



<https://jssr.ui.ac.ir/?lang=en>

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches University of Isfahan
E-ISSN: 2423-8007
Vol. 38, Issue 1, No. 86, Spring 2022, pp 45-66
Received: 07.09.2021 Accepted: 23.04.2022

Research Paper

Wuchiapingian and early Changhsingian ammonoid biostratigraphy in northwestern Iran

Nahideh Ghanizadeh Tabrizi

Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran
nahidehghanizadeh@gmail.com

Abbas Ghaderi* 

Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran
aghaderi@um.ac.ir

Dieter Korn

Museum für Naturkunde Berlin, Leibniz Institute for Evolution and Biodiversity Science, Berlin, Germany
dieter.korn@mf.n.berlin

Ali Reza Ashouri

Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran
ashouri@um.ac.ir

Abstract

The Permian–Triassic sedimentary succession in the Julfa region is lithostratigraphically composed of limestones and shales of the Julfa Formation, the Zal Member shales, and the *Paratiroolites* Limestone of the Ali-Bashi Formation, as well as shales and carbonate beds of the Elikah Formation. The Lower Julfa Beds are rich in benthic organisms such as brachiopods and corals, while the Upper Julfa Beds and Ali-Bashi Formation contain pelagic assemblages including ammonoids, fishes, and conodonts. These rocks have already been studied from different palaeontological and geochemical perspectives, but most have focused on the strata near the Permian–Triassic boundary. In the present study, ammonoids from older intervals around the Wuchiapingian–Changhsingian boundary in the four stratigraphic sections Aras Valley, Ali-Bashi 1, Ali-Bashi 4, and Zal are outlined. Fourteen genera and 22 species of ammonoids were identified and assigned to five successive biozones. The *Araxoceras latissimum* Zone in the Lower Julfa Beds and the *Vedioceras ventrosulcatum* Zone in the Upper Julfa Beds document the Wuchiapingian. Following upwards, the *Iranites transcaucasicus-Phisonites triangulus* Zone, *Dzhulfites nodosus* Zone and *Shevyrevites shevyrevi* Zone in the Zal Member confirm an early Changhsingian age. This follows the previously presented ages based on conodonts.

Keywords: Permian, Julfa, Ammonoid, Wuchiapingian, Changhsingian.

Introduction

The northwestern region of Iran along the Permian was a part of the Cimmerian blocks, separated from the Gondwana margin, and migrated northward parallel to the opening of the Neo-Tethys Ocean. At the Permian–Triassic boundary, this region was located near the equator, surrounded by the Neo-Tethys in the south and Paleo-Tethys in the north (Stampfli and Borel 2002; Kent and Muttoni 2020). Northwestern Iran contains valuable Lopingian successions and holds evidence of the largest extinction event in Earth's history at the end of Permian. The classical stratigraphic sections in the Caucasus and Julfa have been of interest to geologists since the 19th century. (e.g., Abich 1878; Rieben 1934; Stepanov et al. 1969; Kozur 2007; Richoz et al. 2010; Ghaderi et al. 2014a, b; Korn et al.

2016; Gliwa et al. 2020). The Permian–Triassic sequences of Julfa and Ali-Bashi mountains have been studied by Stepanov et al. (1969). They have categorized the whole succession into eight major rock units, including Genishik Beds (A), Khachik Beds (B), Lower Julfa beds (C), Upper Julfa beds (D), Permian-Triassic Transition Beds (E), Paratiroolites Limestone (F), Lower Elikah Formation (G) and Upper Elikah Formation (H). After Stepanov et al. (1969), Teichert et al. (1973) also reviewed the Ali-Bashi Mountains region, especially the units E and F in Stepanov et al. (1969) during four parallel stratigraphic sections (sections 1 to 4). They have combined E and F units and introduced a new formation called Ali-Bashi Formation. In the following years, the rock sequences in the Ali-Bashi Mountains have been of

*Corresponding author

Ghanizadeh Tabrizi N., Ghaderi A., Korn D., and Ashouri, A. (2022). Wuchiapingian and early Changhsingian ammonoid biostratigraphy in northwestern Iran. *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 38(1), 45-66.

2423-8007 / © 2022

This is an open access article under the CC BY-NC-ND 4.0 License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>).



<http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2022.130310.1213>



<https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1401.38.1.3.6>

great importance for studying molluscan fossils and conodonts. Based on conodonts, brachiopods, and ammonoids, the biostratigraphic information and chemical stratigraphy of these stratigraphic sections have been studied in various papers over the last two decades (e.g., Kozur 2007; Shen and Mei 2010; Ghaderi et al. 2014a, b; Schobben et al. 2015, 2017; Korn et al. 2016) and have greatly improved our knowledge about this lesser-known area in Central Tethys. However, there are still deficiencies in some aspects. In the present paper, ammonoid fauna of the Wuchiapingian–Changhsingian boundary in four different stratigraphic sections of Aras valley, Ali-Bashi 1 and 4, and Zal has been identified, and the biostratigraphy of the sections is presented accordingly.

Material & Methods

142 different ammonoid specimens were taken in situ from the Julfa and Zal Beds, of which 84 belong to the Aras Valley section, 11 belong to Ali-Bashi 1, 18 belong to Ali-Bashi 4, and 29 belong to the Zal. Morphological characteristics of the specimens such as conch geometry and measurements of conch diameter, whorl height and width, apertural height, umbilical width, shape of the venter, arrangement and the shape of flanks, umbilical margin and the umbilical wall, shell ornaments such as growth lines, ribs, constrictions, and suture line were investigated according to Korn (2010) method. Cross-sections and suture lines of most of the ammonoids were drawn in Corel Draw 2019 software. Systematic paleontological studies have also been performed using various references (e.g., Ruzhencev and Shevryev 1965; Zhao et al. 1978; Bando 1979; Kotlyar et al. 1983; Korn 2003; Leonova 2011; Ghaderi et al. 2014a; Korn et al. 2016; Korn and Ghaderi 2019). The ammonoid specimens discussed in this study are stored in the museum of the Geology Department of the Ferdowsi University of Mashhad, and some in the repository of the Museum für Naturkunde in Berlin, Germany.

Discussion of Results & Conclusions

The Lopingian ammonoid assemblages of the Julfa area have a different distribution in different parts of the sections in terms of abundance and species diversity; most of them are of late Changhsingian age in these successions (Ghaderi et al. 2014a; Korn et al. 2016). Older specimens of Lopingian have less variety and abundance. The fauna in this study includes 14 genera and 22 species of ammonoids of Julfa Beds and Ali-Bashi Formation Zal Member. Fourteen genera and 18 species have been identified in the Aras Valley section, eight genera and eight species in Ali-Bashi 1, 9 genera and 11 species in Ali-Bashi 4, and eight genera and 10 species in the Zal section. Based on the Korn and Ghaderi (2019) for the Aras Valley section and what has been obtained in the present study, the classic ammonoid biostratigraphy proposed for the Wuchiapingian–Changhsingian boundary interval in the Transcaucasia (Ruzhencev and Shevryev 1965) revised and used for the Julfa region with some modifications.

The following biozones are described here and presented in ascending order:

1. Araxoceras latissimum Range Zone: Due to the partial outcrop of the Lower Julfa Beds in the Aras Valley section and the absence of their basal parts, the constituent interval of this biozone in the mentioned section is incomplete, and its thickness is small compared to other sections. The ammonoid assemblage accompanying this biozone in different sections includes *Pseudogastrioceras relicuum*, *Araxoceras insolens*, *Prototoceras discoidale*, *Vescotoceras* sp. and *Araxoceras truncatum*, which well

confirms the age of early Wuchiapingin for this biozone.

2. Vedioceras ventrosulcatum Range Zone: This biozone has extended into the Upper Julfa Beds; however, the zonal maker species *Vedioceras ventrosulcatum* was not observed in the studied sections in this study. Korn and Ghaderi (2019) have described other species of the genus *Vedioceras*, such as *Vedioceras fusiforme*, as a respectable alternative to the species *Vedioceras ventrosulcatum* and the definition of this biozone. The ammonoid fauna associated with this biozone in different sections, including *Pseudogastrioceras relicuum*, *Pseudotoceras armenorum*, *Dzhulfoceras* sp., and *Vedioceras* sp.

3. Iranites transcaucasia - Phisonites triangulus Assemblage Zone: Korn et al. (2019) in the Aras Valley section and the authors of the present study in the other three sections, Ali-Bashi 1, 4, and Zal introduce the Iranites transcaucasia - Phisonites triangulus Assemblage Zone at the Changhsingian base. This biozone begins with the unveiling of the Zal Member in the lowest part of the Ali-Bashi Formation. Disappearance of *Dzhulfoceras* and *Vedioceras* and the emergence of the first *Iranites* are the most distinctive feature of this biozone. *Phisonites triangulus* is also present in the platy marly limestone near the member's base, associated with *Xenodiscus dorashamensis* and *Pseudogastrioceras relicuum*. With the onset of this biozone in the basal part of the Zal Member, there is a significant reduction in benthic versus pelagic fauna, indicating a deepening of the basin, minimization of benthos organisms such as brachiopods, and the predominance of pelagic animals like ammonoids, conodonts, and fishes.

4. Dzhulfites nodosus Range Zone: This range zone begins with the appearance of *Dzhulfites* as well as the newly introduced genus *Araxoceltites* (Korn et al. 2019) and is located approximately in the middle of the Zal Member. The best record of this biozone in northwestern Iran is related to the Aras Valley section, where *Araxoceltites sanestapanus*, *Dzhulfites nodosus*, and *Dzhulfites spinosus* have been found together at -9.5 meters below the extinction horizon of the section. The ammonoids *Araxoceltites laterocostatus*, *Araxoceltites cristatus*, and *Pseudogastrioceras relicuum* are also present as the accompanying fauna in this biozone.

5. Shevryevites shevryevi Interval Zone: This biozone with a very limited stratigraphic range at the top of the Zal Member is just located below the *Paratitrolites* limestone and begins with the appearance of *Shevryevites shevryevi*. *Araxoceltites cristatus* is one of the most common species of this biozone, which is found alongside *Shevryevites* and rare species belonging to *Dzhulfites*. The other ammonoids identified in this biozone in different sections include *Araxoceltites laterocostatus*, *Araxoceltites sanestapanus*, *Dzhulfites nodosus*, *Dzhulfites spinosus*, *Pseudogastrioceras relicuum*, and *Shevryevites nodosus*.

It should be noted that all Lopingian ammonoids found in the Julfa region, except for *Pseudogastrioceras* and *Timorites*, which are belonging to Goniatitida, are ceratitic types. The predominance of ceratitids in the studied ammonoid assemblages indicates the effect of habitat on end Guadalupian extinction. So that nectobenthic and benthopelagic taxa with less lateral compaction, living in shallower tropics, are more damaged and more severely deformed. In contrast, those with high lateral compression have the most preservation. This confirms the selective effect of extinction on the mentioned fauna, indicating in unfavorable conditions, the ceratitids migrated to deeper areas due to their ability to live in the deep-water column and even survived from the end Permian great extinction event.




مقاله پژوهشی

چینه‌نگاری توالی ووچیاپینگین و چانگزینگین پیشین بر مبنای آمونوئیدها در شمال باختر ایران

ناهیده غنی‌زاده تبریزی، دانشجوی دکتری چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی

مشهد، مشهد، ایران

nahidehghanizadeh@gmail.com

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

aghaderi@um.ac.ir

دیتر کورن، استاد گروه فسیل‌شناسی، موزه تاریخ طبیعی، برلین، آلمان

dieter.korn@mfn.berlin

علیرضا عاشوری، استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

ashouri@um.ac.ir

چکیده

توالی رسوبات پیرامون مرز پرمین - تریاس در منطقه جلفای آذربایجان از دیدگاه سنگ چینه‌نگاری، مشتمل بر سنگ آهک‌ها و شیل‌های لایه‌های جلفای پایینی و بالایی، شیل‌های عضو زال و سنگ آهک‌های حاوی *Paratirolites* سازند علی‌باشی و طبقات شیلی - کربناته سازند الیکاست. لایه‌های جلفای پایینی سرشار از فسیل انواع زیست‌مندان کف‌زی نظیر بازوپایان و مرجان‌هایند، ضمن اینکه لایه‌های جلفای بالایی و طبقات سازند علی‌باشی حاوی زیست‌مندان پلاژیک بسیاری نظیر آمونوئیدها، ماهی‌ها و کنودونت‌هایند. توالی‌های یادشده پیش از این، از دیدگاه‌های مختلف دیرینه‌شناختی و ژئوشیمیایی بررسی شده‌اند، اگرچه اغلب این مطالعات متمرکز بر طبقات پیرامون مرز پرمین - تریاس بوده است. در پژوهش حاضر، فون آمونوئیدی به‌دست‌آمده از طبقات قدیمی‌تر پیرامون مرز ووچیاپینگین - چانگزینگین در چهار برش چینه‌شناسی دره ارس، علی‌باشی ۱، علی‌باشی ۴ و زال بررسی شده است. بر این اساس، ۱۴ جنس و ۲۲ گونه از این آمونوئیدها شناسایی شده و در قالب پنج بایوزون مختلف دسته‌بندی شده‌اند. بایوزون *Araxocers latissimus* از لایه‌های جلفای پایینی و بایوزون *Vedioceras ventrosulcatum* از لایه‌های جلفای بالایی، مؤید سن ووچیاپینگین و نیز بایوزون‌های *Iranites transcaucasius- Phisonites* و *Dzhulfites nodosus triangularis* از عضو زال به سن چانگزینگین‌اند که همخوانی خوبی را با سن‌های ارائه‌شده بر مبنای کنودونت‌ها نشان می‌دهند.

واژه‌های کلیدی: پرمین، جلفا، آمونوئید، ووچیاپینگین، چانگزینگین.

* نویسنده مسئول

غنی‌زاده تبریزی، ن؛ قادری، ع؛ کورن، د. و عاشوری، ع. (۱۴۰۱). «چینه‌نگاری توالی ووچیاپینگین و چانگزینگین پیشین بر مبنای آمونوئیدها در شمال باختر ایران»، پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی. ۳۸(۱): ۴۵-۶۶.



مقدمه

و ناحیه هرزند در جنوب جلفاست که (1934) Rieben درباره آنها مطالعه کرده است. با این حال، مطالعه‌ای که Stepanov et al. (1969) در حدود ۵۰ سال پیش انجام داده است، دقیق‌ترین و ارزشمندترین پژوهش انجام‌شده تا زمان خود بوده است. (1969) Stepanov et al. توالی‌های پرمین - تریاس ناحیه جلفا و کوه علی‌باشی را مطالعه کرده و آنها را در قالب ۸ واحد سنگی عمده، شامل لایه‌های گنیشیک (A)، لایه‌های خاچیک (B)، لایه‌های جلفای پایینی (C)، لایه‌های جلفای بالایی (D)، لایه‌های دربردارنده مرز تدریجی پرمین - تریاس (E)، لایه‌های سنگ آهکی حاوی آمونوئید *Paratirolites* (F)، سازند الیکای پایینی (G) و سازند الیکای بالایی (H) معرفی کرده‌اند. پس از (1969) Stepanov et al. نیز، گروه تحقیقاتی (1973) Teichert et al. منطقه کوه‌های علی‌باشی را بازبینی کرده و مجموعه واحدهای E و F معرفی شده توسط (1969) Stepanov et al. را در طول چهار برش چینه‌شناسی موازی هم (برش‌های شماره ۱ تا ۴) بررسی و به‌عنوان سازند جدیدی به نام سازند علی‌باشی معرفی کرده‌اند.

توالی‌های موجود در کوه‌های علی‌باشی در سال‌های بعد، اهمیت بسیار زیادی برای مطالعه بازوپایان، کنودونتها و آمونوئیدها پیدا کرده و به‌عنوان بهترین رخنمون‌هایی مطرح شده‌اند که تغییرات فونی موجودات پلاژیک را در مرز پائوزوئیک و مزوزوئیک در خود جای داده‌اند. اطلاعات زیست چینه‌نگاری، این توالی‌های چینه‌ای که در دو دهه اخیر بر پایه کنودونتها، بازوپایان و آمونوئیدها (برای مثال، Kozur 2004, 2005, 2007; Richoz et al. 2010; Shen and Mei 2010; Ghaderi 2014; Ghaderi et al. 2014a, 2014b; Korn et al. 2016; Kiessling et al. 2018) و چینه‌نگاری شیمیایی آنها (برای مثال، Korte et al. 2004; Korte and Kozur 2005; Kakuwa and Matsumoto 2006; Richoz 2006; Horacek et al. 2007; Schobben et al. 2015, 2017) در پژوهش‌های مختلف منتشر شده و دانش موجود درباره این برش‌ها را تا حد زیادی ارتقا داده است. با این حال، هنوز کمبودهایی در برخی زمینه‌ها وجود دارد که در نوشتار حاضر، شناسایی شده و زیست پهنه‌بندی توالی‌های پیرامون مرز ووچیاپینگین - چانگزینگین

منطقه شمال باختر ایران در طول پرمین به‌عنوان بخشی از بلوک‌های سیمین (Stampfli and Borel 2002)، از حاشیه گندوانا جدا شده و به موازات بازشدگی نئوتتیس، به سمت شمال حرکت کرده و در بازه زمانی گذر پرمین به تریاس، در عرض جغرافیایی نزدیک استوا، بین نئوتتیس در جنوب و پالتوتتیس در شمال قرار گرفته است (Stampfli and Borel 2002; Kent and Muttoni 2020). پیوستگی موجود در طبقات گذر پرمین به تریاس در منطقه شمال باختر ایران، توالی مناسبی را برای بررسی رویدادهای زیستی - محیطی این گذر مهم چینه‌شناسی در حوضه تیس مرکزی - باختری فراهم کرده است. این توالی ارزشمند که شواهد بزرگ‌ترین رویداد انقراضی تاریخ زمین را در خود جای داده است، همواره درخور توجه زمین‌شناسان بوده است (برای مثال، Kozur 2007; Richoz et al. 2010; Ghaderi et al. 2014a; Schobben et al. 2015, 2016; Kiessling et al. 2018; Gliwa et al. 2020). برش‌های چینه‌شناسی غنی از فسیل‌های پلاژیک مرز پرمین - تریاس در منطقه قفقاز جنوبی (قفقاز کوچک)، به‌ویژه در سوی شمالی رود ارس در ۹ کیلومتری باختر - شمال باختر شهر جلفای نخجوان، مدت‌زمان زیادی است که شناخته شده است (برای مثال: Abich 1878; Frech and Arthaber 1900; Stoyanow 1910; Ruzhencev and Shevyrev 1965; Ruzhencev et al. 1965; Rostovtsev and Azaryan 1973; Kozur et al. 1980; Zakharov 1992). تاریخچه مطالعات چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی نهشته‌های پرمین - تریاس در منطقه کوه‌های علی‌باشی (علیه‌باش در زبان ترکی به معنای پنجاه‌سر) در باختر جلفای ایران نیز کاملاً در ارتباط با پیشینه مطالعاتی سنگ‌های پرمین - تریاس مشابه در منطقه قفقاز جنوبی است؛ اگرچه این مطالعات در سوی جنوبی رود ارس در ایران، در قیاس با مناطق شمالی ارس در قفقاز جنوبی اندکی دیرتر آغاز شده است.

قدیمی‌ترین اطلاعات از سنگ‌های پرمین - تریاس آذربایجان ایران متعلق به مناطق میشو - مورو در اطراف مرند

2013). تمامی ویژگی‌های ریختاری نمونه‌ها بررسی شد و اندازه‌گیری‌های بایومتریک دقیق آنها شامل قطر کونچ، ارتفاع دور پیچش، ارتفاع دهانه، پهنای ناف و نرخ گسترش دور پیچش بر مبنای روش Korn (2010) به کمک کولیس دیجیتال با دقت ۰/۰۱ میلی‌متر انجام شد. خط درزها و نمای پشتی اغلب آمونوئیدها بر کاغذ میلی‌متری ترسیم و نسخه دیجیتال آنها در نرم‌افزار Corel Draw 2019 تهیه شد. در نهایت به کمک روش سفیدسازی (whitening)، با پمپاژ بخار آمونیوم کلراید بر سطح نمونه‌ها، تصاویری با دقت و کیفیت بالا و در نماهای مختلف از تمامی نمونه‌های برجای برداشت شده تهیه شد. تصویربرداری از آمونوئیدها با دوربین عکاسی Canon EOS 60D به کمک لنز ماکرو Canon EF 100 mm و یا لنز EF-S 18-55 همراه با اکستندرها ۱۲، ۲۰ و ۳۶ میلی‌متری صورت گرفته است. مطالعات دیرینه‌شناسی سیستماتیک نیز با استفاده از منابع مختلف بر آمونوئیدها انجام شد (برای مثال، Ruzhencev and Shevyrev 1965; Zhao et al. 1978; Bando 1979; Kotlyar et al. 1983; Korn 2003; Leonova 2011; Korn et al. 2016; Ghaderi et al. 2014a; Korn and Ghaderi 2019). نمونه‌های آمونوئیدی بحث‌شده در این نوشتار، در موزه گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد و برخی در مخزن موزه تاریخ طبیعی برلین آلمان نگهداری می‌شوند.

موقعیت جغرافیایی منطقه مطالعه‌شده

تمامی برش‌های چینه‌شناسی مطالعه‌شده در این پژوهش، در باختر شهر جلفای آذربایجان قرار دارد (شکل ۱). برش چینه‌شناسی دره ارس با مختصات جغرافیایی $39^{\circ}15'$ عرض شمالی و $45^{\circ}43'40''$ طول خاوری (در مقیاس درجه‌بندی ده‌دهی)، در فاصله ۱۹ کیلومتری شمال باختر شهر جلفا و در سوی جنوب باختری رود ارس در مجاورت مرز ایران و نخجوان رخنمون می‌یابد و دسترسی به آن از طریق جاده مرزی و آسفالت جلفا - پلدشت میسر است. برش علی‌باشی ۱ با مختصات جغرافیایی $38^{\circ}94'00''$ عرض شمالی و $45^{\circ}52'00''$ طول خاوری در حاشیه دره فرعی، به موازات دره اصلی کوه

براساس فونای آمونوئیدی مدنظر قرار گرفته است. با توجه به اینکه آمونوئیدها شاخص ثانویه و بعد از کنودونت‌ها برای زیست‌چینه‌نگاری دوره پرمین در نظر گرفته می‌شوند (Henderson et al. 2020)، به باور برخی محققان (برای مثال: Leonova 2011)، کنودونت‌ها در عمل برتری خاصی نسبت به آمونوئیدها ندارند؛ زیرا گاه ایالتی می‌شوند و به رخساره‌ها وابستگی دارند و شناسایی و رده‌بندی تکاملی آنها نیز همیشه به راحتی امکان‌پذیر نیست. بنابراین آمونوئیدها ابزاری بسیار قوی‌اند که برای چینه‌شناسی و تطابق نهشته‌های پرمین در کنار کنودونت‌ها کاربرد دارند. با این توضیح، توالی چینه‌شناسی برش حاشیه دره ارس برای زیست‌چینه‌نگاری آمونوئیدی و تحلیل تغییرات زیستی انتخاب شده و نمونه‌برداری دقیقی از آن صورت گرفته است.

روش کار و شیوه انجام مطالعه

پس از انجام مطالعات دفتری، مقدماتی شامل بررسی تمام اطلاعات منتشرشده قبلی بر توالی‌های پرمین پسین (لوپینگین) ایران، برش‌های چینه‌شناسی چهارگانه دره ارس، علی‌باشی ۱ و ۴ و برش زال انتخاب شدند. طی بازدیدهای صحرائی متعدد و برداشت‌های مختلف، ستون چینه‌شناسی از این برش‌ها تهیه و نمونه‌برداری دقیق لایه‌به‌لایه انجام شد. در این مرحله ۱۴۲ نمونه آمونوئیدی مختلف به صورت برج‌ها از درون لایه‌های جلفا و عضو زال برداشت شد که ۸۴ عدد آن متعلق به برش دره ارس، ۱۸ عدد متعلق به برش علی‌باشی ۴، ۱۱ عدد مربوط به برش علی‌باشی ۱ و ۲۹ عدد متعلق به برش زال بود. این نمونه‌ها پس از جمع‌آوری و ضمن انتقال به آزمایشگاه، طی دو مرحله در دانشگاه فردوسی مشهد و موزه تاریخ طبیعی برلین آلمان تنظیف و به کمک مته‌های ضربه‌ای و سوزن‌های مخصوص و نیز استفاده از محلول Rewoquat W3690 (از سورفکتانت‌های آمینواتیل‌ایمیدازولینیوم متوسولفات ۷۵٪ با پروپیلن‌گلیکول ۲۵٪) رسوب‌زدایی شدند (مطابق با روش Lierl 1992; Krüger 1994; Jarochowska et al.

بیشتر در توالی چانگزینگین پیشین است (Ruzhencev et al. 1965; Rostovtsev and Azaryan 1973; Kotlyar et al. 1983; Gliwa et al. 2020). محیط رسوبی دیرینه توالی‌های با سن لوپینگین در شمال باختر ایران کمتر مطالعه شده است؛ اما به باور برخی محققان، توالی‌های یادشده در بخش شلف بیرونی نهشته شده‌اند (Kozur 2007; Richoz et al. 2010; Ghaderi et al. 2014a; Leda et al. 2014). وجود فون پلاژیک سرشار از انواع آمونوئیدها، بقایای ماهیان و کنودونت‌ها، مؤید نهشت این رسوبات در پهنه دریای باز نسبتاً عمیق تا عمیق است (Ghaderi 2014).

در میان برش‌های مطالعه‌شده در این پژوهش، برش دره ارس در فاصله تقریبی ۲ کیلومتری برش الگوی دورآشام II در نوشته (Ruzhencev et al. 1965) قرار گرفته است. این امر و نیز حضور توالی نسبتاً کاملی از لایه‌های جلفای بالایی، سازند علی‌باشی و رخنمون خیلی خوب عضو ارس در قاعده سازند الیکا، سبب شده است تا این برش ارزش و اهمیت بالایی داشته باشد (شکل ۲). دسترسی بسیار آسان، مهم‌ترین مزیت این برش نسبت به دیگر برش‌هاست؛ زیرا برخلاف برش دره اصلی کوه علی‌باشی و به‌ویژه برش‌های چهارگانه علی‌باشی ۱ تا ۴ (Teichert et al. 1973)، با حداقل کوه‌پیمایی (حدود ۱۰۰ متر) می‌توان برداشت‌های چینه‌شناسی را از آن آغاز کرد. با توجه به این ویژگی، برش دره ارس که بر یال جنوب باختری تاقدیسی متشکل از واحدهای رسوبی و سنگ‌های آتش‌فشانی گوادالوپین تا تریاس قرار گرفته است، توسط (Ghaderi 2014) به‌عنوان برش مرجع یا هاپواستراتوتایپ^۱ سازند علی‌باشی پیشنهاد شده است. به دلیل اهمیت این برش، در ادامه ویژگی‌های مهم چینه‌شناسی آن شرح داده می‌شود؛ ضمن اینکه به جهت اختصارنویسی، جزئیات سنگ چینه‌ای و ضخامت واحدهای سازنده دیگر برش‌های چینه‌شناسی در شکل ۲ و جدول ۱ آمده است

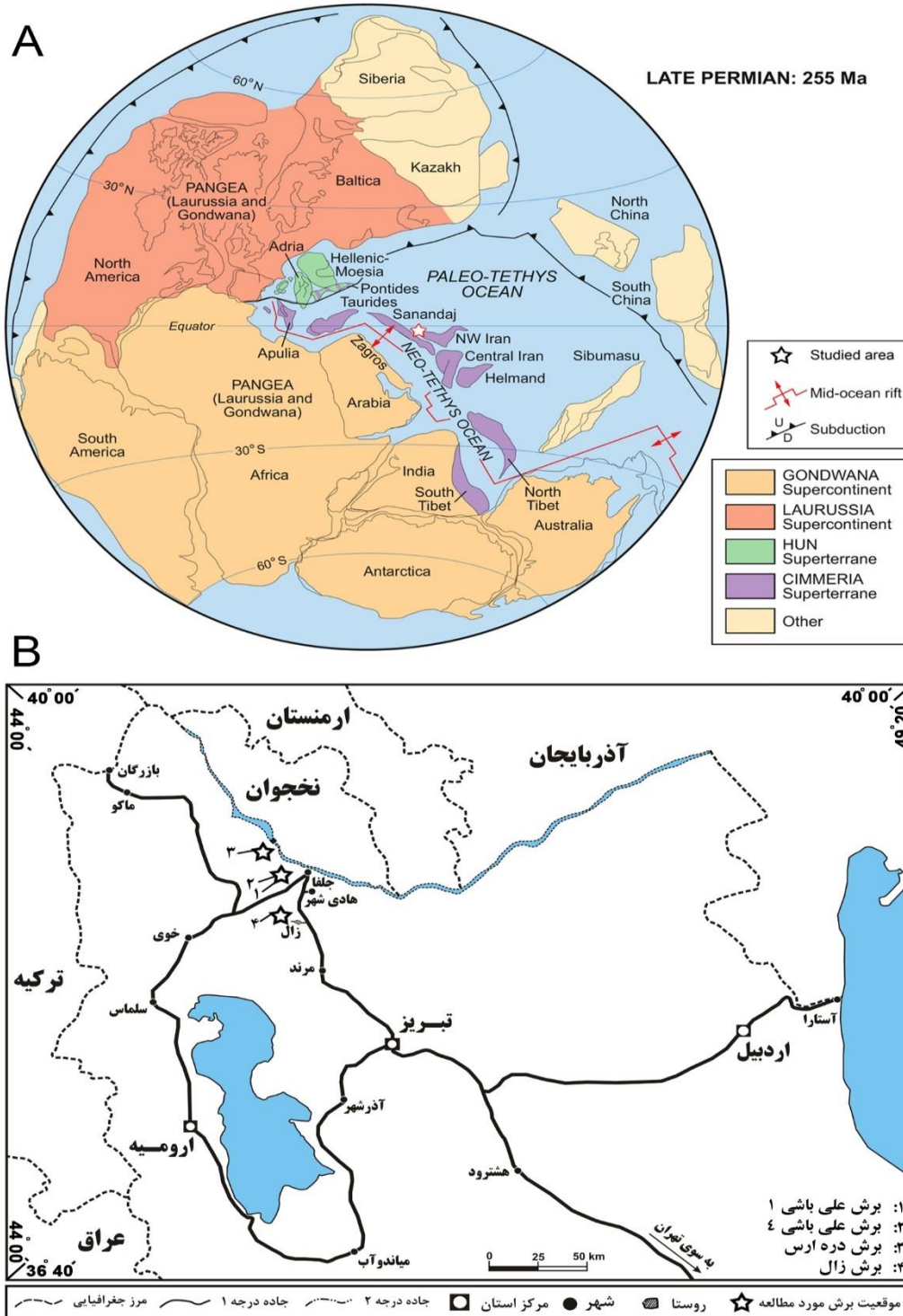
علی‌باشی و در سوی شمالی آن قرار گرفته است. برش علی‌باشی ۴ نیز با مختصات جغرافیایی $38^{\circ}42'N$ عرض شمالی و $45^{\circ}52'00"E$ طول خاوری در فاصله ۵۰۰ متری شمال باختر برش علی‌باشی ۱ قرار دارد. نام‌گذاری برش‌های علی‌باشی ۱ و ۴ بر مبنای اسامی است که اولین بار Teichert et al. (1973) برای برش‌های موجود در کوه‌های علی‌باشی استفاده کرده بودند. جنوبی‌ترین برش چینه‌شناسی مطالعه‌شده، برش زال در فاصله ۲۲ کیلومتری جنوب - جنوب باختر شهر جلفا و فاصله $2/2$ کیلومتری شمال - شمال باختر روستای زال است. مختصات جغرافیایی قاعده برش زال $38^{\circ}33'N$ عرض شمالی و $45^{\circ}58'00"E$ طول خاوری و مسیر دستیابی به آن از طریق جاده اصلی و آسفالت جلفا - مرند و سپس ورود به جاده فرعی زال - پیراسحاق است (شکل ۱).

بحث و تحلیل یافته‌های پژوهش

سنگ چینه‌نگاری

نهشته‌های لوپینگین - ایندوئن در برش‌های چهارگانه یادشده در کوه‌های علی‌باشی، ناحیه زال و حاشیه دره ارس مشتمل بر سنگ آهک‌های خاکستری و شیل‌های خاکستری تا سبزرنگ لایه‌های جلفای پایینی، مارن‌ها، شیل‌ها و سنگ آهک‌های کرم تا قرمز رنگ لایه‌های جلفای بالایی، شیل‌های خاکستری تیره تا بنفش رنگ عضو زال و سنگ آهک‌های قرمز رنگ حاوی *Paratirolites* به سازند علی‌باشی و در نهایت شیل‌های عضو ارس و طبقات سنگ آهکی مطبق سازند الیکا متعلق‌اند. این توالی‌ها و حتی نهشته‌های موجود در برش‌های چینه‌شناسی معادل در ماورای مرز جغرافیایی ایران و نخجوان در منطقه قفقاز جنوبی، شامل بخش اعظم توالی ووچیاپینگین، کل چانگزینگین و بخش پایینی توالی گریسباخین است (Ghaderi 2014). از سوی دیگر، تفاوت مهم این برش‌ها با برش‌های شمالی‌تر در منطقه قفقاز (برای مثال، برش‌های چینه‌شناسی ارمنستان و جمهوری آذربایجان) در داشتن محتوای شیلی

¹ Hypostratotype



شکل ۱- A) جغرافیای دیرینه بلوک‌های سیمربین در زمان پرمین پسین و علامت ستاره، جایگاه برش‌های مطالعه‌شده در شمال باختر ایران (برگرفته از Ruban et al., 2007)؛ B) جغرافیای کنونی مناطق مطالعه‌شده در منتهی‌الیه شمال باختری بلوک ایران شمال باختری (برگرفته از Ghaderi 2014)

Fig 1- Palaeogeographic position of the Julfa area during the Permian–Triassic boundary time interval (modified after Ruban et al. 2007), and geographic position of Permian–Triassic boundary sections in the Northwest of Iran (modified after Ghaderi 2014).

بازوپایان بسیاراندک همراه با کنودونت‌ها، استراکودها و بقایای ماهیان، محتوای فسیلی این بخش را ساخته‌اند (Ghaderi et al. 2014a). این لایه‌ها معادل با بیوزون‌های *Clarkina guangyuanensis* تا *Clarkina orientalis* به سن ووچیاپینگین میانی - پسین دانسته شده‌اند (Ghaderi 2014).

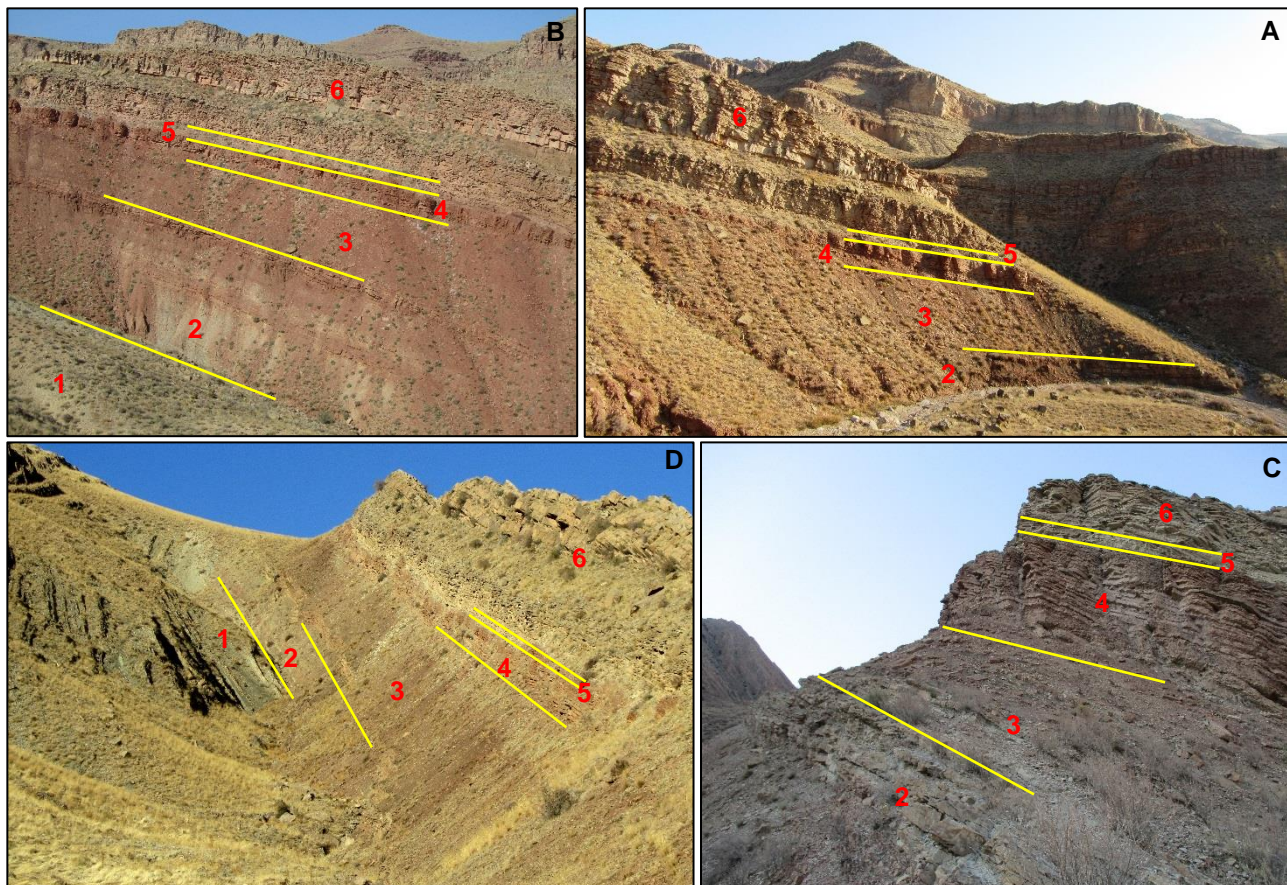
سازند علی‌باشی در برش دره ارس، رخنمون خوبی به ضخامت کلی ۱۳/۹۸ متر دارد و مشتمل بر عضوهای زال با ضخامت ۹/۲۵ متر و سنگ آهک‌های حاوی *Paratirolites* به ضخامت ۴/۷۳ متر است. ترکیب سنگ‌شناسی غالب عضو زال، به‌ویژه در نیمه پایینی، شیل‌های خاکستری و قرمز رنگ است، اگرچه بخش بالایی آن عموماً از سنگ آهک‌های ندولار قرمز و بنفش رنگ تشکیل شده است. آمونوئیدها ماکروفسیل‌های اصلی این بخش‌اند. بیوزون‌های کنودونتی - *Clarkina orientalis*

Clarkina subcarinata Interval Zone تا نیمه پایینی بیوزون *Clarkina Changxingensis* در این عضو گزارش شده‌اند و سن چانگزینگین پیشین را برای این بخش از سازند علی‌باشی نشان می‌دهند (Ghaderi 2014). علاوه بر این، رخنمون بسیار خوبی از سنگ آهک‌های ندولار قرمز رنگ حاوی *Paratirolites* در برش دره ارس وجود دارد که از آمونوئیدهای فراوانی نیز برخوردار است. استراکودها، بقایای ماهیان و کنودونت‌ها دیگر فسیل‌های این بخش را تشکیل داده‌اند. بیوزون‌های کنودونتی *Clarkina changxingensis* تا *Clarkina hauschkei* در این عضو، مؤید سن چانگزینگین میانی - پسین‌اند (Ghaderi 2014). شایان ذکر است رویداد انقراضی انتهایی لوپینگین در سطح بالایی آخرین لایه از سنگ آهک‌های حاوی *Paratirolites* به ثبت رسیده است (Schobben et al. 2014). این افق که در همه برش‌های چینه‌شناسی موجود در شمال باختر ایران حاضر و ردیابی شدنی است، در اندازه‌گیری‌های انجام‌شده بر ستون چینه‌شناسی، افق صفر و خط مبنای تطابق در نظر گرفته شده است؛ بنابراین طبقات رسوبی زیر آن نسبت به این مبنای صفر با اعداد منفی در متر از معرفی شده‌اند.

توالی برش دره ارس با امتداد کلی N70W و شیب حداکثر 65NE، از پایین به بالا مشتمل بر آخرین بخش‌های سازند خاچیک (سنگ آهک‌های حاوی *Codonofusiella*)، لایه‌های سازند جلفا با دو عضو پایینی و بالایی به سن ووچیاپینگین، سازند علی‌باشی با دو عضو زال و سنگ آهک‌های حاوی *Paratirolites* به سن چانگزینگین و سازند الیکا متشکل از واحد رس مرزی و سنگ آهک‌های مطبق به سن انتهایی پرمین - تریاس پیشین است (Ghaderi et al. 2014a). به دلیل وجود واریزه‌های پوشاننده فراوان در بخش‌های ابتدایی برش، امکان نمونه‌برداری و مترکشی در این بخش میسر نیست و بنابراین تنها ۳/۳۰ متر از ضخامت لایه‌های جلفای پایینی و کل لایه‌های جلفای بالایی با ضخامت ۱۲ متر در این برش اندازه‌گیری شده‌اند.

لایه‌های جلفای پایینی در این برش با رنگ عمومی خاکستری روشن تا سبز روشن، متشکل از تناوب شیل و سنگ آهک‌های نازک تا متوسط لایه، بعضاً ندولار همراه با ندول‌های مارنی - آهکی‌اند. بازوپایان، آمونوئیدها، ناتیلوئیدها، کرینوئیدها و مرجان‌ها مهم‌ترین ماکروفسیل‌های این بخش را تشکیل داده‌اند. بازوپایانی نظیر *Araxathyris* و *Permophricodothyris ovata* *quadrilobata* همراه با فرم‌های *Lyttoninae* در کنار آمونوئیدهای *Pseudogastrioceras* و *Araxoceras* ناتیلوئیدهای *Domatoceras* و *Cycloceras* و مرجان‌های *Pentaphyllum* و *Protomichelinia* در این برش معرفی شده‌اند. لایه‌های جلفای پایینی دربرگیرنده بخش بالایی بیوزون کنودونتی *Clarkina leveni* به سن ووچیاپینگین میانی‌اند (Ghaderi 2014).

لایه‌های جلفای بالایی در برش دره ارس، از سنگ آهک‌های نازک لایه و ندولار و مارن و شیل‌های حاوی ندول‌های آهکی - مارنی اندک با رنگ عمومی خاکستری روشن تشکیل شده‌اند. آمونوئیدهای *Pseudotoceras* و *Vedioceras*، ناتیلوئیدها، کرینوئیدها و نیز مرجان‌ها و



شکل ۲- تصاویر صحرایی برش‌های چهارگانه مطالعه‌شده و بخش‌های مختلف سازنده آن: (A) برش علی‌باشی ۱، جهت دید به سمت شمال خاور؛ (B) برش علی‌باشی ۴، جهت دید به سمت شمال؛ (C) برش دره ارس، جهت دید به سمت شمال باختر؛ (D) برش زال، جهت دید به سمت شمال باختر؛ (1. لایه‌های جلفای پایینی؛ 2. لایه‌های جلفای بالایی؛ 3. عضو زال سازنده علی‌باشی؛ 4. سنگ آهک‌های حاوی *Paratirolites* سازنده علی‌باشی؛ 5. عضو ارس (واحد رس مرزی) سازنده الیکا؛ 6. سنگ آهک‌های مطابق سازنده الیکا).

Fig 2- Field photos of the Upper Permian–Lower Triassic sections near Julfa, NW Iran. A) Ali-Bashi 1 section, view towards the northeast; B) Ali-Bashi 4 section, view towards the north; C) Aras valley section, view towards the northwest; D) Zal section, view towards the northwest; (1. Lower Julfa Beds, 2. Upper Julfa Beds, 3. Zal member of the Ali-Bashi formation; *Paratirolites* Limestone of the Ali-Bashi Formation, 5. Aras Member (Boundary Clay) of the Elikah Formation; platy limestone of the Elikah Formation.

مهم دیگری که این عضو را در برش دره ارس متمایز می‌کند، قرارگرفتن مرز پرمین - تریاس درون عضو ارس است (Ghaderi 2014)؛ این در حالی است که در دیگر برش‌های چینه‌شناسی منطقه، مرز پرمین - تریاس در داخل طبقات سنگ آهکی مطابق سازنده الیکا قرار گرفته است. بر این عضو نیز توالی بخش کربناته سازنده الیکا، متشکل از سنگ آهک‌های نازک تا متوسط‌لایه مطابق به رنگ خاکستری روشن حاوی دوکفه‌ای‌های *Claraia* قرار می‌گیرد که ده‌ها متر ضخامت دارد.

نهشته‌های پیرامون مرز پرمین به تریاس در برش چینه‌شناسی دره ارس، کامل‌ترین نهشته‌های بررسی‌شده در شمال باختر ایران است؛ به طوری که ضخامت واحد رس مرزی که از آن با عنوان عضو ارس نیز یاد شده است (Ghaderi et al. 2014a)، در این برش ۳۰/۳ متر ضخامت دارد. تناوب شیل‌های قرمز تیره، سبز و حتی خاکستری با میان‌لایه‌های سنگ آهکی - مارنی قرمز، صورتی و سبز، سنگ‌شناسی این بخش را تشکیل می‌دهد. علاوه بر ضخامت بیشتر عضو ارس در برش دره ارس نسبت به دیگر برش‌های چینه‌شناسی ناحیه جلفا، نکته

جدول ۱- ضخامت بخش‌های مختلف برش‌های چینه‌شناسی اندازه‌گیری شده در این مطالعه (مقیاس اعداد به متر است)

Table 1- Thickness of the different members in the measured stratigraphic sections (scale in meters)

ضخامت کل (متر)	سازند علی‌باشی			سازند جلفا		نام برش
	Paratirolites	سنگ آهک‌های حاوی	عضو زال	لایه‌های جلفای بالایی	لایه‌های جلفای پایینی	
۲۳/۵۰	۴/۱۵		۱۲/۱۰	۷/۲۵	----	علی‌باشی ۱
۴۲/۳۵	۴/۱۵		۱۳/۰۷	۱۲/۸۸	۱۲/۲۵	علی‌باشی ۴
۲۹/۲۸	۴/۷۳		۹/۲۵	۱۲	۳/۳۰	دره ارس
۴۹/۳۳	۳/۹۲		۱۲/۴۰	۱۲/۳۸	۲۰/۶۳	زال

زیست چینه‌نگاری

آمونوئیدهای لویپینگین برخلاف انواع سیشورالین - گوادلوپین در سطح اشکوب تنوع درخور توجهی داشته و به گروه‌های متنوعی تقسیم شده‌اند (برای مثال، Miller and Furnish 1940; Ruzhencev 1952; Leonova 2002). رویداد انقراض انتهای پرمین میانی (گوادلوپین) که از آن با عنوان انقراض انتهای اشکوب کاپیتانین یا رویداد کامورا نیز یاد شده است (برای مثال، Isozaki et al. 2007, 2011; Bond et al. 2015)، به انقراض مهم آمونوئیدهای گنیاتیتیدا^۲ منجر شده است. در لویپینگین، سراتیتیدا^۳ بخش اصلی فون آمونوئیدی را به خود اختصاص می‌دهد و از این بین روخوانواده اتوسراتوئیده^۴ (مثل خانواده آراکسوسراتیته^۵) در ووچیاپینگین و روخوانواده زوندیسکیده^۶ در چانگزینگین غالب شدند (Kummel 1972). تغییر شدید فونای آمونوئیدی این دو اشکوب از پنج منطقه ایران، قفقاز جنوبی، جنوب چین، ژاپن و پرمورسکی یا جنوب خاوری روسیه در دنیا گزارش شده است (Leonova 2011); اما به دلیل اینکه برش‌های موجود در شمال باختر ایران - قفقاز جنوبی و جنوب چین کامل‌تر بوده و مطالعات بیشتری بر آنها انجام شده و نتایج حاصل بر پایه داده‌های بیشتری بوده است، اهمیت بیشتری دارند و قابل استنادترند.

مجموعه آمونوئیدی توالی لویپینگین ناحیه جلفا از دیدگاه

² Goniatitida

³ Ceratitida

⁴ Otoceratoidea

⁵ Araxoceratidae

⁶ Xenodiscoidea

فراوانی و تنوع گونه‌ای، پراکنش متفاوتی در بخش‌های مختلف توالی دارد؛ به طوری که اغلب گونه‌های آمونوئیدی موجود در این توالی‌ها به سن چانگزینگین پسین‌اند (Ghaderi 2016; Korn et al. 2014a; et al). و نمونه‌های قدیمی‌تر لویپینگین تنوع و وفور کمتری دارند. طی نمونه‌برداری صحرائی از توالی‌های منطقه جلفا، بیش از ۴۰۰ نمونه برجا جمع‌آوری شد که بیشتر آنها مربوط به سنگ آهک‌های دارای Paratirolites در بخش انتهایی لویپینگین است و مدنظر پژوهش حاضر نیست. فونای مدنظر در این مطالعه که شامل ۱۴ جنس و ۲۲ گونه از آمونوئیدهای لایه‌های جلفا و عضو زال سازند علی‌باشی‌اند، در برخی برش‌ها همچون دره ارس فراوان و در مناطقی مثل برش علی‌باشی ۱ و زال اندک‌اند. پس از مطالعات فسیل‌شناسی دقیق، ۱۴ جنس و ۱۸ گونه در برش دره ارس، ۸ جنس و ۸ گونه در برش علی‌باشی ۱، ۹ جنس و ۱۱ گونه در برش علی‌باشی ۴، و ۸ جنس و ۱۰ گونه در برش زال شناسایی شده است (شکل ۳). براساس یافته‌های منتشرشده در مقاله Korn and Ghaderi (2019) برای برش دره ارس و آنچه در پژوهش حاضر برای این برش و دیگر برش‌های چینه‌شناسی ناحیه جلفا به دست آمده است، می‌توان تقسیم‌بندی ارائه‌شده را برای برش دورآشام در قفقاز جنوبی توسط Ruzhencev and Shevyrev (1965) بازنگری و با انجام اصلاحاتی به‌طور گسترده برای منطقه جلفا استفاده کرد. بر این اساس، بایوزون‌هایی زیر تشریح شده‌اند که در ادامه به معرفی و بررسی آنها خواهیم پرداخت:

Pseudogastriceras relicuum است. شایان ذکر است توالی رسوبی تشکیل‌دهنده این بایوزون منطبق بر بایوزون کنودونتی *Clarkina leveni* به سن ووچیاپینگین پیشین است که پیش از این (2014) Ghaderi آن را معرفی و تشریح کرده است (جدول ۲).

Vedioceras ventrosulcatum Range Zone

بایوزون *Vedioceras ventrosulcatum* Range Zone را اولین بار Ruzhencev and Shevyrev (1965) برای برش‌های قفقاز جنوبی معرفی کرده است. این بایوزون از نوع گستره‌ای *Vedioceras ventrosulcatum* و معادل با محدوده حضور Ruzhencev 1963 است و بلافاصله بعد از اتمام بایوزون قبلی و از قاعده لایه‌های جلفای بالایی شروع می‌شود و در انتهای لایه‌های جلفای بالایی پایان می‌گیرد. گونه بایوزون‌ساز *Vedioceras ventrosulcatum* در برش‌های مطالعه‌شده در این پژوهش مشاهده نشده است؛ بنابراین شاید بتوان محدوده این بایوزون را در قالب *Vedioceras* sp. interval zone نیز معرفی کرد، اگرچه به دلیل هم‌ارزی این محدوده با بایوزون استاندارد *Vedioceras ventrosulcatum*، ترجیح نگارندگان حفظ نام بایوزون استاندارد اصلی است. با این حال، Korn and Ghaderi (2019) گونه‌های دیگری از جنس *Vedioceras* نظیر *Vedioceras fusiforme* Korn and Ghaderi 2019 (شکل ۳) را به عنوان جایگزین خوبی برای گونه *Vedioceras ventrosulcatum* و تعریف این بایوزون تشریح کرده‌اند. یکی از ویژگی‌های بارز مجموعه فسیلی این بایوزون نسبت به بایوزون قبلی، کاهش در تعداد و اندازه ماکروفسیل‌ها به ویژه بازوپایان است.

بایوزون *Vedioceras ventrosulcatum* با ۱۲ متر ضخامت، کل گستره لایه‌های جلفای بالایی را در برش دره ارس در بر می‌گیرد و فونای آمونوئیدی همراه آن در برش یادشده شامل *Pseudogastriceras relicuum*، *Pseudotoceras armenorum* و *Dzhulfoceras* sp. است. در برش علی‌باشی ۱ که بخش قاعده‌ای آن به دلیل فرسایش در

Araxoceras latissimum Range Zone

این بایوزون را اولین بار Ruzhencev and Shevyrev (1965) و سپس Leonova (2011, 2018) برای برش‌های قفقاز جنوبی معرفی کردند. بایوزون فوق از نوع گستره‌ای بوده و براساس گسترش گونه *Araxoceras latissimum* Ruzhencev 1959 تعریف شده است. این بایوزون متعلق به لایه‌های جلفای پایینی به سن ووچیاپینگین پیشین است (شکل ۴). به دلیل به هم ریختگی در قاعده برش دره ارس و رخنمون ناقص لایه‌های جلفای پایینی، لایه‌های سازنده این بایوزون در برش یادشده ناقص و ضخامت آن نسبت به دیگر برش‌ها اندک است. این بایوزون در برش دره ارس تنها ۳/۳۰ متر ضخامت دارد. مجموعه آمونوئیدی همراه در این بایوزون در برش دره ارس شامل *Pseudogastriceras relicuum*، *Prototoceras discoidale*، *Araxoceras insolens* و *Vescotoceras* sp. است.

در برش‌های کوه علی‌باشی، بایوزون فوق تنها در برش شماره ۴ گسترش دارد و ضخامت آن ۱۲/۲۵ متر است (جدول ۲). مجموعه فسیلی این بایوزون در برش مذکور همانند برش دره ارس است، اما مجموعه آمونوئیدی آن تنوع کمتری نسبت به برش دره ارس دارد و شامل *Araxoceras truncatum* و *Pseudogastriceras relicuum* است. همچنین گونه *Araxoceras latum* که از محدوده این بایوزون در برش شماره ۴ به دست آمده و پیش از این از قفقاز جنوبی هم گزارش شده است، به خوبی سن ووچیاپینگین پیشین را برای این بایوزون تأیید می‌کند. شایان ذکر است گونه *Timorites dendroides* که به تازگی Ghanizadeh Tabrizi et al. (2021) آن را تشریح کرده است نیز از همین بایوزون در برش علی‌باشی ۴ به دست آمده است. در برش زال، این بایوزون ۲۰/۶۳ متر ضخامت دارد و مجموعه فسیلی لایه‌های دربرگیرنده آن مشابه دو برش قبل است، اما در مقایسه با آنها، ضخامت لایه‌های جلفای پایینی بسیار زیاد است و فونای آمونوئیدی آن حتی از برش علی‌باشی ۴ نیز کمتر است؛ به طوری که تنها آمونوئید یافت‌شده در این بایوزون

Shevyrev 1965 در ۱۲/۹۰- متری زیر افق انقراض از سنگ آهک نازک‌لایه و *Iranites transcaucasius* Shevyrev (1965) از ۱۳/۵۰- متری زیر افق انقراض، یعنی بلافاصله زیر لایهٔ قبلی یافت شده است. به همین دلیل، Korn et al. (2019) در برش درهٔ ارس و نگارندگان پژوهش حاضر در سه‌برش دیگر یعنی علی‌باشی ۱ و ۴ و زال، با ادغام این دو بایوزون، بایوزون تجمعی *Iranites transcaucasius* - *Phisonites triangulus* را معرفی می‌کنند. این بایوزون بعد از اتمام بایوزون قبلی و از مرز ووچیاپینگین - چانگزینگین، با آغاز لایه‌های عضو زال آغاز می‌شود و مربوط به پایین‌ترین بخش سازند علی‌باشی است. این مرز پیش از این به کمک کنودنت‌ها و آمونوئیدها نیز در برش‌های مختلف این ناحیه تعیین و معرفی شده است (Ghaderi et al. 2014; Ghaderi 2014a). ویژگی بارز بایوزون مذکور، ناپدیدشدن آمونوئیدهای شاخص بایوزون قبلی همچون *Dzhulfoceras* و *Vedioceras* و ظهور اولین *Iranites triangulus* است. لایه‌هایی از سنگ آهک مارنی صفحه‌ای شکل در نزدیکی قاعدهٔ عضو زال به‌همراه *Xenodiscus dorashamensis* حضور دارد. با آغاز این بایوزون در لایه‌های قاعدهٔ عضو زال، کاهش چشم‌گیری در فونای کفزی در مقابل فونای پلاژیک روی می‌دهد که نشانگر عمیق‌ترشدن حوضه و به حداقل رسیدن کفزیانی همچون بازوپایان و غلبهٔ فونای پلاژیک همچون آمونوئیدها، کنودنت‌ها و ماهی‌هاست. این بایوزون با ظهور *Dzhulfites nodosus* و شروع بایوزون گستره‌ای تعریف‌شده بر مبنای این گونه به پایان می‌رسد. ضخامت بایوزون تجمعی *Iranites transcaucasius*-*Phisonites triangulus* در برش درهٔ ارس ۴/۲۵ متر و مجموعهٔ آمونوئیدی حاضر در این ضخامت شامل *Xenodiscus dorashamensis* و *Pseudogastrioceras relicuum* است (شکل ۴). ضخامت این بایوزون در برش شمارهٔ ۱ برابر با ۷/۲۵ متر و فون آمونوئیدی تنها حاوی *Pseudogastrioceras relicuum* است. این بایوزون در برش شمارهٔ ۴ کوه علی‌باشی متشکل از

کف دره ناقص است و رخنمون طبقات جلفای بالایی آن کامل نیست، ضخامت بایوزون *Vedioceras ventrosulcatum* تنها ۷/۲۵ متر است و مجموعهٔ فسیلی آمونوئیدی همراه یافت‌شده در آن شامل *Pseudogastrioceras relicuum*، *Vedioceras sp.* و *Dzhulfoceras sp.* است. در برش علی‌باشی ۴، این بایوزون متشکل از ۱۲/۸۸ متر ضخامت است و تنها آمونوئید همراه در آن *Pseudogastrioceras relicuum* است. بایوزون مذکور در برش زال نیز ۱۲/۳۸ متر ضخامت دارد و به دلیل فراوانی بسیار اندک آمونوئیدها، گونهٔ همراه دیگری در گسترهٔ این بایوزون در برش زال شناخته نشده است. گسترهٔ بایوزون *Vedioceras ventrosulcatum* معادل با بایوزون‌های کنودنتی *Clarkina guangyuanensis*، *Clarkina transcaucasica* و *Clarkina orientalis* به سن ووچیاپینگین پسین است که پیش از این (Ghaderi 2014) آنها را معرفی کرده بود (جدول ۲).

Iranites transcaucasius - *Phisonites triangulus* Assemblage Zone

بررسی‌های صورت‌گرفته بر گذر ووچیاپینگین - چانگزینگین در قفقاز توسط (Ruzhencev and Shevyrev 1965)، به معرفی دو بایوزون آمونوئیدی *Phisonites Tompophiceras* منجر شد. سپس در بازبینی صورت‌گرفته توسط Teichert and Kummel در نوشتهٔ Teichert et al. (1973) بر محدودهٔ این مرز در منطقهٔ جلفا، دو بایوزون دربردارندهٔ جنس‌های مذکور به‌صورت *Phisonites triangulus* و *Iranites transcaucasius* تصحیح شد. آمونوئیدهای موجود در بخش آغازین سازند علی‌باشی در تمامی برش‌های مطالعه‌شده، کم‌تنوع و بعضاً با حفظ‌شدگی نامناسبی‌اند. از سویی، بنابر بررسی‌های انجام‌شده توسط نگارندگان این پژوهش، دو بایوزون پیشنهادی توسط (Ruzhencev and Shevyrev 1965) به‌ویژه در برش درهٔ ارس که تا حد زیادی کامل و دست‌نخورده است، نمی‌توانند جدا از هم باشند؛ زیرا گونهٔ *Phisonites triangulus*

Araxoceltites sanestepanus و *relicuum* در برش علی‌باشی ۴ شامل *Pseudogastrioceras relicuum* و *Araxoceltites cristatus* است. ضخامت این بایوزون در برش زال ۳/۲۰ متر و فون آمونوئیدی همراه در آن شامل *Araxoceltites cristatus*، *Araxoceltites sanestepanus* و *Pseudogastrioceras relicuum* است. این بایوزون آمونوئیدی معادل با نیمه بالایی بایوزون کنودونتی *Clarkina subcarinata* تا بخش میانی بایوزون کنودونتی *Clarkina changxingensis* به سن چانگزینگین میانی است که پیش از این (Ghaderi (2014) آن را معرفی کرده بود (جدول ۲).

Shevyrevites shevyrevi Interval Zone

این بایوزون را اولین بار Ruzhencev and Shevyrev (1965) با عنوان بایوزون *Bernhardtites* تعریف کرده است؛ سپس طی بازبینی صورت‌گرفته توسط Teichert and Kummel در نوشته Teichert et al. (1973) بر این لایه‌ها در منطقه جلفا، بایوزون مذکور به صورت *Shevyrevites shevyrevi* تصحیح شد. این بایوزون گستره‌ای مربوط به رأس عضو زال، بلافاصله در زیر سنگ آهک‌های دارای *Paratirolites* است. این بایوزون با ظهور *Shevyrevites shevyrevi* و بلافاصله بعد از بایوزون قبلی آغاز می‌شود و محدوده چینه‌ای بسیار محدودی دارد؛ به طوری که تنها محدوده باریکی را در رأس عضو زال در بر می‌گیرد (Gliwa et al. 2020). با این حال در همه برش‌های شناخته‌شده از منطقه جلفای ایران و قفقاز جنوبی و حتی مناطق شمال آباد معرفی شده است (Kotlyar et al. 1983). یکی از گونه‌های متداول این بایوزون *Araxoceltites cristatus* است که در کنار *Shevyrevites shevyrevi* گونه‌های نادر متعلق به *Dzhulfites* یافت می‌شود. بایوزون *Shevyrevites shevyrevi* در برش دره ارس متشکل از ۲/۳۰ متر ضخامت، در بالاترین بخش عضو زال است. آمونوئیدهای شناسایی شده در این بایوزون از برش دره ارس شامل *Araxoceltites sanestepanus*، *Araxoceltites laterocostatus*، *Araxoceltites*

۹/۸۰ متر ضخامت است و جامعه آمونوئیدی همراه آن شامل *Pseudogastrioceras* و *Xenodisscus dorashamensis* است. ضخامت بایوزون *relicuum* *Iranites* در برش زال ۷ متر است و آمونوئیدهای بسیار کمتری نسبت به دیگر برش‌های منطقه جلفا دارد. حدفاصل بخش انتهایی بایوزون کنودونتی *Clarkina orientalis* تا بخش میانی بایوزون کنودونتی *Clarkina subcarinata* به سن چانگزینگین آغازین که پیش از این توسط Ghaderi (2014) معرفی شده بود، معادل با گستره بایوزون تجمعی آمونوئیدی *Iranites transcaucasius* *Phisonites triangulus* Zone - است (جدول ۲).

Dzhulfites nodosus Range Zone

این بایوزون گستره‌ای که مشتمل بر گستره حضور *Dzhulfites nodosus* بوده و اولین بار Ruzhencev and Shevyrev 1965 آن را تعریف کرده است، با ظهور جنس *Dzhulfites* و نیز جنس تازه معرفی شده *Araxoceltites* آغاز می‌شود (Korn et al. 2019) و تقریباً در میانه‌های عضو زال قرار می‌گیرد. مرز بالایی این بایوزون با ظهور گونه شاخص *Shevyrevites shevyrevi* بسته می‌شود که خود معرف بایوزون گستره‌ای جدیدتری است. در این بایوزون نیز همانند بایوزون قبلی، فونای کفزی در کمترین میزان و در مقابل فونای پلاژیک غالب است. بهترین ثبت این بایوزون در شمال باختر ایران به برش دره ارس مربوط است؛ به طوری که در این برش *Araxoceltites sanestepanus*، *Dzhulfites nodosus* و *Dzhulfites spinosus* در کنار یکدیگر در ۹/۵۰ متری زیر افق انقراض یافت شده‌اند. ضخامت این بایوزون در برش دره ارس ۲/۷۵ متر است، ضمن اینکه آمونوئیدهای *Araxoceltites cristatus* و *Araxoceltites laterocostatus* هم در این بایوزون حضور دارند. ضخامت بایوزون *Dzhulfites nodosus* در برش علی‌باشی ۱ برابر با ۲/۵ متر و در برش علی‌باشی ۴ برابر با ۲ متر است. فونای آمونوئیدی این بایوزون در برش علی‌باشی ۱ شامل *Pseudogastrioceras*

است. ضخامت بایوزون مذکور در برش زال ۲/۲ متر و مجموعه آمونوئیدی همراه آن در این برش شامل *Araxoceltites* *Araxoceltites* *sanestepanus* *Dzhulfites nodosus* *Dzhulfites spinosus laterocostatus* و *Pseudogastriceras relicuum* است. بایوزون *Shevyrevites shevyrevi* معادل بخش بالایی بایوزون کنودنتی *Clarkina changxingensis* به سن چانگزینگین میانی است که پیش از این (2014) Ghaderi آن را معرفی کرده بود (جدول ۲).

Dzhulfites nodosus *Pseudogastriceras relicuum* *Shevyrevites nodosus* و *Dzhulfites spinosus* اینک کنودنت‌ها و استراکودها نیز در میکروفونای این بایوزون فراوان‌اند. این بایوزون در برش علی‌باشی ۱ برابر با ۲/۲ متر و در برش علی‌باشی ۴ تنها ۱/۳۰ متر ضخامت دارد. فون آمونوئیدی این بایوزون در برش علی‌باشی ۱ شامل *Pseudogastriceras* *Araxoceltites sanestepanus* *Dzhulfites nodosus* و در برش علی‌باشی ۴ شامل *Dzhulfites nodosus* *Pseudogastriceras relicuum* و *Araxoceltites cristatus*

جدول ۲- بایوزون‌های معرفی شده در این پژوهش و ضخامت هر یک از آنها در برش‌های چینه‌شناسی مطالعه شده

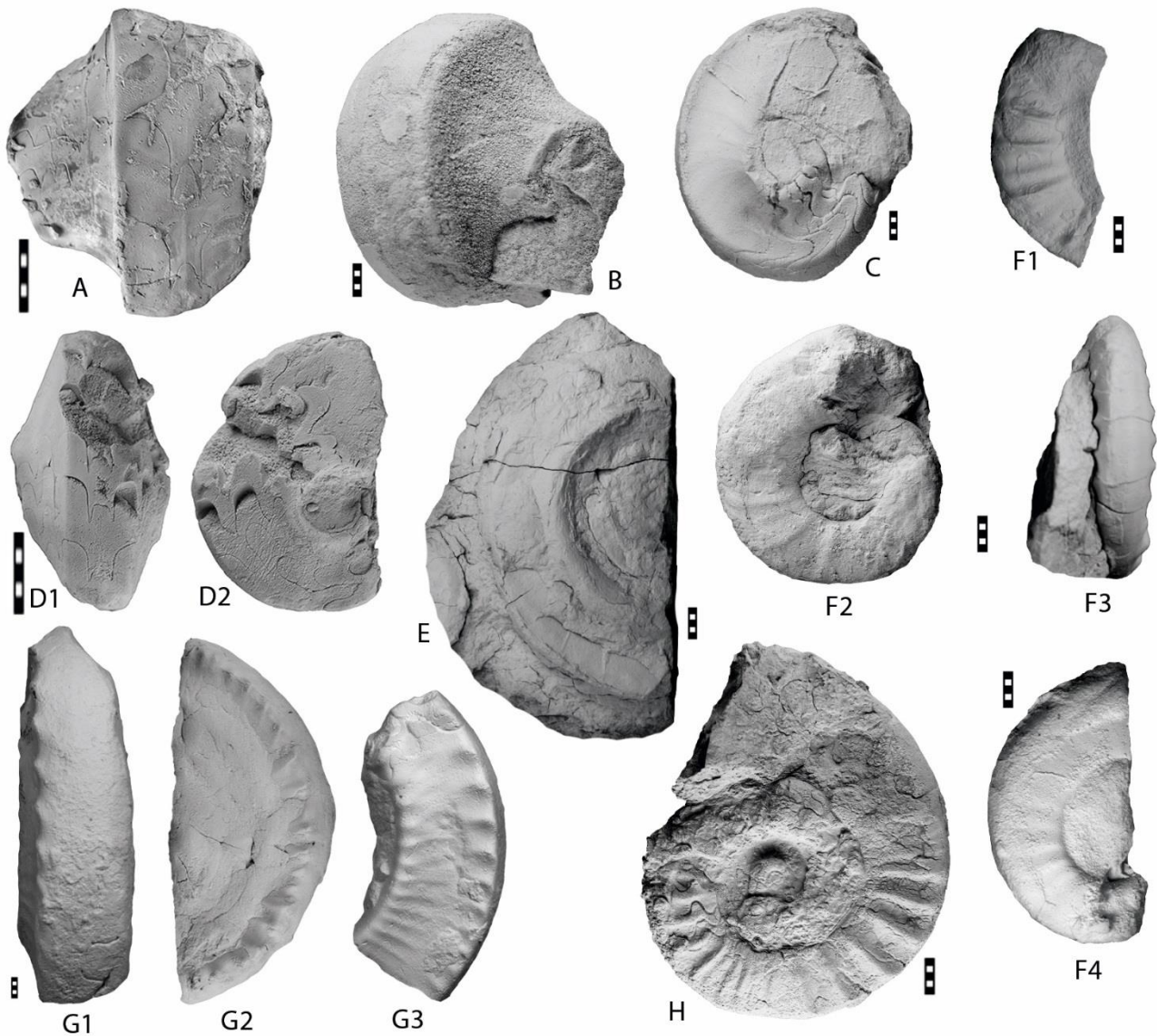
Table 2- Introduced biozones in this paper and the thickness of each biozone in the studied stratigraphic sections

سن	بایوزون‌های کنودنتی هم‌ارز	بایوزون‌های شناسایی شده آمونوئیدی از قدیم به جدید	نام و ضخامت هر برش (متر)			
			درة ارس	علی‌باشی ۱	علی‌باشی ۴	زال
Changhsingian	upper <i>Clarkina changxingensis</i> Zone	5- <i>Shevyrevites shevyrevi</i> Range Zone	۲/۳۰	۲/۲۰	۱/۳۰	۲/۲۰
	middle <i>Clarkina subcarinata</i> Zone to middle <i>Clarkina changxingensis</i> Zone	4- <i>Dzhulfites nodosus</i> Range Zone	۲/۷۵	۲/۶۰	۲	۳/۲۰
Wuchiapingian	<i>Clarkina orientalis</i> – <i>Clarkina subcarinata</i> Interval Zone to middle <i>Clarkina subcarinata</i> Zone	3- <i>Iranites transcaucasius</i> - <i>Phisonites triangulus</i> assemblage zone	۴/۲۵	۷/۲۵	۹/۸۰	۷
	<i>Clarkina trancaucasica</i> Zone to <i>Clarkina orientalis</i> Zone	2- <i>Vedioceras ventrosulcatum</i> Range Zone	۱۲	۷/۲۵	۱۲/۸۸	۱۲/۳۸
	<i>Clarkina leveni</i> Zone	1- <i>Araxoceras Latissimum</i> Range zone	۳/۳۰	---	۱۲/۲۵	۲۰/۶۳

را به‌ویژه در مناطق کم‌عمق به وجود آورده است؛ به‌طوری‌که ریف‌های کربناته آب‌های کم‌عمق و گرم نواحی استوایی بیشترین سطح تأثیرپذیری را داشته‌اند. زیست‌مندانی همچون اسفنج‌ها، مرجان‌ها، دوکفه‌ای‌های بزرگ، فوزولینیدهای درشت و حتی سفالوپورها بیش از بقیه موجودات تحت تأثیر این انقراض قرار گرفته‌اند (Clapham and Payne 2011; Kiessling and Simpson 2011; Bond et al. 2015)؛ زیرا این موجودات به شدت تحت تأثیر شیمی دریاها و به‌ویژه میزان اسیدیته و اکسیژن آب‌اند (Mcghee et al. 2013; Zhang et al. 2015; Rampino and Shen 2021). بنابراین انقراض انتهای گوادالوپین، گونه‌های کم‌عمق و گرم نکتوتبتیک استوایی همچون مناطق قفقاز و شمال باختر ایران را بسیار بیشتر از عرض‌های جغرافیایی میانی متأثر کرده است (Kani et al. 2018).

تحولات فونای آمونوئیدی در لوپینگین

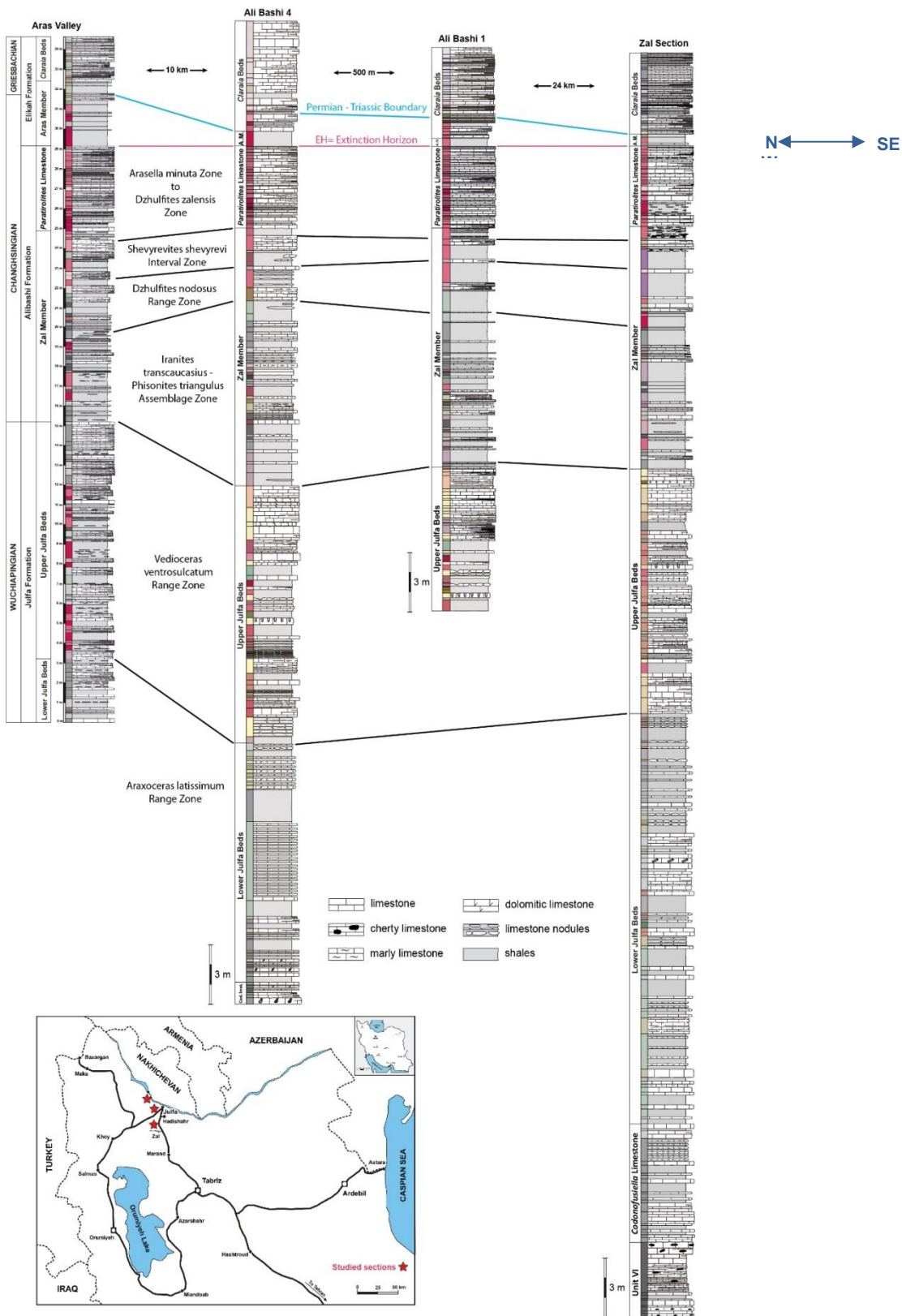
سری لوپینگین با دو انقراض زیستی بزرگ انتهای کاپیتانین و پایان چانگزینگین احاطه شده است (Wignall and Hallam 2009; Isozaki et al. 2007; Wignall et al. 1992). انقراض انبوه پیش از لوپینگین (انتهای گوادالوپین) تحت تأثیر فوران عظیم بازالتی در ناحیه Emishan چین دانسته شده است. بنابر نوشته Sepkoski and Koch (1996)، انقراض انتهای گوادالوپین موجب مرگ ۴۷ درصد جنس‌های دریایی شده و از نوع انقراض‌های با درجه سمیت ۳ بوده است (Shen and Shi 1996; Wang and Sugiyama 2000; Lai et al. 2008; Kani et al. 2021; Rampino and Shen 2018). از طرفی میزان بسیار پایین اکسیژن در این اقیانوس‌های گرم، به تشکیل ستون‌های کم‌اکسیژنی منجر شده و از این طریق شرایط محیطی نامناسبی



شکل ۳- تصاویر منتخبی از آمونوئیدهای شناسایی‌شده بایوزون‌ساز در این پژوهش

Fig 3- Selected images of some zonal marker aminoides, identified in this study

A- *Araxoceras latissimum* Ruzhencev 1959, #J2018-007, ventral view, Aras Valley section (Scale bar 10 mm); B- *Araxoceras insolens* Korn and Ghaderi 2019, #MB.C.29133, ventral-lateral view, Aras Valley section (Scale bar 5 mm); C- *Vedioceras fusiforme* Korn and Ghaderi 2019, #A28, Aras Valley section (Scale bar 5 mm); D- *Araxoceras latum* Ruzhencev 1959, #J2018-008, D1: ventral view; D2: lateral view (Scale bar 10 mm); E- *Phisonites triangulus* Shevyrev 1965, #MB.C.22704, lateral view, Aras Valley section (Scale bar 5 mm); F- *Iranites transcaucasius* (Shevyrev 1965), F1: #MB.C.29148, lateral view, Aras Valley section, F2: #MB.C.29149, lateral view, Ali-Bashi 4 section, F3: #MB.C.29149, ventral view, Ali-Bashi 4 section, F4: #MB.C.29147, lateral view, Ali-Bashi 4 section, (Scale bar 5 mm); G- *Dzhulfites nodosus* Shevyrev 1965, G1: #MB.C.29181, ventral view, Ali-Bashi 4 section, G2: #MB.C.29181, lateral view, Ali-Bashi 4 section, G3: #MB.C.29183, lateral view, Aras Valley section (Scale bar 5 mm); H- *Shevyrevites shevyrevi* Teichert and Kummel in Teichert et al. 1973, #MB.C.29153, lateral view, Aras Valley section (Scale bar 5 mm).



شکل ۴- ستون چینه‌نگاری برش‌های چهارگانه مطالعه‌شده و موقعیت و تطابق بایوزون‌های آمونوئیدی شناسایی شده.

Fig 4- Stratigraphic log of the four studied sections and the position and correlation of the identified ammonoid zones.

نکتونیک ظاهر شده‌اند و فونای غالب آمونوئیدهای ووچیاپینگین از جمله فرم‌های شناسایی شده در برش‌های موجود در منطقه جلفا را تشکیل داده‌اند. تغییرات تاکسونومیک از فونای نکتوبتیک به فونای پلاژیک در مجموعه آمونوئیدی این بازه زمانی، بازتاب‌دهنده تغییرات بوم‌شناختی همچون تغییرات دیرینه جغرافیایی و آب و هوایی دیرینه است (Leonova 2005, 2009). در واقع به دلیل کم‌اکسیژنی و گرمایش آب‌ها، مخصوصاً آب‌های نواحی گرم و کم‌عمق استوایی مانند منطقه مطالعه‌شده در شمال باختر ایران، شرایط برای موجوداتی از جمله آمونوئیدهای گنیاتیتی و به‌طور کلی آمونوئیدهای پالئوزویکی با فشردگی جانبی کم، بسیار سخت شده است و در نتیجه این گروه عمدتاً نکتوبتیک، بیشترین آسیب را دیده و از بین رفته‌اند؛ در حالی که آمونوئیدهای با فشردگی جانبی زیاد همانند سراتیتیداها و استثنائاً جنس‌های *Pseudogastrioceras* و *Timorites* از گنیاتیتیدا، به دلیل داشتن توانایی زندگی در اعماق ستون آب، به نواحی عمیق‌تر مهاجرت کرده و زنده مانده‌اند (Zhao et al. 2002; Leonova 1978). همچنین افزایش پیچیدگی در خط درز نیز به عنوان فرآیندی در انتقال مایع هیدروستاتیک عمل کرده و به سازگاری بیشتر جانور در شرایط محیطی منجر شده است (Barskov 1999). بنابراین می‌توان چنین استنباط کرد که آمونوئیدهای با فشردگی جانبی زیاد و خط درز پیچیده‌تر همانند سراتیتیداها و برخی از گنیاتیتیداها (شکل‌های با فشردگی جانبی زیاد مانند *Pseudogastrioceras*) برای ادامه حیات خود در محیط‌های سمی و کم‌اکسیژن و نیز پس‌روی‌های دریایی، وابسته به نوسانات محیطی و جریان‌ات آبی نبوده و توانسته‌اند برای زندگی در این شرایط سازگار شوند.

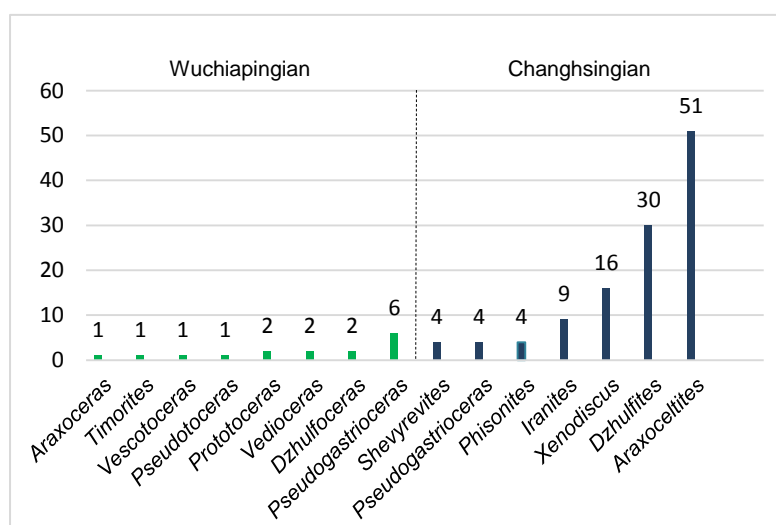
تمامی آمونوئیدهای لوپینگین یافت‌شده در منطقه جلفا، به جز جنس‌های *Pseudogastrioceras* و *Timorites* که از گنیاتیتیدها، از انواع سراتیتیدی‌اند. با این توضیح و با توجه به نمودار پراکنندگی جنس‌های آمونوئیدی در برش‌های مطالعه‌شده در این پژوهش که در شکل ۵ ارائه شده است، بحران ابتدای لوپینگین به‌صورت انتخابی و براساس

این انقراض در مجموعه آمونوئیدی لوپینگین نیز تأثیر بسزایی داشته و به جایگزینی مجموعه آمونوئیدهای مزوزویکی (با غلبه سراتیتیداها) به جای انواع پالئوزویکی (گنیاتیتیدا) منجر شده است (Leonova 2011). در تمام برش‌های بررسی‌شده در منطقه جلفا، مجموعه آمونوئیدهای لوپینگین به جز *Pseudogastrioceras* و جنس تازه یافت شده *Timorites* که از گنیاتیتیدا، از انواع سراتیتیدا، دلیل اصلی این تغییر و تحول، نامساعد شدن محیط ناشی از گرم‌شدگی و اسیدی شدن آب‌های سطحی دریاها و همچنین ایالتی‌شدن و کاهش سکونتگاه‌های دریایی ناشی از پس‌روی‌ها و کم‌اکسیژنی گسترده در حوالی مرز گوادالوپین - لوپینگین است که موجب تغییر و کاهش تنوع آمونوئیدها در مقیاس جهانی در این بازه زمانی شده است (Clapham 2015; Rampino and Shen 2021). با وجود این، سراتیتیدا کمتر تحت تأثیر این رخداد قرار گرفته‌اند و به همین دلیل بیش از ۹۰٪ تنوع گونه‌ای آمونوئیدی لوپینگین را تشکیل می‌دهند (Zhao et al. 1978; Leonova 2002; Villier and Korn 2004).

علت برتری و مقاومت بیشتر سراتیتیدا نسبت به گنیاتیتیدا در مقابل رویداد انقراضی انتهای گوادالوپین را باید در ساختمان بدنی ویژه آنها جست‌وجو کرد. سراتیتیدا اولین بار در مرز سیشورالین - گوادالوپین ظاهر شده است؛ اما حداکثر تنوع آنها به تریاس مربوط است. سراتیتیداها آمونوئیدهای با دوره‌های پیچشی نسبتاً باریک، نرخ گسترش کم دور پیچشی و فشردگی جانبی زیادند که به دلیل داشتن این ویژگی‌های ریختاری، توانایی زندگی به شکل نکتوبتیک، بنتوپلاژیک و پلانکتونیک را داشته و قادر بوده‌اند در اعماق مختلف ستون آب زندگی کنند (Leonova 2005). شکل‌های نکتوبتیک آنها برای اولین بار در کاپیتانین و فرم‌های بنتوپلاژیک آنها اولین بار در ووچیاپینگین ظاهر شده است (Barskov et al. 2008; Leonova 2011). سراتیتیدای لوپینگین در قالب دو خانواده به نام‌های *Araxoceratidae* در ووچیاپینگین و *Xenodiscidae* در چانگزینگین ظاهر شده‌اند. خانواده *Araxoceratidae* به‌عنوان سراتیتیدای با صدف‌های کاملاً دیسکی شکل با شکم مسطح، شانه‌های نافی برجسته و گسترده با روش زندگی

جنس‌های ویژه *Pseudogastriceras* و *Timorites*، بیشترین حفظ‌شدگی را دارند (شکل ۵). در واقع این تاکسا توانسته‌اند در آب‌های کم‌اکسیژن و گرم اقیانوس‌ها زندگی کنند و با حفظ این روند، حتی از انقراض بزرگ انتهای پرمین نیز جان سالم به در برند و به تریاس راه یابند.

ریخت‌شناسی متفاوت ناشی از تغییرات تدریجی محیطی - فرگشتی عمل کرده و به از بین رفتن جنس‌ها و گونه‌های پالئوزوئیک ناسازگار با این تغییرات منجر شده است (Jablonski 1986; Erwin et al. 2002). در مجموعه آمونوئیدی منطقه جلفا، تاکسای نکتوبتیک و بتوپلاژیک با فشردگی جانبی کمتر، به دلایل ذکر شده فوق، آسیب بیشتری از انقراض انتهای گوادالوپین دیده‌اند و در حداقل میزان‌اند و در مقابل شکل‌های با فشردگی جانبی زیاد همانند سرآتیتیدا و



شکل ۵- فراوانی تاکسای آمونوئیدی دو اشکوب ووچیاپینگین و چانگزینگین برحسب مجموع تعداد رخداد آنها در برش‌های مطالعه‌شده.

Fig 5- Abundance of Wuchiapingian and Changhsingian ammonoid taxa according to the total number of their occurrence in the studied sections

Araxoceratidae: *Araxoceras*, *Vescotoceras*, *Pseudotoceras*, *Vedioceras*, *Dzhulfoceras*; Xenodiscidae: *Shevyrevites*, *Phisonites*, *Iranites*, *Xenodiscus*, *Dzhulfites*, *Araxocelites*; Paragastrioceratidae: *Pseudogastriceras*; Cyclolobidea: *Timorites*

ماهی‌ها و کنودونت‌ها در لایه‌های جلفای بالایی و سازند علی‌باشی حاکی از افزایش عمق حوضه رسوبی در طول زمان لوپینگین است. براساس ۱۴ جنس و ۲۲ گونه آمونوئیدی به‌دست‌آمده از این طبقات در چهار برش چینه‌شناسی دره ارس، علی‌باشی ۱، علی‌باشی ۴ و زال، پنج بایوزون مختلف شامل بایوزون *Araxocers latissimum* در لایه‌های جلفای

نتیجه

مطالعه لایه‌های جلفا و عضو زال از سازند علی‌باشی، از دیدگاه زیست چینه‌نگاری آمونوئیدی مؤید سن ووچیاپینگین - چانگزینگین پیشین از سری لوپینگین است. حضور فون غالب کفزی نظیر بازوپایان، مرجان‌ها و کرینوئیدها در لایه‌های جلفای بالایی و فون غالب پلاژیک نظیر آمونوئیدها،

- Bando Y. 1979. Upper Permian and Lower Triassic ammonoids from Abadeh, Central Iran. *Memoirs of the Faculty of Education, Kagawa University*, 29: 103-128.
- Barskov I.S. 1999. Why Ammonoids Have Complex Patterns of Septa and Sutures?. In: *Iskopaemye tsefalopody: noveishie dostizheniya v ikh izuchenii* (Fossil Cephalopods: Recent Advances in Research). *Paleontologicheskogo Instituta Akademiyi Nauk SSSR*, 53-61.
- Barskov I.S. Boiko M.S. Konovalova V.A. Leonova T.B. and Nikolaeva S.V. 2008. Cephalopods in the Marine Ecosystems of the Paleozoic. *Paleontological Journal*, 42 (11): 1167-1284.
- Bond D.P.G. Wignall P.B. Joachimski M.M. Sun Y. Savov I. Grasby S.E. Beauchamp B. and Blomeier D.P.G. 2015. An abrupt extinction in the Middle Permian (Capitanian) of the Boreal Realm (Spitsbergen) and its link to anoxia and acidification. *Geological Society of America Bulletin*, 127 (9-10): 1411-1421.
- Clapham M.E. and Payne J.L. 2011. Acidification, anoxia, and extinction: A multiple logistic regression analysis of selectivity during the Middle and Late Permian. *Geology*, 39: 1059-1062.
- Clapham M.E. 2015. Ecological consequences of the Guadalupian extinction and its role in the brachiopod-mollusk transition. *Paleobiology*, 41: 266-279.
- Erwin D.H. Bowring S.A. and Yugan J. 2002. End-Permian extinction: A review. *Special paper of Geological Society of America*, 356: 363-383.
- Frech F. and Arthaber G.V. 1900. Ueber das Palaeozoicum in Hocharmenien und Persien, mit einem Anhang über die Kreide von Sirab in Persien. *Beitraege zur Palaeontologie Oesterreich-Ungarns*, 12: 161-308.
- 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. Leda L. Schobben M. Korn D. and Ashouri A.R. 2014a. High-resolution stratigraphy of the Changhsingian (Late Permian) successions of NW Iran and the Transcaucasus based on lithological features, conodonts and ammonoids. *Fossil Record*, 17: 41-57.
- Ghaderi A. Garbelli C. Angiolini L. Ashouri A.R. Korn D. Rettori R. and Mahmudy Gharai M.H. 2014b. 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.

پایینی و بایوزون *Vedioceras ventrosulcatum* در لایه‌های جلفای بالایی به سن ووچیاپینگین و نیز بایوزون‌های *Iranites Dzhulfites transcaucasius- Phisonites triangulus nodosus* و *Shevyrevites shevyrevi* در عضو زال به سن چانگزینگین شناسایی شدند که همخوانی خوبی با سن‌های ارائه‌شده بر مبنای کنودونت‌ها نشان می‌دهند. غلبه سراتیتیدها در مجموعه آمونوئیدی مطالعه‌شده در منطقه جلفا، نشان‌دهنده اثر محیط زندگی بر مسئله انقراض انتهای گوادالوپین است؛ به طوری که تاکسای نکتوبتیک و بنتوپلاژیک با فشردگی جانبی کمتر، که در مناطق کم عمق تر استوایی می‌زیسته‌اند، آسیب بیشتری دیده‌اند و در مقابل شکل‌های با فشردگی جانبی زیاد بیشترین حفظ‌شدگی را دارند. این امر که مؤید اثر انتخابی انقراض بر فونای یاد شده است، نشان می‌دهد با نامساعد شدن محیط سراتیتیدها، به دلیل برخورداری از توان زندگی در اعماق ستون آب، به نواحی عمیق تر مهاجرت کرده و زنده مانده‌اند و حتی توانسته‌اند از انقراض بزرگ انتهای پرمین نیز جان سالم به در برند.

سپاس‌گزاری

این مقاله مستخرج از طرح پژوهشی شماره 3/45510 دانشگاه فردوسی مشهد است. نگارندگان به این وسیله از زحمات ارزشمند معاونت محترم پژوهشی دانشگاه فردوسی مشهد برای حمایت‌های همه‌جانبه از این پژوهش و نیز همکاری ارزنده موزه تاریخ طبیعی برلین آلمان سپاس‌گزاری می‌کنند. همچنین از داوران بزرگواری که با نظرهای ارزشمند خود بر غنای محتوای این مقاله افزودند صمیمانه قدردانی می‌کنند.

References

- Abich H. 1878. *Geologische Forschungen in den kaukasischen Ländern: Theil I. Eine Bergkalkfauna aus der Araxesenge bei Djoulfa in Armenien*. Holder, Wien. 126.
- Arakelyan R.A. Grunt T.A. and Shevyrev A.A. 1965. *Kratkiy stratigraficheskiy ocherk. Trudy Paleontologicheskogo Instituta Akademiyi Nauk SSSR*, 108: 20-25.

- Kent D.V. and Muttoni G. 2020. Pangea B and the Late Paleozoic Ice Age. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 553 (1): 109753.
- Kiessling W. and Simpson C. 2011. On the potential for ocean acidification to be a general cause of ancient reef crises. *Global Change Biology*, 17: 56–67.
- Kiessling W. Schobben M. Ghaderi A. Hairapetian V. Leda L. and Korn D. 2018. Pre–mass extinction decline of latest Permian ammonoids. *Geology*, 46 (3): 283-286.
- Korn D. and Ghaderi A. 2019. The Late Permian araxoceratid ammonoids: a case of repetitive temporal and spatial unfolding of homoplastic conch characters. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie – Abhandlungen*, 292 (3): 339-350.
- Korn D. 2003. Typrostrophism in Palaeozoic ammonoids. *Paläontologische Zeitschrift*, 77 (2): 445–470.
- Korn D. 2010. A key for the description of Palaeozoic ammonoids. *Fossil Record*, 13 (1): 5–12.
- Korn D. Ghaderi A. and Ghanizadeh Tabrizi N. 2019. Early Changhsingian (Late Permian) ammonoids from NW Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie – Abhandlungen*, 293 (1): 37-56.
- Korn D. Ghaderi A. Leda L. Schobben M. and Ashouri A.R. 2016. The ammonoids from the Late Permian Paratirorites Limestone of Julfa (East Azerbaijan, Iran). *Journal of Systematic Palaeontology*, 14 (10): 841-890.
- Korte C. and Kozur H.W. 2005. Carbon isotope stratigraphy across the Permian/Triassic boundary at Jolfa (NW-Iran), Peitlerkofel (Sasde Putia, Sass de Putia), Pufels (Bula, Bulla), Tesero (all three Southern Alps, Italy) and Gerennavar (Bukk Mts., Hungary). *Journal of Alpine Geology*, 47: 119–135.
- Korte C. Kozur H.W. and Partoazar H. 2004. Negative carbon isotope excursion at the Permian/Triassic boundary section at Zal, NW Iran. *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, Reihe B, Beiheft*, 18: 69-71.
- Kotlyar G.V. Kozur H. and Zakharov Y.D. 1983. The transcaucasian sections Dorasham 2 (Azerbaijan) and Sovetashen (Armenia), two candidates for P/T boundary reference sections. *Albertiana*, 12: 36-38.
- Kozur H. Leven E.Y. Lozovskiy V.R. and Pyatakova M.V. 1980. Subdivision of Permian-Triassic Boundary beds in Transcaucasia on the basis of conodonts. *International Geology Review*, 22 (3): 361–368.
- Kozur H.W. 2004. Pelagic uppermost Permian and the Permian–Triassic boundary conodonts of Iran. Part 1: taxonomy. *Hallesches Jahrbuch Für Ghanizadeh Tabrizi N. Ghaderi A. Ashouri A.R. and Korn D. 2021. A new record of the Permian ammonoid family Cyclolobidae from Julfa (NW Iran). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 302 (2): 221–230.*
- Gliwa J. Ghaderi A. Leda L. Schobben M. Tomás S. Foster W.J. Forel M.B. Ghanizadeh Tabrizi N. Grasby S.E. Struck U. Ashouri A.R. and Korn D. 2020. Aras Valley (northwest Iran): high-resolution stratigraphy of a continuous central Tethyan Permian-Triassic boundary section. *Fossil Record*, 23: 33–69.
- Henderson C.M. Shen S.Z. Gradstein F.M. and Agterberg F.P. 2020. The Permian Period. In: Gradstein F.M. Ogg J. Schmitz M.D. and Ogg G. (Eds.), 2020, *Geologic Time Scale 2020*. Elsevier, 1357.
- Horacek M. Richo S. Brandner R. Krystyn L. and Spotl C. 2007. Evidence for recurrent changes in Lower Triassic oceanic circulation of the Tethys: the $d^{13}C$ record from marine sections in Iran. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 252: 355–369.
- Isozaki Y. Aljinovic D. and Kawahata H. 2011. The Guadalupian (Permian) Kamura event in European Tethys. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 308: 12–21.
- Isozaki Y. Kawahata H. and Ota A. 2007. A unique carbon isotope record across the Guadalupian–Lopingian (Middle-Upper Permian) boundary in mid-oceanic paleo-atoll carbonates: the high productivity “Kamura event” and its collapse in Panthalassa. *Global Planetary Change*, 55: 21–38.
- Jablonski D. 1986. Causes and consequences of mass extinctions: A comparative approach. In: Elliot D.K. (Ed.), *Dynamics of Extinction*. Wiley, New York, 183–229.
- Jarochowska E. Tonarová P. Munnecke A. Ferrová L. Sklenář J. and Vodrážková S. 2013. An acid free method of microfossil extraction from clay-rich lithologies using the surfactant Rewoquat. *Palaeontologia Electronica*, 16 (3-7T): 1-16.
- Kakuwa Y. and Matsumoto R. 2006. Cerium negative anomaly just before the Permian and Triassic boundary event - The upward expansion of anoxia in the water column. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 229 (4): 335-344.
- Kani T. Isozaki Y. Hayashi R. Zakharov Y.D. and Popov A. 2018. Middle Permian (Capitanian) seawater $87Sr/86Sr$ minimum coincided with disappearance of tropical biota and reef collapse in NE Japan and Primorye (Far East Russia). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 499: 13–21.

- Miller A. and Furnish W.M. 1940. Permian ammonoids of the Guadalupe Mountain region and adjacent areas. *Geological Society of America Special Paper*, 26: 1-300.
- Rampino M.R. and Shen Sh. 2021. The end-Guadalupian (259.8 Ma) biodiversity crisis: the sixth major mass extinction. *Historical Biology*, 33 (5): 716-722
- Rampino M.R. Caldeira K. and Prokoph A. 2019. What causes mass extinctions? Large asteroid/comet impacts, flood-basalt volcanism, and ocean anoxia-Correlations and cycles. *Geological Society of America Special Paper*, 542: 1-32.
- Richoz S. 2006. Stratigraphie et variations isotopiques du carbone dans le Permien supérieur et le Trias inférieur de la Néotéthys (Turquie, Oman et Iran). *Memoirs de Géologie, Lausanne*, 46: 1-251.
- Richoz S. Krystyn L. Baud A. Brandner R. Horacek M. and Mohtat-Aghai P. 2010. Permian-Triassic boundary interval in the Middle East (Iran and N. Oman): Progressive environmental change from detailed carbonate carbon isotope marine curve and sedimentary evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39 (4): 236-253.
- Rieben H. 1934. Contribution à la géologie de l'Azerbeïdjan persan. *Bulletin de la Société neuchâteloise des sciences naturelles*, 59: 19-144.
- Rostovtsev K.O. and Azaryan N.R. 1973. The Permian-Triassic Boundary in Transcaucasia. In: Logan B. and Hills L.V. (Eds.), *The Permian and Triassic systems and their mutual boundary*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 2: 89-99.
- Ruban D.A. Al-Husseini M.I. and Iwasaki Y. 2007. Review of Middle East Paleozoic plate tectonics. *GeoArabia*, 12: 35-56.
- Ruzhencev V.E. and Shevyrev A.A. 1965. Ammonoidei. In: Ruzhencev V.E. and Sarytcheva T.G. (Eds.), *Razvitie i smena morskikh organizmov na Rubezhe Paleozoya i Mezozoya*. Trudy Paleontologicheskogo Instituta Akademiya Nauk SSSR, 108: 47-57.
- Ruzhencev V.E. 1952. Biostratigrafiya Sakmarskogo Yarusy v Aktyubinskoy Oblasti Kazakhskoy SSR. Trudy Paleontologicheskogo Instituta Akademiya Nauk SSSR, 52: 1-87.
- Ruzhencev V.E. Sarytcheva T.G. and Shevyrev A.A. 1965. Biostratigraficheskie vyvody. In: Ruzhencev V.E. and Sarytcheva T.G. (Eds.), *Razvitie i smena morskikh organizmov na Rubezhe Paleozoya i Mezozoya*. Trudy Paleontologicheskogo Instituta Akademiya Nauk SSSR, 108: 93-116.
- Schobben M. Joachimski M. Korn D. Leda L. and Korte C. 2014. Palaeotethys seawater temperature rise and an intensified hydrological cycle *Geowissenschaften, Reihe B: Geologie Palaontologie Mineralogie*, 18: 39-68.
- Kozur H.W. 2005. Pelagic uppermost Permian and the Permian-Triassic boundary conodonts of Iran, Part II: Investigated sections and evaluation of the conodont faunas. *Hallesches Jahrbuch Fur Geowissenschaften, Reihe B: Geologie, Palaontologie, Mineralogie*, 19: 49-86.
- Kozur H.W. 2007. Biostratigraphy and event stratigraphy in Iran around the Permian-Triassic boundary (PTB); implications for the causes of the PTB biotic crisis; Environmental and biotic changes during the Paleozoic-Mesozoic transition. *Global and Planetary Change*, 55: 155-176.
- Krüger F.J. 1994. Präparieren mit Rewoquat: eine Methode für Kalkmergel Fossilien. *Arbeitskreis Paläontologie, Hannover*, 22: 45-47.
- Kummel B. 1972. The Lower Triassic (Scythian) ammonoid *Otoceras*. *Bulletin of the Museum of Comparative Zoology, Harvard University*, 143: 365-417.
- Lai X. Wang W. Wignall P.B. Bond D.P.G. Jiang H. Ali J.R. John E.H. and Sun Y. 2008. Palaeoenvironmental change during the end-Guadalupian (Permian) mass extinction in Sichuan, China. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 269: 78-93.
- 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.
- Leonova T.B. 2002. Permian ammonoids: Classification and phylogeny. *Paleontological Journal*, 36 (1): S1-S114.
- Leonova T.B. 2005. Morphological evolution of Permian ammonoids. *Paleontological Journal*, 39: 573-586.
- Leonova T.B. 2009. Ammonoid Evolution in Marine Ecosystems Prior to the Permian-Triassic Crisis. *Paleontological Journal*, 43: 858-865.
- Leonova T.B. 2011. Permian ammonoids: biostratigraphic, biogeographical and ecological analysis. *Paleontological Journal*, 45: 1206-1312.
- Leonova T.B. 2018. Permian ammonoid biostratigraphy. In: Lucas, S.G. and Shen, S.Z. (eds.), *The Permian Timescale*. Geological Society of London, Special Publications, 450 (1): 1-19.
- Lierl H.J. 1992. Tenside - ihre Verwendung für die Präparation geologisch-paläontologischer Objekte. *Der Präparator*, 38: 11-17.
- Mcghee G.R.Jr. Clapham M.E. Sheehan P.M. Bottjer D.J. and Droser M.L. 2013. A new ecological-severity ranking of major Phanerozoic biodiversity crises. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 370: 260-270.

- Imperatorskago St.-Peterburgskago Mineralogiceskago Obscestva Serie 2, 47: 61-136.
- Teichert C. Kummel B. and Sweet W.C. 1973. Permian-Triassic strata, Kuh-e-Ali Bashi, northwestern Iran. *Bulletin of the Museum of Comparative Zoology*, 145: 359-472.
- Villier L. and Korn D. 2004. Morphological disparity of ammonoids and the mark of Permian mass extinctions. *Science*, 306: 264-266.
- Wang X.D. and Sugiyama T. 2000. Diversity and extinction patterns of Permian coral faunas of China. *Lethaia*, 33: 285-294.
- Wignall P.B. and Hallam A. 1992. Anoxia as a cause of the Permian/Triassic mass extinction. Facies evidence from northern Italy and the western United States. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 93: 21-46.
- Wignall P.B. Sun Y. Bond D.P.G. Izon G. Newton R.J. Védrine S. Widdowson M. Ali J.R. Lai X. Jiang H. Cope H. and Bottrell S.H. 2009. Volcanism, Mass Extinction, and Carbon Isotope Fluctuations in the Middle Permian of China. *Science*, 324: 1179-1182.
- Zakharov Y.D. 1992. The Permo-Triassic boundary in the southern and eastern USSR and its intercontinental correlation. In: Sweet W.C. Yang Z. Dickins J.M. and Yin H. (Eds.), *Permo-Triassic events in the eastern Tethys: Stratigraphy, classification and relations with the western Tethys*. World and Regional Geology, Cambridge University Press, 2: 46-55.
- Zhang G. Zhang X. Li D. Farquhar J. Shen S.Z. Chen X. and Shen Y. 2015. Widespread shoaling of sulfidic waters linked to the end-Guadalupian (Permian) mass extinction. *Geology*, 43 (12): 1091-1094.
- Zhao J.K. Liang X. and Zheng Zh. 1978. Late Permian cephalopods from South China. *Palaeontologia Sinica*, 154: 1-163.
- following the end-Permian mass extinction. *Gondwana Research*, 26: 675-683.
- Schobben M. Stebbins A. Ghaderi A. Strauss H. Korn D. and Korte Ch. 2015. Flourishing ocean drives the end-Permian marine mass extinction. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States (PNAS)*, 112 (33): 1-6.
- Schobben M. Ullmann C.V. Leda L. Korn D. Struck U. Reimold W.U. Ghaderi A. Algeo T.J. and Korte Ch. 2016. Discerning primary versus diagenetic signals in carbonate carbon and oxygen isotope records: An example from the Permian-Triassic boundary of Iran. *Chemical Geology*, 422: 94-107.
- Schobben M. Van de Velde S. Gliwa L. Leda L. Korn D. Struck U. Ullmann C.V. Hairapetian V. Ghaderi A. Korte Ch. Newton R.J. Poulton S.W. and Wignall P.B. 2017. Latest Permian carbonate carbon isotope variability traces heterogeneous organic carbon accumulation and authigenic carbonate formation. *Climate of the Past*, 11: 1635-1659.
- Sepkoski J.J.Jr. and Koch C.F. 1996. Evaluating paleontologic data relating to bio-events. In: Walliser H. (Ed.), *Global Events and Event Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 21-34.
- Shen S.Z. and Shi G.R. 1996. Diversity and extinction patterns of Permian brachiopods of South China. *Historical Biology*, 12: 93-118.
- Shen S.Z. and Mei S.L. 2010. Lopingian (Late Permian) high resolution conodont biostratigraphy in Iran with comparison to South China zonation. *Geological Journal*, 45: 135-161.
- 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 isochrones. *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.
- Stoyanow A.A. 1910. On the character of the boundary of Palaeozoic and Mesozoic near Djulfa. *Zapiski*