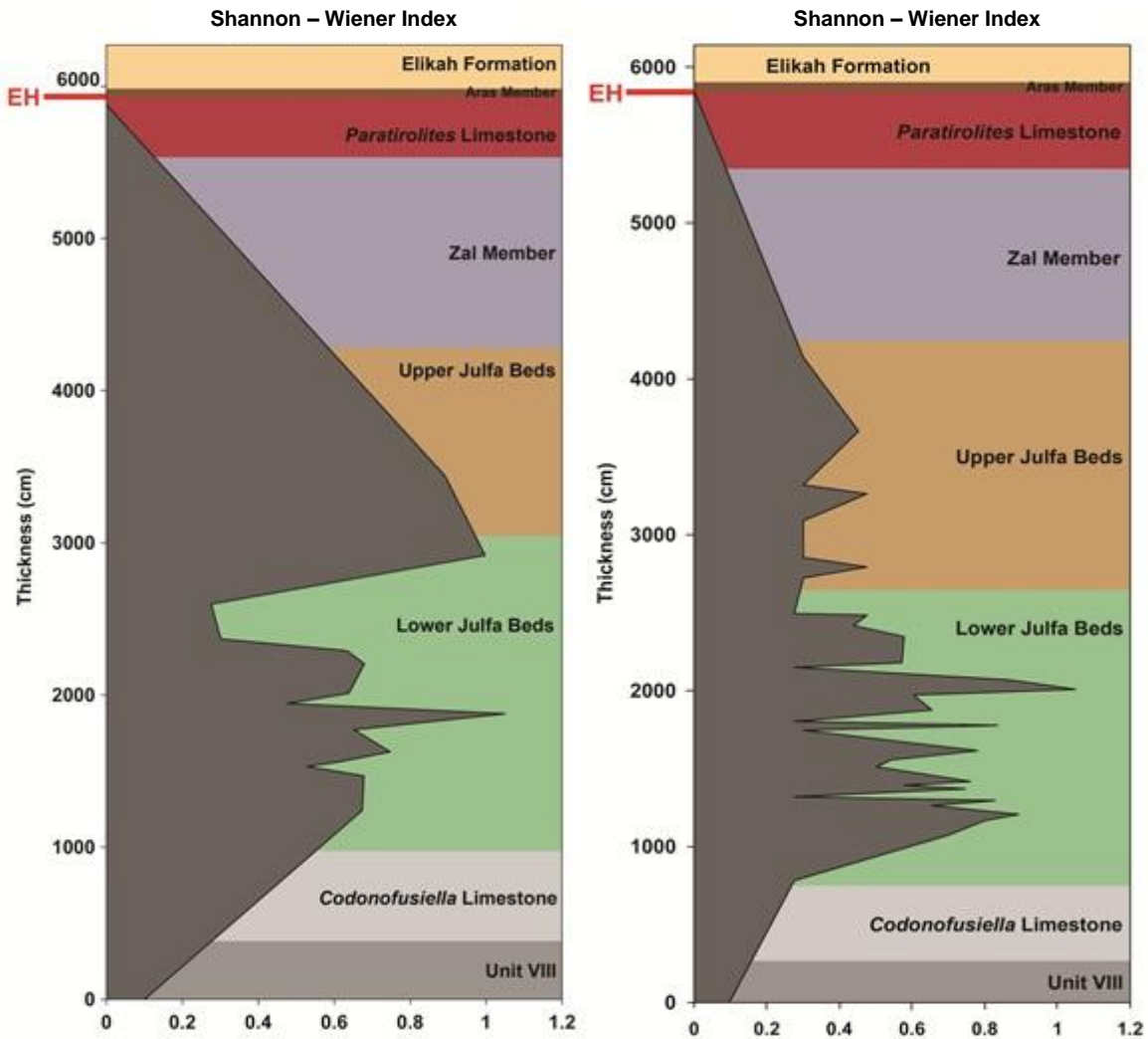
$$H' = -\sum_{i=1}^s P_i \ln p_i$$

در این رابطه،  $H'$  شاخص تنوع گونه‌ای شانون-وینر،  $s$ : تعداد گونه‌ها در یک جمع‌آوری،  $p_i$ : نسبت افراد یک گونه،  $P_i$ : نسبت فراوانی هر گونه به فراوانی کل گونه‌ها و  $\ln$ : لگاریتم طبیعی با پایه ثابت  $e$  است. بخش جلوی سیگما در این رابطه برای هر گونه در هر اجتماع که درحقیقت معادل با هر لایه رسوبی برداشت‌شده است محاسبه و سپس همه اعداد به‌دست‌آمده مطابق رابطه فوق با یکدیگر جمع می‌شوند تا عدد مطلق و مشخصی برای این شاخص در هر لایه به دست آید. در نهایت، تمام اعداد یادشده با نرم‌افزار Excel در قالب منحنی

تنوع گونه‌ای شانون-وینر ترسیم و با ستون چینه‌شناسی مقایسه می‌شوند.

همان‌طور که مطرح شد بیشترین فراوانی و تنوع بازوپایان موجود در توالی‌های لوپینگین برش‌های دره اصلی و زال در لایه‌های جلفای پایینی ثبت شده است و لایه‌های جلفای بالایی در دو برش یادشده تنوع گونه‌ای کمتری داشته‌اند. اندازه‌گیری شاخص تنوع گونه‌ای شانون-وینر برای بازوپایان یادشده نشان می‌دهد با وجود تنوع گونه‌ای بیشتر لایه‌های جلفای پایینی، به‌طورکلی بوم‌سازگان دیرینه در مقایسه با برش‌های هم‌سن در چین جنوبی (برای نمونه: Chen et al. 2005, 2006; He et al. 2007; Angiolini and Carabelli, 2010) تنوع گونه‌ای بیشتری ندارد. بیشترین عدد به‌دست‌آمده برای تنوع گونه‌ای بازوپایان به لایه G148 برش دره اصلی و لایه Z121 برش زال تعلق دارد و در هر دو برش برابر با ۱/۰۴۹ است (شکل ۸)؛ این میزان کمتر از حد متوسطی است که Margalef (1972) ذکر کرده است و نامساعد بودن نسبی محیط برای رشد و تنوع بازوپایان موجود را نشان می‌دهد؛ هرچند مطلوب‌ترین شرایط را در لایه‌های جلفای پایینی پیشنهاد می‌کند. Nolan et al. (2017) نیز با مطالعه طبقه‌های حاوی بازوپای *Gigantoproductus* می‌سی‌سی‌پین امریکا، چنین اعدادی برای شاخص شانون-وینر را نشان‌دهنده تنوع گونه‌ای اندک و محیط‌هایی با غلبه یک یا چند گونه خاص دانسته و حتی این محیط‌ها را بوم‌سازگان پرتنش مرتبط با پشته‌های گلی ذکر کرده است. نگاهی به ریزرخساره‌های رسوبی موجود در توالی مطالعه‌شده در هر دو برش چینه‌شناسی کوه علی‌باشی و زال نشان می‌دهد در یک روند پایین به بالا، ردیف رسوبات شیلی و کربنات‌های عمیق دریایی لایه‌های جلفای بالایی و سازند علی‌باشی جایگزین سنگ‌آهک‌های کم‌عمق‌تر لایه‌های جلفای پایینی شده‌اند. Ghaderi et al. 2013b; Leda et al. (2014). این روند افزایش عمق عامل اصلی نامناسب شدن محیط برای رشد و توسعه فونای بازوپای کف‌زی، جایگزین شدن آن با فونای آمونوئیدی پلاژیک شناگر و در نتیجه روند کاهش شاخص شانون-وینر بوده است.

<sup>1</sup> Shannon-Weaver index



شکل ۸- شاخص تنوع گونه‌ای شانون- وینر برای گونه‌های بازوپایان در طول برش‌های چینه‌شناسی دره اصلی (راست) و زال (چپ)

#### بررسی تغییرات اندازه صدف بازوپایان

اندازه‌گیری صدف بازوپایان نشان‌دهنده کیفیت محیط دریایی دیرینه برای توسعه و گسترش این جانوران و روشی برای تحلیل میزان مرگ‌ومیر آنها است (Angiolini 2007). برای این کار و چنانچه فراوانی نمونه‌های برجای برداشت‌شده برای مطالعه‌های آماری کافی باشد معمولاً نمودار ستونی تغییرات اندازه صدف برای یک گونه خاص با استفاده از ابعاد پهنای صدف ترسیم می‌شود اما اگر فراوانی نمونه‌های به‌دست‌آمده برای بررسی‌های آماری کافی نباشد از روش‌های نیمه‌کمی و تخمینی استفاده می‌شود؛ در چنین حالتی، پهنای صدف گونه

مدنظر در یک یا چند لایه خاص اندازه‌گیری و تغییرات آن در قالب نمودار ستونی نشان داده می‌شود؛ چنانچه نمودار دارای کج‌شدگی به‌سمت راست و یا چپ باشد نشان‌دهنده برجا بودن نمونه‌ها است ولی اگر نمودار دارای توزیع یکنواخت و نرمال باشد<sup>۱</sup> و کج‌شدگی خاصی نشان ندهد میزان حمل‌ونقل و جابه‌جایی در نمونه‌ها زیاد خواهد بود (Angiolini 2007). در ترسیم نمودار تغییرات اندازه صدف، چنانچه ترتیب در نظر گرفته برای ترسیم نمودار بر مبنای تغییرات اندازه پهنای صدف گونه خاص به‌شکلی باشد که

<sup>1</sup> Gaussian distribution

این امر با نتایج به‌دست‌آمده از شاخص تنوع گونه‌ای شانون-وینر که لایه‌های جلفای پایینی را مساعدترین محدوده زیستی در توالی‌های لوپینگین ناحیه جلفا معرفی کرد، همخوانی خوبی دارد. وجود آثار رشد جانوران همزیست خشتی روی پوسته بازوپایان مختلف در محدوده بایوزون‌های یادشده که به مرحله زندگی جانوران میزبان متعلق است (Ghaderi et al 2013a) علت دیگری بر طول عمر زیاد در محیط زندگی است. با در نظر گرفتن افزایش انرژی و آشفتگی محیط در محدوده بایوزون *Permophricondothyris ovata* تا زیر محدوده اثر امواج عادی روزانه، حضور فسیل‌های با ابعاد بزرگ‌تر و طول عمر بیشتر نشان‌دهنده مقاومت این گونه‌ها و درصد موفقیت و توانمندی آنها برای حفظ زندگی تا رسیدن به مرحله بلوغ و پیری در شرایط متلاطم و آشفتگی محیطی است؛ از این رو، شاخص مرگ‌ومیر کاهش می‌یابد.

ارزیابی تغییرات اندازه صدف گونه *Transcaucasathyris araxensis* در لایه‌های جلفای بالایی و محدوده بایوزون هم‌نام *Transcaucasathyris araxensis* در برش زال که معادل با بایوزون *Haydenella kiangsiensis* در برش دره اصلی است متفاوت از دو گونه توضیح داده شده است. مطابق با نمودار ستونی ارائه شده در شکل ۹، کج‌شدگی نمودار به سمت راست یعنی به سمت نمونه‌های با ابعاد کوچک‌تر است. Angiolini (2007) چنین توزیعی در اندازه بازوپایان را نشان‌دهنده افزایش میزان مرگ‌ومیر در زمان جوانی و پیش از بلوغ می‌داند و معتقد است در این حالت، شرایط محیطی دیرینه برای زندگی طولانی مدت بازوپایان چندان مطلوب نبوده است. مقایسه این تحلیل با بررسی‌های انجام‌شده روی محیط رسوبی دیرینه لایه‌های جلفای بالایی (Ghaderi 2014)، همخوانی مقبولی دارد. لایه‌های جلفای بالایی در محیط رسوبی دریایی عمیق یعنی جایی که برای توسعه بازوپایان چندان مساعد نیست تشکیل شده‌اند؛ به همین علت، فشار بوم‌سازگان روی این جانوران کفزی بیش از حد تحمل بوده است و با افزایش شاخص مرگ‌ومیر، این جانوران نتوانسته‌اند چندان توسعه یابند.

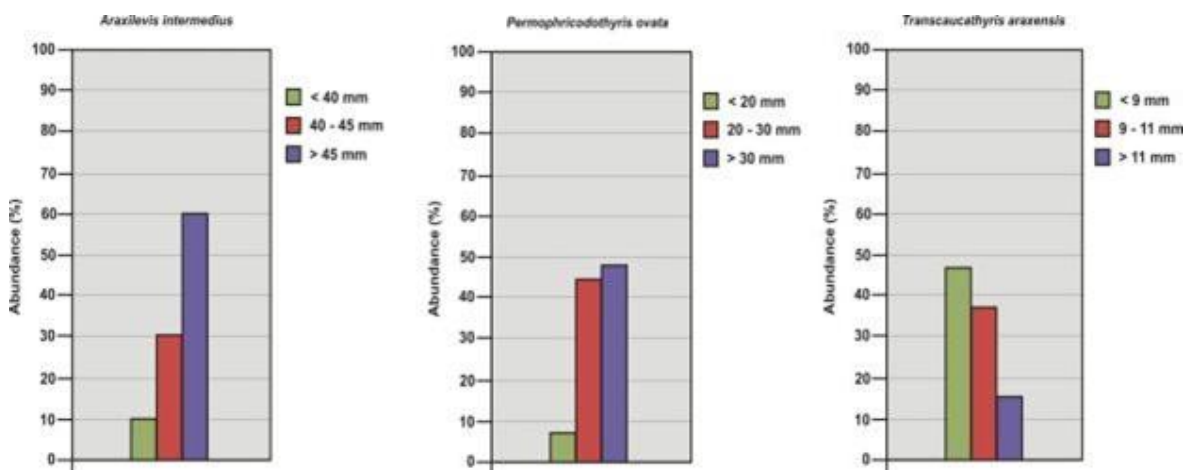
نمونه‌های کوچک‌تر در سمت چپ و نمونه‌های بزرگ‌تر در سمت راست قرار گیرند، کج‌شدگی رو به سمت چپ نمودار نشان‌دهنده افزایش شاخص مرگ‌ومیر در مرحله طفولیت یا جوانی گونه مدنظر است. کج‌شدگی رو به سمت راست نیز نشان‌دهنده قرارگیری شاخص مرگ‌ومیر در مرحله بلوغ و پیری است و به این معناست که مرگ‌ومیر گونه مدنظر ناشی از افزایش سن آن و نه تنش‌های محیطی بوده است.

از آنجا که بازوپایان برجای به‌دست‌آمده از برش‌های دره اصلی و زال به استثنای برخی گونه‌های خاص عموماً در سازند جلفا متمرکز هستند، تحلیل ارائه شده در این بخش تنها برای این لایه‌ها قابل استفاده است؛ همچنین به علت اینکه فراوانی فرم‌های برجا در مقایسه با فرم‌های نابرجا بسیار کمتر است امکان ارائه تحلیل کمی دقیق وجود ندارد؛ با وجود این و نظر به یکسان بودن شرایط محیطی دیرینه در تمام برش‌های مطالعه شده، مجموع گونه‌های بازوپایان بایوزون‌ساز *Permophricondothyris ovata*, *Araxilevis intermedius* و *Transcaucasathyris araxensis* که به‌طور برجا از دو برش دره اصلی و زال برداشت شدند برای ترسیم نمودارهای ستونی استفاده شدند (جدول ۲).

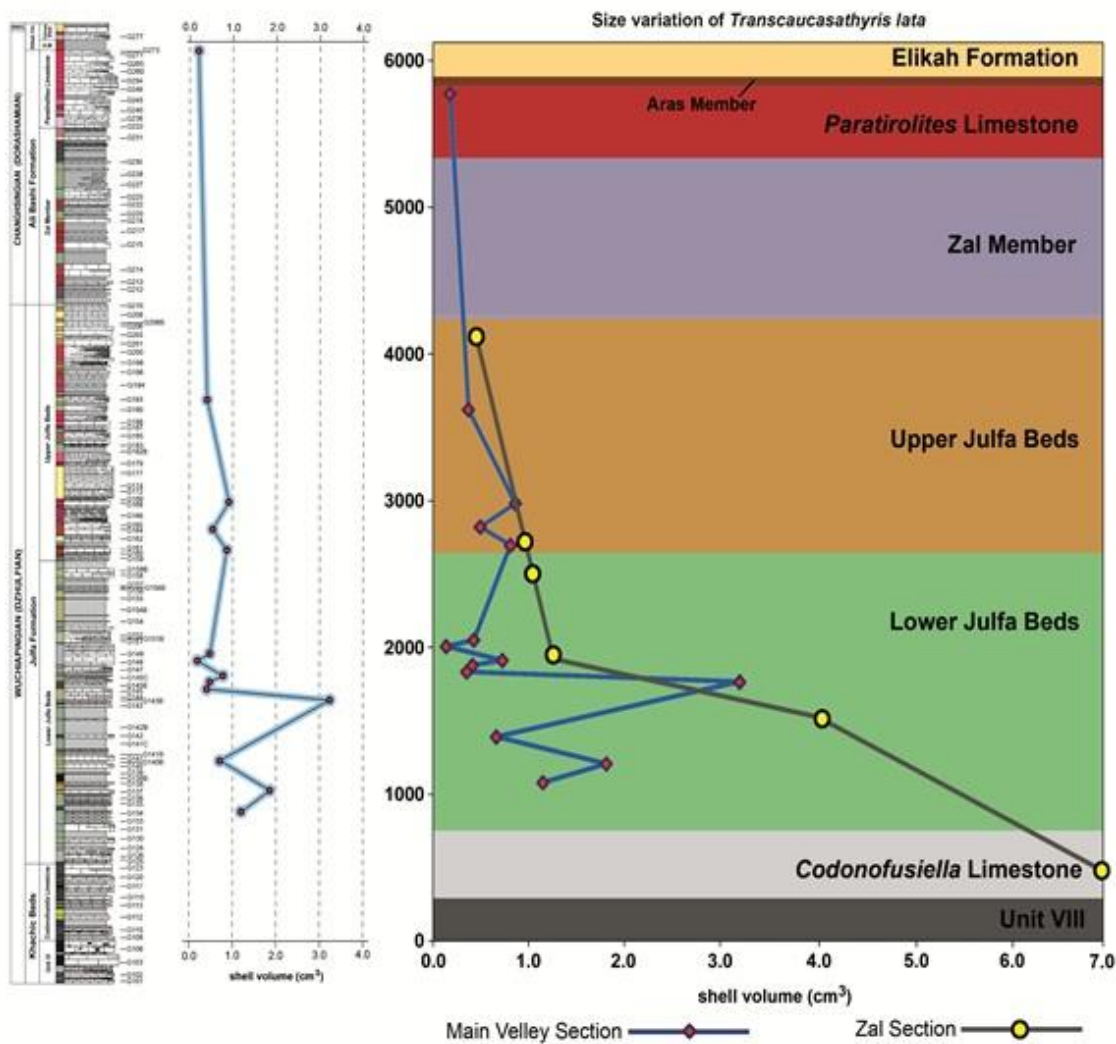
باتوجه به توضیح یادشده، بررسی اندازه پهنای صدف گونه‌های *Permophricondothyris ovata* و *Araxilevis intermedius* در توالی‌های ووچاپینگین برش‌های زال و علی‌باشی نشان‌دهنده کج‌شدگی رو به سمت چپ نمودار ستونی است و این یعنی شرایط محیطی زیست دیرینه در محدوده هریک از بایوزون‌های یادشده برای زندگی این گونه‌ها نسبتاً مناسب بوده است؛ به طوری که امکان رشد و توسعه آنها تا ابعاد بزرگ وجود داشته است. نبود یا کمبود مورفوتایپ‌های مراحل جنینی تا جوانی گونه‌های یادشده در میان تمام نمونه‌های به‌دست‌آمده از محدوده بایوزون‌های *Araxilevis intermedius* و *Permophricondothyris ovata* دلیل دیگری بر شرایط مطلوب بوم‌سازگان، کاهش میزان مرگ‌ومیر در زمان جوانی و افزایش طول عمر این بازوپایان تا مرحله بلوغ و پیری است؛

جدول ۲- اندازه پهنای صدف بازوپایان استفاده شده برای تجزیه و تحلیل تغییرات اندازه صدف

Sample No.	Species	Shell width (mm)	Sample No.	Species	Shell width (mm)
Z116-1	<i>Araxilevis intermedius</i>	43.19	G149-14	<i>Permophricondothyris ovata</i>	33.51
Z116-8	<i>Araxilevis intermedius</i>	40.84	G149-4	<i>Permophricondothyris ovata</i>	33.53
Z116-9	<i>Araxilevis intermedius</i>	43.03	G151-1	<i>Permophricondothyris ovata</i>	38.94
Z117-4	<i>Araxilevis intermedius</i>	41.03	G151-3	<i>Permophricondothyris ovata</i>	35.23
Z117-5	<i>Araxilevis intermedius</i>	39.45	G151B-1	<i>Permophricondothyris ovata</i>	20.1
Z121-59	<i>Araxilevis intermedius</i>	38.41	G151B-2	<i>Permophricondothyris ovata</i>	23.76
G125-2	<i>Araxilevis intermedius</i>	49.28	G152-2	<i>Permophricondothyris ovata</i>	20.33
G134-9	<i>Araxilevis intermedius</i>	41.12	G152-5	<i>Permophricondothyris ovata</i>	37.12
G137-17	<i>Araxilevis intermedius</i>	49.39	G154B-6	<i>Permophricondothyris ovata</i>	33.49
G138-14	<i>Araxilevis intermedius</i>	70.53	G155-3	<i>Permophricondothyris ovata</i>	26.44
G138-16	<i>Araxilevis intermedius</i>	52.1	G156B-1	<i>Permophricondothyris ovata</i>	37.25
G138-15	<i>Araxilevis intermedius</i>	48.56	G157-5	<i>Permophricondothyris ovata</i>	23.22
G138B-2	<i>Araxilevis intermedius</i>	49.88	G157-6	<i>Permophricondothyris ovata</i>	23.88
G139-1	<i>Araxilevis intermedius</i>	43.12	G159	<i>Permophricondothyris ovata</i>	18.29
G139-3	<i>Araxilevis intermedius</i>	47.35	G157-4	<i>Permophricondothyris ovata</i>	22.95
G140-10	<i>Araxilevis intermedius</i>	46.51	G162-2	<i>Transcaucasathyris araxensis</i>	7.54
G140-11	<i>Araxilevis intermedius</i>	57.84	G164	<i>Transcaucasathyris araxensis</i>	9.9
G140-12	<i>Araxilevis intermedius</i>	57.84	G165	<i>Transcaucasathyris araxensis</i>	9.18
G140-4	<i>Araxilevis intermedius</i>	49.27	G168-2	<i>Transcaucasathyris araxensis</i>	7.59
G141C	<i>Araxilevis intermedius</i>	45.75	G169-1	<i>Transcaucasathyris araxensis</i>	8.9
Z125-5	<i>Permophricondothyris ovata</i>	39.26	G169-2	<i>Transcaucasathyris araxensis</i>	7.66
Z125-7	<i>Permophricondothyris ovata</i>	26.36	G172-2	<i>Transcaucasathyris araxensis</i>	8.71
Z126-3	<i>Permophricondothyris ovata</i>	26.98	G174	<i>Transcaucasathyris araxensis</i>	10.7
Z126-6	<i>Permophricondothyris ovata</i>	40.28	G177	<i>Transcaucasathyris araxensis</i>	9.69
Z126-7	<i>Permophricondothyris ovata</i>	24.84	G179-3	<i>Transcaucasathyris araxensis</i>	8.18
Z127-3	<i>Permophricondothyris ovata</i>	22.44	G183-1	<i>Transcaucasathyris araxensis</i>	11.67
Z127-4	<i>Permophricondothyris ovata</i>	35.85	G185-1	<i>Transcaucasathyris araxensis</i>	13.02
Z127-5	<i>Permophricondothyris ovata</i>	36.79	G188-1	<i>Transcaucasathyris araxensis</i>	9.53
Z127-6	<i>Permophricondothyris ovata</i>	45.32	G193-2	<i>Transcaucasathyris araxensis</i>	7.95
Z129-1	<i>Permophricondothyris ovata</i>	20.38	G193-4	<i>Transcaucasathyris araxensis</i>	7.82
G141-2	<i>Permophricondothyris ovata</i>	13.47	Z138-10	<i>Transcaucasathyris araxensis</i>	8.49
G142B-14	<i>Permophricondothyris ovata</i>	36.2	Z138-24	<i>Transcaucasathyris araxensis</i>	9.91
G145B-2	<i>Permophricondothyris ovata</i>	22.67	Z143-1	<i>Transcaucasathyris araxensis</i>	9.96
G148-2	<i>Permophricondothyris ovata</i>	44.96	Z145	<i>Transcaucasathyris araxensis</i>	13.82



شکل ۹- نمودار ستونی نشان‌دهنده تغییرات پهنای صدف در سه گونه بازوپایان بایوزون ساز *Araxilevis intermedius* و *Permophricodothyris ovata* و *Transcaucathyris araxensis* در گستره سازند جلفا در برش‌های دره اصلی و زال



شکل ۱۰- روند تغییر اندازه حجم صدف گونه بازوپایان *Transcaucasyrhis lata* در توالی‌های لوپینگین (ستون چینه‌نگاری سمت چپ به برش دره اصلی متعلق است).

(2000) نیز پراکندگی جغرافیایی بازوپایان لویپینگین را در قالب پنج ایالت زیست‌جغرافیایی دیرینه کوچک‌تر در محدوده سه قلمروی یادشده معرفی کردند؛ این ایالت‌ها به ترتیب شامل ایالت کاتایسین یا گروه A<sup>۵</sup>، ایالت تتیس باختری یا گروه B<sup>۶</sup>، ایالت اُسترازین یا گروه D<sup>۷</sup>، ایالت اُسترازین یا گروه D<sup>۸</sup> و ایالت گرینلند- اسوالبارد یا گروه E<sup>۹</sup> هستند (شکل ۱۱).

**ایالت کاتایسین یا گروه A<sup>۱۰</sup>:** این ایالت در محدوده اقیانوس پالئوتتیس و نزدیک موقعیت دیرینه خط استوا حاکم بوده است. Shi and Archbold (1993, 1995a, 1995b) برخی فونای شاخص ایالت کاتایسین را در طبقه‌های قدیمی‌تر از لویپینگین (نهشته‌های سیشورالین و گوادالوپین) نواحی باختری- آسیایی پاسیفیک نیز گزارش کرده است. Grunt and Shi (1997) مناطقی مانند یونان<sup>۱۱</sup> باختری در چین، جنوب خاوری پامیر، کوه‌های البرز ایران، چین جنوبی و بلوک ایندوچین را که شاخص ایالت کاتایسین هستند در بازه زمانی سیشورالین و گوادالوپین به ایالت سیمین نسبت داده‌اند، گرچه برخی از این فونا در سیشورالین- گوادالوپین دارای به هم آمیختگی با فونای شاخص گندوانا نیز است (جدول ۳).

**ایالت تتیس باختری یا گروه B<sup>۱۲</sup>:** ایالت تتیس باختری مشتمل بر سرزمین‌هایی است که همگی در ناحیه مدیترانه‌ای جنوب اروپا واقع شده‌اند. جایگاه دیرینه این سرزمین‌ها بر مبنای نقشه دیرینه جغرافیایی که Ziegler et al. (1997) بازسازی کرده در حاشیه باختری اقیانوس پالئوتتیس بوده است. فونای بازوپایان به دست آمده از این نواحی شباهت زیادی به فونای ایالت کاتایسین دارد، هر چند برخی جنس‌های شاخص ایالت کاتایسین نظیر *Orthothetina*, *Oldhamina*,

ویژگی کاهش حجم صدف تقریباً در همه گونه‌های بازوپایان به دست آمده از لایه‌های جلفای بالایی و حتی اندک فرم‌های شناسایی شده در لایه‌های سازند علی‌باشی دیده می‌شود؛ به عبارت دیگر، اندازه صدف تمام بازوپایان در توالی‌های یادشده به سمت انتهای پرمین رو به کاهش گذاشته است. کاهش تنوع و فراوانی بازوپایان در لایه‌های جلفای بالایی و پس از آن، نشانه‌ای از نامساعد شدن محیط زیست، روند تدریجی نابودی این فونا به سمت انتهای پرمین و پدیده انقراض زودرس پیش از شلیک نهایی انقراض انتهای پرمین است؛ چنین الگویی از حذف تدریجی فونا را اثر Signor and Lipps نیز می‌خوانند (Signor and Lipps 1982). کاهش تدریجی اندازه صدف شاخصی از نامساعد شدن تدریجی شرایط بوم‌سازگان و نبود امکان توسعه بیشتر بازوپایان مؤید اثر لی‌لی‌پوتی شدن<sup>۱</sup> روی بازوپایان است (He et al. 2007). از آنجاکه گونه *Transcaucasathyris lata* تقریباً تنها گونه حاضر در تمام گستره سازندهای جلفا و علی‌باشی و حتی بخش بالایی سازند خاچیک (در برش زال) است، بررسی اندازه آن حتی با وجود فراوانی اندک شاخص خوبی برای تحلیل اثر لی‌لی‌پوتی شدن است. نمودار ترسیم شده با توجه به تغییرات حجم گونه یادشده مؤید روند تدریجی کاهش اندازه فسیل به سمت انتهای پرمین است (شکل ۱۰).

### جغرافیای زیستی دیرینه بازوپایان در زمان لویپینگین

به باور Shi and Grunt (2000) گسترش جغرافیایی دیرینه بازوپایان پرمین در قالب سه قلمروی اصلی و عمده بحث می‌شود. این قلمروها که دارای مرزهای تدریجی با یکدیگر هستند عبارتند از: قلمروی آب سرد شمالی<sup>۲</sup>، قلمروی استوایی دیرینه<sup>۳</sup> و قلمروی گندوانایی<sup>۴</sup> (شکل ۱۱). Shen and Shi

<sup>5</sup> Cathaysian Province = Group A

<sup>6</sup> Western Tethyan Province = Group B

<sup>7</sup> Austrazean Province = Group D

<sup>8</sup> Austrazean Province = Group D

<sup>9</sup> Greenland-Svalbard Province = Group E

<sup>10</sup> Cathaysian Province = Group A

<sup>11</sup> Yunnan

<sup>12</sup> Western Tethyan Province = Group B

<sup>1</sup> Lilliput effect

<sup>2</sup> Boreal Realm

<sup>3</sup> Paleoequatorial Realm

<sup>4</sup> Gondwanan Realm

قرارگیری در عرض‌های نزدیک به ۶۰ درجه جنوبی مسلماً متأثر از آب‌های سرد قطب جنوب بوده است (جدول ۳).

**ایالت گرینلند- اسوالبارد یا گروه E<sup>۴</sup>:** این ایالت زیستی نخستین دربردارنده بازوپایان سیشورالین- گوادالوپین و ووچیاپینگین شاخص آب‌های سرد سرزمین‌های گرینلند و جزایر اسوالبارد (اشپیتزبرگن) است (Grunt and Shi 1997; Shen and Shi 2000). هیچ جنسی از بازوپایان شاخص مناطق گرمسیری از این ایالت گزارش نشده است (جدول ۳).

*Cathaysia*, *Haydenella* و *Squamularia* در این ایالت وجود ندارند. در مقابل، جنس‌های *Linoproductus* و *Reticularia* نیز که شاخص فونای ایالت تتیس باختری هستند در طبقه‌های ووچیاپینگین ایالت کاتایسین حضور ندارند. جنس *Tschernyschewia* از دیگر بازوپایانی است که در ایالت تتیس باختری به‌وفور وجود دارد اما در ایالت کاتایسین بسیار نادر و کمیاب است (جدول ۳).

**ایالت هیمالین یا گروه C<sup>۱</sup>:** این ایالت که برای بازوپایان سیشورالین تا لوپینگین هیمالیا معرفی شده است در زمان ووچیاپینگین از کوه‌های سالت‌رنج پاکستان در باختر تا کوه‌های هیمالیا در هندوستان شمالی، نپال و تبت جنوبی و تا استرالیای باختری در جنوب خاور آسیا امتداد یافته است (Shen and Shi 2000)؛ بنابراین، ایالت هیمالین در بازه زمانی یادشده شلف‌های جنوبی نئوتتیس (مزوتتیس در نوشته Metcalfe 1998) را اشغال می‌کرده است. این ایالت در باختر و شمال باختری با ایالت تتیس باختری هم‌پوشانی داشته و ظاهراً در سمت باختری مزوتتیس از جریان‌های آب گرمی تأثیر می‌پذیرفته است که از نواحی استوایی به‌سوی جنوب منحرف می‌شده‌اند. این آمیختگی که حاصل تفاوت در عرض جغرافیایی فونای نواحی شمالی ایالت هیمالین در مقایسه با فونای نواحی جنوبی آن است مؤید گسترش و غلبه تدریجی فونای کاتایسین در جهت رو به جنوب است و نشان می‌دهد مهاجرت فونی از میان اقیانوس نئوتتیس در زمان ووچیاپینگین اتفاق افتاده است (جدول ۳).

**ایالت استراژین یا گروه D<sup>۲</sup>:** این ایالت تنها در کوه‌های تاکیتیمو<sup>۳</sup> نیوزلند شناخته شده است (Shen and Shi 2000). بازوپایان ووچیاپینگین این ناحیه قرابت نسبی با فونای به‌دست‌آمده از منتهی‌الیه جنوب باختری سرزمین گندوانا دارند. ایالت استراژین به‌علت داشتن فونای غالب آب سرد و باتوجه‌به

<sup>1</sup> Himalayan Province = Group C

<sup>2</sup> Austrazean Province = Group D

<sup>3</sup> Takitimu

<sup>4</sup> Greenland-Svalbard Province = Group E

## جدول ۳- ایالت‌های زیستی بازوپایان لوپینگین، موقعیت جغرافیایی دیرینه و عهد حاضر آنها و جنس‌های شاخص

نام ایالت و معرف	پراکندگی رخنمون‌های سطحی	گستره جغرافیایی دیرینه	بازوپایان شاخص
ایالت کاتایسین یا گروه A (Fang 1985)	چین جنوبی، ژاپن و ایندوچین و بلوک‌های کوچکی همچون بلوک یانگتزا <sup>۱</sup> ، سرزمین کاتایسین <sup>۲</sup> ، حوضه کایدام <sup>۳</sup> ، سرزمین شان‌تای <sup>۴</sup> ، سرزمین کیانگ‌تانگ <sup>۵</sup> ، بلوک ایندوچین <sup>۶</sup> ، بلوک‌های ایران، یونان باختری <sup>۷</sup> در چین و جنوب خاوری پامیر	محدوده آب‌های گرم و کم‌عمق اقیانوس پالئوتتیس و نزدیک موقعیت دیرینه خط استوا	<i>Richthofenia</i> , بسیاری از فرم‌های <i>lyttoniids</i> نظیر <i>Oldhamina Leptodus</i> , فرم‌های مختلف <i>Araxathyris</i> , <i>permianellids</i> , <i>Haydenella</i> , <i>Enteletes</i> , <i>Cathaysia</i> , <i>Orthothenina</i> , <i>Meekella</i> و <i>Squamularia Spinomarginifera</i> و <i>Tethyochonetes</i>
ایالت تتیس باختری یا گروه B (Nakamura et al 1985; Shi 1996)	ناحیه مدیترانه‌ای جنوب اروپا نظیر مجارستان، اسلوانی و صربستان باختری	حاشیه باختری اقیانوس پالئوتتیس	<i>Spinomarginifera Tyloplecta</i> , <i>Leptodus Derbyia</i> , <i>Acosarina</i> , <i>Notothyris Linoproductus</i> , <i>Reticularia</i> و <i>Tschernyschewia</i>
ایالت هیمالین یا گروه C (Singh 1987)	کوه‌های سالت‌رنج و و کرکوروم پاکستان، کوه‌های هیمالیا در هندوستان شمالی، کشمیر و تیمور، نیپال و تبت جنوبی و تا استرالیای باختری در جنوب خاور آسیا	شلف‌های جنوبی نئوتتیس (مزوتتیس در نوشته Metcalfe 1998)	<i>Taeniothaerus Fusispirifer</i> , <i>Neospirifer Retimarginifera</i> , <i>Costiferina Spiriferella</i> , <i>Enteletes</i> , <i>Spinomarginifera</i> و <i>Leptodus</i>
ایالت اُسترازین یا گروه D (Shen and Shi 2000)	کوه‌های تاکیتیمو <sup>۸</sup> نیوزلند	فونای غالب آب سرد و در عرض‌های نزدیک به ۶۰ درجه جنوبی، متأثر از آب‌های سرد قطب جنوب	<i>Marinumula Notospirifer</i> , <i>Plekonella</i> , <i>Spinomartinia Terrakea</i> و <i>Tomiopsis</i>
ایالت گرینلند-اسوالبارد یا گروه E (Grunt and Shi 1997; Shen and Shi 2000)	سرزمین گرینلند و جزایر اسوالبارد (اشپیترزبرگن) در ناحیه قطب شمال	ایالت مجزای آب سرد	<i>Paeckelmanella Kochiproductus</i> , <i>Kochiproductus Yakovlevia</i> و <i>Yakovlevia</i> برخی جنس‌های خاص مناطق آنتی‌تروپیکال نظیر <i>Waagenoconcha</i> و <i>Spiriferella</i> و نیز چند جنس جهان‌گستر همچون <i>Streptorhynchus</i> , <i>Cleiothyridina</i> و <i>Derbyia</i>

1 Yangtze

2 Cathaysian

3 Qaidam

4 Shan-Thai

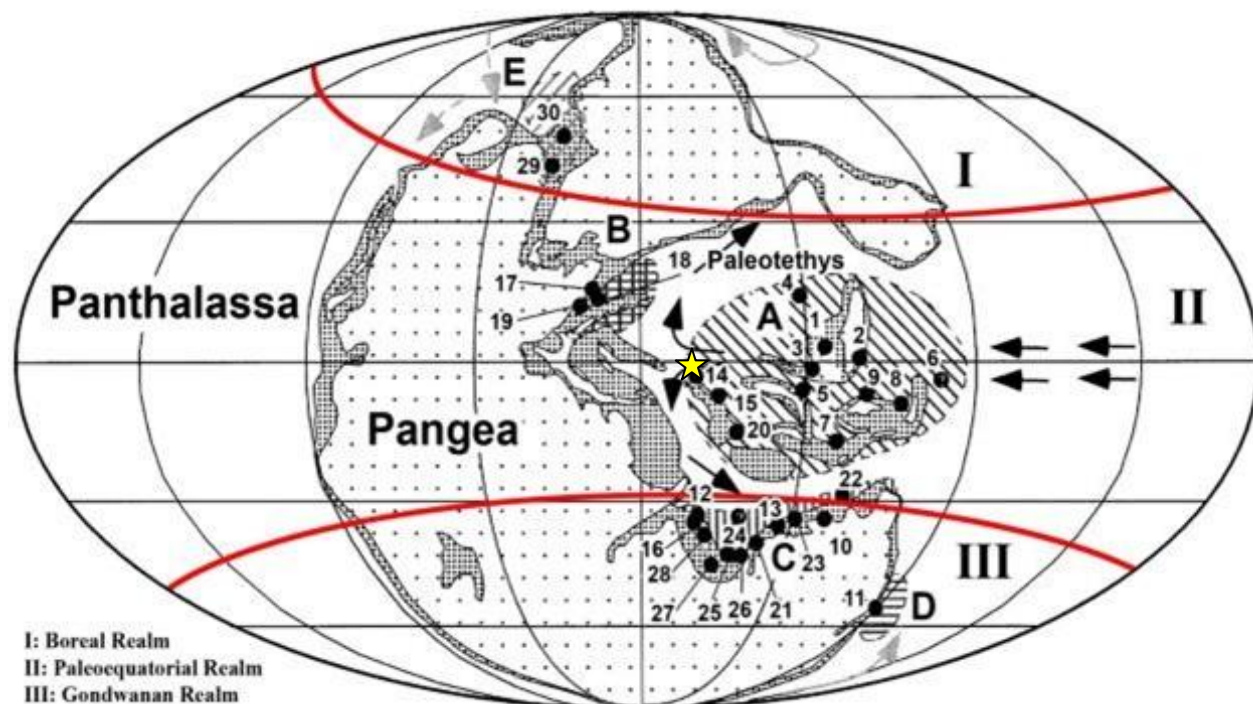
5 Qiangtang

6 Indochina

7 Yunnan

8 Takitimu





شکل ۱۱- نقشه بازسازی شده جغرافیای دیرینه ووجی‌پینگین و موقعیت سه قلمروی زیستی اصلی آب سرد (I)، استوایی (II) و گندوانایی (III) همراه با پنج ایالت زیست‌جغرافیایی دیرینه شامل ایالت‌های کاتایسین (A)، تتیس باختری (B)، هیمالین (C)، آسترازین (D) و گرینلند-اسوالبارد (E)؛ شماره‌های موجود روی نقشه موقعیت دیرینه جغرافیایی سرزمین‌ها و بلوک‌های مهم و شناخته شده زمان ووجی‌پینگین را نشان می‌دهند که به ترتیب عبارتند از: ۱- چین جنوبی، ۲- چین جنوب خاوری، ۳- یونان (چین) شمال باختری، ۴- مناطق گرم و کینگای در چین شمالی، ۵- تیوبا در تبت خاوری، ۶- پهنه داخلی ژاپن جنوب خاوری، ۷- شمال خاور مالزی، ۸- ویتنام مرکزی، ۹- تایلند مرکزی، ۱۰- استرالیای باختری، ۱۱- کوه‌های تاکتیموی نیوزلند، ۱۲- کوه‌های کرکورووم پاکستان، ۱۳- نپال، ۱۴- جلفای ایران و نخجوان (ستاره زرد رنگ)، ۱۵- کوه‌های البرز، ۱۶- کوه‌های سالت‌رنج پاکستان، ۱۷- مجارستان، ۱۸- اسلوانی، ۱۹- باختر صربستان، ۲۰- پامیر جنوب خاوری، ۲۱- سلانگ تبت جنوبی، ۲۲- تیمور، ۲۳- ناحیه کومولانگما در تبت جنوبی، ۲۴- ناحیه چیتیچون در تبت جنوب باختری، ۲۵- ناحیه زاندا در تبت جنوب باختری، ۲۶- نیتپاس هندوستان در هیمالیای مرکزی، ۲۷- اسپیتی هندوستان، ۲۸- کشمیر، ۲۹- خاور گرینلند، ۳۰- اسوالبارد (موقعیت قلمروهای زیستی برگرفته از Shi and Grunt (2000) و جایگاه ایالت‌های زیست‌جغرافیایی برگرفته از Shen and Shi (2000)؛ همراه با ترسیم و تلفیق مجدد).

زیستی تتیس باختری (گروه B) متأثر از جریان‌های اقیانوسی منشأ گرفته از نیمکره خاوری و نزدیک ایالت کاتایسین بوده است و از این رو، بازوپایان موجود در آن قرابت زیادی با فونای کاتایسین نشان می‌دهند (Shen and Shi 2000)؛ به همین ترتیب، ایالت هیمالین (گروه C) به واسطه داشتن موقعیت جغرافیایی دیرینه در عرض‌های جغرافیایی میانه نیمکره جنوبی و نیز جریان‌های آبی خاوری-باختری در اقیانوس نئوتتیس (مزوتتیس) به شکل ایالت مجزایی شکل گرفته است.

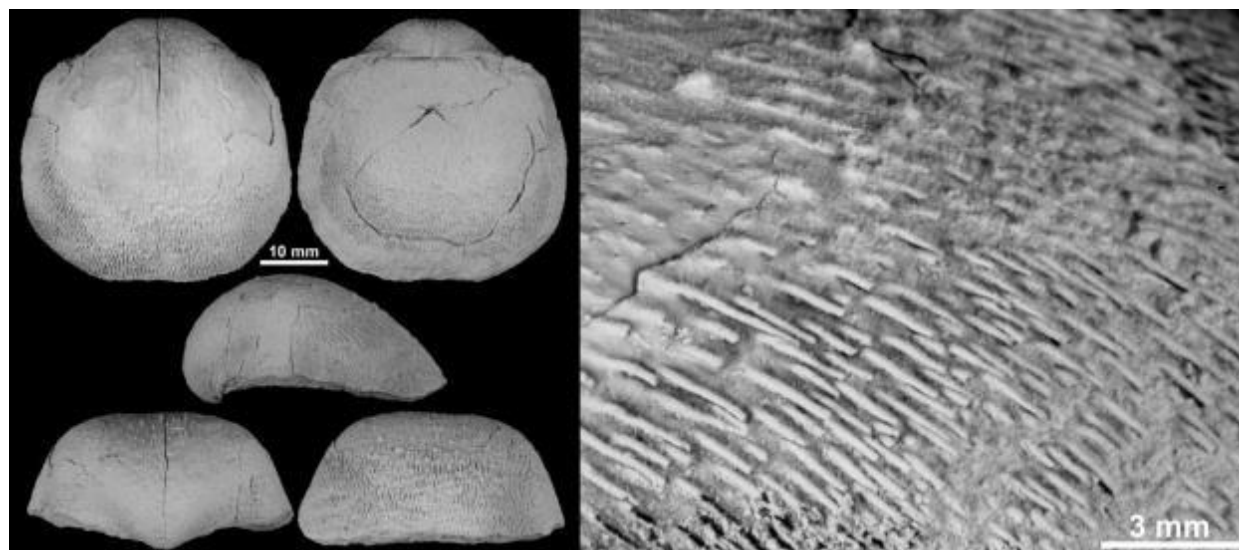
### جایگاه زیست‌جغرافیایی دیرینه بازوپایان لوپینگین در ناحیه جلفا

نگاهی گذرا به پراکندگی جغرافیایی بازوپایان و ایالت‌های زیست‌جغرافیایی دیرینه آنها در دوره پرمین نشان می‌دهد گسترش این جانوران به شدت از عرض‌های جغرافیایی و نیز جریان‌های اقیانوسی متأثر بوده است که از طریق راه‌های نسبتاً باریک آبی از سمت استوا به نیمکره‌های شمالی و جنوبی منحرف می‌شده‌اند. مشخصاً فونای موجود در ایالت

دره اصلی کوه‌های علی‌باشی و زال در محدوده بایوزون بازوپایان *Araxilevis intermedius* به سن ووچیاپینگین پیشین حکایت از وجود قرابت فونی بازوپایان ناحیه جلفا با ایالت تتیس باختری حتی پیش از زمان چانگزینگین ادعا شده در نوشته Shen et al. (2000) یعنی در زمان ووچیاپینگین دارد؛ به عبارت دیگر، باوجود بازوپایان شاخص ایالت کاتایسین در توالی‌های ووچیاپینگین ناحیه جلفا به واسطه حضور جنس شاخص *Tschernyschewia* قرابت کاملاً آشکاری نیز با ناحیه تتیس باختری دیده می‌شود و از این رو، زمان به هم آمیختگی فونی پیش از چانگزینگین و حتی در ابتدای ووچیاپینگین بوده است؛ به نظر می‌رسد چنین اختلاطی ناشی از قرارگیری سرزمین‌های البرز، قفقاز جنوبی و حتی سندج-سیرجان در بخش‌های باختری تر بلوک‌های سیمین، در حدفاصل ایالت‌های کاتایسین و تتیس باختری در اقیانوس پالئوتتیس بوده است. این گرایش بیشتر به سوی باختر سبب شده است سرزمین‌های یادشده نسبت به دیگر بلوک‌های خاوری تر سیمین (نظیر بلوک‌های هلمند، تبت شمالی و تبت جنوبی در نوشته Stampfli and Borel 2002) تأثیر بیشتری از ایالت زیستی تتیس باختری پذیرفته باشند؛ علاوه بر این، قرارگیری سریع تر بلوک‌های ایرانی در عرض‌های شمالی تر و محدوده خط استوا نسبت به دیگر بلوک‌های سیمین نقش بسزایی در افزایش این تأثیرپذیری داشته و سبب شده است تا غلبه فونای بازوپایان نواحی استوایی و کاملاً گرمسیری بر فونای گندوانایی معتدل و سردتر زودتر از دیگر مناطق در بلوک‌های ایرانی اتفاق بیفتد.

Shen and Shi (2000) با توجه به حضور بازوپایانی نظیر *Haydenella*, *Peltichia*, *Oldhamina*, *Tyloplecta* و *Edriostege* در توالی‌های لوپینگین ناحیه جلفای نخجوان و کوه‌های البرز، این نواحی را بخشی از ایالت کاتایسین دانسته‌اند. همان‌طور که پیش تر نیز بیان شد بلوک‌های سیمین در زمان گوادالوپین حاوی فسیل‌های شاخص ایالت کاتایسین بوده‌اند و از آنجا که بلوک‌های البرز و ناحیه جلفا نیز بخشی از بلوک‌های سیمین پذیرفته شده‌اند (Sengor 1990; Ruban et al. 2007)، چنین قرابت فونی کاملاً منطقی و مقبول است؛ باوجود این، (Shen et al. 2000) حضور برخی بازوپایان شاخص ایالت تتیس باختری در توالی‌های منتسب به چانگزینگین ایران را نشانه قرابت فونی بیشتر این توالی‌ها با ایالت تتیس باختری دانسته‌اند و معتقدند هم‌زمان با گذر زمان از ووچیاپینگین به چانگزینگین، تحولی در گرایش ایالتی شدن این بازوپایان روی داده و قرابت آنها از ایالت کاتایسین به ایالت تتیس باختری تغییر یافته است.

بررسی‌های انجام شده درباره فونای بازوپایان شناسایی شده در پژوهش حاضر نشان‌دهنده نتایج جدیدتری در زمینه جغرافیای زیستی دیرینه بازوپایان و زمان گرایش ایالتی شدن آنهاست. جنس *Tschernyschewia* یکی از جنس‌های مهم در تعیین جغرافیای دیرینه بازوپایان موجود در توالی‌های رسوبی اطراف جلفا است (شکل ۱۲)؛ این جنس بنا بر نوشته Shen and Shi (2000) در ایالت تتیس باختری به وفور وجود دارد اما اثری از آن در ایالت کاتایسین وجود ندارد و یا بسیار نادر و کمیاب است؛ باوجود این، حضور بسیار فراوان جنس *Tschernyschewia* در برش‌های



شکل ۱۲- گونه *Tschernyschewia typica* در لایه G140 برش دره اصلی کوه علی‌باشی؛

نماهای مختلف پشتی، شکمی، جانبی، عقبی و جلویی (سمت چپ) و پایه‌های فراوان پوشاننده سطح کفه شکمی (سمت راست)

#### نتیجه

لایه‌های جلفای پایینی که در بردارنده فرم‌های پدیدکولیت درشت با بازشدگی وسیع حفره خروج پدیکل هستند شاخص محیط‌های پرانرژی‌تر زیر قاعده اثر امواج روزانه هستند. ریزرخساره‌های رسوبی لایه‌های در بردارنده این طبقه‌ها نیز مؤید این مطلب هستند.

بررسی شاخص تنوع گونه‌ای شانون - وینر که حداکثر عدد ۱/۰۴۹ را برای لایه G148 برش دره اصلی و لایه Z121 برش زال نشان می‌دهد در مقایسه با برش‌های چینه‌شناسی موجود در چین جنوبی مؤید شرایط محیطی پایین‌تر از حد نرمال و مطلوب است. تجزیه و تحلیل اندازه صدف بازوپایان بایوزون‌ساز *Araxilevis intermedius* و *Permophricodothyris ovata* و ترسیم نمودارهای مربوطه نشان‌دهنده قرارگیری شاخص مرگ‌ومیر آنها در مرحله بلوغ است؛ به عبارتی، شرایط برای رشد و نمو این گروه از بازوپایان در گستره حضورشان تا مرحله پیری نسبتاً مناسب بوده است. در مقابل، تجزیه و تحلیل انجام شده برای گونه *Transcaucathyris araxensis* نشان‌دهنده انحراف نمودار به سمت مرحله جوانی و مؤید نامناسب شدن شرایط برای توسعه این فرم‌ها تا مرحله پیری است.

بر مبنای ۵۲۸ نمونه کاملاً برجا از برش‌های چینه‌شناسی دره اصلی و زال، پنج الگوی مختلف استقرار بازوپایان در کف بستر شناسایی شد. این الگوها شامل استقرار فرم‌های خاردار نظیر اتصال نیمه‌درون‌زی به وسیله خارهای هالتروئید در جنس *Araxilevis* اتصال نیمه‌درون‌زی به وسیله خارهای ریز در جنس *Spinomarginifera*، استقرار فرم‌های پدیدکولیت نظیر اتصال به وسیله پدیکل درشت در جنس *Permophricodothyris*، اتصال به وسیله پدیکل در فرم‌های نفوذکننده به درون رسوبات همچون بازوپایان اورتوتینید و بالاخره استقرار قشری از طریق برقراری اتصال سیمانی شده بازوپایان لیتونید در سطح دیگر براکیوپودها در کف بستر به ارائه تفسیری از میزان انرژی محیط رسوبی دیرینه انجامید؛ بر این اساس، توالی‌های بخش پایینی لایه‌های جلفای پایینی که حاوی فرم‌های اسپینوئید فراوان با اتصال نیمه‌درون‌زی سست‌تر هستند در محیط‌های کم‌انرژی‌تر زیر قاعده اثر امواج طوفانی تشکیل شده‌اند و این امر با ریزرخساره‌های رسوبی شناسایی شده تطابق دارد؛ همچنین توالی‌های بخش بالایی

- northwestern Iran. *Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 52 (3): 19-38. (In Farsi).
- Ghaderi A. Ashouri A.R Korn D. Mahmoudi Gharai M.H. and Leda L. 2013b. New insight on stratigraphic correlation of the Permian-Triassic transitional beds in the Transcaucasus and northwest of Iran: Problems and guidelines. *Sedimentary Facies*, 5 (2): 221-246. (In Farsi).
- Ghaderi A. Garbelli C. Angiolini L. Ashouri A.R. Korn D. Rettori R. and Mahmudy Gharai M.H. 2014. Faunal changes near the End Permian Extinction: the brachiopods of the Ali Bashi Mountains, NW Iran. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 120 (1): 27-59.
- Ghaderi A. Sadeghi A. Ashouri A.R. and Korn D. 2015a. Study of Late Permian (Wuchiapingian) brachiopods of sedimentary succession at the Zal section, Northwest Iran. *Paleontology*, 212-292. (In Farsi).
- Ghaderi A. Sadeghi A. and Ashouri A.R. 2015b. Paleoecology and settling preference of Wuchiapingian (Dzhulfian) brachiopods in the Northwestern Iran stratigraphic sections. 9th symposium of Iranian Paleontological Society, Mashhad, pp. 81-86. (In Farsi).
- Grunt T.A. and Shi G.R. 1997. A hierarchical framework of Permian global marine biogeography. *Proceedings of the 30<sup>th</sup> International Geological Congress, Palaeontology and Historical Geology, VSP Utrecht*, 12: 2-17.
- He W. Shi G.R. Feng Q. Campi M.J. Gu S. Bu J. Peng Y. and Meng Y. 2007. Brachiopod miniaturization and its possible causes during the Permian-Triassic crisis in deep water environments, South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 252: 145-163.
- Leda L. Korn D. Ghaderi A. Hairapetian V. Struck U. and Reimold W.U. 2014. Lithostratigraphy and carbonate microfacies across the Permian-Triassic boundary near Julfa (NW Iran) and in the Baghuk Mountains (Central Iran). *Facies*, 60: 295-325.
- Margalef R. 1972. Homage to Evelyn Hutchinson, or why is there an upper limit to diversity. *Transactions of the Connecticut academy of Arts and Sciences*, 44: 211-235.
- Metcalf I. 1998. Palaeozoic and Mesozoic geological evolution of the SE Asian region: multidisciplinary constraints and implications for biogeography. In: Hall R. and Holloway J.D. (Eds.), *Biogeography and*

مقایسهٔ بازوپایان موجود در سازند جلفا با ایالت‌های زیست‌جغرافیایی زمان لوپینگین نشان‌دهندهٔ قرابت بازوپایان ناحیه جلفا با ایالت کاتایسین و تاحدی ایالت تتیس باختری است؛ درعین‌حال، برخلاف باور پیشین که گرایش این فونا در ایران به سمت ایالت تتیس باختری را از زمان چانگزینگین در نظر می‌گرفت، باتوجه‌به حضور فراوان گونهٔ *Tschernyschewia typica* در لایه‌های جلفای پایینی، گرایش به سمت ایالت تتیس باختری از زمان ووچیاپینگین پیشین آغاز شده است.

## References

- Angiolini L. and Carabelli L. 2010. Upper Permian brachiopods from the Nesen Formation, North Iran. *Palaeontology*, 84: 41-90.
- Angiolini L. 2007. Quantitative palaeoecology in the Pachycyrtella Bed, Early Permian of Interior Oman. *Palaeoworld*, 16: 233-245.
- Angiolini L. Checconi L. Gaetani M. and Rettori R. 2010. The latest Permian mass extinction in the Alborz Mountains (North Iran). *Geological Journal*, 45: 216-229.
- Benton M.J. and Harper D.A.T. 2009. *Introduction to Paleobiology and the Fossil Record*. John Wiley and Sons, Ltd., Publication, 592 p.
- Chen Z.Q. Campi M.J. Shi G.R. and Kaiho K. 2005. Post-extinction brachiopod faunas from the Late Permian Wuchiapingian coal series of South China. *Acta Palaeontologica Polonica*, 50 (2): 343-363.
- Chen Z.Q. Shi G.R. Yang F.Q. Gao Y.Q. Tong J. and Peng Y.Q. 2006. An ecologically mixed brachiopod fauna from Changhsingian deep-water basin of South China: consequence of end-Permian global warming. *Lethaia*, 39: 79-90.
- Fang Z.J. 1985. A preliminary investigation into the faunal province. *Acta Palaeontologica Sinica*, 24 (3): 344-348.
- Ghaderi A. 2014. *Stratigraphy and paleoecology of the Upper Permian to Permian - Triassic boundary in the northwest of Iran based on biostratigraphic data of conodonts and brachiopods*. Ph.D thesis, Ferdowsi University of Mashhad, Iran, 488p. (In Farsi).
- Ghaderi A. Ashouri A.R. and Mahmoudi Gharai M.H. 2013a. Brachiopods, as an index for symbiosis in paleoecological studies: a case study on Late Permian brachiopods of

- Early Kungurian (Early Permian) brachiopod faunas in the western Pacific region. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 12 (3): 189–205.
- Shi G.R. and Waterhouse J.B. 1990. Sakmarian (Early Permian) brachiopod biogeography and constrains on the timing of terrane rifting drift and amalgamation in SE Asia with reference to the nature of Permian Tethys. *Proceedings of the Pacific Rim Congress 90*, Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Melbourne. 2: 6 p.
- Shi G.R. 1996. A model of quantitative estimate of marine biogeographic provinciality. *Acta Geologica Sinica*, 70 (4): 351–360.
- Signor P.W. and Lipps J.H. 1982. Sampling bias, gradual extinction patterns and catastrophes in the fossil record. In: Earth Silver L.T. and Schultz P.H. (Eds.), *Geological implications of impacts of large asteroids and comets on the Earth*. Geological Society of America, Special Publication, 190: 291-296.
- Singh T. 1987. Permian biogeography of the India subcontinent with special reference to the marine faunas. *Gondwana Six: Stratigraphy, Sedimentology and Palaeontology*. Geophysical Monograph, American Geophysical Union, 41: 239–249.
- Stampfli G.M. and Borel G.D. 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 196: 17-33.
- Stepanov D.L. Golshani F. and Stocklin J. 1969. Upper Permian and Permian-Triassic boundary in North Iran. *Geological Survey of Iran*, Report 12: 1–72.
- Waite S. 2000. *Statistical Ecology in Practice*. Prentice Hall Publication, London, 414 p.
- Washington H.G. 1984. Diversity, biotic and similarity indices. *Water Research*, 18: 653-694
- Ziegler A.M. Hulver M.L. and Roeley D.B. 1997. Permian world topography and climate. In: Martini I.P. (Ed.), *Late Glacial and Postglacial Environmental Changes: Quaternary, Carboniferous–Permian and Proterozoic*. Oxford University Press, New York, 111–146.
- Geological Evolution of SE Asia. Backbuys, Leiden, 25–41.
- Nakamura K. Shimizu D. and Liao Z.T. 1985. Permian palaeobiogeography of brachiopods based on the faunal provinces. In: Nakazawa K. and Dickins J.M. (Eds.), *The Tethys: her paleogeography and paleobiogeography from Paleozoic to Mesozoic*. Tokai University Press, Tokyo, 185–198.
- Nolan L.S.P. Angiolini L. Jadoul F. Della Porta G. Davies S.J. Banks V.J. Stephenson M.H. and Leng M.J. 2017. Sedimentary context and palaeoecology of *Gigantoproductus* shell beds in the Mississippian Eyam Limestone Formation, Derbyshire carbonate platform, central England. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 61: 239-257.
- Partoazar H. 2002. Permian-Triassic boundary conodonts from Jolfa-Abadeh Belt along Northwest and Central Iran. *Permophiles*, 41: 34-40.
- Ruban D.A. Al-Husseini M.I. and Iwasaki Y. 2007. Review of Middle East Paleozoic plate tectonics. *GeoArabia*, 12: 35–56.
- Sengör A.M.C. 1990. A new model for the late Palaeozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. In: Robertson A.H.F. Searle M.P. and Ries A.C. (Eds.), *The Geology and Tectonics of the Oman Region*. Geological Society of London, Special Publication, 49: 797-831.
- Shen S.Z. and Shi G.R. 2000. Wuchiapingian (early Lopingian, Permian) global brachiopod palaeobiogeography: a quantitative approach. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 162: 299-318.
- Shen S.Z. Archbold N.W. and Shi G.R. 2000. Changhsingian (Late Permian) brachiopod palaeo-biogeography. *Historical Biology*, 15: 121–134.
- Shi G.R. and Grunt T.A. 2000. Permian Gondwanan – Boreal antitropicality with special reference to brachiopod faunas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155: 239–263.
- Shi G.R. and Archbold N.W. 1993. Distribution of Asselian to Tastubian (early Permian) Circum Pacific brachiopod faunas. *Memoir of Association of Australasian Palaeontologists*, 15: 343–351.
- Shi G.R. and Archbold N.W. 1995a. Palaeobiogeography of Kazanian Midian (Late Permian) Western Pacific brachiopod faunas. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 12 (1/2): 129–141.
- Shi G.R. and Archbold N.W. 1995b. A quantitative analysis on the distribution of Baigendzinian

